

УДК 551.242.51

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СУПЕРКОНТИНЕНТ: ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АККРЕЦИОННЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ОРОГЕНОВ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНЫХ КРАТОНОВ)

© 2007 г. М. В. Миц

Геологический институт РАН, 1191017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 21.03.2006 г.

Рассмотрена палеопротерозойская эволюция Северо-Американского, Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. Палеопротерозойские ювенильные ассоциации сосредоточены преимущественно в пределах мобильных поясов двух типов: 1) вулканогенно-осадочных и вулканоплутонических, образованных породами низкой степени метаморфизма (от зеленосланцевой до низкотемпературной амфиболитовой фации); 2) гранулитогнейсовых, в строении которых преобладают породы высокой степени метаморфизма (от высокотемпературной амфиболитовой до "сверхвысокотемпературной" гранулитовой фации). Пояса первого типа представляют собой палеосутуры, в строении которых преобладают горнопородные ассоциации океанического и островодужного типов, сформированные в процессе эволюции относительно короткоживущих океанов красноморского типа (эти пояса участвуют в строении внутриконтинентальных коллизионных орогенов), а также системы террейнов океанического, островодужного и задугового типов, амальгамированные к континентальным окраинам (периферические аккреционные орогены). Формирование поясов второго типа было связано с активностью плюмов, проявившейся в интенсивном разогреве континентальной коры; внутриплитном магматизме; образовании рифтогенных депрессий, заполнявшихся осадками, ювенильными лавами и отложениями пирокластических потоков; метаморфизме ниже- и среднекорых ассоциаций в условиях гранулитовой – высокотемпературной амфиболитовой фаций, распространявшемся также и на выполнение рифтогенных депрессий. Эволюция поясов обоих типов завершилась процессами надвигообразования в обстановке коллизии. В истории палеопротерозоя выделяется пять периодов: 2.51–2.44 млрд. лет – возникновение и развитие Суперплюма в мантийной области, подстилающей неоархейский суперконтинент, завершившееся отделением и перемещением Фенноскандинавского фрагмента суперконтинента; 2.44–2.0 (2.11) млрд. лет – период относительно "спокойной" внутриплитной эволюции, осложненной локально проявленными тектоническими процессами плюм- и тектоноплитного типов; 2.0–1.95 млрд. лет – возникновение нового Суперплюма в субконтинентальной мантии; 1.95–1.75 (1.71) млрд. лет – сложное сочетание интенсивных глобально проявленных процессов плюмового и тектоноплитного типов, результатом которых стали частичный разрыв суперконтинента, его последующее возрождение, сопровождавшееся возникновением коллизионных орогенов во внутренних областях обновленного (палеопротерозойского) суперконтинента, и возникновение аккреционных орогенов вдоль части его окраин; <1.75 млрд. лет – пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия активно обсуждаются проблемы, касающиеся особенностей раннедокембрийской геологической эволюции нашей планеты, модели процессов формирования континентальной коры, зарождения и эволюции континентов и, в частности, суперконтинентов в раннем докембрии. В этом обсуждении палеопротерозойскому этапу нередко отводится роль некоей промежуточной стадии, своеобразного мостика между "до-тектоноплитной" эволюцией в архее и тектоникой плит современного типа. Обсуждается также последовательность возникновения и распада суперконтинентов в геологической истории Земли, при этом начало палеопротерозойской эволюции связывается с рифтингом наиболее раннего в истории Земли крупного континен-

та (собственно суперконтинента – Пангеи-0 [39]). Ранее автор уже обращался к исследованию специфики палеопротерозойской эволюции на примере, преимущественно, Фенноскандинавского щита и отчасти Северо-Американского кратона [33, 106]. Более полное обоснование модели палеопротерозойской эволюции древнейшего суперконтинента, опирающееся на обзор "ключевых", по оценке автора, геохронологических, петрологических, геохимических и литологических данных по Восточно-Европейскому, Северо-Американскому и Сибирскому кратонам, приведено в публикации [109]. Эта публикация, к сожалению, оказалась практически недоступной для российских специалистов. Она положена в основу предлагаемой статьи, дополненной новыми данными и иллюстрациями.

Возможности палеогеографических реконструкций для раннего докембрия существенно затруднены ограниченностью палеомагнитных исследований и, соответственно, значительными пробелами в базе палеомагнитных данных [59]. Тем не менее, установлено, что траектории кажущегося перемещения палеомагнитного полюса в течение преобладающей части протерозойского эона для главных щитов практически совпадают, что свидетельствует в пользу существования крупного суперконтинента в интервале времени от ~2.9 до 1.1 млрд. лет [116]. Обсуждаемые в настоящее время реконструкции раннедокембрийских суперконтинентов преимущественно базируются на корреляции геологических структур и событий, установленных на современных фрагментах бывших континентов. Следствием существующих различий в понимании природы раннедокембрийских геологических структур стала разработка ряда принципиально различных моделей возникновения и эволюции суперконтинентов в протерозое [например, 66, 75, 122].

В конце архея, 2.7 млрд. лет назад, палеопротерозойской эволюции предшествовал ряд сближенных по времени проявлений магматической активности окраинно-континентального типа, чему соответствует эффектный пик частоты встречаемости возрастных оценок [3, 66]. Эту особенность можно интерпретировать как свидетельство столкновения значительных континентальных масс и возникновения первого в истории Земли суперконтинента или небольшого числа относительно крупных композитных континентов [66]. Особенности последовавшей палеопротерозойской эволюции (начиная с ~2.5 млрд. лет) рассматриваются как свидетельство, по крайней мере, частичного разрыва архейского суперконтинента [39, 67, 75]. Восстановлению целостности суперконтинента предшествовал массивный прирост ювенильной коры, начавшийся около 2.0–1.9 млрд. лет и завершившийся быстрой аккрецией островодужных систем и формированием аккреционных орогенов вдоль окраин реорганизованного суперконтинента 1.88–1.84 млрд. лет назад.

Палеопротерозойские ювенильные горнопородные ассоциации преимущественно участвуют в строении тектонических структур двух типов. Первый – вулканогенно-осадочные и вулканоплутонические пояса, образованные породами низкой степени метаморфизма, преимущественно от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, второй – гранулитогнейсовые пояса, образованные породами гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации. Пояса первого типа обычно интерпретируются в качестве суров коллизионных орогенов или континентальных рифтов, завершивших эволюцию в обстановке общего сжатия. Кроме того, вулканоплутонические ассоциации, размещенные вдоль

окраин древнего континента, рассматриваются в качестве аккреционных орогенов [например, 89, 153]. Напротив, в интерпретации природы, тектонической и геодинамической роли поясов второго типа, гранулитогнейсовых (далее для краткости – гранулитовых), сохраняются определенные трудности. Данные структурного порядка свидетельствуют, что формирование большинства крупных палеопротерозойских гранулитовых комплексов так или иначе связано с коллизионными событиями. С другой стороны, геохимические особенности интрузивных тел чарнокитов и эндербитов, участвующих в строении этих комплексов, близки особенностям пород известково-щелочной и тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серий. Поэтому им обычно приписывается надсубдукционное (островодужное или окраинно-континентальное) происхождение [например, 92, 148]. Соответственно, гранулитовые пояса многими авторами интерпретируются в качестве палеосутур (коллизионных орогенов) наравне с вулканогенно-осадочными поясами первого типа [например, 30, 67, 69, 89, 123]. Между тем, целый ряд особенностей гранулитовых поясов, которые мы рассмотрим ниже, не согласуется с такой интерпретацией.

Содержанием фактологической части статьи является обзор опорных геохронологических, петрологических, геохимических и литологических данных в истории эволюции литосферы Восточно-Европейского, Северо-Американского и Сибирского кратонов. Приведенные в тексте возрастные характеристики, как правило, базируются на данных U-Pb геохронологии, использование Sm-Nd данных специально оговорено; соответствующие ссылки на источники информации приведены в тексте. Периодизация главных событий и наименования выделенных этапов эволюции литосферы приняты по [109].

Главными целями статьи являются выявление признаков существования и развитие модели геологической эволюции палеопротерозойского суперконтинента, выявление периодизации и специфики палеопротерозойской эволюции, исследование отличий и сходства палеопротерозойской эволюции от предшествовавшей архейской и последующих этапов геологической истории. Мы обратимся к обоснованию модели взаимодействия тектонических процессов плюмового и тектоно-плитного типов в истории палеопротерозойского корообразования. Переоценка существующих моделей происхождения гранулитовых поясов, структурных и эволюционных соотношений гранулитовых и вулканогенно-осадочных поясов, опирающаяся на приведенные в обзоре данные, также является одной из целей предлагаемой статьи.

Проявления магматической и термальной активности в начале палеопротерозоя в значительной степени сконцентрированы в пределах древнего континента, получившего название Лаврентия (который, согласно [64], в этот период охватывал Северо-Американский и Фенноскандинавский кратоны). Учитывая, что большинство исследователей используют этот термин применительно только к Северо-Американскому кратону, мы воспользуемся названием "Лавроскандия", как рекомендует В.Е. Хаин.

В тектонической структуре современной литосферы Фенноскандия (Фенноскандинавский коровый сегмент, по [55]) размещена в северо-западной части Восточно-Европейского кратона, который включает также Волго-Уральский и Сарматский сегменты (см. рис. 6). Сарматия существовала в качестве самостоятельного континента, по крайней мере, до 2.05–2.0 млрд. лет, ее объединение с Фенноскандией завершилось около 1.7 млрд. лет назад [55]. В противоположность началу палеопротерозоя, средне- и позднепалеопротерозойские ассоциации широко распространены в пределах практически всех континентов. В этой работе мы ограничимся рассмотрением особенностей строения и эволюции главных палеопротерозойских структур Лавроскандии и Сибирского кратона, которые благодаря относительно слабому проявлению постпалеопротерозойской переработки могут быть приняты в качестве типовых объектов. Временные соотношения главных палеопротерозойских ассоциаций в пределах тектонических поясов Лавроскандии и Сибири продемонстрированы на рис. 1.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРНЫХ КОНТИНЕНТОВ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЕ (ОБЗОР ОПОРНЫХ СОБЫТИЙ)

Геологическая эволюция Лавроскандии

Внутренняя область континента (внутриконтинентальные коллизионные орогены).

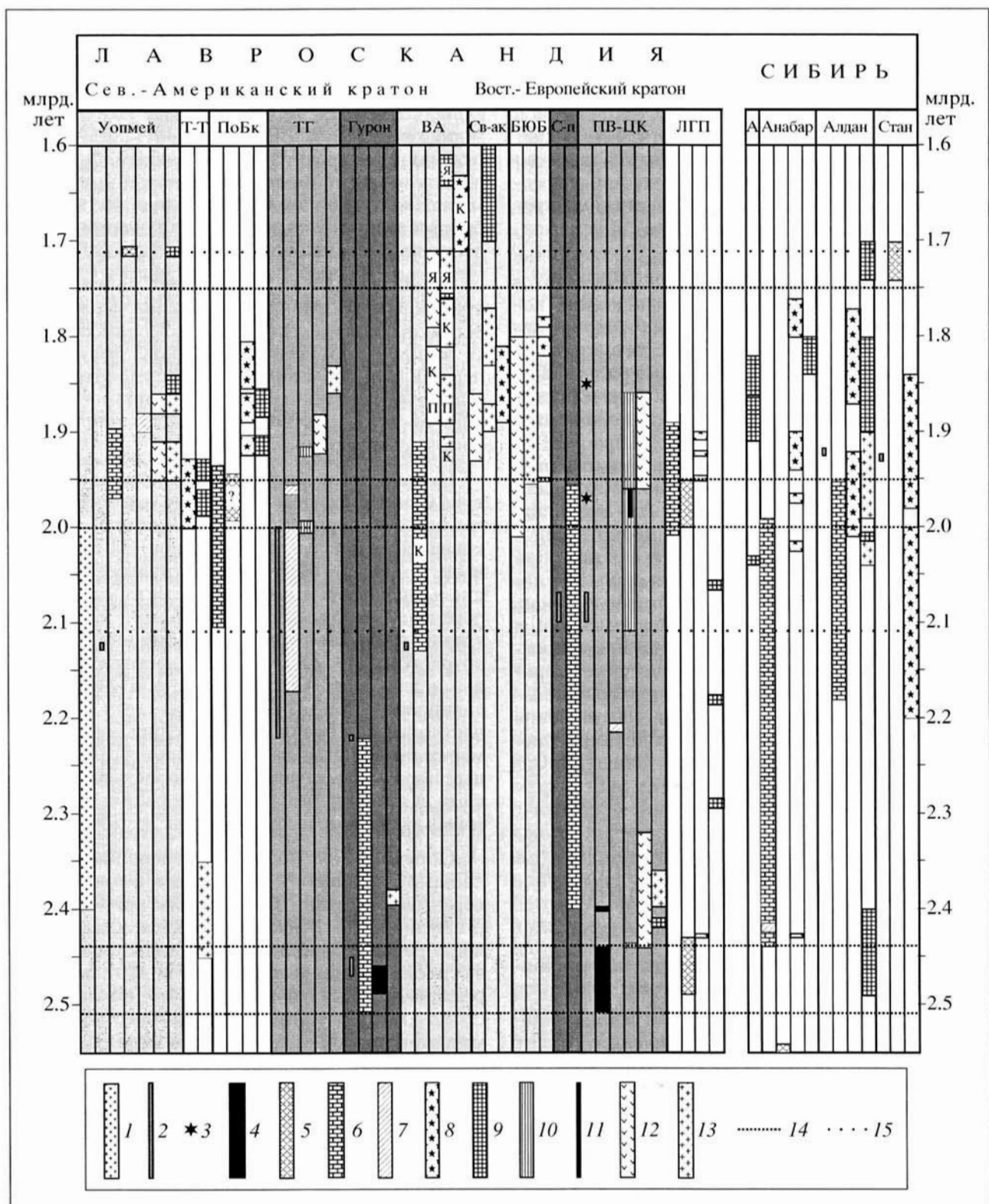
2.51–2.44 млрд. лет: суперплюм и инициальный рифтинг архейского континента. Старт палеопротерозойской эволюции Лавроскандии (рис. 1–3, см. рис. 1, 6) около 2.5 млрд. лет назад отмечен внедрением мантийных магм и формированием в коре мафитовых даек и мафит-ультрамафитовых интрузивов. Оценки возраста расслоенных тел перидотит-габбро-норитового состава, размещенных в верхней коре, 2.51–2.44 и около 2.4 млрд. лет [42, 45, 111]. Практически в то же самое время, 2.49–2.43 млрд. лет, в нижней коре сформировались тела габбро-анортозитов [24, 38, 98, 110]. С их внедрением связан метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций. За формированием Колвицкого массива габбро-анортозитов на Кольском полу-

острове 2.46 млрд. лет назад последовали многочисленные инъекции мафитового расплава в трещины растяжения. Практически все дайки включают ксенолиты рассланцованных и метаморфизованных габбро-анортозитов [48]. Оценки условий метаморфизма, 700–900°C при 10–12 кбар, которые отвечают интервалу глубин 35–43 км, были получены как для габбро-анортозитов и вмещающих мафитовых гранулитов, так и для небольших габбровых и диоритовых тел в незначительном удалении от Колвицкого массива [48, 53, 80].

Начиная с 2.5 и до 2.1 млрд. лет, западная (в современных координатах) окраина Кольско-Карельского континента была постепенно перекрыта толщей терригенных осадков, доломитов и черных сланцев с включениями толеитовых лав (лаппонийская и калевийская группы) – ассоциацией пород, характерной для осложненных рифтогенезом пассивных окраин.

Инициальный рифтогенез в обрамлении кратона Сьюпириор (Канадский щит) отмечен формированием супергруппы Гурон, несогласно перекрывшей архейские образования. Самая нижняя часть разреза, образованная плато-базальтами, кислыми лавами и аркозовыми метаосадками, пересечена габбро-анортозитовыми, мафит-ультрамафитовыми и гранитоидными интрузивами с возрастом 2.49–2.46 млрд. лет, а также мафитовыми дайками, образующими рой Мэттачеван, датированный 2.47–2.45 млрд. лет. Верхнюю часть разреза, включающую ледниковые конгломераты, глинистые сланцы, кварциты и карбонатные породы, увенчанную косослоистыми песчаниками, в свою очередь, пересекает комплекс диабазовых даек с возрастом 2.22 млрд. лет [68, 89].

Определенное подобие проявлений раннепалеопротерозойского магматизма в пределах Северо-Американского и Карельского кратонов стимулировало появление эволюционных моделей, предполагающих их первоначальное участие в строении единого архейского континента – Лавроскандии. Достаточно очевидно поразительное сходство мафит-ультрамафитовых интрузий, сформированных 2.51–2.44 млрд. лет назад в пределах названных территорий [149], и сходство гуронских и лаппонийских осадков шельфового типа (2.49–2.22 и 2.5–2.3 млрд. лет соответственно). Время возможного разделения Лавроскандии в результате иницированного плюмом рифтогенеза оценивается по-разному. Л. Химэн связывал его с раскрытием океана Мэттачеван около 2.45 млрд. лет назад и преобразованием Гуронского осадочного бассейна в пассивную окраину [88]. Сопоставление направлений дайковых поясов в пределах кратонов Карелия и Сьюпириор, по мнению Р. Эрнста и В. Бликера [40], позволяет отнести разделение названных кратонов к 2.1–2.0 млрд. лет. С другой стороны, палеомагнитные



данные указывают на раздельное положение кратонов уже около 2.45 млрд. лет назад [60, 105]. Однако разделение Лавроскандии могло непосредственно последовать за начальной стадией рифтогенеза 2.51–2.50 млрд. лет назад – на 50–

70 млн. лет ранее момента, охарактеризованного палеомагнитными данными. В пользу этого предположения свидетельствует структурный образ реконструированного континента, включающий серию овальных в плане концентрически разме-

Рис. 1. Корреляция главных событий в эволюции палеопротерозойских орогенов Лавроскандии и Сибири (по [109] с незначительными уточнениями)

1 – слабо изученная континентальная кора предположительно надсубдукционного происхождения; 2 – мафитовые дайки; 3 – щелочные мафит-ультрамафитовые интрузии; 4 – расслоенные мафит-ультрамафитовые тела; 5 – габбро-анортозиты; 6 – осадочные разрезы с включениями вулканитов платформенного или рифтогенного типа; 7 – рифтогенные вулканогенно-осадочные комплексы; 8 – гранулит-гнейсовые комплексы; 9 – внутриплитные граниты; 10 – вулканиты MORB-типа и офиолитовые комплексы; 11 – мафит-ультрамафиты типа океанических островов; 12 – вулканиты островодужного типа; 13 – гранитоиды островодужного типа; 14, 15 – возрастные границы: главные (14) и второстепенные (15).

Колонки: белые – гранулит-гнейсовые пояса; светло-серые – аккреционные орогены; серые – вулканогенно-осадочные пояса низкой степени метаморфизма; темно-серые – пассивные окраины. Сокращения (названия орогенных поясов): Т-Т – Талтсон-Фелон; ПоБК – пояса, связанные с батолитом Камберленд; ТГ – Трансгудзон; ВА – восток Северо-Американского кратона (К – Кетилидиан, П – Пенокин, Я – Явапан-Мазатзал); Св-ак – Свекофеннский аккреционный ороген; БЮБ – Беларусь – Южноприбалтийский ороген; С-п – Свекофеннская пассивная окраина; ПВ-ЦК – Печенга-Варзугский и Циркум-Карельский пояса; ЛПП – Лапландский гранулитовый пояс; А – Аkitканский пояс; Стан – Становой пояс

ценных тектонических поясов, как это показано на рис. 6 (см. [108]).

В более широком плане особенности магматизма, высокотемпературного метаморфизма и осадконакопления в период с 2.51 до ~2.44 млрд. лет указывают на условия растяжения и притоки мантийного тепла во внутренней области достаточно обширного континента. Ниже будет показано, что аналогичные процессы были свойственны в это время и другим континентальным областям. Синхронность этих процессов в удаленных областях указывает на их вероятную принадлежность единому континенту (возможно, суперконтиненту). Внедрения мантийных магм и высокотемпературный метаморфизм, в свою очередь, позволяют предполагать связь этих процессов с мантийными явлениями плюмового типа. Их широкое распространение позволяет относить это явление к классу “суперплюмов”.

2.44–2.0 (2.11) млрд. лет: “дремлющая” внутриплитная тектоника. Период приблизительно с 2.44 до 2.0 млрд. лет характеризовался умеренным проявлением тектонической и магматической активности не только в пределах Лавроскандии, но и в других регионах [66]. Началу этого периода отвечают вулканогенно-осадочные разрезы, в которых важная роль принадлежит мафитовым вулканитам с возрастом 2.44–2.4 млрд. лет. Они преобладают среди наиболее древних пород Печенга-Имандра-Варзугского (далее для краткости – Печенга-Варзугского) и Циркум-Карельского поясов [21, 104, 119, 131]. Согласно сейсмическим данным, эти пояса представляют собой сквозькоровые надвиго-поддвиговые ансамбли [17–19, 21, 134]. Начинающие разрез низкокальциевые толеиты ассоциированы с мелководными песчаниками. Они перекрыты кварцевыми песчаниками озерного происхождения и преобладающими по объему низкотитанистыми андезитобазальтами и менее обильными низкотитанистыми высокомагнезиальными (коматиитовыми) базальтами, в подчиненном количестве присутствуют андезиты и дациты. Разрез венчают дациты и риолиты с

возрастом 2.44–2.42 млрд. лет и субэральные андезиты, датированные 2.32 млрд. лет [36, 45]. Коматиитовые базальты и андезитобазальты, сформированные 2.41 млрд. лет назад, преобладают в строении Ветреного пояса (юго-западный сегмент Циркум-Карельского пояса) [119]. В нижней части разрезов Шомбозерской и Лехтинской структур Циркум-Карельского пояса преобладают низкотитанистые андезитобазальты, значительную роль играют риолитовые игнимбриты, датированные 2.44 млрд. лет [10, 11]. Геохимические особенности мафитовых вулканитов указывают на связь с источниками плюмового или Т-MORB типов. Вместе с тем, некоторые особенности могут указывать на коровую контаминацию расплавов надсубдукционного происхождения [11, 35].

Второй части рассматриваемого периода в Печенга-Варзугском поясе отвечают щелочные базальты и трахибазальты при участии щелочных пикритов и риолитов, датированные ~2.2 млрд. лет, в переслаивании с красноцветными эпиконтинентальными осадками, строматолитовыми известняками и доломитами с прослоями фосфатных и марганцовистых пород [36]. Сходные разрезы известны также в пределах осложненной рифтогенезом пассивной окраины кратона Сьюпириор, фрагменты которой сохранились в поясах Нью-Квебек и Трансгудзон Северо-Американского кратона [89]. Между 2.3 и 2.1 млрд. лет значительная часть поверхности Карельского кратона представляла собой пассивную окраину, где накапливались осадки шельфового типа. Начало нового этапа рифтогенного растяжения зафиксировано внедрением силлов диабазов 2.2–1.97 млрд. лет назад [150]. Аналогичные события в пределах Северо-Американского кратона зафиксированы роями даек возраста 2.22–1.99 млрд. лет [73 и ссылки там же].

(2.11) 2.0–1.95 млрд. лет: суперплюм, начало периода тектонической активности. По сравнению с предыдущим признаками второго суперплюма распространены значительно шире – в

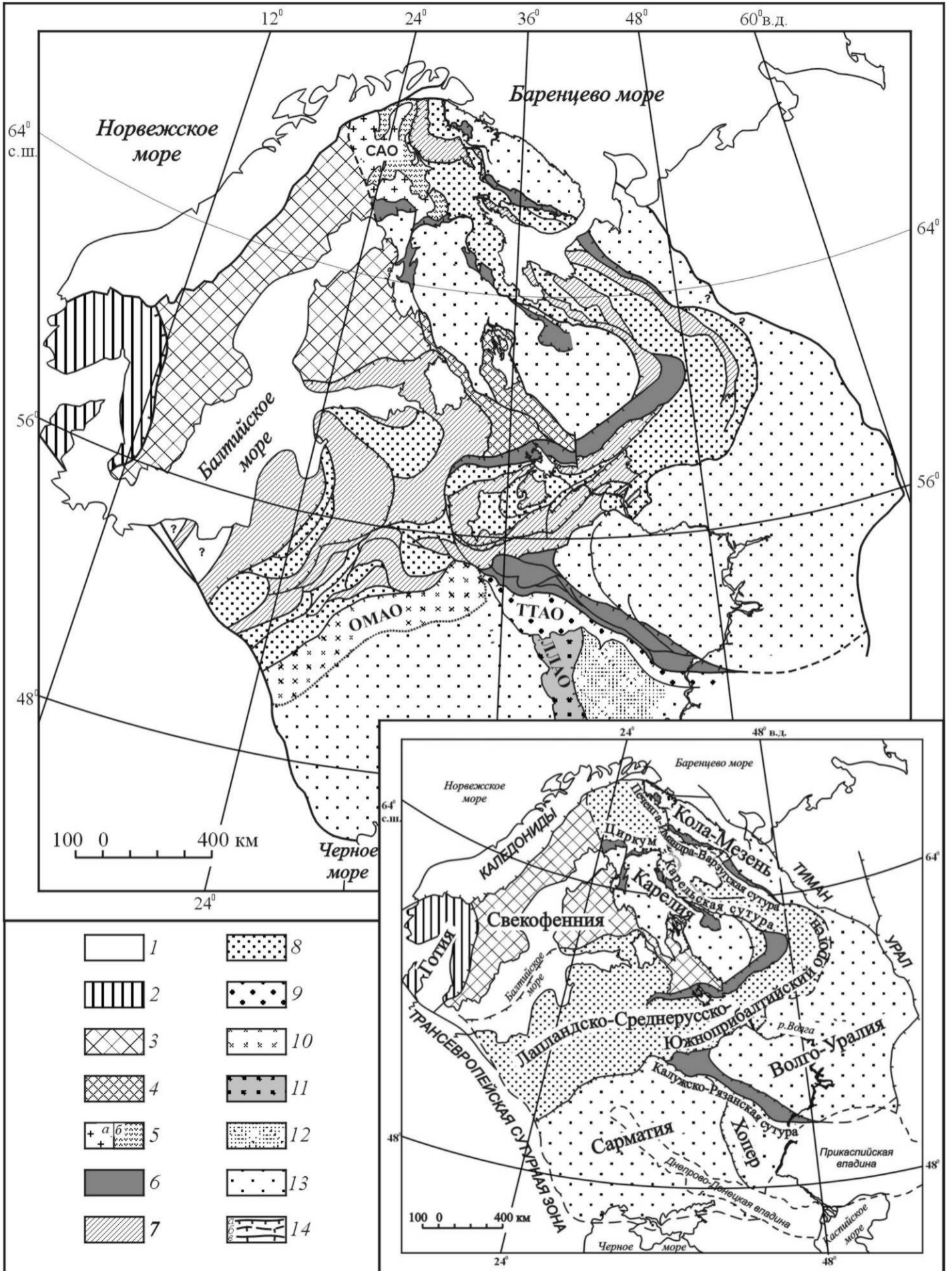


Рис. 2. Палеопротерозойские орогены и тектонические пояса Восточно-Европейского кратона (по [22] с дополнениями). На врезке – тектоническое районирование раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, архейские коровые сегменты и палеопротерозойские орогены (по [52], частично переработано)

1 – фанерозойские структуры обрамления Восточно-Европейского кратона; 2–7 – континент Фенноскандия; 2 – Готский пояс (~1.0 млрд. лет) – палеопротерозойские комплексы, переработанные в ходе Свеко-Норвежской коллизии; 3–12 – палеопротерозой: 3 – Свекофенский аккреционный ороген, 1.9–1.75 млрд. лет; 4 – комплексы пород пассивной окраины Карельского кратона, надвинутые на кратон при формировании аккреционного орогена; 5 – Свекофенская активная окраина (САО); вулканогенные (а) и интрузивные (б) комплексы, 1.9–1.75 млрд. лет; 6 – осадочно-вулканогенные пояса низкой и умеренной степени метаморфизма (сутуры и деформированные рифты), 2.5–1.85 млрд. лет; 7 – гранулит-гнейсовые пояса с возрастом протолитов преимущественно 2.45–1.9 млрд. лет, возрастом гранулитового метаморфизма 1.95–1.85 млрд. лет; 8 – амфиболито-гнейсовые и мигматитовые пояса, образованные метаморфитами по неархейским и палеопротерозойским протолитам, метаморфизованные 1.95–1.85 млрд. лет назад; 9–11 – вулканоплутонические комплексы активных окраин, возникшие при формировании континента Сарматия; 9 – Тульско-Тамбовская активная окраина (ТТАО), 1.95–1.75 млрд. лет, 10 – Осницко-Микашевичская активная окраина (ОМАО), 2.0–1.95 млрд. лет, 11 – Липецко-Лосевская активная окраина (ЛЛАО), ~2.1 млрд. лет; 12 – терригенные комплексы Воронцовского пояса, ~2.1 млрд. лет. Архей: 13 – гранит-зеленокаменные и гранито-гнейсовые области; 14 – границы главных тектонических подразделений: выделяемые уверенно (а), предположительно (б), границы раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (в)

пределах многих регионов. С активностью этого суперплюма связан рифтогенез, локально трансформировавшийся в океанический спрединг в областях будущих коллизионных орогенов. Эти события зафиксированы фрагментированными офиолитовыми разрезами Пуртуник, 2.0 млрд. лет [129], и Йормуа, 1.95 млрд. лет [100] (пояс Кейп-Смит, северный сегмент пояса Циркум-Сьюпириор, и пояс Кайнуу в западной части Карельского кратона, соответственно), а также офиолитоподобным комплексом Киттиля в северной Финляндии, 2.0 млрд. лет [84]. Ближнему интервалу, 2.11–1.96 млрд. лет, отвечают толеитовые пиллоу-лавы типа T-MORB Печенгской структуры. Толеиты включают прослои и горизонты пикритовых лав и отложений кислых пепловых потоков, геохимические особенности которых позволяют соотносить их с деятельностью вулканов океанических островов 1.99–1.96 млрд. лет назад. Субвулканические габбро-верлиты, связанные с формированием этих вулканов, интродуцируют нижнюю часть толеитовой толщи. Однако гораздо шире они представлены в виде тектонически будинированных линзовидных тел в чешуированном комплексе сульфидизированных терригенных пород [21, 104, 131]. Этот комплекс, известный под названием “продуктивной толщи” Печенгского медно-никелевого рудного поля, интерпретируется как фрагмент аккреционной призмы [21]. Формирование океанических структур осуществлялось при участии продольных разрывов и поперечных трансформных разломов. Модель, иллюстрирующая роль внутриокеанических трансформных разломов в эволюции магматизма в пределах будущей Печенгской структуры, охарактеризована в работе [21]. Трансформные разломы, протягивавшиеся в прилегающую континентальную область, в той или иной степени сохранились в пределах пододвинутых континентальных плит. Континентальные продолжения трансформных разломов в северо-восточном и восточном обрамлении Печенгской структуры известны под названием

Нясюкского дайкового пояса. По геохимическим особенностям дайки близки пикритовым вулканитам и никеленосным габбро-верлитам Печенгской структуры. На продолжении дайкового пояса размещены интрузивные тела перидотит-габбро-норитов Карикъяврского комплекса, датированные 2.04–1.94 млрд. лет [1, 36]. С интервалом 1.97–1.95 млрд. лет связано формирование щелочных мафит-ультрамафитов и карбонатитов массива Гремяха-Вырмес [8, 34], также сохранившегося в пределах пододвинутой континентальной плиты. Погруженная под воду юго-восточная окраина Карельского кратона была перекрыта излияниями плато-базальтов, датированными 1.98 млрд. лет [118].

Наиболее значительным событием этого периода стало формирование новой генерации интрузивных тел габбро-анортозитов с возрастом 2.0–1.95 млрд. лет [14, 27, 51, 107] в глубинах коры на уровне, где ранее разместились габбро-анортозиты, внедрившиеся 2.49–2.43 млрд. лет назад.

1.95–1.75 (1.71) млрд. лет: взаимодействие процессов тектоно-плитного и плюмового типов, формирование коллизионных орогенов.

Лапландско-Прибалтийский ороген. Данные о возрасте осадочных и вулканогенных протолитов, преобразованных впоследствии в Лапландский (в широком смысле, т.е. включая и Кандалакша-Колвицкий фрагмент гранулитового пояса) гранулитовый комплекс, свидетельствуют, что около 2.0 млрд. лет назад в области между Печенга-Варзугским и Северной ветвью Циркум-Карельского пояса сформировался обширный бассейн. Возрасты детритовых зерен циркона в кондалитах (метаграувакках) охватывают интервал 2.71–1.88 млрд. лет. Совместно с Sm-Nd данными они свидетельствуют, что осадконакопление завершилось около 1.9 млрд. лет [2, 58, 69, 91, 135]. Поскольку габбро-анортозиты второй генерации интродуцировали нижнюю часть мощной осадочно-вулканогенной толщи, совместно с которой подверглись высокотемпературному метаморфизму, следует заключить, что формирова-

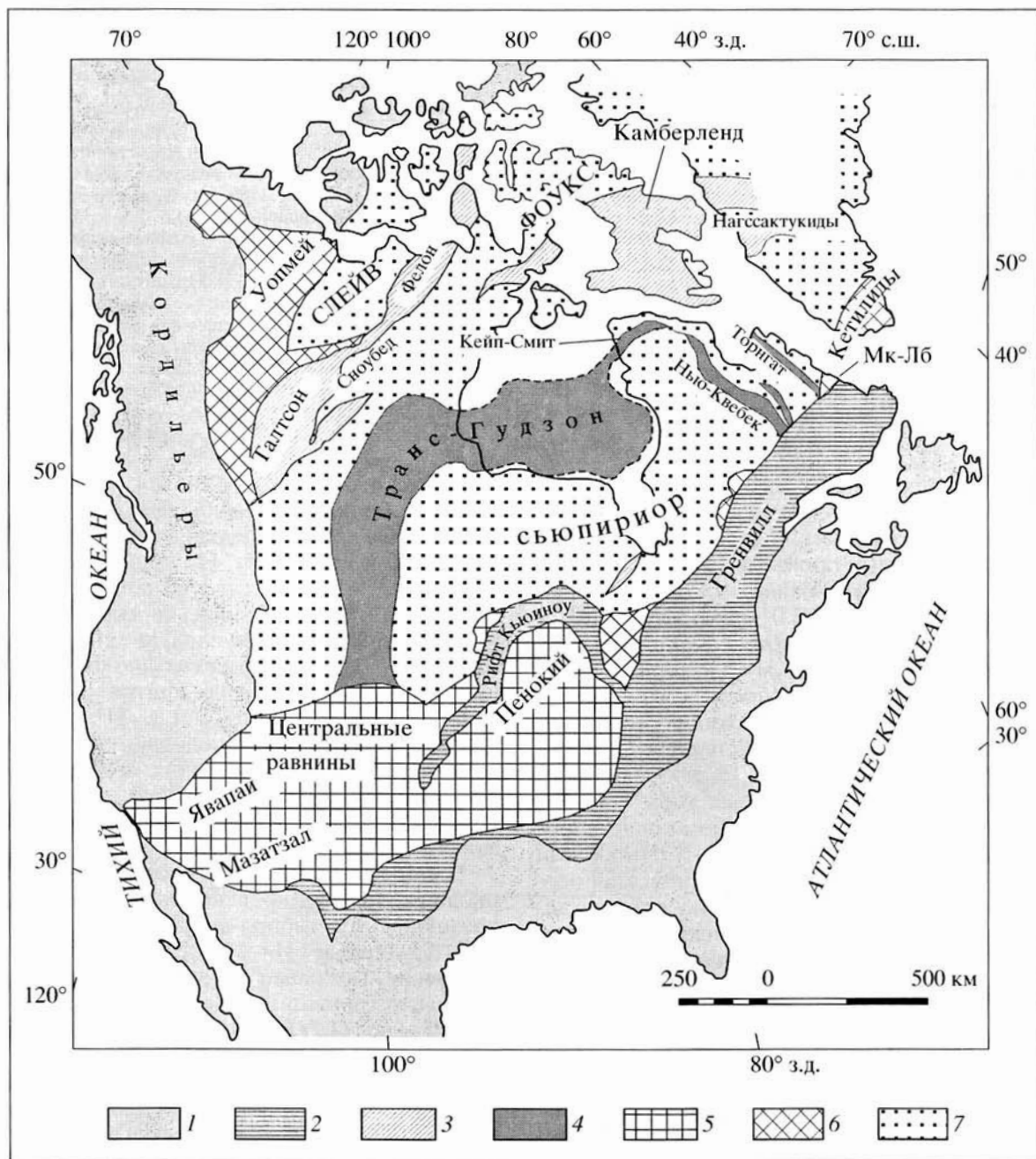


Рис. 3. Палеопротерозойские орогены и тектонические пояса Северо-Американского кратона (по [89] с изменениями) 1 – фанерозой, 2 – неопротерозой; 3–6 – **палеопротерозой**: 3 – гранулитогнейсовые пояса, 2.0–1.7 млрд. лет, образованные преимущественно ювенильными палеопротерозойскими протолитами, 4 – осадочно-вулканогенные пояса низкой степени метаморфизма, 2.0–1.8 млрд. лет; 5, 6 – аккреционные орогены: 5 – 1.9–1.6 млрд. лет, 6 – 1.9–1.8 млрд. лет. **Архей**: 7 – гранит-зеленокаменные и гранито-гнейсовые области. Мк-Лб – ороген Макковик-Лабрадор

ние осадочной толщи началось не ранее 2.0 млрд. лет. Морфология детритовых цирконов указывает на породы гранит-гранодиоритового состава в качестве наиболее вероятного источника. Преобразованные в гнейсы известково-щелочные породы, изверженные около 1.96 млрд. лет назад, распространены в южном обрамлении Имандра-Варзугского сегмента [69]. Подобные породы

весьма ограниченно представлены на современном эрозионном срезе в всячем боку надвиго-поддвиговых ансамблей вулканогенно-осадочных поясов, поэтому часто декларируемая связь граувакковых накоплений с субдукционными процессами остается проблематичной.

Самостоятельные проявления высокотемпературного метаморфизма зафиксированы вслед

за внедрением габбро-анортозитов обеих генераций. Соответствующие метаморфические события (M0 – 2.46–2.43 млрд. лет и M1 – около 2.0–1.95 млрд. лет [13, 14, 27]), установленные только в основании покровно-надвигового ансамбля Лапландского пояса, характеризовались сходными условиями, 860–960°C и 10.3–14.0 кбар (рис. 4) и были практически синхронны с внедрением габбро-анортозитов. Оценки P-T параметров события M2 снижаются с 860°C до 800°C и соответственно с 12.4 до 5.8 кбар. Постоянно фиксируемому событию M3 соответствуют закономерные изменения параметров метаморфизма от 770°C и 10.7 кбар до 640°C при 4.8 кбар. Высокотемпературные преобразования, отвечающие событиям M2 и M3, охватили как изверженные, так и осадочные породы ~1.95–1.92 (M2) и 1.92–1.90 (M3) млрд. лет назад [6, 13, 14, 98, 107]. Коллизионные события, включавшие надвигообразование и эксгумацию глубинных уровней коры, маркируются формированием обратной (инвертированной) метаморфической зональности в породах параавтохтона. Непосредственной причиной этого метаморфизма (событие M4, 650–550°C при 8.4–4.5 кбар) стало перемещение к уровню эрозионного среза “горячих” тектонических пластин, образованных гранулитовыми комплексами, 1.89–1.87 млрд. лет назад [6, 43, 69, 95, 147]. Наиболее глубинные гранулиты не были вовлечены в надвигообразование и сохранились в нижней части коры. Фрагменты этой коры доступны изучению в виде глубинных ксенолитов, захваченных девонскими лампрофировыми дайками и трубками побережья Кандалакшского залива. Ксенолиты преимущественно представлены гранатовыми гранулитами норитового – габбро-анортозитового состава, подобными породам Лапландского гранулитового комплекса [7, 26, 96, 97]. Закономерное изменение параметров метаморфизма вдоль суммарного разреза коры, включающего как лапландские, так и “ксенолитовые” гранулиты, свидетельствует о том, что мощность полного разреза коры составляла примерно 70 км. Кора была охвачена метаморфическими преобразованиями гранулитовой фации в интервале глубин от 70 до ~25 км. Тектоническая пластина Лапландского пояса отвечает интервалу разреза коры приблизительно от 45–50 до ~25 км по глубине для события M2 (см. рис. 4) [107].

Наиболее молодые, 1.87–1.86 млрд. лет, комплексы пород Печенга-Варзугского пояса, образовавшиеся уже после перемещения к земной поверхности пород глубинных уровней коры, сформировавших Лапландский гранулитовый пояс, включают риолиты, дациты, андезиты, пикриты, высокомагнезиальные базальты надсубдукционного типа и в подчиненном количестве – базальты N-MORB в ассоциации с вулканокластическими осадками и черными сланцами [104, 131]. Эти

накопления, по-видимому, формировались в процессе закрытия остаточных бассейнов. На процессы плюмового типа указывает формирование Тикшеозерского щелочного мафит-ультрамафитового комплекса с карбонатитами в Северной Карелии 1.85 млрд. лет назад [5].

Анализ региональных геофизических полей позволяет достаточно уверенно трассировать Лапландский пояс в пределы Восточно-Европейской платформы. Геофизические данные, дополненные ограниченными данными глубокого бурения, положенные в основу детального картирования геологических структур фундамента, позволили выделить и оконтурить систему дугообразно изогнутых тектонических поясов, гранулитовых и гнейсо-амфиболитовых, общей протяженностью около 2000 км. Эта система поясов, охватывающих Карельский кратон с востока и с юга (см. рис. 2), образует внутриконтинентальный Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский коллизионный ороген, который для краткости удобно называть Лапландско-Прибалтийским [23]. В центральной части платформы, пересеченной опорным геотраверсом I-ЕВ, полого залегающие гранулитовые комплексы слагают овальную в плане Нелидовскую синформу, центриклинальное замыкание которой обращено выпуклостью к западу [22, 23]. Комплексы пород, выполняющие эту синформу, изучены крайне слабо. Детальные геохронологические и петрологические данные получены только для пород Московского гранулитового пояса. В его строении участвуют лейкоциты и эндербиты, внедрившиеся 1.98 млрд. лет назад. За внедрением последовал метаморфизм в условиях гранулитовой фации, ~1000°C, 10–12 кбар [54]. Как параметры, так и возраст метаморфизма в пределах погрешности совпадают с возрастом и параметрами метаморфизма M1 в основании покровно-надвигового ансамбля Лапландского пояса.

Фундамент Восточно-Европейской платформы в пределах территории Прибалтики и значительной части Беларуси было предложено рассматривать как часть Svecofennского аккреционного орогена [82]. Однако в отличие свекофеннид центральной части Фенноскандинавского щита, где преобладают умеренно метаморфизованные вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы, эта область образована последовательностью дугообразных в плане поясов, сложенных породами зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой или высокой амфиболитовой–гранулитовой фации метаморфизма. В противоположность Нелидовской синформе, дугообразные очертания поясов обращены выпуклостью в восточном направлении (см. рис. 2). Самый восточный в последовательности поясов Беларусь-Прибалтийского сегмента гранулитовый пояс протягивается вдоль северного побережья Финского залива через Се-

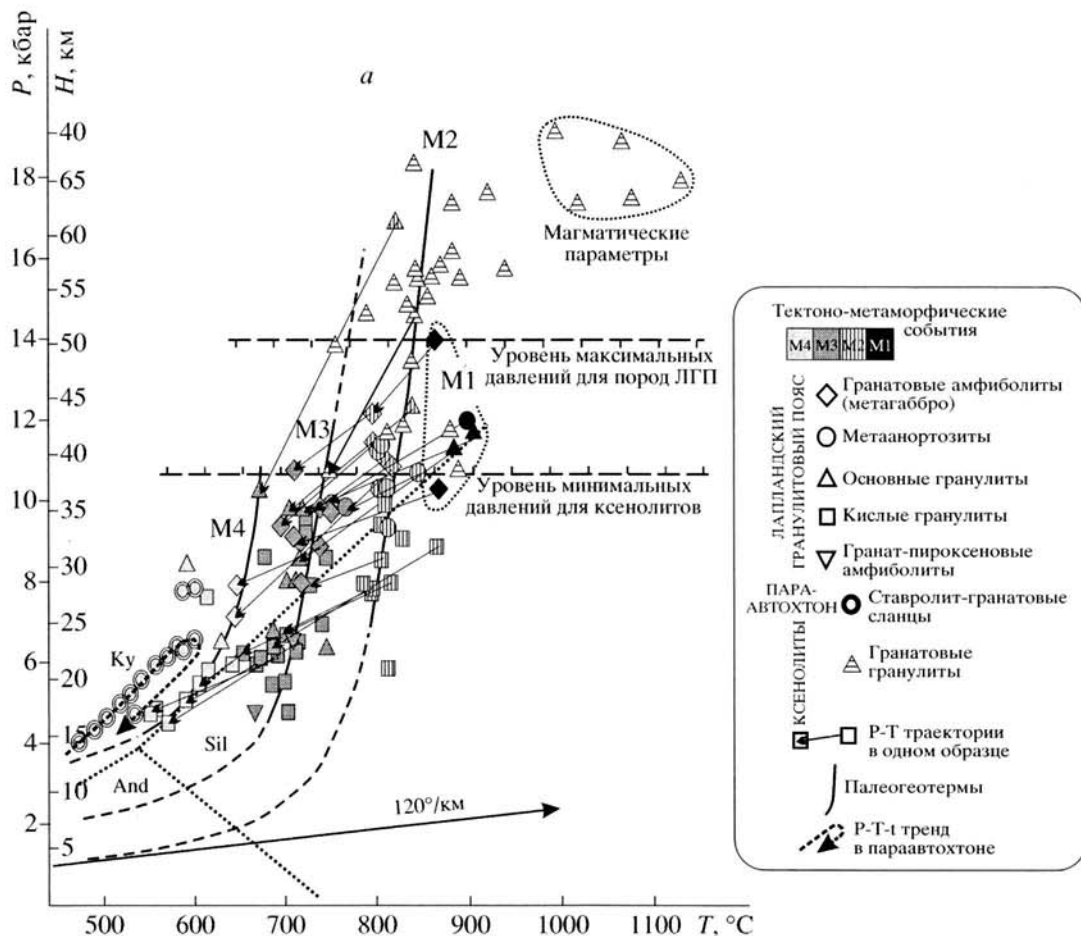


Рис. 4. P-T эволюция метаморфизма при формировании Лапландского гранулитового пояса: а – распределение P-T параметров, оцененных в различных типах пород; б – распределение P-T параметров, оцененных по минеральным зернам различных типов

верное Приладожье и далее на юг в район оз. Ильмень и города Старая Русса (Старорусско-Южнофинляндский гранулитовый пояс). Пояс представляет собой тектонический покров, надвинутый в северо-восточном направлении. В Северном Приладожье пиковые параметры метаморфизма, датированные 1.88–1.85 млрд. лет, снижаются от 950–840°C при 6.4 кбар в основании покрова до 860–780°C при 4.8 кбар выше по разрезу. Последующему метаморфическому событию, 1.80–1.78 млрд. лет назад, отвечают значения от 680–600°C при 5.5 кбар до 560–620°C при 3.2 кбар. При этом в породах параавтохтона была сформирована инвертированная метаморфическая зональность, характеризующаяся параметрами метаморфизма от 550°C при 3 кбар непосредственно ниже гранулитового покрова до 450°C при 1 кбар в удалении от него (интерпретация автора по данным, приведенным в [4, 29]).

Вулканизм островодужного типа в Беларусь-Прибалтийской области стартовал несколько раньше, чем в пределах собственно Свекофен-

нского орогена: вулканические и интрузивные комплексы формировались в течение интервала от 2.1 до 1.80 млрд. лет, постепенно омолаживаясь к западу. Метаморфизм гранулитовой фации при температурах до 900°C и давлениях 8–10 кбар [130, 140] связан с двумя событиями: 1.82–1.80 и 1.79–1.78 млрд. лет. Для гранулитового метаморфизма также характерна тенденция к омоложению в западном направлении. Наиболее позднее метаморфическое событие, 1.63–1.61 млрд. лет, по-видимому, сопутствует анорогенному магматизму. Терригенные протолиты гранулитовых ассоциаций включали детритовые цирконы с возрастными от 2.45 до 1.98 млрд. лет при незначительной примеси популяций архейского возраста [63]. Примечательно, что часть детритуса сформировалась за счет относительно древнего палеопротерозойского источника, не обнаруженного в пределах региона. Предполагается, что высокотемпературный метаморфизм был связан с обстановками задугового и/или постколлизийного растяжения. Летопись термальних событий

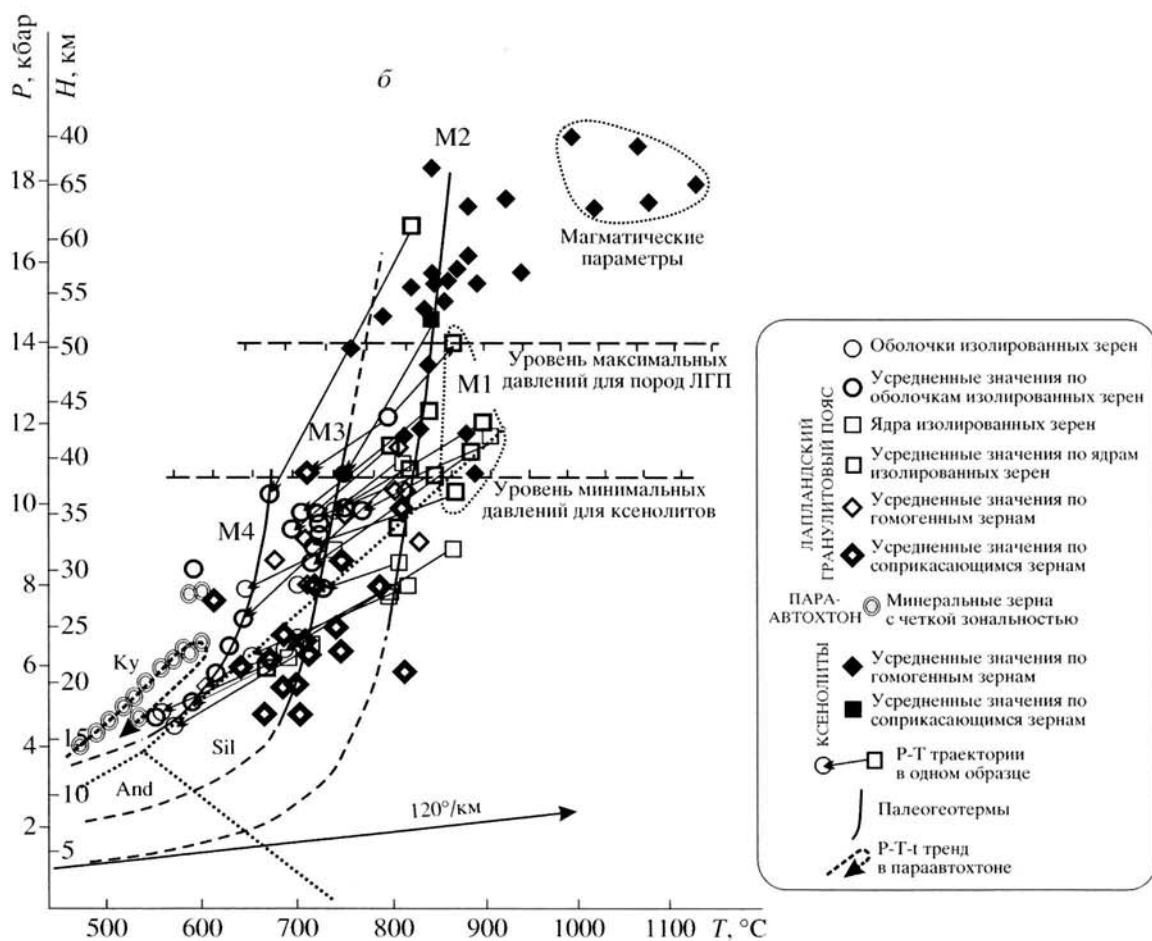


Рис. 4. Окончание

включает также признаки термального воздействия 1.55–1.45 млрд. лет назад в связи с импульсом анортозит-рапакивигранитного магматизма [56]. Признаки присоединения ювенильного Беларусь-Прибалтийского террейна к главной части Свеккофенского орогена фиксируются несколько ранее 1.96 млрд. лет [63].

Характерной чертой глубинного строения северной Лапландско-Беломорской ветви орогена является его размещение над погружающимися навстречу одна другой тектоническими пластинами Печенга-Варзугского и Циркум-Карельского поясов [17]. Кора орогена оказалась выжатой кверху, что, вероятно, является одной из главных причин выведения к поверхности современного рельефа глубинных гранулитовых комплексов. Пододвигание Карельского кратона под структуры Лапландско-Прибалтийского орогена устанавливается также и в южном секторе орогена [23]. Однако противоположный край орогена, напротив, пододвинут в южном направлении под структуры Сарматии и Волго-Уралии [22].

Ороген Талстон-Фелон. Лапландскому поясу по многим параметрам близок орогенный пояс Талстон-Фелон, протягивающийся в субмеридиональном направлении через Северо-Американский кратон (см. рис. 3). В строении Магматической зоны Талстон преобладают гранитоиды I-типа и гранитоиды S-типа (1.99–1.96 и 1.95–1.93 млрд. лет соответственно) в ассоциации с метаосадочными гранулитами (оценки P-T параметров метаморфизма – 6–8 кбар и >900°C). Предполагалось, что возникновение Магматической зоны Талстон инициировано субдукцией океанической коры под окраину архейского континента (провинции) Черчилл 1.99–1.96 млрд. лет назад и завершилось коллизией между этим континентом и террейном Буффало-Хэд, кора которого имеет возраст 2.4–2.0 млрд. лет [89, 103, 124]. Однако последующие геохимические исследования показали, что гранитоиды обоих типов имеют характеристики, свидетельствующие о происхождении соответствующих магм в результате внутрикорового плавления [70]. Эти данные, наряду с высокотемпературным метаморфизмом, указывают на внутриплитные условия формирования пород

Магматической зоны Талстон [61, 74], возможно, при участии источников тепла плюмового типа. Ороген Фелон рассматривался Р. Хоффманом [89] в качестве продукта косо́й право-сдвиговой коллизии между архейскими кратонами (провинциями) Слейв (форланд) и Рэй (хинтерланд). В пределах орогена Фелон тела гранодиоритов размещены среди пород, подвергшихся высокотемпературному метаморфизму [89, 144]. Северное продолжение орогена Фелон (террейны Бутия, Пенинсула-Сомерсет-Айленд и Девон-Эллесмиа-Айленд) включает аналогичные по уровню метаморфизма комплексы ортогнейсов, графитосодержащих парагнейсов и мраморов с линзами мафитовых и ультрамафитовых гранулитов. Параметры метаморфизма, датированного 1.9 млрд. лет, оценены цифрами 740–900°C и 6–8 кбар [99].

Аналогично может быть оценено происхождение системы ветвящихся палеопротерозойских поясов (Нагссагокидиан, Ренкэйн, Фоукс и Торнгат [89]) и комплексов ортогнейсов в структурно взаимосвязанных тектонических структурах (Лейк-Хабэ-Групп, Нарсеюак-Арк, Рамзай-Ривер [137]). В строении поясов преобладают гранулитогнейсы, метаморфизованные при температурах, достигавших 950°C в интервале давлений от ~4 до ~12 кбар. Протолиты гранулитов в нижней части разрезов представлены преимущественно метаосадками платформенного и рифтогенного типов, при участии метаэвапоритов, с включениями мафитовых и ультрамафитовых вулканитов, силлами и телами анортозитов. Возрасты детритовых зерен циркона свидетельствуют, что источником осадков были ювенильные палеопротерозойские породы неустановленного происхождения с возрастом 2.4–1.93 млрд. лет. Значительная примесь образована продуктами разрушения более древних, архейских, пород. Осадконакопление началось около 2.0 млрд. лет назад и завершилось 1.95–1.93 млрд. лет назад или незначительно позднее. Наиболее раннее проявление гранулитового метаморфизма зафиксировано внедрением чарнокитов комплекса Сисимиут 1.92–1.90 млрд. лет назад, то есть в конце периода осадконакопления или непосредственно вслед за его завершением. В центральной части системы 1.87–1.85 млрд. лет назад разместился чарнокитовый батолит Камберленд. Возраст главной фазы гранулитового метаморфизма – 1.85–1.80 млрд. лет или незначительно больше. Оценки возраста процессов надвигообразования и эксгумации глубинных метаморфических комплексов варьируют от 1.85 до 1.74 млрд. лет [92–94, 112, 128, 141, 148].

Предполагается, что кора орогена Талстон-Фелон размещена над погружающимися под него структурами [47, 124], подобно северной ветви Лапландско-Прибалтийского орогена.

Трансгудзонский ороген. Трансгудзонский ороген, ширина которого достигает 500 км, охватывает наиболее значительную часть пояса Циркум-Сьюпириор. Океаническое раскрытие зафиксировано фрагментированными офиолитовыми разрезами Пуртуник, 2.0 млрд. лет (пояс Кейп-Смит, северный сегмент пояса Циркум-Сьюпириор) [129]. Процессы, связанные с последующим растяжением, отмечены ~1.96 млрд. лет назад (щелочные вулканиты группы Повугнитук, пояс Кейп-Смит) [115]. Свидетельства значительных перемещений бортов Трансгудзонского орогена получены палеомагнитными исследованиями [77, 83, 139]. В пределах Трансгудзонского орогена породы надсубдукционного типа распространены намного шире в сравнении с Лапландско-Прибалтийским орогеном. За интенсивным островодужным магматизмом с ~1.92 до 1.88 млрд. лет последовали аккреция фрагментов океанической литосферы (1.87 млрд. лет) и мощный плутонизм (включавший, в частности, формирование известково-щелочного батолита Уотмэн-Чипьюан), охвативший интервал 1.86–1.83 млрд. лет [89, 136].

В отличие от орогенов Лапландско-Прибалтийского и Талстон-Фелон кора пограничных структур Трансгудзонского орогена погружается под обрамляющие структуры как на западе, так и на востоке. При этом в осевой области Трансгудзонского орогена, по-видимому, сохраняются фрагменты допалеопротерозойской коры, перекрытые палеопротерозойскими комплексами пород преимущественно надсубдукционного типа [47, 152]. Иными словами, аналогично северной ветви Лапландско-Прибалтийского орогена, максимальное растяжение континентальной коры, трансформировавшееся в спрединг океанического дна, здесь было сосредоточено в пределах краевых пограничных зон.

Окраины континента (аккреционные орогены).

Свекофеннский ороген. Как мы отмечали выше, в раннем палеопротерозое западный склон Кольско-Карельского континента представлял собой осложненную рифтогенезом пассивную окраину. Затем в течение весьма короткого временного интервала были сформированы комплексы пород и тектонические структуры Свекофеннского аккреционного орогена. В его строении преобладают основные, средние и кислые вулканиты субдукционного происхождения, образованные 1.93–1.86 млрд. лет назад, терригенные, вулканокластические осадки, крупные гранитные плутоны. Локально распространены высокотитанистые внутриплитные толеиты, что рассматривается как указание на рифтинг зрелых островных дуг [76, 101, 114 и ссылки там же]. С интервалом 1.89–1.81 млрд. лет связаны проявления высокотемпературного метаморфизма (до 800°C при 4–5 кбар) турбидитов, накапливавших-

ся в задуговых бассейнах [90, 101]. Размещение ранне- и позднеорогенных гранитоидов активизировалось в периоды 1.90–1.87 и 1.83–1.77 млрд. лет. Далее последовало внедрение небольших посторогенных гранитных интрузий [76]. Плутониты габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви с возрастными интервалами в 1.70–1.54 млрд. лет в контексте палеопротерозойской эволюции также могут рассматриваться в качестве проявлений анорогенного магматизма.

Орогены Пенюкин, Макковик-Кетилидиан, Лабрадоритан и Явапай-Мазатзал. Аккреционный ороген Пенюкин размещен вдоль южного края неархейского кратона Сьюпириор (см. рис. 3). Он сложен островодужными террейнами и фрагментами коры задуговых бассейнов – вулканогенными и осадочными породами и синхронными им плутонами габбро и гранитов, интродуцированными 1.89–1.84 млрд. лет назад. Сутурные зоны Ниагара и Иу, соединяющие этот ороген с архейским континентом, возникли между 1.86 и 1.835 млрд. лет. В свою очередь, строение орогенов Макковик-Кетилидиан и Лабрадоритан, размещенных вдоль восточной границы композитного архейского континента, соответствует андийской модели. В нижней части разреза находятся терригенные осадки с прослоями базальтов, пересеченные дайками диабазов с возрастом 2.13 млрд. лет и гранодиоритами, датированными 1.91 млрд. лет. В верхних частях разрезов преобладают кислые и средние туфы и потоки лав, изверженных между 1.86–1.81 млрд. лет. Коллизионные процессы, сопровождавшиеся внедрением гранодиоритов (1.81–1.80 млрд. лет) и тоналитов, завершились ~1.79–1.76 млрд. лет назад. Следствием гравитационного коллапса утолщенной коры стали формирование депрессий, заполнявшихся вулканогенно-осадочными толщами, и анорогенный бимодальный магматизм – граниты-рапакиви (1.76 млрд. лет) и габбро-анортозит-монцитонитовые комплексы, сопровождаемые метаморфизмом вмещающих пород в условиях гранулитовой фации 1.71–1.63 млрд. лет назад [89].

Формирование ювенильной палеопротерозойской коры в южной части Мидконтинента и на юго-западе США (ороген Явапай-Мазатзал-Мидконтинент) протекало в две стадии. В первую стадию, датированную 1.80 млрд. лет, известково-щелочные вулканоплутонические комплексы с признаками формирования в обстановках островных дуг и задуговых бассейнов 1.79–1.71 млрд. лет назад были амальгамированы к окраине архейского континента. Затем последовали проявления субаэрального кислого вулканизма и 1.64–1.62 млрд. лет назад – внедрение посттектонических гранитов. Докембрийская эволюция завершилась проявлениями мезо- и неопротерозойского анорогенного магматизма [89].

Ороген Уопмей. Аккреционный ороген Уопмей, протянувшийся вдоль западной окраины архейского кратона (провинции) Слейв, образован слабо изученными комплексами с возрастом 2.4–2.0 млрд. лет, слагающими террейны Хоттах и Буффало-Хэд, которые были аккрецированы к окраине архейского континента 2.4–2.3 и между 1.9 и 1.7 млрд. лет соответственно [62, 81, 124]. В строении аккреционного орогена участвует подвергшаяся тектоническому сжатию осадочная призма пассивной окраины, размещенная вдоль западного ограничения кратона Слейв. Возраст начала осадконакопления на шельфе равен ~1.97 млрд. лет. Затем, 1.90–1.88 млрд. лет назад, проявился рифтогенный бимодальный магматизм, преимущественно приуроченный к внешней кромке шельфа. Вслед за этими событиями к окраине кратона были аккрецированы островодужные террейны, сформированные к западу (в современных координатах) от пассивной окраины 1.95–1.91 и 1.88–1.86 млрд. лет назад. В современной структуре они, по крайней мере, частично, подстилаются недоступной для наблюдения корой, возраст которой по косвенным признакам принадлежит интервалу 2.4–2.0 млрд. лет (возможно, более узкому интервалу, 2.3–2.1 млрд. лет). Вскоре после завершения аккреции последовали внедрение посторогенных сиеногранитов (1.86–1.84 млрд. лет), далее, в связи с формированием рифтов близ северо-западного ограничения орогена Уопмей 1.71 млрд. лет назад – интрузии диоритов, габбро, анортозитов и сиенитов [145]. Стабилизация орогена связана с завершением деформационных процессов, охвативших период с 1.84 до 1.66 млрд. лет [89, 125].

Геологическая эволюция Сибирского кратона

Принципиальное отличие Сибири в сравнении с Лавроскандией состоит в отсутствии палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов с низким уровнем метаморфизма пород во внутренней области Сибирского кратона (рис. 5). Единственным исключением является Ачитканский пояс, в строении которого участвуют комплексы пород с возрастными интервалами 2.03–1.82 млрд. лет [9, 28, 123]. В свою очередь, палеопротерозойские гранулитовые пояса играют в строении Сибирского кратона не менее значительную роль, чем в охарактеризованных выше структурах Лавроскандии. По мнению О.М. Розена с коллегами, возникновение этих поясов следует рассматривать в связи с амальгамацией архейских микроконтинентов и коллизионным скучиванием коры. Фронтальные области гранулитовых поясов, включающие протяженные зоны бластомилонитов, были проинтерпретированы в качестве сутур [30, 123] (см. рис. 5). Эта концепция в главных чертах совпадает с моделью палеопротерозойской эволюции Северо-Американского кратона,

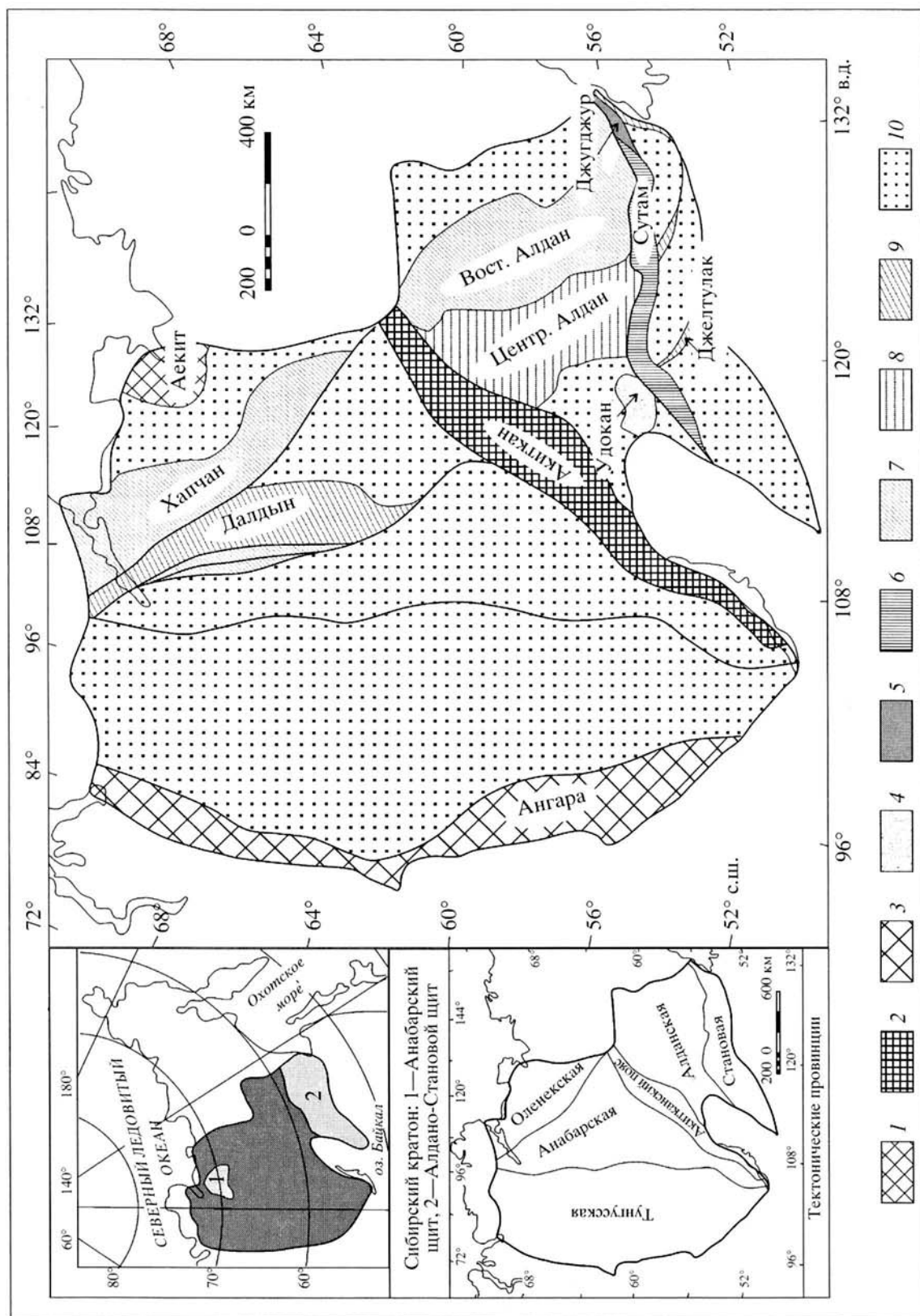


Рис. 5. Палеопротерозойские тектонические пояса Сибирского кратона (по [31, 123] с изменениями)

Палеопротерозой: 1 – предполагаемые аккреционные орогенные, 1.91–1.71 млрд. лет; 2 – внутриплитный вулканоплутонический пояс, 2.03–1.82 млрд. лет; 3 – предполагаемые магматические дуги активных окраин, 2.2–1.78 млрд. лет; 4 – осадочные бассейны, 2.2–1.83 млрд. лет; 5–9 – грануито-гнейсовые комплексы, возраст гранулитового метаморфизма: 5 – габбро-анортозиты, 1.74–1.70 млрд. лет; 6 – архейские породы, переработанные в палеопротерозое, 2.2–1.70 млрд. лет; 7 – ювенильные палеопротерозойские комплексы, 2.04–1.76 млрд. лет; 8 – архейские породы, переработанные в палеопротерозое, и ювенильные палеопротерозойские комплексы неразмещенные, 2.04–1.76 млрд. лет; 9 – архейские породы, переработанные в палеопротерозое, 2.02–1.76 млрд. лет. **Архей:** 10 – гранит-зеленокаменные и гранито-гнейсовые области

разработанной П. Хоффманом [89]. В соответствии с публикациями [30, 123], Анабарский и Оленекский микроконтиненты (провинции) образованы совместно архейскими и палеопротерозойскими породами. Возраст магматических процессов, сформировавших палеопротерозойские комплексы Далдынского и Хапчанского гранулитовых поясов, 2.55 млрд. лет – для габбро-анортозитов и 2.42 млрд. лет – для вулканитов, преобразованных в мафитовые гранулиты. Протолиты метасадочных гранулитов в составе Хапчанского пояса (граувакки и карбонатные породы) накапливались на шельфе пассивной континентальной окраины между 2.44 и 2.08–1.97 млрд. лет. Согласно Sm-Nd характеристикам, источником сноса была зрелая континентальная кора палеопротерозойского возраста, не наблюдаемая на современной дневной поверхности [154]. Проявления высокотемпературного метаморфизма (метаморфические события), зафиксированные как в архейских, так и в ювенильных палеопротерозойских породах, датированы 2.18, 1.97, 1.94–1.90 и 1.80–1.76 млрд. лет. Завершающие эволюцию региона интрузии гранитоидов преимущественно субщелочного состава датированы 1.84–1.80 млрд. лет [31, 123].

Начало палеопротерозойской эволюции Алданской провинции зафиксировано внедрением в архейскую кору 2.49–2.40 млрд. лет назад внутриплитных гранитоидов А-типа [30, 33 и ссылки там же, 123]. Другие события, которые могут быть отнесены к раннему палеопротерозою, достоверно не датированы. Однако оценки Sm-Nd-модельного возраста палеопротерозойских метасадочных гранулитов и изверженных пород заключены в интервале от 2.5 до 2.0 млрд. лет [15, 16, 31, 32]. Далее следует толща удоканской серии мощностью 9–12 км, накопившаяся 2.18–1.95 млрд. лет назад во внутриконтинентальном бассейне или на пассивной окраине. Толща образована меденосными кварцевыми аренидами с прослоями черных сланцев, морских карбонатов и молассоидных конгломератов. В хронологической и пространственной связи с формированием удоканской серии произошло внедрение щелочных гранитов (2.01 млрд. лет), образовавших Катугинский массив.

Гранулитовые комплексы размещены в центральной и восточной частях Алданского щита. Гранулитовому метаморфизму (800–970°C при 7.0–10.7 кбар) подверглись как палеопротерозойские, так и архейские породы. Данные Sm-Nd исследований показывают, что источниками известково-щелочных и субщелочных вулканитов и осадков, подвергшихся гранулитовому метаморфизму 2.01–1.92 млрд. лет назад вскоре после осадконакопления и вулканизма, были как архейские, так и ювенильные палеопротерозойские породы. Гранулитовому метаморфизму сопутствовали интрузии тоналит-трондьемитовых магм (2.04–2.01 млрд. лет) и гранитоидов варьующего состава (1.99–1.90 млрд. лет). За перечислен-

ными событиями последовало надвигообразование, вызванное тектоническим сжатием в широтном направлении (в современных координатах), которому сопутствовали интрузии мафит-ультрамафитовых даек (1.92 млрд. лет), А-гранитов (1.90–1.80 млрд. лет) и поздний гранулитовый метаморфизм (1.87–1.77 млрд. лет). Палеопротерозойская эволюция завершилась проявлениями внутриплитного магматизма, сформировавшими 1.74–1.70 млрд. лет назад батолиты рапакивиподобных гранитов, отложения обогащенных калием риолитовых пирокластических потоков и массивы щелочных гранитов на восточном фланге Алданской провинции [15, 16, 30–33, 123].

В пределах Становой провинции (см. рис. 5) ювенильные палеопротерозойские образования до настоящего времени почти не известны. Единственное исключение образовано Джугджурским массивом габбро-анортозитов, интродуцированным 1.74–1.70 млрд. лет назад [25, 37]. Среди архейских гранит-зеленокаменных комплексов закартированы фрагментированные линейные пояса и блоки архейских пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму в палеопротерозое, 2.2–2.0 и 1.98–1.84 млрд. лет назад [33 и ссылки там же].

Второму событию предшествовало сокращение латеральных размеров коры в субширотном направлении (в современных координатах). Палеопротерозойская эволюция завершилась не позднее 1.7 млрд. лет назад после надвигания коры Становой провинции в северном направлении и ее совмещения с Алданской провинцией. Пиковые параметры метаморфизма (до 1000–1100°C при 9.5–10.0 кбар [12]), отвечающие глубинным уровням коры, отмечены в породах сутамского комплекса, размещенного непосредственно вдоль границы с Алданской провинцией. Возраст метаморфизма связывают с интервалом 1.98–1.84 млрд. лет, однако последнее метаморфическое событие, вероятно, было синхронным с внедрением габбро-анортозитов Джугджурского массива, то есть непосредственно перед объединением Алданской и Становой провинций.

Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют, что все или, по крайней мере, большинство ювенильных палеопротерозойских изверженных пород, исследованных в пределах Сибирского кратона, включая габбро-анортозиты, кристаллизовались из расплавов, значительно контаминированных материалом архейской коры [15, 16, 31, 32].

Геологическая эволюция других континентальных областей

Приведенный выше обзор палеопротерозойских горнопородных ассоциаций Лавроскандии и Сибирского кратона иллюстрирует главные направления эволюции и наиболее важные геологические события в течение палеопротерозоя. Тектонические пояса обоих выделенных типов (включающие породы низкой–умеренной и высо-

кой степени метаморфизма), образовавшиеся в палеопротерозое 1.95–1.90 млрд. лет назад или несколько позднее, известны в пределах Азии, Австралии, Африки и Южной Америки. Однако их роль в строении перечисленных континентов гораздо более скромная в сравнении с Лавроскандией и Сибирью [например, 44, 73, 102, 117, 142, 151]. Породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму в раннем палеопротерозое 2.56–2.42 млрд. лет назад, участвуют в строении кратонов Южной Австралии, Китая, Индии и Антарктики [46, 49, 87, 120, 121]. Период с 2.51 до 2.45 млрд. лет для пассивных окраин кратонов Пилбара (Австралия) и Каапвааль (Южная Африка) характеризовался пиком магматизма и формированием толщ железистых кварцитов, связываемыми с процессами растяжения континентальной литосферы в результате воздействия глобального плюма [49]. Период с 2.44 до приблизительно 2.0 млрд. лет оказался временем “дремлющей” тектоники не только для Лавроскандии, но и для Африканского кратона [например, 72] и, возможно, для всей планеты [3, 66].

ГРАНУЛИТОВЫЕ (ГРАНУЛИТО-ГНЕЙСОВЫЕ) ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Из приведенного выше обзора видно, что гранулитовые пояса различных регионов, помимо высокого уровня метаморфизма, обладают еще целым рядом специфических свойств, которые не свойственны осадочно-вулканогенным и вулканоплутоническим поясам, образованным породами с низким уровнем метаморфических преобразований.

1. Проявлениям высокотемпературного метаморфизма обычно предшествуют или сопутствуют внедрения габбро-анортозитовых магм, значительно контаминированных веществом континентальной коры, интрузии “сухих” гранитов внутриплитного типа, эндербитов и чарнокитов.

2. Нижние части тектоно-стратиграфических разрезов достаточно часто образованы метаморфизованными вулканитами рифтогенной природы и метааренитами, источником которых были подстилающие породы архейской коры. В противоположность этому, источником большинства метаосадочных гранулитов, слагающих верхние части таких разрезов (“кондалитов”, или “метаграувакк”), были ювенильные палеопротерозойские породы, происхождение которых остается не вполне ясным, а предлагаемые интерпретации остаются спорными. Возрасты детритовых зерен циркона и Sm-Nd данные с неизбежностью указывают на существование крупных объемов ювенильных изверженных пород кислого состава, значительно контаминированных веществом архейской континентальной коры, образовавшихся

в раннем и среднем палеопротерозое и послуживших источником предполагаемых осадочных протолитов. Как видно из приведенного обзора, практически во всех исследованных случаях подобные породы-источники не обнаруживаются не только в непосредственной близости от гранулитовых поясов, но и в пределах значительно удаленных территорий.

3. Выведенные к поверхности гранулитовые комплексы образуют покровно-надвиговые ансамбли. Для подстилающих пород параавтохтонных комплексов характерны метаморфические преобразования, демонстрирующие обратную (инвертированную) зональность, которая формируется в результате *прогрева сверху* – со стороны надвинутых относительно горячих тектонических пластин.

4. Суммарная мощность сечения континентальной коры, которое подвергается гранулитовому метаморфизму в течение единого метаморфического события, может достигать 40 и более километров.

5. Вулканогенно-осадочные породы подвергались гранулитовому метаморфизму практически сразу или через очень короткий интервал времени после завершения осадконакопления.

6. В большинстве случаев формирование покровно-надвиговых ансамблей, то есть собственно формирование гранулитовых поясов, или быстро следовало за метаморфизмом, или началось в то время, когда высокотемпературные условия в коре еще в полной мере сохранялись. Тем не менее, эта особенность устанавливается не во всех случаях. Коллизионное надвигообразование может проявляться значительно позже, в связи с иной тектонической обстановкой. На длительное время (а во многих случаях – навсегда, как свидетельствуют данные по глубинным ксенолитам [126]) гранулитовые комплексы остаются в глубинах коры. Примером подобной ситуации является пояс Капускейсинг в пределах кратона Сьюпириор, где гранулитовый метаморфизм датирован интервалом 2.66–2.63 млрд. лет, тогда как надвигообразование, связанное с коллизионными событиями в палеопротерозое, состоялось значительно позднее, между 2.04 и 1.89 млрд. лет [113].

Перечисленные особенности свидетельствуют, что интенсивный прогрев, первоначально охватывавший породы нижней коры, распространялся в пределы вулканогенно-осадочного выполнения быстро углублявшихся депрессий. Завершение осадконакопления, высокотемпературный метаморфизм и надвигообразования совместно охватывали краткие интервалы времени продолжительностью десятки, но не более пятидесяти миллионов лет.

Представления о природе, тектонической и геодинамической значимости гранулитовых поя-

сов до настоящего времени остаются противоречивыми. В большинстве случаев гранулитовые пояса интерпретируются в качестве аналогов фанерозойских сутур, отличающихся высоким уровнем метаморфизма, или в качестве собственно коллизионных орогенов. Результаты моделирования термальной эволюции коллизионных орогенов указывают на значительный разогрев утолщенной коры – вплоть до условий гранулитовой фации [71, 143]. С другой стороны, особенности гранулитовых поясов, суммированные выше, находятся в определенном противоречии с такой геодинамической моделью. С. Хэрли [86] отмечал, что увеличение мощности коры, обусловленное коллизионным сжатием, не в состоянии объяснить исключительно высокие температуры, характеризующие метаморфизм большинства гранулитовых комплексов, в силу известных ограничений критически важных параметров, таких, как теплопроводность, теплогенерация в породах коры, уровень “нормального” теплового потока. Региональные проявления гранулитового метаморфизма требуют, согласно его оценке, существенно более значительных притоков тепла в сравнении с теми, которые могут быть обеспечены процессами в системе кора–мантия повышенной мощности. Сравнительно медленное охлаждение, продемонстрированное исследованиями многих гранулитовых комплексов, заставляет предполагать существование источника тепла за пределами коры, подвергающейся метаморфизму; в большинстве случаев геологические данные свидетельствуют, что взаимосвязанные процессы магматизма и высокотемпературного метаморфизма, скорее всего, являются общим следствием термальных событий литосферного ранга [86]. Аргументы С. Хэрли особенно убедительны с учетом полученных свидетельств весьма значительных мощностей коры, подвергающейся высокотемпературному метаморфизму в рамках единого метаморфического события [20, 108 и обзор публикаций там же, 109].

Еще один фактор имеет решающее значение в интерпретации геодинамических обстановок гранулитового метаморфизма: низкая активность воды (a_{H_2O}), следствием чего является формирование существенно “сухих” минеральных парагенезисов, характерных как для метаосадочных и метавулканических пород, так и для производных эндербит-чарнокитовых магм [например, 146]. Высокая активность воды, характерная для процессов над зоной субдукции, является причиной парциального плавления пород при относительно пониженных температурах и общей стабилизации температур в коре на уровне амфиболитовой фации. Осушение значительных объемов коры в надсубдукционной области следует признать не реальным. Впрочем, “сухие” условия вполне реализуемы в обстановке задугового растяжения.

М. Сандифорд и С. Хэрли [86, 127], анализируя вероятность гранулитового метаморфизма в коре в условиях континентального рифтогенеза, пришли к заключению, что в настоящее время гранулиты могут формироваться в коре, постилающей область Бассейнов и Хребтов в Северной Америке. Другим примером может служить ассоциация раннемелового комплекса гранулитов основного и среднего состава в пределах террейна Фиордленд (Новая Зеландия) [78, 79] с палеозойским габбро-анортзитовым массивом Блэк-Джайнт, сформированная в обстановке задугового растяжения [57]. Отмеченное выше преобладание протолитов рифтогенного происхождения в нижней части гранулитовых тектоно-стратиграфических разрезов вполне согласуется с заключениями о рифтогенной или задуговой обстановке формирования современных и недавних гранулитовых комплексов.

Суммируя, следует заключить, что метаморфизм гранулитовой фации, вероятнее всего, вызывается мощными притоками мантийного тепла; формирование гранулитовых комплексов не связано непосредственно с коллизионными процессами надвигообразования и утолщения коры. Вместе с тем, во многих случаях гранулитовый метаморфизм непосредственно прерывался коллизионными процессами, обеспечивавшими быстрое перемещение горячих коровых пластин к верхним уровням коры.

Полученные в недавние годы данные о возросте детритовых зерен циркона, включенных в метаосадочные гранулиты, создали основу для новой оценки происхождения гранулитовых комплексов. Можно предложить два варианта объяснения закономерного отсутствия палеопротерозойских пород гранитоидного типа, которые могли бы быть источником этих цирконов, в областях коры, сопредельных гранулитовым поясам.

1. Источником цирконов могли быть породы, размещенные в непосредственной близости от бассейнов осадконакопления, испытывающих быстрое погружение, чем определялись практически полное разрушение склонов бассейна и перемещение продуктов эрозии в область осадконакопления.

2. Реконструируемые осадки могли, по крайней мере, частично, представлять собой отложения пирокластических (пепловых) потоков, заполнявших обширные кальдеры и вулканотектонические депрессии.

Первый сценарий больше подходит для задуговых бассейнов. Однако известно, что многие палеопротерозойские гранулитовые пояса находятся в удалении от мест размещения изверженных пород надсубдукционного типа. Более того, в некоторых регионах вулканогенно-осадочные и вулканоплутонические пояса соответствующего возраста редки или отсутствуют вовсе (Сибирь,

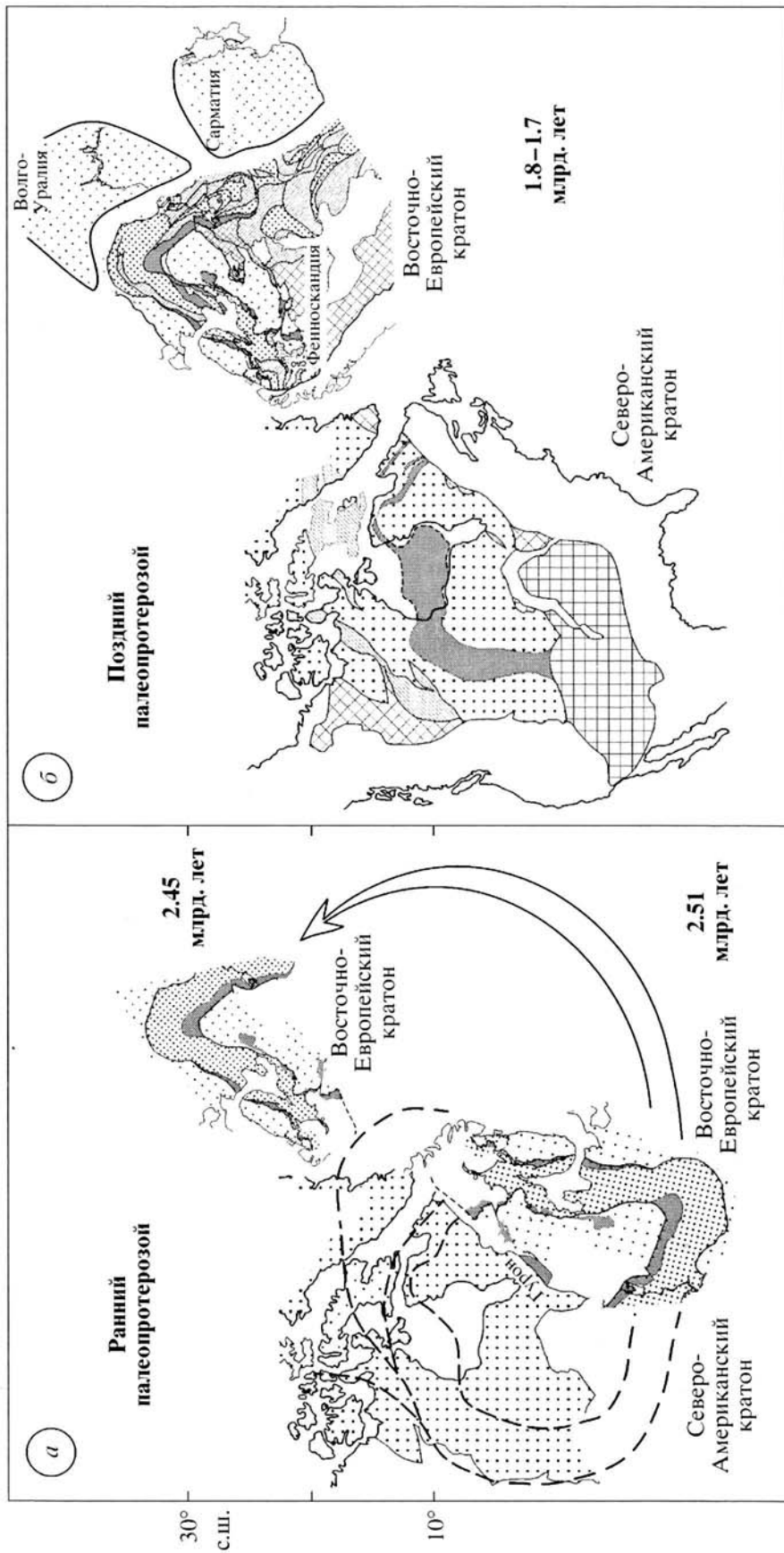


Рис. 6. Реконструкция главных направлений палеопротерозойской эволюции Лавроскандии: *а* – ранний палеопротерозой; *б* – поздний палеопротерозой. Условные обозначения – см. на рис. 2 и 3. Относительное положение Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов на 2.45 млрд. лет – по [105]. Показано предполагаемое размещение пород серии Гурон относительно реконструированного палеоконтинента

Южная Индия). Второй сценарий кажется более привлекательным, поскольку многие особенности строения коры, геодинамических обстановок формирования и литологии для пород обоих типов – гранулитовых протолитов и отложений пирокластических потоков в значительной мере совпадают. Сюда относятся: 1) тесная связь с обстановками задугового растяжения и внутриконтинентального рифтогенеза [41]; 2) огромные объемы и высокие скорости накопления отложений, связанные с быстрым формированием и заполнением кальдер и депрессий [133]; 3) “сухие” высокотемпературные условия – до 940°C [например, 138]. Дополнительно следует отметить вынос пирокластическими потоками фрагментов глубинных пород (ксенолитов), подвергшихся метаморфизму в условиях гранулитовой фации [132], и обычное присутствие в отложениях пирокластических потоков кислого состава и в сопутствующих интрузиях кристаллов орто- и клинопироксена, оливина, а также граната [например, 50, 138].

Таким образом, мы имеем достаточно много свидетельств в пользу модели формирования гранулитовых поясов, включающей следующую последовательность событий: интенсивный прогрев мощных сечений коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулканотектонических депрессий → их заполнение осадками рифтового типа и ювенильными контаминированными королевеществом лавами и отложениями пирокластических потоков → высокотемпературный метаморфизм пород на нижних и средних уровнях коры, включая выполнение бассейнов и депрессий, во внутренней области континента или в обстановке задугового растяжения → расслоение коры и надвигообразование в обстановке общего сжатия (коллизии), ведущее к эксгумации пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму. Результатом этих событий является возникновение внутриплитных гранулитовых поясов регионального значения, а также включение гранулитовых комплексов в структуры аккреционных и коллизионных орогенов.

ОБСУЖДЕНИЕ

Предложенная выше модель условий и обстановок проявления гранулитового метаморфизма предполагает преимущественно внутриплитное, связанное с активностью плюмов различного ранга, происхождение действительно крупных (регионального ранга) гранулитовых поясов. Естественно предположить, что начальные стадии эволюции (условия растяжения, внутриконтинентальный магматизм и осадконакопление) могли быть однотипными для гранулитовых поясов и для вулканогенно-осадочных поясов, характеризующихся низким и умеренным уровнем метаморфизма. В дальнейшем в случае перехода от

континентального рифтогенеза к океаническому спредингу (типа Красного моря) создавались условия для быстрой диссипации глубинного тепла и прекращения высокотемпературных метаморфических процессов в сопредельной области континентальной коры. Причины сохранения целостности коры, подвергшейся растяжению в одном и ее разрыва в другом случае, остаются неизвестными, однако понятно, что эти причины играли фундаментальную роль в эволюции крупнейших регионов. Добавим, что если предложенная модель происхождения гранулитовых поясов верна, то гранулитовые пояса не следует рассматривать в качестве аналогов фанерозойских сутур.

Старт палеопротерозойской эволюции континента Лавроскандия в течение палеопротерозоя связан с активностью суперплюма 2.51–2.44 млрд. лет назад, с которым связано разделение Северо-Американского кратона и Фенноскандии (рис. 6). Дальнейшая эволюция привела к возникновению современной системы дугообразных тектонических поясов в пределах Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов.

Анализ приведенного обзора позволяет расширить представления о природе и взаимосвязях внутриконтинентальных коллизионных орогенов двух выделенных типов. Орогены первого типа, *Трансгудзонского*, образованные осадочно-вулканогенными комплексами низкой и умеренной степени метаморфизма, формировались в ходе эволюции в рамках полного цикла Уилсона, включая полномасштабное океаническое раскрытие и последующее закрытие с участием субдукции под обрамляющие континенты. Орогены второго типа, *Лапландско-Прибалтийского*, включающие комплексы пород высокого уровня метаморфизма, формировались в условиях связанного с плюмами высокоинтенсивного прогрева коры при кратковременных и пространственно ограниченных проявлениях спрединга в краевых частях. Формирование орогенов этого типа завершилось в обстановке коллизии с погружением коры обрамляющих континентов, по меньшей мере, с одной из сторон под структуры орогена и сопровождалось выдавливанием кверху осевой области орогена. В орогенах обоих типов максимальное растяжение вплоть до спрединга океанического дна было сосредоточено в краевых частях зарождавшихся орогенов. Активная стадия формирования орогенов обоих типов ограничена 50–70 (во всяком случае, менее 100) миллионами лет.

Пост- и анорогенные события (бимодальный магматизм, формирование габбро-анортозит-рапакиви-гранитных комплексов, гранулитовый метаморфизм) в различных частях возрожденного палеопротерозойского суперконтинента проявились в различное время вскоре после завершения формирования аккреционных и коллизионных орогенов, преимущественно позднее 1.7 млрд. лет. В определенном смысле, эти события можно

рассматривать как свидетельства начала нового, мезо-неопротерозойского, этапа эволюции.

Палеопротерозойская тектоника и процессы корообразования в значительной степени определялись плюмовыми событиями глобального ранга ("суперплюмами"), датированными 2.51–2.44 и 2.0–1.95 млрд. лет. Как мы отмечали выше, особенности магматизма, высокотемпературного метаморфизма и осадконакопления в период с 2.51 до ~2.44 млрд. лет, зафиксированные в пределах континентальных областей, размещенных сегодня в пределах обоих полушарий, указывают на условия растяжения и притоки мантийного тепла во внутренней области достаточно обширного континента. Синхронность этих процессов в удаленных в настоящее время континентальных областях указывает на вероятную принадлежность этих областей единому континенту (возможно, суперконтиненту). Внедрения мантийных магм и высокотемпературный метаморфизм, свою очередь, позволяют предположить связь этих процессов с мантийными процессами плюмового типа. Их широкое распространение позволяет относить это явление к классу "суперплюмов". По-видимому, синхронность проявления "дремлющей" внутриплитной тектоники (2.44–2.0 (2.11) млрд. лет) в пределах разобренных областей также указывает на их принадлежность в то время единому континенту. Обсуждая снижение магматической активности в интервале от 2.44 до 2.2 млрд. лет, К. Конди [65] обратил специальное внимание на то, что "тепловая машина" планеты не могла остановиться и генерация тепла в недрах Земли не могла значительно снизиться в течение этого периода. Поскольку именно океанические хребты являются главным элементом в системе отвода глубинного тепла, их функционирование в этот период также должно было протекать "в нормальном режиме". Иными словами, нет достаточных оснований для предположения о том, что движение плит могло прекратиться, а затем тектоника плит стартовала вторично. Поэтому подходящим объяснением для выявленного геохронологическими данными периода относительной стабильности палеопротерозойского суперконтинента и ограниченности магматических процессов, связанных с субдукцией вдоль его границ, могло бы быть предположение об интенсивном рециклировании ювенильной океанической коры, формирующейся в пределах "океанического полушария", и об ее практически полном погружении в мантию.

Иницированные плюмами тектонические события – процессы рифтогенеза, локально с переходом к спредингу и формированию короткоживущих океанов Красноморского типа, как правило, не приводившие к окончательному разделению фрагментов суперконтинента, могут быть квалифицированы как "неудачные попытки" разрыва архейского суперконтинента [106]. Фундаментальные изменения в геологической эволюции Земли, со-

ответствующие границе архей–палеопротерозой, можно связать со сменой архейской "тектоники микроплит" палеопротерозойской "тектоникой суперконтинента" (или "тектоникой микроокеанов", учитывая ограниченный размер океанов Красноморского типа, формировавшихся внутри частично разорванного суперконтинента). Возникновение к концу архея первого в истории Земли суперконтинента, охватывавшего значительную часть поверхности земного шара, очевидно, должно было сыграть исключительную роль в реорганизации системы конвективных ячеек в подстилающей мантии. Примечательно, что палеопротерозой по стилю тектонических процессов и особенностям геодинамических обстановок тектоники плит отличается как от архея, так и фанерозоя. При этом, как ни парадоксально, архейская тектоника множества "миниплит" в значительно большей степени напоминает фанерозойскую тектонику плит, чем палеопротерозойскую "тектонику суперконтинента".

ГЛАВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Формирование гранулитовых поясов включало: интенсивный прогрев мощных сечений коры за счет мантийных источников тепла (плюмов) → возникновение рифтогенных бассейнов и вулкано-тектонических депрессий → их заполнение осадками рифтового типа и короконтинентальными лавами и отложениями пирокластических потоков → 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, и возникновению внутриплитных гранулито-гнейсовых поясов, участвующих в строении аккреционных и коллизионных орогенов. *Раннедокембрийские гранулитовые пояса не следует рассматривать в качестве аналогов фанерозойских сутур.*

2. Главной особенностью палеопротерозойской эволюции суперконтинента или небольшого числа крупных континентов, сформированных к концу архея, было преимущественное сосредоточение тектонических событий во внутренней области суперконтинента, сопровождавшихся его частичным разрывом. Формирование аккреционных орогенов вдоль внешних границ суперконтинента охватило короткий временной интервал в конце палеопротерозоя и сопровождалось восстановлением целостности реорганизованного суперконтинента, вместившего значительные объемы ювенильной палеопротерозойской коры.

3. Геологическая эволюция континента Лавро-скандия в течение палеопротерозоя может быть разделена на пять периодов:

2.51–2.44 млрд. лет: суперплюм, разделение Северо-Американского кратона и Фенноскандии;

2.44–2.0 (2.11) млрд. лет: “дремлющая” тектоника во внутриконтинентальной области, локально осложненная процессами плюмового и тектоно-плитного типа;

2.0–1.95 млрд. лет: суперплюм и инициированные им тектонические, магматические и метаморфические события;

1.95–1.75 (1.71) млрд. лет: взаимодействие процессов плюмового и тектоно-плитного типов, частичный разрыв континентальной коры, формирование аккреционных орогенов вдоль окраин суперконтинента, коллизионные процессы в его внутренней области и итоговое восстановление целостности суперконтинента;

<1.75 млрд. лет: пост- и анорогенный магматизм и метаморфизм.

4. Крупные фрагменты раннедокембрийской континентальной коры, сосредоточенные в пределах Сибирского и других кратонов, развивались по сходному сценарию, однако временные границы отдельных этапов могли быть несколько смещены, а степень их проявления могла существенно варьировать.

5. Выделено два типа внутриконтинентальных коллизионных орогенов: 1) Трансгудзонский, образованный породами низкой и умеренной степени метаморфизма, формировавшийся в рамках полного цикла Уилсона с участием субдукции под обрамляющие континенты; 2) Лапландско-Прибалтийский, образованный породами высокой степени метаморфизма, формировавшийся в связи с плюмами при кратковременных и пространственно ограниченных проявлениях спрединга в краевых частях. Формирование орогенов обоих типов началось с растяжения и прогрева коры под воздействием плюмов (суперплюмов). В дальнейшем в случае полного разрыва континентальной коры последующая эволюция приводила к формированию орогенов первого типа. В случае лишь частичного разрыва континентальной коры формировались орогены второго типа. Их эволюция завершалась в обстановке коллизии с погружением коры обрамляющих континентов, по меньшей мере, с одной из сторон под структуры орогена и сопровождалась выдавливанием кверху осевой области орогена. В орогенах обоих типов максимальное растяжение вплоть до спрединга океанического дна было сосредоточено в краевых частях зарождавшихся орогенов.

6. Продолжительность активной стадии формирования палеопротерозойских коллизионных и аккреционных орогенов не превышала 100 миллионов лет.

Автор выражает благодарность РФФИ за финансирование исследований (проекты 00-05-64241 и 05-05-65012), а также – ОНЗ РАН за поддержку завершающего этапа работ (программа ОНЗ-6). Работа является также вкладом в проект IGCP-509 “Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution”. Автор глубоко признателен академиком РАН В.Е. Хаину и Ю.М. Пушаров-

скому, замечания которых помогли уточнить ряд позиций статьи и позволили более четко представить опорные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакушкин Е.М., Журавлев Д.З., Балашиов Ю.А. и др. Карикъявский массив // Геохронология и генезис расслоенных основных интрузий, вулканизов и гранито-гнейсов Кольского полуострова. Апатиты: Кол. НЦ РАН, 1990. С. 16–17.
2. Балаганский В.В., Тиммерман М.Я., Кислицын Р.В. и др. Изотопный возраст пород Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса), Кольский полуостров // Вестник Мурманск. Гос. техн. универ. 1998. Т. 1. № 3. С. 19–32.
3. Балашиов Ю.А., Глазнев В.Н. Мантийные циклы магматизма // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск–Улан-Уде: ГИ СО РАН, 2004. С. 55–58.
4. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофенской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
5. Беляцкий Б.В., Тихомирова М.А., Савва Е.В. Возраст и генезис протерозойского Тикшеозерского щелочного ультрамафитового массива (Северная Карелия): результаты Pb-Sr-Nd исследований // Изотопное датирование и геологические процессы: новые методы и результаты: Тезисы I Рос. конф. по изотоп. геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 63–65.
6. Бибикина Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Х. Лапландские гранулиты: петрохимия, геохимия и изотопный возраст // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 215–234.
7. Ветрин В.Р. Нижняя кора Беломорского мегаблока: возраст, структура и условия формирования (по результатам изучения глубинных ксенолитов) // Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета, 1998. Т. 1. № 3. С. 7–18.
8. Вурсий Г.Л., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Структура и U-Pb возраст гипербазит-базитов плутона Гремяха-Вырмес // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотоп. геохрон. М.: ГЕОС, 2000. С. 99–100.
9. Гусев Г.С., Песков А.И. Протерозойские трахиандезиты и мафиты Ачитканского хребта (Северное Прибайкалье) // Геотектоника. 1992. № 4. С. 75–86.
10. Злобин В.Л., Богина М.М., Миц М.В. Кислые палеопротерозойские метавулканиды Лехтинской структуры // Материалы X Всерос. Петрогр. совещ. Апатиты: ГИ Кол. НЦ РАН, 2005. Т. 3. С. 152–154.
11. Злобин В.Л., Богина М.М., Миц М.В. Палеопротерозойские (доятулийские) вулканиды Восточно-Карельского вулканогенно-осадочного пояса: новые данные // Матер. совещ. “Беломорский по-

- area, central Finland // *Geol. Surv. Finland, Bull.* 1998. Vol. 344. 50 p.
91. *Huhma H., Meriläinen K.* Provenance of paragneisses from the Lapland Granulite Belt // *Res Terrae, Scr. A. Finland: University of Oulu*, 1991. Vol. 5. P. 26.
 92. *Jackson G.D., Berman R.G.* Precambrian metamorphism and tectonic evolution of northern Baffin Island, Nunavut, Canada // *The Can. Mineralogist*. 2000. Vol. 38. P. 399–421.
 93. *Kalsbeek F., Nutman A.P.* Anatomy of the Early Proterozoic Nagssugtoqidian Orogen, West Greenland, explored by reconnaissance SHRIMP U-Pb dating // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 515–518.
 94. *Kalsbeek F., Pulvertaft T.C.R., Nutman A.P.* Geochemistry, age and origin of metagreywackes from the Palaeoproterozoic Karrat Group, Rinkian Belt, West Greenland // *Prec. Res.* 1998. Vol. 91. P. 383–399.
 95. *Kaulina T.V., Belyaev O.A., Apanasevich E.A.* Multi-stage metamorphic history of the Lapland Granulite and the Tanaelv belts: U-Pb, Sm-Nd and Rb-Sr data (NE Baltic Shield) // *Internat. Conf. on Prec. Continental Growth and Tectonism (PCGT-2005)*. February 22–24, Jhansi, India. 2005. Abstract Volume. P. 267–271.
 96. *Kempton P.D., Downes H., Neymark L.A., Wartho J.A., Zartman R.E., Sharkov E.V.* Garnet granulite xenoliths from the northern Baltic Shield – the underplated lower crust of a Palaeoproterozoic large igneous province? // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. № 4. P. 731–763.
 97. *Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V., Vetrin V.R., Ionov D.A., Carswell D.A., Beard A.* Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archean terrane // *Lithos*. 1995. Vol. 36. P. 157–184.
 98. *Kislitsyn R.V., Balagansky V.V., Munttari I., Timmerman M.J., Daly J.S.* Age of accretion and collision in the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen: new isotope evidence from the Kolvitsa belt and Umba granulite terrane // *SVEKALAPKO, an Europrobe project: Abstracts*. Finland, Oulu, 1999. P. 33.
 99. *Küsul V.I., Glebovitsky V.A., Vapnic Ye.A., Frisch T.* Gneisses from the granulite terrane of the Central Boothia uplift, Arctic Canada // *The Canadian Mineralogist*. 2000. Vol. 38. P. 443–454.
 100. *Kontinen A.* An Early Proterozoic ophiolite – the Jorua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland // *Prec. Res.* 1987. Vol. 35. № 1. P. 313–341.
 101. *Korsman K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P.* GGT/SVEKA Working Group. The GGT/SVEKA Transect: structure and evolution of the continental crust in the Palaeoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // *Intern. Geol. Review*. 1999. Vol. 41. P. 287–333.
 102. *Martin D.McB., Powel C.McA., George A.D.* Stratigraphic architecture and evolution of the early Palaeoproterozoic McGrath Trough, Western Australia // *Prec. Res.* 2000. Vol. 99. P. 33–64.
 103. *McDonough M.R., McNicoll V.J., Schetselaar E.M.* Age and kinematics of crustal shortening and escape in a two sided oblique slip collisional and magmatic orogen, Proterozoic Taltson Magmatic Zone, northeastern Alberta / Ed. Ross G.M. // *Alberta Basement Transects Workshop*. Lithoprobe Report No. 47. LITHOPROBE Secretariat. University of British Columbia, 1995. P. 264–239.
 104. *Melezhik V.A., Sturt B.F.* General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra-Varzuga-Ust'Ponoy greenstone belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth Science Review*. 1994. Vol. 36. P. 205–241.
 105. *Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.L., Pesonen L.J., Stepanov V.S.* Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield – implications for continental reconstructions // *Prec. Res.* 1999. Vol. 98. P. 197–221.
 106. *Mints M.V.* The correlation between the Palaeoproterozoic orogens and granulite belts in the Baltic Shield and North America Craton: a suggested model of Palaeoproterozoic plate tectonics // *Gondwana Research*. 1998. Vol. 1. P. 235–246.
 107. *Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M.* 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*, in press.
 108. *Mints M.V., Konilov A.N.* Thermal structure of the crust during granulite metamorphism: petrological speculations and geodynamic implications / Eds. Motoyoshi Y., Shiraishi K. // *Origin and evolution of continents. Proceedings of Intern. Symp.*. Tokyo. Mem. Nat. Inst. of Polar Research. Spec. Issue, 1998. Vol. 53. P. 137–156.
 109. *Mints M.V., Konilov A.N.* Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // *The Precambrian Earth: Tempos and events. Series "Developments in Precambrian Geology, 12"* / Eds. Eriksson P.G., Altermann W., Nelson D.R., Mueller W.U., Catuneanu O. Series Ed. Condie K.C. Amsterdam–Boston and others: Elsevier, 2004. P. 223–239.
 110. *Mitrofanov F.P., Balagansky V.V., Balashov Y.A., Ganibal L.F., Dokuchaeva V.S., Nerovich L.I., Radchenko M.K., Ryungenen G.I.* U-Pb age of gabbro-anorthosite massifs in the Lapland Granulite Belt // *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* 1995. Vol. 7. P. 179–183.
 111. *Mitrofanov F.P., Bayanova T.B.* Duration and timing of ore-bearing Palaeoproterozoic intrusions of Kola province / Eds. Stanley C.R. et al. // *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 1275–1278.
 112. *Nutman A.P., Kalsbeek F., Marker M., van Gool J.A.M., Bridgwater D.* U-Pb zircon ages of Kangamiut dykes and detrital zircons in metasediments in the Palaeoproterozoic Nagssugtoqidian Orogen (West Greenland). Clues to the precollisional history of the orogen // *Prec. Res.* 1999. Vol. 93. P. 87–104.
 113. *Percival J.A., West G.F.* The Kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis // *Can. J. Earth Sci.* 1994. Vol. 31. P. 1256–1286.
 114. *Pharaoh T.C., Brewer T.S.* Spatial and temporal diversity of early Proterozoic volcanic sequences – comparisons between the Baltic and Laurentian shields // *Prec. Res.* 1990. Vol. 47. P. 169–189.

- движный пояс и его аналоги". Петрозаводск: ИГ Кар. НЦ РАН, 2005. С. 167–169.
12. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 150 с.
 13. Каулина Т.В. Результаты U-Pb анализа цирконов из пород пояса Танаэль // Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России: Матер. X конф. памяти К.О. Кратца. Апатиты: ГИ Кол. НЦ РАН, 1999. С. 51–57.
 14. Каулина Т.В., Кислицын Р.В., Апанасевич Е.А. Заключительные этапы метаморфической эволюции пояса Танаэль (Кольский регион Балтийского щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила // Геохимия. 2004. № 6. С. 597–603.
 15. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И., Сальникова Е.В., Великославинский С.Д., Смелов А.П., Загорная Н.Ю. Возрастные границы высокотемпературных супракrustальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные // Стратигр. и геол. кор. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–17.
 16. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.В., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 99–110.
 17. Минц М.В., Берзин Р.Г., Андрущенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2004. № 5. С. 10–25.
 18. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Роль коллизионных процессов в создании структуры раннедокембрийской коры восточной части Балтийского щита (геологическая интерпретация результатов профилирования МОГТ) // Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок / Ред. Межеловский Н.В. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. Гл. 2. С. 242–301.
 19. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника. 2004. № 2. С. 10–29.
 20. Минц М.В., Ветрин В.Р., Конилов А.Н. Эволюция, строение и термальная структура коры Лапландско-Беломорской области в раннем протерозое: интеграция результатов геологического и петрологического изучения Лапландских гранулитов и глубинных ксенолитов и данных сейсмического профилирования // Материалы 1-го Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 4. С. 168–170.
 21. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН, вып. 503).
 22. Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Восточно-Европейский кратон – палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат. XXXVIII Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 452–456.
 23. Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-подвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизийными процессами // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат. XXXVIII Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 456–459.
 24. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А. и др. U-Pb возраст габбро-анортозитов Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 1. С. 95–98.
 25. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. U-Pb возраст Джугджурских анортозитов // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 4–6. С. 514–518.
 26. Неймарк Л.А., Немчин А.А., Ветрин В.Р., Сальникова Е.В. Sm-Nd и Pb-Pb изотопная систематика глубинных коровых ксенолитов и эксплозивных трубок южной части Кольского полуострова // Докл. РАН. 1993. Т. 326. № 6. С. 781–784.
 27. Нерович Л.И. Петрология и геохронология анортозитов Лапландского гранулитового пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Апатиты: ГИ Кол. НЦ РАН, 1999. 23 с.
 28. Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и их металлогенические особенности // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1524–1544.
 29. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. Глебовицкий В.А. С.-Петербург: Наука, 2005. 711 с.
 30. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.
 31. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибилова Е.В., Злобин В.Л. Раннепротерозойские террейны, коллизионные зоны и связанные с ними анортозиты северо-востока Сибирского кратона: изотопная геохимия и возрастные характеристики // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 159–178.
 32. Розен О.М., Серенко В.П., Спеццус З.В., Манасков А.В., Зинчук Н.Н. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керн скважин и включений в кимберлитах) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.
 33. Рундквист Д.В., Минц М.В., Ларин А.М., Ненахов В.М., Рыцк Е.Ю., Турченко С.И., Черны-

- шов Н.М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, РАН, Геокарт, 1999. 399 с.
34. Саватенков В.М., Пушкарев Ю.Д., Сергеев А.В., Сулимов Р.Б. Карбонатиты Гремяха-Вырмес как индикатор новой рудной специализации массива (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 5. С. 449–454.
 35. Светов С.А., Голубев А.И., Светова А.И. Геохимия сумийских андезитобазальтов Центральной Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии / Ред. А.И. Голубев. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 18–26.
 36. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А., Балашов Ю.А., Балаганский В.В., Борисов А.Е., Борисова В.В., Волощина З.М., Козлова Н.Е., Кравцов Н.А., Пегруца В.З., Мокроусов В.А., Петров В.П., Радченко А.Т., Скуфьин П.К., Федотов Ж.А. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
 37. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование Джугджурских докембрийских анортозитов // Докл. АН СССР. Т. 304. № 2. С. 964–968.
 38. Фриш Т., Джексон Г.Д., Глебовицкий В.А., Ефимов М.М., Богданова М.Н., Пэрриш Р.Р. U-Pb геохронология циркона Кольвицкого габбро-анортозитового комплекса, южная часть Кольского полуострова, Россия // Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 248–254.
 39. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. М.: Недра, 1988. 382 с.
 40. Эрнст Р., Бликер В. Крупные магматические провинции и их дайковые рои: ключ к построению палеогеографической летописи Земли до 2.5 млрд. лет назад // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: Матер. XXXIX Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 398–401.
 41. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
 42. Alapiety T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovskiy S.N. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 42. P. 1–22.
 43. Alexeyev N.L., Salnikova E.V., Klepinin S.V. Tectonic and P-T-time evolution of the Kolvitsa-Umba collision zone // Abstracts of the SVEKALAPKO workshop, 27–30.11.1997. Lammi, Finland, 1997. Vol. 8. P. 4.
 44. Almeida F.F.M. de, Brito Neves B.B. de, Carneiro C.D.M. The origin and evolution of the South American Platform // Earth-Science Reviews. 2000. Vol. 50. P. 77–111.
 45. Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting // Prec. Res. 1995. Vol. 75 (1–2). P. 31–46.
 46. Asami M., Suzuki K., Grew E.S. Chemical Th-U-total Pb dating by electron microprobe analysis of monazite, xenotime and zircon from the Archaean Napier Complex, East Antarctica: evidence for ultra-high-temperature metamorphism at 2400 Ma // Prec. Res. 2002. Vol. 114. P. 249–275.
 47. Baird D.J., Nelson K.D., Knapp J.H., Walters J.J., Brown L.D. Crustal structure and evolution of the Trans-Hudson orogen: Results from seismic reflection profiling // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 2. P. 416–426.
 48. Balagansky V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.E., Kislitsyn R.V. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa belt, Kola Peninsula, Russia: implications for early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Prec. Res. 2001. Vol. 105. P. 269–287.
 49. Barle M.E., Bekker A., Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol. 238. P. 156–171.
 50. Beddoe-Stephens B., Mason I. The volcanogenetic significance of garnet-bearing minor intrusions within the Borrowdale Volcanic Group, Eekdale area, Cumbria // Geol. Mag. 1991. Vol. 128. № 5. P. 505–516.
 51. Bernard-Griffith J., Peuca J.J., Postaire B., Vidal Ph., Conyer J., Moreau B. Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // Prec. Res. 1984. Vol. 23. P. 325–348.
 52. Bogdanova S.V. Segments of the East European craton / Eds. Gee D.G., Beckholmen M. // EUROPROBE in Jablonna, 1991. Warszawa: Inst. of Geophysics. Polish Ac. of Sciences – European Science Foundation, 1993. P. 33–38.
 53. Bogdanova S.V. High-grade metamorphism of 2.44–2.4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian Belt in the northeastern Baltic Shield / Ed. Bruwer T.S. // Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region, Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. Vol. 112. P. 69–90.
 54. Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Postnikov A.V. A remnant of the Palaeoproterozoic magmatic arc beneath Moscow / Eds. Kariakin Yu.V., Mints M.V. // Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust geodynamics, petrology, geochronology, regional geology: abstracts. Moscow: GEOS, 1999. P. 23–24.
 55. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Stephenson R.A. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic accretion of Fennoscandia and Sarmatia // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. vii-x.
 56. Bogdanova S.V., Page L.M., Skridlaite G., Taran L.N. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the East European Craton: ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological constraints // Tectonophysics. 2001. Vol. 339. P. 39–66.
 57. Bradshaw J.Y. Early Cretaceous vein related garnet granulite in Fiordland, southwest New Zealand: a case for infiltration of mantle-derived CO₂-rich fluids // J. Geol. 1989. Vol. 97. P. 697–717.
 58. Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Marke M., Bushmin A., Alexeyev N.L., Daly J.S. Age and provenance of early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. Vol. 13. № 1. P. 32–37.
 59. Buchan K.L., Halls H.C., Mortensen J.K. Paleomagnetism, U-Pb geochronology and geochemistry of Marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Fort Frances swarm // Can. Journ. Earth Sci. 1996. Vol. 33. P. 1583–1595.

60. *Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G., Pesonen L.J., Elming S.-A., Abrahamsen N., Bylund G.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key paleomagnetic poles // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 319. P. 167–198.
61. *Chacko T., Creaser R.A., Poon D.* Spinel + quartz granites and associated metasedimentary enclaves from the Taltson magmatic zone, Alberta, Canada: a view into a root zone of a high temperature S-type granite batholith // *Mineral. Mag.* 1994. № 8A. P. 161–162.
62. *Chacko T., De S.K., Creaser R.A., Muehlenbach K.* Tectonic setting of the Taltson magmatic zone at 1.9–2.0 Ga: a granitoid-based perspective // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 1597–1609.
63. *Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R.* Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 1–18.
64. *Condie K.C.* Growth and accretion of continental crust: inferences based on Laurentia // *Chemical Geology*. 1990. Vol. 83. P. 183–194.
65. *Condie K.C.* Greenstones through time / Ed. Condie K.C. // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 85–120.
66. *Condie K.C.* Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 163. P. 97–108.
67. *Condie K.C.* Breakup of a Palaeoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research*. 2002. Vol. 5. № 1. P. 41–43.
68. *Corfu F., Easton R.M.* U-Pb evidence for polymetamorphic history of Huronian rocks within the Grenville front tectonic zone east of Sudbery, Ontario, Canada // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 172. P. 149–171.
69. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J., de Jong K., Guise P., Bogdanova S., Gorbatshev R., Bridgwater D.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland-Kola orogen, northern Fennoscandian Shield // *Prec. Res.* 2001. Vol. 105. P. 289–314.
70. *De S.K., Chacko T., Creaser R.A., Muehlenbachs K.* Geochemical and Nd-Pb-O isotope systematics of granites from the Taltson Magmatic Zone, NE Alberta: implications for Early Proterozoic tectonics in western Laurentia // *Prec. Res.* 2000. Vol. 102. P. 221–249.
71. *England P.C., Thompson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. P. 894–928.
72. *Eriksson P.G., Mazumder R., Sarkar S., Bose P.K., Altermann W., van der Merwe R.* The 2.7–2.0 Ga volcanosedimentary record of Africa, India and Australia: evidence for global and local changes in sea level and continental freeboard // *Prec. Res.* 1999. Vol. 97. P. 269–302.
73. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. of Geodynamics*. 2002. Vol. 34. P. 309–342.
74. *Farquar J., Chacko T., Ellis D.J.* Preservation of oxygen isotope compositions in granulites from Northwestern Canada and Enderby Land, Antarctica: implications for high-temperature isotopic thermometry // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 125. P. 213–224.
75. *Gaal G.* Global Proterozoic tectonic cycles and Early Proterozoic metallogeny // *South African Journ. of Geology*. 1992. Vol. 95. № 3. P. 79–87.
76. *Gaal G., Gorbatshev R.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Prec. Res.* 1987. Vol. 35. P. 15–52.
77. *Gala M.G., Symons D.T.A., Palmer H.C.* Geotectonics of the Hanson Lake block, Trans-Hudson orogen, central Canada: a preliminary paleomagnetic report // *Prec. Res.* 1998. Vol. 90. P. 85–101.
78. *Gibson G.M., Ireland T.R.* Granulite formation during continental extension on Fiordland, New Zealand // *Nature*. 1995. Vol. 375. P. 479–482.
79. *Gibson G.M., Ireland T.R.* Black Giants Anorthosite, New Zealand: a Paleozoic analogue of Arcgean stratiform anorthosite and implications for the formation of Archean high-grade terranes // *Geology*. 1999. Vol. 27. № 2. P. 131–134.
80. *Glebovitsky V., Alexejev N., Marker M. et al.* Age, evolution and regional setting of the Palaeoproterozoic Umba igneous suite in the Kolvitsa-Umba zone, Kola Peninsula: constraints from new geological, geochemical and U-Pb zircon data // *Prec. Res.* 2001. Vol. 105. № 2–4. P. 247–268.
81. *Goff S.P., Godfrey J.D., Holland J.G.* Geochemistry of the Canadian Shield of Northeastern Alberta. Alberta Research Council, Edmonton Bull. 1986. Vol. 51. 60 p.
82. *Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Prec. Res.* 1993. Vol. 64. P. 3–21.
83. *Halls H.C., Heaman L.M.* The paleomagnetic significance of new U-Pb age data from the Molson dyke swarm, Cauchon Lake area, Manitoba // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 957–966.
84. *Hanski E.J., Huhma H., Lehtonen M.I., Rastas P.* 2.0 Ga old oceanic crust in northern Finland / Eds. Hanski E., Vuollo J. // *International Ophiolite Symposium and Field Excursion: Abstracts*. Geol. Surv. Finland Spec. Paper, Espoo. 1998. Vol. 26. P. 24.
85. *Harley S.L.* The origin of granulites: a metamorphic perspective // *Geol. Mag.* 1989. Vol. 126. P. 215–247.
86. *Harley S.L.* Proterozoic granulite terranes / Ed. Condie K.C. // *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 301–359.
87. *Harley S.L.* An appraisal of peak temperatures and thermal histories in ultrahigh-temperature (UHT) crustal metamorphism: the significance of aluminous orthopyroxene / Eds. Motoyoshi Y., Shiraishi K. // *Origin and evolution of continents*. Proceedings of Intern. Symp., Tokyo. Mem. Nat. Inst. of Polar Research. Spec. Issue, 1998. Vol. 53. P. 49–73
88. *Heaman L.M.* Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? // *Geology*. 1997. Vol. 25. P. 299–302.
89. *Hoffman P.F.* Precambrian geology and tectonic history of North America – an Overview / Eds. Bally A.W., Palmer A.R. // *The geology of North America*. Geological Society of America. 1989. Vol. A. P. 447–512.
90. *Höglund P.* Metamorphic zones and evolution of granulite grade metamorphism in the early Proterozoic Pielavesi

115. *Picard C., Giovenazzo D., Lamothe D.* Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec // *Geoscience Canada*. 1989. Vol. 16. № 3. P. 130–133.
116. *Piper J.D.A.* Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics // *Geophys. Journ. R. Astr. Society*. 1983. Vol. 74. P. 163–197.
117. *Proterozoic Crustal Evolution* / Ed. *Condie K.C.* Amsterdam: Elsevier, 1992. 510 p.
118. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schöneberg C.-D., Nemchin A.A.* Petrology of mafic lavas within Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 134–153.
119. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Shchipansky A.A., Kulikov V.S., Kulikova V.V.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetreney Belt, Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 124. P. 273–290.
120. *Raith M., Srikantappa C., Ashamanjar K.G., Spiering B.* The granulite terrane of the Nilgiri Hills (Southern India): characterization of high-grade metamorphism / Eds. *Vielzeuf D., Vidal Ph.* // *Granulites and crustal evolution*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. P. 339–365.
121. *Raith M.M., Srikantappa C., Buhl D., Koeler H.* The Nilgiri enderbites, South India: nature and age constraints on protholith formation, high-grade metamorphism and cooling history // *Prec. Res.* 1999. Vol. 98. P. 129–150.
122. *Rogers J.J.W.* A history of the continents in the past three billion years // *Journ. of Geology*. 1996. Vol. 104. P. 91–107.
123. *Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment / Ed. *Condie K.C.* // *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
124. *Ross G.M., Eaton D.W.* Proterozoic tectonic accretion and growth of western Laurentia: results from Lithoprobe studies in northern Alberta // *Canadian Journ. of Earth Sci.* 2002. Vol. 39. P. 313–329.
125. *Ross G.M., Parrish R.S., Villeneuve M.E., Bowring S.A.* Geophysics and geochronology of the crystalline basement of the Alberta basin, Western Canada // *Can. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. P. 512–522.
126. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 267–309.
127. *Sandiford M.* Horizontal structures in granulite terrain: a record of mountain building or mountain collapse? // *Geology*. 1989. Vol. 17. P. 449–452.
128. *Scott D.J.* U-Pb geochronology of the eastern Hall Peninsula, Southern Baffin Island, Canada: a northern link between the Archean of West Greenland and the Palaeoproterozoic Torngat Orogen of northern Labrador // *Prec. Res.* 1999. Vol. 93. P. 5–26.
129. *Scott D.J., St-Onge M.R., Lucas S.B., Helmstaedt H.* Geology and geochemistry of the Early Proterozoic Purtuniqu ophiolite, Cape Smith belt, northern Quebec, Canada / Eds. *Peters Tj. et al.* // *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*. Amsterdam: Kluwer Academic Press, 1991. P. 817–849.
130. *Scridlaite G., Motuza G.* Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 113–133.
131. *Sharkov E.V., Smolkin V.F.* The Early Proterozoic Pechenga-Varzuga belt: a case of Precambrian back-arc spreading // *Prec. Res.* 1997. Vol. 82. P. 133–151.
132. *Smith R.D., Cameron K.L., McDowell F.W., Niemeyer S., Sampson D.E.* Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 375–389.
133. *Smith R.L.* Ash flow magmatism // *Geol. Soc. of America Spec. Paper*. 1979. Vol. 180. P. 5–27.
134. *Smithson S.B., Wenzel F., Ganchin Y.V., Morozov I.V.* Seismic results at Kola and KTB deep scientific boreholes: velocities, reflections, fluids and crustal composition // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 329. P. 301–317.
135. *Sorjonen-Ward P., Clauze-Long J., Huhma H.* SHRIMP isotope studies of granulite zircons and their relevance to Early Proterozoic tectonics in northern Fennoscandia // *US Geol. Surv. circular 1107, ICOG 8. Abstracts*. 1994. P. 299.
136. *Stern R.A., Lukas S.B.* U-Pb zircon age constraints on the early tectonic history of the Flin Flon accretionary collage, Saskatchewan // *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 8*. Geol. Surv. of Canada. Current Research 1994-F. P. 75–86.
137. *St-Onge M.R., Lukas S.B., Scott D.J., Wodichka N.* Upper and lower plate juxtaposition, deformation and metamorphism during crustal convergence, Trans-Hudson Orogen (Quebec-Baffin segment), Canada // *Prec. Res.* 1999. Vol. 93. P. 27–49.
138. *Sutton A.N., Blake S., Wilson C.J.N., Charlier B.L.A.* Late Quaternary evolution of a hyperactive rhyolite magmatic system: Taupo volcanic center, New Zealand // *J. of Geol. Soc. London*, 2000. Vol. 157. P. 537–552.
139. *Symons D.T.A., Harris M.J.* The ~1830 Ma Trans-Hudson hairpin from paleomagnetism of the Wapisi gneiss dome, Kiseynew Domain, Manitoba // *Can. J. Earth Sci.* 2000. Vol. 37. P. 913–922.
140. *Taran L.N., Bogdanova S.V.* The Fennoscandia-Sarmatia junction in Belarus: new inferences from a PT-study // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. P. 193–214.
141. *Taylor P.N., Kalsbeek F.* Dating the metamorphism of Precambrian marbles: Examples from Proterozoic mobile belts in Greenland // *Chem. Geol.* 1990. Vol. 86. P. 21–28.
142. *Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A.* Archean and Palaeoproterozoic tectonic evolution of the Sao Francisco craton, Brazil / Eds. *Gordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A.* // *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro, 2000. P. 101–137.
143. *Thompson A.B., Ridley J.R.* Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts // *Phil. Trans. R. Soc. London*, 1987. Vol. A321. P. 27–45.

144. *Thompson P.H.* Proterozoic evolution of the Northern Thelon Tectonic Zone // Ph.D. thesis. Princeton, New Jersey: Princeton Univ., 1992 (cited from Kitsul et al., 2000).
145. *Thorkelson D.J., Mortensen J.K., Creaser R.A., Davidson G.J., Abbott J.G.* Early Proterozoic magmatism in Yukon, Canada: constraints on the evolution of northwestern Laurentia // *Can. J. Earth Sci.* 2001. Vol. 38. P. 1479–1494.
146. *Touret J.L.R., Hartel T.H.D.* Synmetamorphic fluid inclusions in granulites / Eds. Vielzeuf D., Vidal Ph. // *Granulites and Crustal Evolution*. Dordrecht: Kluwer Publ., 1990. P. 397–417.
147. *Tuisku P., Huhma H.* Geochronology of Lapland granulite belt and implications for the Fennoscandian assembly: The architecture and evolution of the Palaeoproterozoic Lapland-Kola orogen // SVEKALAPKO, an Europrobe project. Abstracts. Finland, Oulu, 1999. P. 65.
148. *Van Kranendonk K.M.J.* Tectonic evolution of the Palaeoproterozoic Torngat orogen: Evidence from pressure-temperature-time-deformation paths in the North River map area, Labrador // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. № 4. P. 843–869.
149. *Vogel D.C., Vuollo J.J., Alapieti T.T., James R.S.* Tectonic, stratigraphic and geochemical comparisons between ca. 2500–2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Prec. Res.* 1998. Vol. 92. P. 89–116.
150. *Vuollo J.* Palaeoproterozoic basic igneous events in Eastern Fennoscandian Shield between 2.45 and 1.97 Ga. Oulu: Acta Univ., Vol. A250. 1994. 32 p.
151. *Wei J.* The late Palaeoproterozoic orogeny in the North China Craton // *Gondwana Research*. 2002. Vol. 5. № 1. P. 95–99.
152. *White D.J., Jones A.G., Lucas S.B., Hajnal Z.* Tectonic evolution of the Superior Boundary Zone from coincident seismic reflection and magnetotelluric profiles // *Tectonics*. 1999. Vol. 18. № 3. P. 430–451.
153. *Windley B.* Proterozoic collisional and accretionary orogens / Ed. Condie K.C. // *Proterozoic Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1992. P. 419–446.
154. *Zlobin V.L., Rosen O.M., Abbyasov A.A.* Two metasedimentary basins in the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations // *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.* 2002. Vol. 33. P. 275–291.

Рецензенты: В.Е. Хаин, В.И. Коваленко

Paleoproterozoic Supercontinent: Origin and Evolution of Accretionary and Collisional Orogens Exemplified in Northern Cratons

M. V. Mints

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: michael.mints@mtu-net.ru

Abstract—The evolution of the North American, East European, and Siberian cratons is considered. The Paleoproterozoic juvenile associations concentrate largely within mobile belts of two types: (1) volcanic–sedimentary and volcanic–plutonic belts composed of low-grade metamorphic rocks of greenschist to low-temperature amphibolite facies and (2) granulite–gneiss belts with a predominance of high-grade metamorphic rocks of high-temperature amphibolite to ultrahigh-temperature granulite facies. The first kind of mobile belt includes paleosutures made up of not only oceanic and island-arc rock associations formed in the process of evolution of relatively short-lived oceans of the Red Sea type but also peripheral accretionary orogens consisting of oceanic, island-arc, and backarc terranes accreted to continental margins. The formation of the second kind of mobile belt was related to the activity of plumes expressed in vigorous heating of the continental crust; intraplate magmatism; formation of rift depressions filled with sediments, juvenile lavas, and deposits of pyroclastic flows; and metamorphism of lower and middle crustal complexes under conditions of granulite and high-temperature amphibolite facies that, in addition, spreads over the fill of rift depressions. The evolution of mobile belts pertaining to both types ended with thrusting in a collisional setting. Five periods are recognized in Paleoproterozoic history: (1) origin and development of a superplume in the mantle that underlay the Neoproterozoic supercontinent; this process resulted in separation and displacement of the Fennoscandian fragment of the supercontinent (2.51–2.44 Ma); (2) a period of relatively quiet intraplate evolution complicated by locally developed plume- and plate-tectonic processes (2.44–2.0 (2.11) Ma); (3) the origin of a new superplume in the subcontinental mantle (2.0–1.95 Ma); (4) the complex combination of intense global plume- and plate-tectonic processes that led to the partial breakup of the supercontinent, its subsequent renaissance and the accompanying formation of collisional orogens in the inner domains of the renewed Paleoproterozoic supercontinent, and the emergence of accretionary orogens along some of its margins (1.95–1.75 (1.71) Ma); and (5) postorogenic and anorogenic magmatism and metamorphism (<1.75 Ma).