

УДК 553.21

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПРОТОМАТЕРИКОВ ЛАВРАЗИЯ И ГОНДВАНА В ДОКЕМБРИИ

С. И. Турченко

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (наб. Макарова, 2,
Санкт-Петербург, Россия, 199034)*

Работа рассматривает закономерности тектонического и металлогенического развития ранних протоматериков Земли Лавразии и Гондваны от времени их возникновения при корово-мантийной неоднородности и распаде единого материка Родинии в конце протерозойского зона (1,7–0,6 млрд лет). Показана роль в этом процессе формирования офиолитовых комплексов Фенноскандии и поясов кратона Северной Америки, а также палеопротерозойских складчатых и коллизионных структур Евразии, Юж. Америки и Австралии. Кроме того, в работе рассматривается тектоническое и металлогеническое значение анорогенных гранитоидных вулканоплутонических поясов и в целом АМСГ ассоциации, особенно характерной для Гондванской группы современных континентов.

Ключевые слова: металлогения; рудообразование; архей-протерозой; Гондвана; Лавразия; рудоносные структуры

Для цитирования: Турченко С. И. Металлогения и тектоническая эволюция протоматериков Лавразия и Гондвана в докембрии // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 2. С. 5–32. doi: 10.17076/geo1522

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке темы НИР FMUW-2022-0004.

S. I. Turchenko. PRECAMBRIAN METALLOGENY AND TECTONIC DEVELOPMENT OF THE EARTH'S PROTOCONTINENTS LAURASIA AND GONDWANA

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences
(2 Nab. Makarova, 199034 St. Petersburg, Russia)*

The article explores regularities in the tectonic and metallogenic development of early protocontinents of the Earth (Laurasia and Gondwana) from the time of their appearance during crust and mantle inhomogeneity and disintegration of the united continent Rodinia late in the Proterozoic eon (1.7–0.6 Ga). It also demonstrates the role the formation of ophiolites in Fennoscandia and North American craton belts, as well as the Paleoproterozoic folding and collision structures of Eurasia, South America, and Australia has played in these processes. Another issue considered here is the tectonic and metallogenic significance of the anorogenic granitoid volcanic-plutonic belts and the АМСГ association in general, which is especially typical in the Gondwana group of modern continents.

Keywords: metallogeny; ore genesis; Archean-Proterozoic; Gondwana; Laurasia; ore bearing structures

For citation: Turchenko S. I. Precambrian metallogeny and tectonic development of the Earth's protocontinents Laurasia and Gondwana. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2022;2:5–32. doi: 10.17076/geo1522

F u n d i n g. The study was financed under the research theme FMUW-2022-0004.

Введение

Глобальные палеотектонические реконструкции, начавшиеся с работы А. Вегенера, опубликованной в 1915 году, и позднее А. Дю-Тойта [Du Toit, 1937], всегда включали в свое рассмотрение тектоническое развитие двух биполярных протоконтинентов – Лавразии и Гондваны. Особенно интенсивно это развитие изучалось в последние 40 лет благодаря активному воздействию плейт-тектонической парадигмы в геологии. Реконструкции, основанные на современных методах сейсмологии и морской геофизики на начальном этапе применения этой парадигмы, касались преимущественно тектонического развития этих суперконтинентов в Неогее, но современные достижения в области петрологии и объединение ее с геофизикой показали возможность применения плейт-тектонических моделей и к раннедокембрийским кратонам [Condie, 1989], слагающим ядра суперконтинентов. Однако привлечение петрологических моделей потребовало существенных ограничений масштабов перемещения первичных континентальных блоков из-за реологических свойств архейской континентальной коры и проявления в раннем докембрии преимущественно внутриплитной плюм-тектоники [Fyfe, 1978; Davies, 1993; Park, 1997]. Палеомагнитные результаты исследования докембрийских щитов, обобщенные Дж. Пайпером [Piper, 1983], также показали, что кратонические ядра имели незначительные перемещения относительно друг друга, а их мобильные (в том числе и зеленокаменные) пояса имеют энсиалическую [Kröner, 1976] и плюм-тектоническую [Вревский и др., 2003] природу. Эти же результаты подтвердили существование, по крайней мере на период архей – палеопротерозой, единой континентальной коры, разделенной, вероятно, незначительными разрывами ее сплошности.

Кардинальными проблемами изучения тектонического развития континентальной коры, в связи с разделением ее на кору протоматериков Гондвана и Лавразия (объединенную с Сибирским и Северо-Китайским докембрий-

скими кратонами), являются: как далеко в глубь геологической истории прослеживается это разделение на тектонические сегменты, как изменялась пространственная их позиция и как выражались границы протоматериков в докембрии по сравнению с фанерозоем, которые были затронуты даже для их современных позиций [Якубчук, 2019]. Всем этим проблемам посвящены многочисленные исследования, и в особенности вопросы тектонической эволюции Гондванской группы материков, обобщенные В. Е. Хаиным и Н. А. Божко [1988], а также исследования по Проекту IGCP 288: Gondwanaland sutures and mobile belts [Unrug, 1996]. Попытки анализа металлогенической эволюции обоих протоматериков в докембрии затронуты при обобщении материалов по их тектонической эволюции в трех крупных монографиях [Precambrian..., 1981; Докембрийская..., 1985; Proterozoic..., 1992]. Кроме того, эта задача была осуществлена лабораторией металлогении ИГГД РАН одновременно с созданием банка металлогенических данных Атласа металлогенической зональности докембрия мира (АМЗДМ), выполненным в период 1985–2001 гг. в рамках международного проекта Комиссии по геологической карте мира ЮНЕСКО (Генеральный координатор – академик РАН Д. В. Рундквист). Разработки по этим направлениям позднее были подтверждены в крупной монографии Р. Эрнста [Ernst, 2014].

Проблемы корово-мантийной неоднородности Земли и ее значение для понимания сравнительной металлогении докембрийских протоматериков

Неоднородный характер верхней оболочки Земли ясен уже из геохимического и геодинамического ее различия, выраженного в делении на континентальную и океаническую кору, а также на кору и мантию. Особенности различий химической и геодинамической эволюции континентальной коры во времени (от архея к протерозою и далее к фанерозою) четко

показаны С. Тейлором и С. Мак-Леннаном [1988] и определенно свидетельствуют о ее неоднородности. Современная глобальная структурная неоднородность Земли достаточно ярко выражена в ее асимметрии (рис. 1), которая выявляется в различии двух ее полушарий:

Тихоокеанского – преимущественно океанического и Индо-Атлантического [Моссаковский и др., 1998], где сосредоточено большинство раннедокембрийских кратонов и протерозойско-палеозойских аккреционно-коллизийных орогенических поясов, составляющих основу континентальной коры континентов, разделенных океанами. Глобальный характер асимметрии Земли подтверждается не только особенностью распределения на ее

поверхности континентов и океанов, обладающих разным типом коры (сиалической и симатической), но также и пространственными закономерностями проявления сейсмичности и активного вулканизма. Концепция тектоники плит, развивавшаяся в последние десятилетия, оказалась не в состоянии ответить на вопрос о причинах существующей асимметрии Земли, поскольку объектом ее приложения является относительно тонкий в масштабах планеты литосферный слой. Причины же асимметрии Земли, как современной, так и геологического прошлого, следует искать в существовании глобальных неоднородностей в ее мантийных оболочках. Сейсмическая томография, проведенная на всех континентах по международной

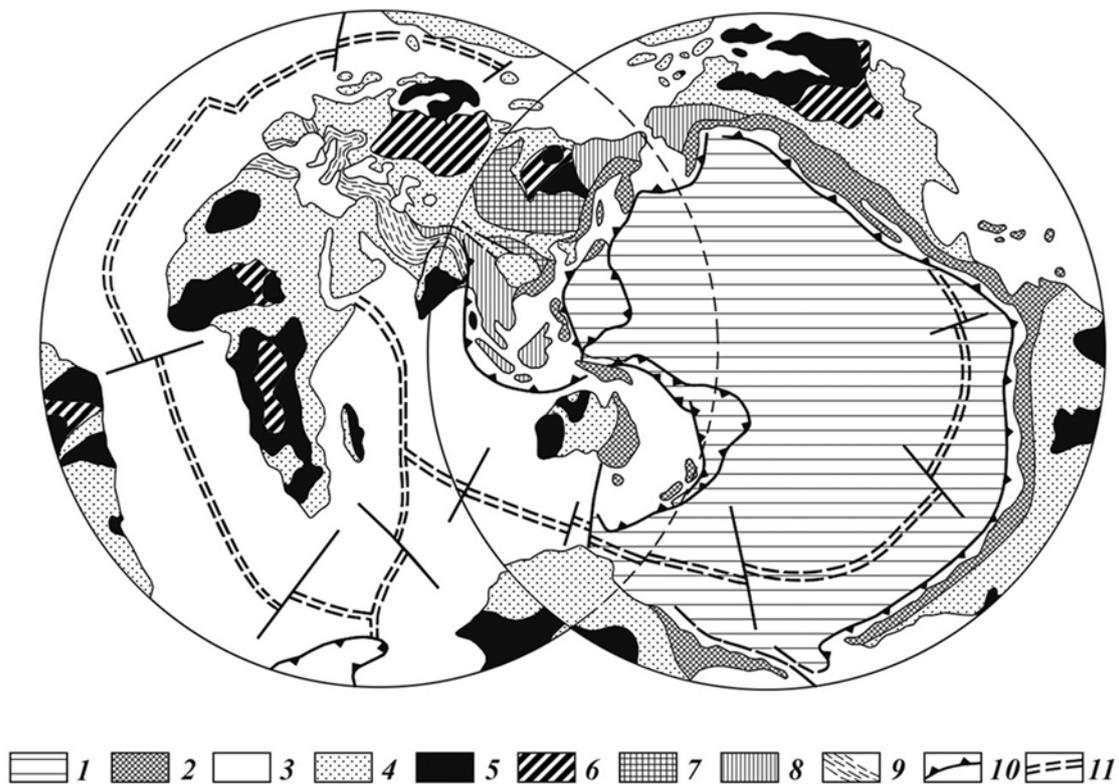


Рис. 1. Глобальная структурно-тектоническая неоднородность Земли [по: Моссаковский и др., 1998].

Тихоокеанское полушарие (справа): 1 – ложе Тихого океана, 2 – краевые палеозойские и мезозойские аккреционные системы Тихоокеанского пояса. Индо-Атлантическое полушарие (слева): 3 – океанические бассейны, 4 – неопротерозойско-палеозойские складчатые пояса и чехлы плит на континентальной коре, 5 – выступы архей-палеопротерозойских комплексов, 6 – они же, перекрытые чехлами плит, 7 – палеозой-мезозойские интракратонные складчатые области, 8 – мезозойские складчатые области, 9 – Альпийско-Гималайский коллизийно-аккреционный складчатый пояс, 10 – сейсмофокальные зоны, 11 – рифтовая система

Fig. 1. Global structural and tectonic heterogeneity of the Earth after [Mossakovsky et al., 1998].

Pacific hemisphere (right): 1 – bed of the Pacific Ocean, 2 – marginal Paleozoic and Mesozoic accretion systems of the Pacific belt. Indo-Atlantic hemisphere (left): 3 – ocean basins, 4 – Neoproterozoic-Paleozoic folded belts and plate covers on the continental crust, 5 – ledges of the Archean-Paleoproterozoic complexes, 6 – the same ones covered with covers of plates, 7 – Paleozoic-Mesozoic intracratonic folded regions, 8 – Mesozoic folded regions, 9 – Alpine-Himalayan collision-accretion folded belt, 10 – seismic focal zones, 11 – rift system

программе «Deep structure, composition and evolution of continents» (Lithos, v.48, 1999), подтверждает наличие подобных неоднородностей вплоть до глубинных оболочек Земли. Эти исследования показали, что под всеми докембрийскими кратонами наблюдаются высокие скорости упругих волн до глубин не менее 200 км. Глубже установлена зона понижения скорости упругих волн на несколько процентов, которая интерпретируется как зона частичного плавления вещества мантии, сопоставляемая с астеносферой. На этом основании был сделан вывод, что литосфера древних кратонов прослеживается до глубины 200 км. Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами свидетельствуют, что кора древних кратонов до глубин приблизительно 200 км и подстилающая их мантия имеют возраст от 1 до 3 млрд лет. Таким способом были установлены литосферные корни докембрийских структур, простирающиеся на глубину до 200 км и составляющие вместе с земной корой мощностью около 50 км тектоносферу Земли. Построение сейсмотомографических карт и разрезов разных глубинных уровней Земли, вплоть до ее ядра [Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995], выявило,

что по крайней мере до глубины 2900 км сохраняется глобальная мантийная неоднородность Земли, хотя и меняющая свою конфигурацию от одного уровня к другому (рис. 2). Такая глубинная асимметрия отчетливо сохраняется для всех континентальных докембрийских масс с хорошо выраженным сейсмо-томографическим положительным эффектом. Это вместе со сложной историей формирования и распада первичных суперконтинентов – Пангей – свидетельствует об изначальном образовании, вероятно, именно в Индо-Атлантическом континентальном полушарии единого архейско-палеопротерозойского суперконтинента, положившего начало глобальной мантийной неоднородности. Все это указывает на то, что глобальная асимметрия Земли, а следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках существовали и в древнейшие эпохи геологической истории.

По давним представлениям J. Dalziel [1991] и J. Rogers [1996], в интервале 3–1 млрд лет, а по изотопно-геохимическим возрастным данным в интервале 3,8–1,3 млрд лет, происходило преимущественное слипание (амальгамирование) древних континентальных масс, в результате чего к рубежу 1 млрд лет образо-

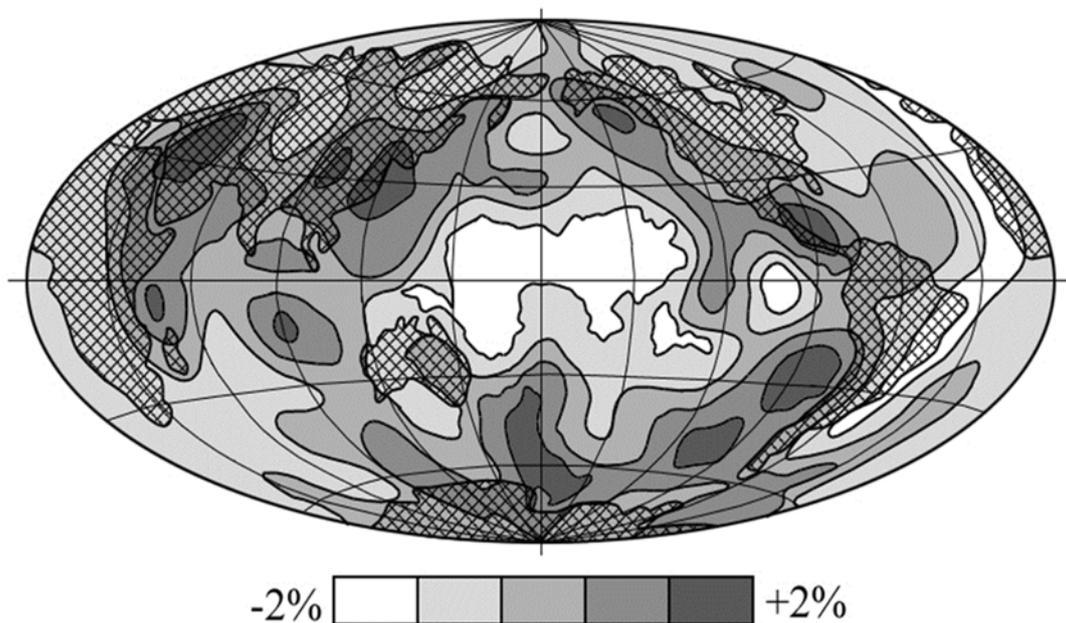


Рис. 2. Сейсмотомографическая модель Земли до глубины 2850 км. Отчетливо видна мантийная неоднородность Тихоокеанского полушария (штриховкой косым крестом показаны современные материки) и положительный томографический эффект континентальных масс [по: Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995]

Fig. 2. Seismic tomographic model of the Earth up to the depth of 2850 km. The mantle heterogeneity of the Pacific Hemisphere (shading with an oblique cross shows modern continents) and the positive tomographic effect of continental masses are clearly visible after [Dziewonski, 1984; Cubbins, 1991; Su et al., 1994; Loper, Lay, 1995]

вался единый суперконтинент Родиния [Li et al., 2008] (рис. 3). Этот достаточно сложный и длительный по времени процесс характеризовался преобладанием конструктивной тенденции тектонического развития континентов, которая определяла наращивание автохтонной коры (формирование наиболее ранних аккреционных орогенических поясов с возрастом 1,95–1,85 млрд лет – Циркумунгавского и Свекофеннского в Лаврентии); древнейших протоконтинентов Ур, Нена и Атлантика. Деструктивные процессы в эти временные интервалы играли подчиненную роль и выражались в образовании интракратонных рифтовых структур с возрастом 2,45–2,35–1,85 млрд лет, игравших существенную роль в формировании металлогенического облика протоматериков [Рундквист, Турченко, 1990; Рундквист и др., 1999]. На рубеже 1 млрд лет четко обособились два

сегмента Земли, выражающие ее раннюю неоднородность: континентальный (Родиния) и океанический (Панталасса), просуществовавшие до рубежа 750 млн лет, когда начался распад Родинии. Палеотектонические реконструкции, основанные на палеомагнитных данных для рифея и венда [Моссаковский и др., 1998; Ernst, 2014], свидетельствуют о том, что континентальный и океанический сегменты занимали соответственно Южное и Северное полушария, и можно предполагать, что асимметричное строение литосферы продолжало существовать и в эти неопротерозойские эпохи.

Приведенные данные указывают на то, что глобальная асимметрия тектоносферы Земли, а следовательно, и определяющие ее крупнейшие неоднородности в мантийных оболочках, существовали с древнейших докембрийских эпох геологической истории. Это является

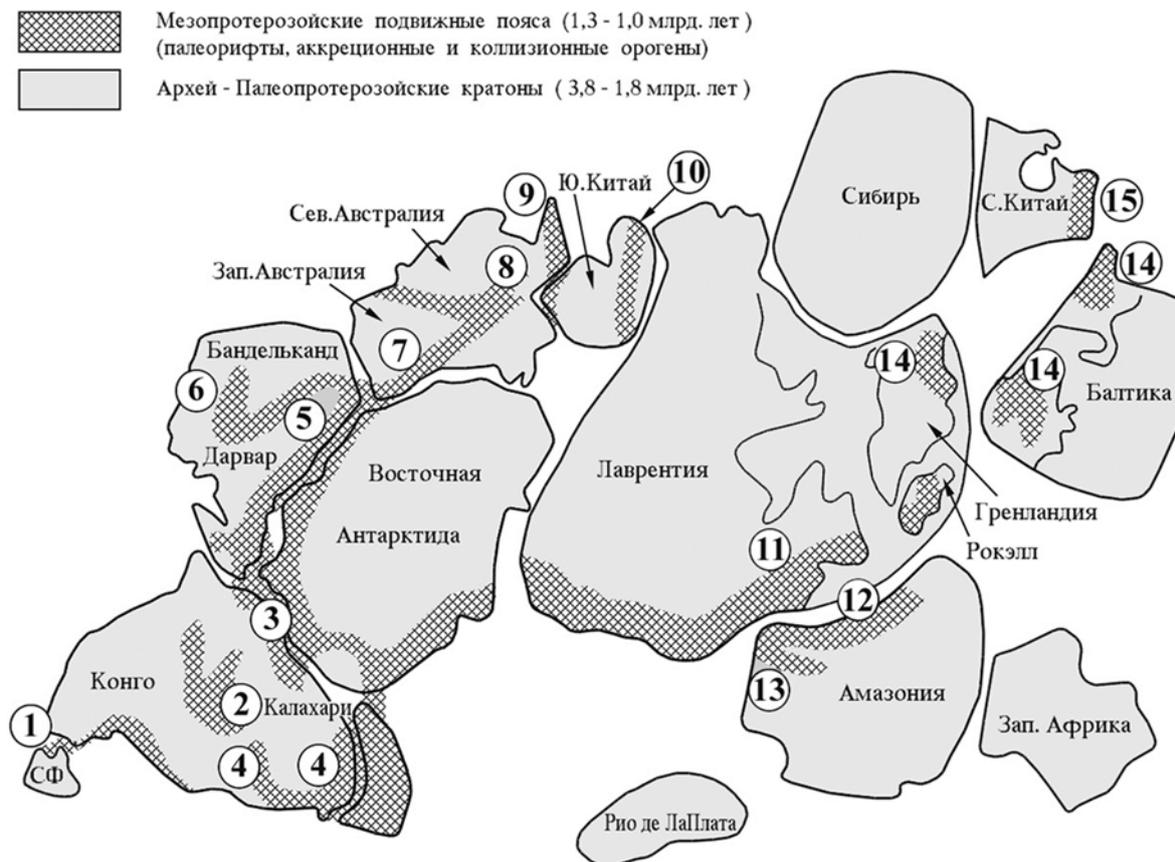


Рис. 3. Суперконтинент Родиния на период около 1 млрд лет назад [по: Unrug, 1996].

Мезопротерозойские подвижные пояса: 1. Рибейра – Сао-Рока в Юж. Америке и Майомбо в Зап. Африке. 2. Кибаридо-Ирумидский. 3. Мозамбикский. 4. Намаква-Натал. 5. Вост. Гаты. 6. Аравалли (Индия). 7. Олбани-Фрезер. 8. Патерсон-Масгрейв. 9. Сев.-Вост. Австралия. 10. Янцзы-Катазия (Китай). 11. Гренвилл (Канада). 12. Сунсас. 13. Агуапей. 14. Свеко-Норвежский и Вост. Гренландия – Зап. Шпицберген. 15. Куанпинг

Fig. 3. Supercontinent Rodinia for a period of about 1 Gya after [Unrug, 1996].

Mesoproterozoic mobile belts: 1. Ribeiro – Sao-Roca in South America and Mayombo in West Africa. 2. Kibarido-Irumidian. 3. Mozambic. 4. Namacwa-Natal. 5. Eastern Ghats. 6. Aravalli (India). 7. Olbani-Freser. 8. Patterson-Masgrave. 9. North-Eastern Australia. 10. Yantze-Cathaysia (China). 11. Grenville (Canada). 12. Sunsas. 13. Aguapei. 14. Sveco-Norwegian and East Greenland – West Spitsbergen. 15. Kuanping

важным аргументом в пользу представлений о первичной природе неоднородности Земли. Учитывая, что Земля является частью Солнечной системы и что планеты земной группы также обладают четкой асимметрией своего строения, представляется уместным обратить внимание на современные космологические данные, которые позволяют показать космохимические причины первичной неоднородности глубинных оболочек Земли и, соответственно, унаследованных неоднородностей древней литосферы.

В космохимии в настоящее время не осталось места для идеи, что Солнечная система образовалась из хорошо перемешанного химически и изотопно однородного горячего газового облака. Публикации, базирующиеся на исследованиях изотопного состава метеоритов и обобщенные в фундаментальном научном труде «Meteorites and the Early Solar System» [1998], подтверждают гетерогенность небулы на основе данных о стабильных изотопах. В этой работе приведены данные об изотопах кислорода, отличных от земных (метеорит Альенде), которые должны были иметь различные источники. Затем также показано, что были установлены изотопы внеземного состава для таких элементов, как Mg, Si, Ca, Ba, Sr, Ti, Ag, Nd, Sm, доказательно подтверждающие, что досолнечная небула являлась неоднородной. Показательны в этом же смысле изотопы благородных газов (Xe, Ne), а также N и C, представляющие частицы досолнечного происхождения в метеоритах, а именно материал звезд и межзвездных облаков. Кроме того, в метеоритах установлено также более высокое отношение дейтерия к водороду, чем это имеет место для земных пород. Ю. А. Шуколюков [1996], обобщая имеющиеся сведения по изотопам, заключает, что выявленные изотопные аномалии можно интерпретировать только как образования досолнечного происхождения и что они привнесены в Солнечную систему. Тем самым вещество последней гетерогенно и включает частицы самого разнообразного происхождения. Поскольку Земля является планетой Солнечной системы, то к ней в полной мере также относится и первичная неоднородность, сохранившаяся при ее аккреции.

Существует ряд моделей аккреции Земли, но среди них для наших построений относительно первичной мантийной неоднородности и металлогенических следствий из этого наибольшее значение имеют представления Д. Андерсона [Anderson, 1981] об образовании вещественных неоднородностей Земли на са-

мых ранних этапах ее развития, выразившихся в неоднородностях строения мантии как в латеральном направлении, так и по радиусу Земли. По его мнению, нижняя мантия, обособившаяся из вещества ранних конденсатов в догеологический период развития Земли (древнее 4,1 млрд лет) на границе с ядром, наряду с железом обогащена Ca, Al, W, Nb, Sr, REE. Как было отмечено выше, в настоящее время существует много сейсмических признаков того, что самые нижние 200 км мантии контрастно неоднородны. С мантийными неоднородностями связано и неоднородное распределение рудных месторождений, в особенности мантийного происхождения, которые рассматривались А. Д. Щегловым в качестве главных предметов его представлений о нелинейной металлогении – нового направления в металлогенических исследованиях [Щеглов, Говоров, 1985; Щеглов, 1987]. В последней работе А. Д. Щеглов, рассматривая смысл и значение понятия «нелинейная металлогения и роль эмбриональной рудоносности мантии» и ссылаясь на публикацию Д. Ватсона [Watson, 1980], приводит данные о связи ряда «мантийных» рудных месторождений с неоднородностями в подкоровых оболочках. К таким месторождениям он относит месторождения Cr, Pt, Ni, Sn, U, W, Au, Ag. Так, для хромитовых месторождений Южной Африки он показал, что в течение 1,5 млрд лет хромитоносные ультрамафитовые интрузии локализовались в структурах континентальной коры, расположенной над мантийной областью, обогащенной хромом. Д. Ватсон отмечает также возможность существования «никелевых» неоднородностей в мантии, предопределяющих положение сульфидных никелевых месторождений. При этом он ссылается на территорию Канады, где располагаются месторождения никеля, заключающие в себе около половины мировых запасов этого металла.

Д. Ватсон высказывает также предположение, что мантия геохимически неоднородна в масштабе сотен километров по латерали, причем геохимические аномалии были характерны для архейской мантии и существовали на протяжении 1–2 млрд лет. Анализ рудоносности материков показал, что крупные сульфидные никелевые месторождения распределены крайне неравномерно. На территории Канады сосредоточено около 50 % мировых запасов никеля в палеопротерозойских интрузиях трех областей, обрамляющих архейскую провинцию Сьюпириор: Садбери, пояса Томпсон и Унгава. Вторая половина мировых запасов сосредоточена лишь в трех крупнейших про-

винциях скопления этого металла, находящихся в пределах других континентальных блоков: 1) в локальной группе архейских зеленокаменных поясов кратона Йилгарн в Зап. Австралии (месторождения пояса Камбалда в перидотитовых коматиитах), 2) в палеопротерозойских габбро-верлитах Печенгского палеорифта на Кольском полуострове на севере Фенноскандинавского щита и 3) в рифтогенных пермь-триасовых габбро-норитах Норильского района на севере древней Сибирской платформы. Никелевая геохимическая специализация особенно свойственна мафит-ультрамафитовым породам мантийного происхождения, которые были выведены из промежуточных магматических очагов в верхние коровые уровни, доступные для извлечения руд, при воздействии интенсивных процессов рифтогенеза и астеносферного плавления обогащенной никелем мантии. Вообще говоря, наиболее важные особенности строения и состава (в том числе и геохимического) оболочек Земли, по В. Л. Барсукову [1981], заложены еще в догеологический и раннегеологический периоды, а вся последующая коровая история – это лишь дальнейшее развитие тех особенностей состава, которые формировались на ранних этапах существования Земли и предопределили всю дальнейшую геохимическую эволюцию ее отдельных блоков.

Металлогения и тектоническое развитие суперконтинента от Пангеи-0 к Родинии на архей-неопротерозойском этапе

Существование единого суперконтинента (Пангея-0) в раннедокембрийский этап тектонической истории Земли поддерживается многими исследователями вслед за Дж. Пайпером [Piper, 1976], который на основании анализа палеомагнитных материалов сделал вывод, что почти все континенты составляли в это время единый материк. По мнению Дж. Роджерса [Rogers, 1996], сохранившиеся до настоящего времени небольшие фрагменты древнейшей (около 3,8 млрд лет) континентальной коры в кратонах Каапваальском, Зимбабвийском и Пилбара, принадлежали одному континенту. В Индии и Восточной Антарктиде также установлены континентальные блоки меньших размеров, но того же возраста, составлявшие вместе с другими древнейшими блоками континентальной коры единый суперконтинент в позднем архее [Хаин, Божко, 1988; Сорохтин, Сорохтин, 1997; Хаин, 2000]. Архейские блоки, слагающие ядра континентальной коры, в палеопротерозое (2,5–2,1 млрд лет)

были подвержены интракратонному рифтогенезу, выразившемуся в формировании глобальных палеорифтов (Печенга и Имандра-Варзуга, Северонорвежско-Карельский на Фенноскандинавском, Криворожский на Украинском, Эллиот Лейк – Садбери, Пояс Томпсон на Канадском щитах), роев мафических даек (Пяозерский, Печенгский в Карело-Кольском регионе Фенноскандинавского щита, Херст-Матачеван на Канадском щите, Джимберлина-Биннерджи в Австралии, Великая Дайка в Юж. Африке), зон рассланцевания с проявлением тектоно-термальной переработки и рифтогенных эпикратонных бассейнов (Ятулийский, Гуронский, Хамерсли, Витватерсранд и др.). Все эти структуры являются рудоносными и несут специфическую металлогеническую нагрузку (Cr, Cu-Ni, Pt-Pd, Au, U). Для более позднего этапа раннего протерозоя (2,0–1,75 млрд лет) наряду с интракратонными тектоническими явлениями было характерно формирование аккреционных (Свекофеннский на Фенноскандинавском щите, Транс-Гудзонский в Канаде, Паттерсон-Наберру в Сев. Австралии) и коллизионных (Лимпопо-Мозамбикский в Африке, Лапландский Фенноскандинавского щита и др.) орогенических поясов с ювенильной палеопротерозойской корой, наращивающей континентальную кору этого суперконтинента. Следы океанической коры среди этих приращенных блоков сохранились в виде редких палеопротерозойских офиолитов (пояса Йормуа, Оутокумпу в Финляндии, Пуртуник и Пайсон в Канаде и США), которые далее будут кратко рассмотрены.

Причина единства раннедокембрийского суперконтинента, по мнению авторов работы [Сорохтин, Сорохтин, 1997], связана с глубинными геодинамическими процессами, проявленными в архее при переходе к интенсивной конвекции мантийного материала и активизированному состоянию мантии, что способствовало дрейфу архейских протоконтинентов к тому месту, где в глубинных геосферах осуществлялся процесс изначального стекания тяжелых расплавов железа и его окислов к ядру Земли. С. Тейлор и С. Мак-Леннан [1988], анализируя и обобщая изотопно-геохимические данные по континентальной коре, полагали, что архейская кора в целом для всех континентов имела мощность около 40 км и что ее состав сохранялся неизменным в последующие постархейские эпохи.

Мы попытались решить проблему единства архейского суперконтинента с помощью данных геофизики, опираясь на тот факт, что потенциальные поля и физические свойства

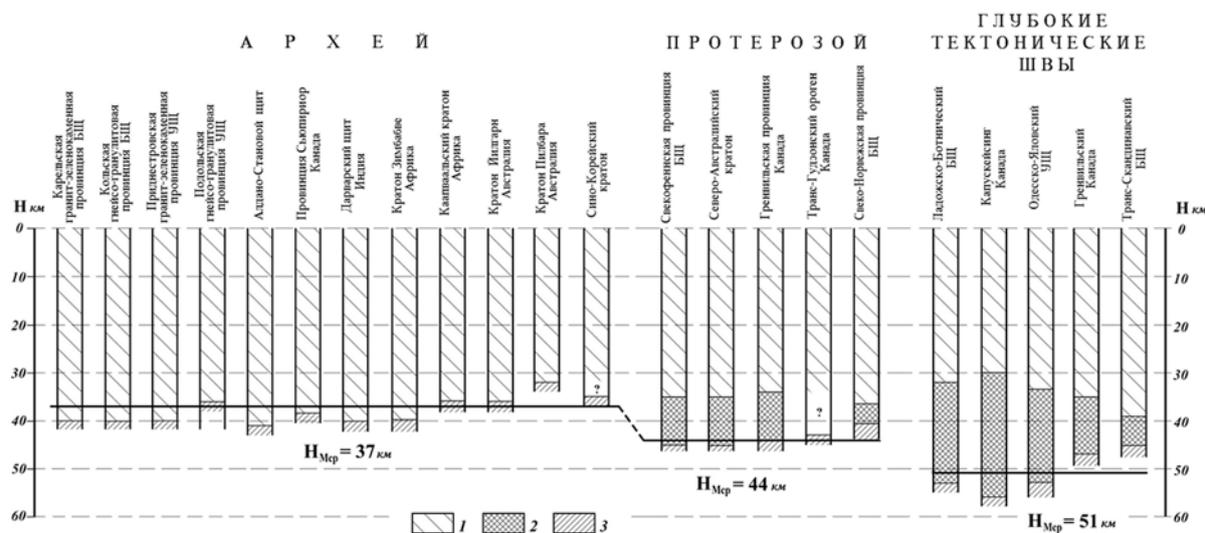


Рис. 4. Сейсмические модели земной коры докембрийских структур на разных континентах:

1 – континентальная кора, 2 – переходные слои, 3 – мантия [по: Шустова, 1997]

Fig. 4. Seismic models of the Precambrian structures of the Earth's crust on differ continents.

1 – continental crust, 2 – transitional layers, 3 – mantle after [Shustova, 1997]

пород обладают в значительной степени консервативностью. На рис. 4 представлены сейсмические скоростные модели земной коры докембрийских кратонов, протерозойских орогенических поясов и шовных зон континентов Земли. Для Фенноскандинавского щита скоростные модели построены по результатам обобщения детального изучения земной коры, анализа ее эволюции и данных сейсмоки, гравиметрии и магнитометрии [Шустова, 1997]. Скоростные модели других континентов собраны по опубликованным работам, в основу которых положены данные измерения распространения скорости упругих волн на глубину земной коры. Мощность коры определяется глубиной поверхности М, характеризуемой скоростью около 8,0–8,2 км/с. В нижней коре выделяется слой с повышенной скоростью (> 7,0 км/с), который трактуется как слой базальтового андерплейтинга, т. е. слой наращивания земной коры за счет вещества верхней мантии [Fountain, Christensen, 1989].

Скоростные модели земной коры разделяются на три группы по мощности коры и присутствию в нижней коре слоя базальтового андерплейтинга. Для скоростных моделей архейских кратонов характерна средняя мощность земной коры около 37 км и отсутствие нижнего слоя со скоростью более 7 км/с. При этом можно отметить, что минимальная мощность земной коры характерна для наиболее древних кратонов – Пилбара, Каапваал и Подольского блока Украинского щита. По геофизическим материалам интракратонные па-

леорифтовые структуры палеопротерозоя с возрастом 2,5–2,1 млрд лет не нарушают целостности архейских блоков земной коры, что, вероятно, свидетельствует о полной гомогенизации высокоскоростных слоев древнейшего андерплейтинга, поскольку для подобных позднепротерозойских интракратонных структур (например, для рифейских авлакогенов Русской плиты) появление высокоскоростного слоя в строении земной коры является типичным. Мощность земной коры для скоростных моделей протерозойских орогенических аккреционных поясов и областей моложе 2 млрд лет увеличена в среднем до 44 км за счет слоя базальтового андерплейтинга, который составляет не менее 20 % от всей толщи коры. В третью группу входят скоростные модели тектонических швов (рифтов, авлакогенов и коллизионных поясов), в которых мощность земной коры увеличивается в среднем до 51 км также за счет базальтового андерплейтинга, который составляет здесь не менее 30 %. Анализ скоростных моделей показывает схожесть глубинного строения разновозрастных докембрийских структур земной коры континентов и сходное различие между архейской и протерозойской корой в их пределах. Это может служить подтверждением существования единого архей-палеопротерозойского суперконтинента.

Если придавать значение реконструкциям на основе палеомагнитных данных расположения континентальных масс в рифее и венде, то можно говорить об асимметричном строе-

нии литосферы Земли, причем континентальный и океанический сегменты занимали соответственно Южное и Северное полушария. Начиная с рубежа 750 млн лет (распад Родинии) единый континентальный сегмент постепенно трансформировался в сложную комбинацию континентальных блоков (ядер будущих материков Гондванской и Лавразийской групп) и разделяющих их деструктивных (рифтогенных) бассейнов.

Неоднородность строения литосферы Земли, прослеживаемая с раннего докембрия и видимая в современной морфоструктуре Земли, отражается в неоднородном характере распределения месторождений в докембрийских кратонах, составляющих их минерально-сырьевой потенциал. При характеристике минерально-сырьевого потенциала кратонов основное внимание уделено эндогенным и стратиформным месторождениям Cu, Pb, Zn, Sn, Nb+Ta, Ni, PGE (металлы платиновой группы), Au, Di (алмазы) и U. В качестве оценочного инструмента сравнения минерально-сырьевого потенциала докембрийских тектонических структур протоконтинентов Лавразии и Гондваны использована потенциальная ценность указанных минеральных ресурсов (ПЦМР) по: [Геолого-минерагеническая..., 2000]. Докембрийские блоки в пределах этих протоконтинентов обладают максимальным металлогеническим потенциалом: на них приходится более 42 % суммарной ПЦМР. По составу ПЦМР отмеченных выше металлов на

рис. 5 хорошо видна неоднородность в распределении некоторых металлов в месторождениях докембрийских регионов Лавразии и Гондваны. Особенно заметна эта неоднородность по ПЦМР золота, металлов платиновой группы (МПГ), никеля и сумме ПЦМР Ta+Nb. В отношении золота и МПГ по запасам и ПЦМР чрезвычайно выделяется докембрий Африки среди всех материков. Примерно равные соотношения по золоту характерны для Канадского щита, докембрийских регионов Евразии, Юж. Америки и Австралии; по ПЦМР МПГ докембрий Евразии в несколько раз превышает докембрий Канадского щита. По никелю выделяются четыре региона концентрации ресурсов: 1) палеопротерозойские расслоенные интрузии группы Ист Булл Лейк, габбро-верлиты и серпентиниты пояса Томпсона, и главным образом гигантское месторождение Садбери. Все месторождения сконцентрированы в южной части Канадского щита; 2) в Евразии никелевые ресурсы сосредоточены в аналогичных по возрасту интрузиях Фенноскандинавского щита, и в существенной мере (90 %) ПЦМР по никелю составляют запасы и продукция Норильского горнопромышленного района (ГПР), хотя они и не являются докембрийскими, что также относится и к ПЦМР МПГ в Евразии. Месторождения Норильского ГПР включены в выборку по докембрию Евразии, и соответственно Лавразии, поскольку они образованы при позднепалеозойско-мезозойской рифтовой

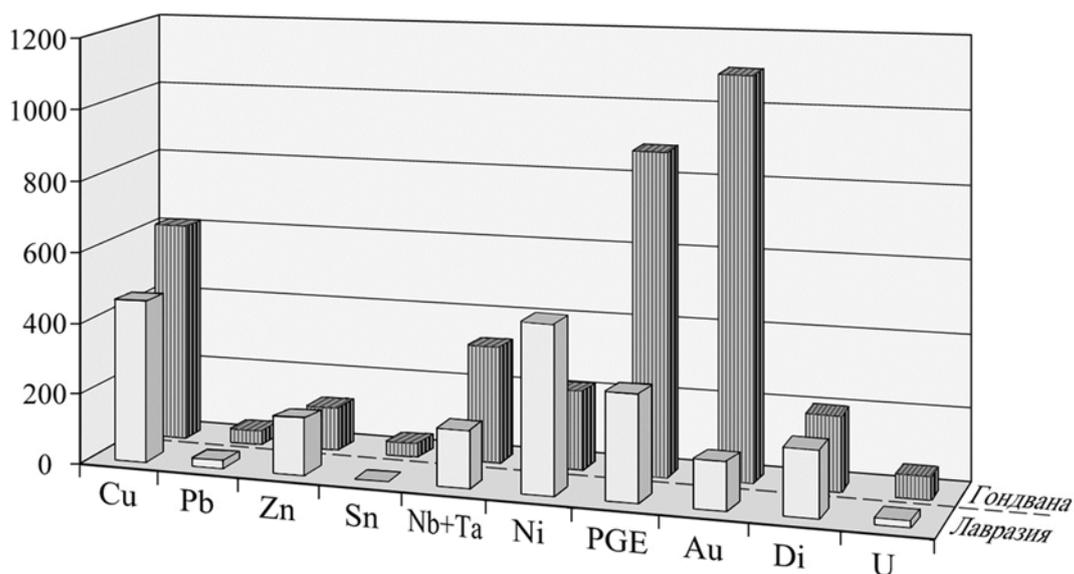


Рис. 5. Сравнительная диаграмма потенциальной ценности минеральных ресурсов прото-материков Лавразии и Гондваны [по: Геолого-минерагеническая..., 2000]

Fig. 5. A comparative diagram of the potential value of the mineral resources of the protocontinents Laurasia and Gondwana after [Krasnyi, 2000]

активизации докембрийского фундамента севера Сибирской платформы;

3) палеопротерозойский расслоенный комплекс Бушвельд и Великая Дайка составляют 90 % ПЦМР никеля в Юж. Африке, они же дают основные ресурсы МПГ в Африке; 4) четвертым регионом концентрации никелевых ресурсов является докембрий Зап. Австралии, где месторождения никеля тяготеют к коматиитовым перидотитам позднеархейских зеленокаменных поясов. На рис. 5 заметны неоднородности распределения запасов по ПЦМР в отношении редких металлов: максимальные значения для них определяются, например, суммой потенциальной ценности ресурсов Nb+Ta в Юж. Америке, главным образом в Бразильском щите, где они сконцентрированы в месторождениях карбонатитовых, щелочно-гранитных и рапакиви-подобных интрузий. Высокая ПЦМР редкометалльных месторождений Евразии, сравнимая с Бразильским щитом в Гондване, определяется их локализацией в двух гигантских месторождениях в щелочно-ультраосновных массивах – Ловнозерском на севере Фенноскандинавского щита и Томторском на севере Анабарского щита. На фоне равномерного распределения ПЦМР алмазов (от 5 до 7 млрд дол.) среди докембрийских регионов Гондваны (Юж. Америка, Австралия, Юж. Китай и Индостан) потенциальная ценность алмазных ресурсов докембрия Африки определяет существенную неоднородность размещения месторождений по материкам Гондванской группы. ПЦМР алмазов Лавразии близка к общей потенциальной ценности ресурсов алмазов в Гондванской группе материков, причем преобладающее значение имеет ПЦМР алмазов Евразии, определяемая месторождением Ломоносова на севере Восточно-Европейской платформы и месторождениями севера Сибирской платформы. Заметны неоднородности и в размещении урановых месторождений: наибольшая концентрация их характерна для материков Гондваны, но все же максимальные значения ПЦМР по урану сконцентрированы в крупных месторождениях Канады, Австралии и Юж. Африки. Для докембрийских структур материков Гондваны и Лавразии распределение месторождений свинца по ПЦМР достаточно равномерное, за исключением некоторого увеличения ее для месторождений докембрия Австралии за счет крупных стратиформных месторождений свинца типа Мак-Артур Ривер. В отношении меди наблюдаются два региона с крупными значениями ПЦМР (около 300 млрд дол.): в Евразии за счет гигантских месторождений

в Сибири (Удокан) и в Африке – гигантские месторождения Заира и Замбии.

Архейские кратоны протоматериков сложены двумя главными типами рудоносных тектонических структур – гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными областями. Гранулит-гнейсовые области архейского возраста, для которых характерны в основном нерудные месторождения – графит, керамическое и абразивное сырье (корунд, гранат), волластонит, драгоценные и поделочные камни, образовывались в различных геодинамических обстановках – как в зонах конвергентных границ плит, так и во внутриплитных условиях. Гранулит-гнейсовые области первого типа представляют собой коллизионные орогены, в которых происходила переработка древних протолитов с последующей их синтетектонической эксгумацией. Более распространенные области второго типа, формирование которых происходило во внутрикратонных условиях, характерны для раннего докембрия, и они представлены выведенными на поверхность частями геоблоков нижнекоровых уровней. По геофизическим данным, обобщенным на рис. 5 (Кольская и Подольская гранулит-гнейсовые области), для таких областей верхняя двадцатикилометровая часть разреза земной коры характеризуется значениями скорости распространения упругих волн, свойственными высокометаморфизованным гнейсам. С глубиной происходит повышение скорости упругих волн, что указывает на повышение основности гранулитов и их более высокой степени метаморфизма. Такое предположение согласуется с результатами экспериментальных исследований скорости упругих волн в гранулитах, сопоставления их со скоростями в сейсмических разрезах земной коры [Berckhemer, 1969; Christensen, Fountain, 1975; Fountain, Christensen, 1989] и изучения глубинных ксенолитов [Downes et al., 1999], которые позволили сделать вывод о гранулитовом составе нижней части докембрийской коры.

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) являются наиболее характерными тектоническими структурами раннего докембрия. Главными их рудоносными тектоническими компонентами являются зеленокаменные пояса, в то время как тоналит-трондьемитовые и гранит-гнейсовые ареалы обладают низкой степенью рудоносности. Для ГЗО типичны медно-никелевые и золотокварцевые месторождения, так же как месторождения железистых кварцитов, медно-цинк-колчеданные месторождения и редкометалльные пегматиты. Среди зеленокаменных поясов выделены, в соответствии с

их геодинамической природой, определяемой комплексом литолого-фациальных и изотопно-геохимических особенностей пород, три геодинамически отличных типа: рифтогенные, рифтогенно-спрединговые и спредингово-субдукционные пояса. Первые формируются главным образом в возрастном интервале 3,5–3,0 млрд лет, вторые и третьи – в интервале 3,0–2,5 млрд лет. Тоналит-трондьемитовые и гранит-гнейсовые ареалы включают в себя как комплекс основания, так и гранитоиды, образованные в ходе субдукционно-коллизонных процессов, и изредка несут редкометалльно-редкоземельное оруденение.

Скоростная волновая модель для ГЗО отличается от гранулит-гнейсового тектонического типа пониженными значениями скорости сейсмических волн в верхней коре, что указывает на преимущественный гнейсо-гранитоидный состав верхней двадцатикилометровой части коры, а нижняя кора по скоростным параметрам не отличается от скоростных моделей гранулит-гнейсовых областей. Зеленокаменные пояса для большинства континентов составляют в их глубинном строении около 5 км мощности коры, и лишь для Австралии исследователи этого континента оценивают их мощность в 15 км. Это означает, что для месторождений мантийного происхождения (Cu, Ni, Au), локализованных в архейских рудоносных структурах (зеленокаменных поясах), не сохранились геофизические признаки связи оруденения с глубинными слоями литосферы, но первичные неоднородности литосферы нашли свое отражение в неоднородном распределении месторождений на континентах Лавразийской и Гондванской групп.

К концу архея период интенсивного вулканизма, плутонизма, аккреции и кратонизации привел к построению более или менее стабильных континентальных плит. Они составляли около 60 % площади современных континентов. Кратоны в последующем были подвержены интенсивному растяжению благодаря преимущественно мантийному диапиризму и подъему астеносферных потоков, которые и привели к формированию разнообразных особенностей протерозойской коры. Некоторые из этих режимов растяжения привели к образованию отдельных энсиалических интракратонных бассейнов, в то время как другие, имеющие линейные черты, выразились в образовании континентальных рифтов. Переход геодинамических режимов в раннем протерозое к типу современных соотношений кратон/рифт не был резким, так как начало образования отдельных крупных рифтогенных структур

происходило уже в позднем архее: например, в Австралии [Blake, Groves, 1987], в бассейне Витватерсранд в Южной Африке [Tankard et al., 1982], в Кейвском бассейне на Кольском п-ове [Митрофанов и др., 1997]. Но все же формирование эпикратонных рудоносных структур – континентальных рифтов, специализированных на Cu-Ni, Pt-Pd месторождения в мафит-ультрамафитовых интрузиях, и рифтогенных бассейнов с железорудным и Au-U оруденением было характерной чертой анорогенных процессов эволюции континентальной коры в палеопротерозое. В большинстве своих особенностей палеопротерозойские рифтогенные структуры достаточно сходны с подобными мезо-кайнозойскими геодинамическими обстановками, но длительностью и многофазностью значительно от них отличаются. Так, например, эпоха многофазного развития рифтогенной структуры Печенги и Имандра-Варзуги в пределах Фенноскандинавского щита обладала продолжительностью проявления эндогенных процессов от 2,5 до 1,85 млрд лет [Turchenko, 1992; Москалева и др., 1993; Магматизм..., 1995], а формирование эпикратонного бассейна Гурон в Канаде происходило в течение 2,45–2,1 млрд лет [Roscoe, Card, 1992]. Типичным проявлением протерозойской рифтогенной активизации архейских кратонов являются рои мафических даек и расслоенные мафит-ультрамафитовые комплексы, вмещающие крупнейшие месторождения Cu-Ni, Fe-Ti-V и платиноидов, внедрение которых также происходило в обстановках континентального рифтогенеза. Такие события проявлены во многих эпипротерозойских кратонах как Гондванской, так и Лавразийской группы протоматериков: в Зимбабве – Великая Дайка (2460 ± 16 млн лет [Wilson, Prendergast, 1989]), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Зап. Австралии (2420 ± 30 млн лет [McClay, Campbell, 1976]); линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440 ± 20 млн лет [Alapieti et al., 1990]) и Олапгской группы в Сев. Карелии (2,45–2,43 млрд лет [Turchenko, 1992; Amelin et al., 1995]); расслоенные интрузии Кольского п-ова (2450–2470 ± 30 млн лет [Balashov et al., 1993]); дайки Матачеван (2,45 млрд лет [Nelson et al., 2011]) в провинции Онтарио на Канадском щите; дайки Скоур в архейском блоке Северо-Западной Шотландии (2390 млн лет [Weaver, Tarney, 1981]); рои даек Кенора-Кабетогамы (2120 ± 67 млн лет) в Сев. Миннесоте в США [Southwick, Halls, 2011].

Орогенное коровое развитие в раннем протерозое было проявлено столь же активно, как и анорогенное, но являлось типичным преи-

мущественно на его позднем этапе в период 2,0–1,65 млрд лет. Такой тип развития континентальной коры характеризуется формированием орогенических или складчатых поясов, представленных двумя типами рудоносных структур – аккреционными и коллизионными поясами, отражающих разные геодинамические формы амальгамации архейских геоблоков при росте континентальной коры. Разделение орогенических поясов на два типа является существенным для понимания коровой эволюции и металлогении палеопротерозоя.

Аккреционные орогенические пояса, как рудоносные структуры, связанные с наращиванием континентальной коры и проявлением плейт-тектонических процессов, впервые в геологической истории наиболее определенно проявляются в палеопротерозое. В таких структурах достаточно хорошо выделяются вулканогенно-осадочные породные ассоциации, сходные с современными и фанерозойскими островодужными ансамблями, сопровождаемые турбидитовыми комплексами и гранитоидными батолитами, которые приращивают вновь созданную в палеопротерозое ювенильную континентальную кору к архейским кратонам или наращивают ее, образуясь на древней архейской коре. В качестве наиболее яркого примера может быть приведена Свекофеннская провинция Фенноскандинавского щита, для которой характерно формирование аккреционных структур в период 2,0–1,8 млрд лет с ювенильной палеопротерозойской корой как на древнем архейском фундаменте, так и без него, несущих Cu-Pb-Zn, Cu-Co-Zn-Ni, Cu-Ni, Au, W-Mo оруденение, а также сходные с нею раннепротерозойские структуры Канадского щита (пояс Циркум-Сьюпириор); более древние структуры Зап. Африки (с коровым возрастом 2,1–2,0 млрд лет) в Гондванской группе материков и аккреционные структуры юго-запада США и Австралии с возрастом корового развития 1,78–1,65 млрд лет. Изотопно-геохимические и геохронологические данные, опубликованные в многочисленных работах, частично обобщенных Т. Смитом [Smith, 1992], свидетельствуют о быстром росте континентальной коры в аккреционных поясах (30–40 млн лет). Очень редко в аккреционных орогенических структурах палеопротерозоя могут быть выявлены офиолитовые ассоциации, наиболее определенно подтверждающие их аккреционный характер. Особенности палеопротерозойских офиолитов, существование которых подтверждено на примерах комплексов Йормуа и Оутокумпу в Финляндии [Kontinen, 1987], Пуртунг

в Канаде и Пайсон в США [Helmstaedt, Scott, 1992], сравнимы с фанерозойскими и отражают сходные ряды тектонических обстановок. Они представляют собой либо отдельные небольшие фрагменты океанической литосферы, заключенные между островными дугами с ювенильной корой и микроконтинентами, или реже офиолитовые пластины, обдуцированные на деформированные границы кратонов.

Офиолитовые комплексы, интерпретируемые как фрагменты древней океанической литосферы, играют важную роль при экстраполяции плейт-тектонических процессов в до-мезозойские тектонические эпохи [Coleman, 1977, 1984; Moores, 1982]. Поскольку их особенности рассматриваются как доказательство спрединга океанического дна и индикатор действия цикла Вильсона. Предполагается, что орогенические пояса развиваются как естественная последовательность движения при открытии и закрытии океанов. Большинство до-мезозойских офиолитов являются неполными и структурно расчлененными, но все же эти свидетельства для палеозоя [Dewey, Spall, 1975] и позднего протерозоя [Leblanc, 1981] достаточно убедительны.

Вместе с тем в последние годы появились свидетельства существования офиолитовых комплексов палеопротерозойского этапа развития континентальной коры, и этому способствовало открытие палеопротерозойских офиолитовых поясов (Йормуа и Оутокумпу с изотопным возрастом 1,95 млрд лет в Финляндии, Пуртунг (1,99 млрд лет) в поясе Кейп Смит в Канаде и офиолиты Пайсон (1,73 млрд лет) в Центральной Аризоне, США). Их особенности, кратко рассмотренные ниже на примере офиолитов Йормуа, свидетельствуют о формировании этих поясов при незначительных разрывах единой архейской коры и их формировании лишь как фрагментов аккреционных островодужных систем, несущих специфическое оруденение.

Офиолитовый комплекс Йормуа представлен интенсивно фрагментированным телом серпентинитов и ассоциирующих с ними мафических интрузий и эффузивов, которые тянутся цепочкой на 20 км при ширине 2–5 км в пределах сланцевого пояса Кайнуу в Восточной Финляндии [Kontinen, Peltonen, 1998], зажатого между тектоническими блоками и клиньями архейского основания. Выделяется пять структурно-литологических единиц, характеризующих офиолиты Йормуа [Kontinen, 1987]:

1. Базальные метасерпентиниты с секущими метабазитовыми дайками и телами метагаббро – мощность около 1000 м;

2. Тела метагаббро, рассеченные метабазитовыми дайками > 100 м;

3. Комплекс субпараллельных даек метабазальтов и метадолеритов;

4. Подушечные лавы метабазальтов и лавобрекчии;

5. Последовательность тонкого переслаивания метаморфизованных карбонатных, кремнистых, черносланцевых и туфовых пород (мощность около 200 м), перекрытых калевийскими ($1,92 \pm 0,12$ млрд лет [по: Claesson et al., 1993]) метатурбидитами. Метаморфизм осуществлялся в условиях амфиболитовой фации в интервале 1,87–1,85 млрд лет в главный этап Свекофеннской складчатости.

Ранние дайки представляют собой фракционированные по HREE островодужные породы с $\epsilon Nd +1,9$ (TDM 1,95 млрд лет). Остальные дайки и лавы базальтов принадлежат к E-MORB типу и характеризуются высоким Mg и Sr содержанием с умеренно деплетированными изотопными значениями $\epsilon Nd -0,6$ (TDM 1,95 млрд лет). Две трети объема офиолитов Йормуа являются мантийными перидотитами, и с ними связаны слои и ленты хромититов [Kontinen, Peltonen, 1998]. По этим авторам, близкими аналогами офиолитового комплекса Йормуа являются породы медленно-спрединговых океанических областей, которые формируются во время ранних стадий континентального рифтинга. Протерозойские офиолиты Йормуа отличаются от фанерозойских офиолитов почти полным отсутствием кумулятивного габбро. С другой стороны, их сильно сближает развитый в обоих случаях комплекс параллельных даек.

Другим примером являются фрагменты офиолитов с возрастом 1,97 млрд лет в районе пояса Оутокумпу, расположенных на площади около 4000 км² в Финляндии. В поясе Оутокумпу фрагменты офиолитов состоят главным образом из серпентинитов, интродуцированных габбро и базальтовых даек, меньше проявлены пиллоу-лавы базальтов, имеющие характер коматиитовых и толеитовых базальтов, которые залегают среди черных сланцев с аномально высоким содержанием Cr, Cu, Zn, Ni и Co. Этот пояс вмещает рудный район Оутокумпу, представляющий собой известную металлогеническую провинцию со специфической Cu-Co-Zn-Ni специализацией. Здесь преобладают пирротиновые руды с кобальтсодержащим пиритом, халькопиритом, сфалеритом и кобальтсодержащим пентландитом. Рудная ассоциация тесно связана с породной ассоциацией офиолитов Оутокумпу и нехарактерна для других регионов палеопротерозойских

офиолитов, что подчеркивает неоднородность в раннем распределении металлов в исходной мантии и сформированной на ней континентальной коре.

Структурные и геохимические характеристики обоих офиолитовых комплексов позволяют предполагать [Kontinen, Peltonen, 1998], что они сформировались в условиях зарождающегося морского бассейна красноморского типа, сформированного в обстановке, связанной с континентальным рифтингом 1,95 млрд лет тому назад. В противоположность этому офиолиты Пуртуник в Северном Квебеке (Канада) представляются относительно зрелыми океаническими или задуговыми бассейнами [Scott et al., 1992], так же как и офиолиты Пайсон Центральной Аризоны, которые считаются по происхождению внутридуговыми структурами [Dann, 1997].

Для рудоносных структур коллизионных орогенических поясов, формирование которых происходило как в позднем архее, так и в палеопротерозое, характерны следующие признаки: формирование линейных складчатых поясов с интенсивно деформированной континентальной корой увеличенной мощности, выведение высокобарических нижнекорых комплексов в верхние горизонты коры в результате действия складчато-надвиговых деформаций и интенсивная тектонотермальная переработка древней архейской коры. Для них типично также полициклическое проявление процессов регионального метаморфизма различного термодинамического режима и многократное внедрение гранитоидов, габбро-гипербазитов и габбро-анортозитов. Эти черты определяют коллизионный характер сочленения континентальных блоков и соответствующий тип складчатых поясов (Беломорский и Лапландско-Колвицкий на Фенноскандинавском щите, Пристановой и Центрально-Алданский в Восточной Сибири, Мозамбикский в Юж. Африке), среди которых на основании Nd-изотопной систематики выделены структуры с ювенильной раннепротерозойской корой и сформированные на древней архейской коре протоматериков Лавразии и Гондваны. В коллизионных поясах в связи с длительно проявляющимися тектоно-термальными процессами интенсивно выражена реювенация корового вещества, приводящая к образованию месторождений слюдоносных и редкометалльных пегматитов (Беломорский и Мозамбикский пояса, Пристановой пояс Алдано-Станового щита), редкометалльных метасоматитов (Сев. Прибайкалье), высокоглиноземистого (корунд, гранат, силлиманит) сырья и промышленных

минералов, таких как графит, апатит, флогопит, волластонит (в коллизионных структурах Алдана, Джугджуро-Становой области).

Этапы формирования эпикратонных структур протоматериков, характер их металлогении

Образование эпикратонных бассейнов (собственно эпикратонных впадин, перикратонных прогибов и авлакогенов) происходило по крайней мере на трех стратиграфических уровнях: 1) в архее – после кратонизации гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных областей, где зеленокаменные пояса являются крастогенами; 2) в палеопротерозое – после образования мобильных орогенических поясов и 3) в мезо- и неопротерозое – после кратонизации всей раннедокембрийской коры и образования складчатых поясов соответствующих возрастных периодов. Анализ металлогенических материалов позволяет сделать некоторые выводы о составе, генетическом типе и эволюции месторождений, связанных с эпикратонными структурами протоматериков Лавразия и Гондвана.

Пожалуй, одним из наиболее ранних по времени образования генетических типов месторождений, связанных с рассматриваемыми структурами, можно считать Au-U месторождения в конгломератах типа Витватерсранд. После мобильного этапа развития гранит-зеленокаменных областей, как его завершение, происходило образование интракратонных прогибов, сложенных осадочно-вулканогенными толщами. Источником Au являлись архейские зеленокаменные пояса, источником U – граниты и, возможно, вулканическая деятельность, сопровождавшая формирование прогибов. По-видимому, в это время существовал дефицит атмосферного кислорода, при котором U^{4+} не мог растворяться и переноситься на большие расстояния. В рудоносных конгломератах Au- и U-содержащие минералы (уранинит и ураноторит) представлены обломочным материалом. Примерами таких месторождений могут служить эпикратонные прогибы и вмещающие их бассейны: Доминион-Риф, Витватерсранд (Юж. Африка); Жакобина (Юж. Америка) в протоматерике Гондвана, а в Лавразии, хотя и реже встречаются, но существуют близкие по возрасту месторождения бассейна Блейнд-Ривер – Элиот-Лейк в Канаде [Ruzicka, 1985; Mossman, 1987]. Возраст осадочно-вулканогенных пород подобных эпикратонных бассейнов тяготеет к границе архей-протерозой, где базальные слои толщ,

слагающих подобные структуры, имеют определенно неоархейский возраст 2,6–2,5 млрд лет, но верхние слои таких толщ обладают палеопротерозойским возрастом 2,5–2,3 млрд лет.

Немногочисленность подобных крупных месторождений, по-видимому, объясняется специфичностью архейских палеотектонических обстановок, геохимическими аномалиями областей осадконакопления и сохранностью этих структур в процессе дальнейшей эволюции земной коры. Месторождения Au и U, связанные с конгломератами в эпикратонных структурах, встречаются и на других временных уровнях. В качестве примера можно привести бассейн Тарква в Африке с возрастом 1,75 млрд лет, где Au приурочено к гематитсодержащим конгломератам, что связано с увеличением количества кислорода в протерозойской атмосфере и, соответственно, формированием окисного типа железоруднения [Rouchkin et al., 1989].

На гранулит-гнейсовых территориях на рубеже архей-протерозой также образовывались эпикратонные прогибы, но месторождения, связанные с ними, содержат либо глиноземистое сырье (Кейвская группа месторождений кианита на Кольском полуострове, Варравуна в Австралии), либо месторождения оптического и плавильного кварца (Иенгрский бассейн на Алданском щите). Вообще, в целом эпикратонные бассейны протерозоя характеризуются месторождениями Fe, Au, Cu, Ni, U, REE, RM (редких металлов), Pb, Zn. В протерозое резко меняется палеотектоническая и окислительно-восстановительная атмосферная обстановка: отмечается увеличение количества кислорода в атмосфере, появление красноцветных отложений, более зрелых осадков, широко проявляются процессы рифтогенеза, аккреционные процессы, процессы активизации, появляются тектонические структуры других типов (авлакогены, перикратонные впадины), изменяется генетический тип месторождений. Уникальным явлением палеопротерозоя надо считать Удоканское месторождение медистых песчаников, образование которого стало возможным благодаря изменившимся тектоническим и палеоатмосферным обстановкам, заложению складчатых поясов геосинклинального типа в обрамлении архейских кратонов и рифтогенных эпикратонных структур (вулканическая деятельность в них была источником рудного вещества и серы, а последующий метаморфизм окончательно сформировал месторождение). Месторождения подобного типа известны и на других континентах, например, зона Килембе в Уганде.

Проявление процессов активизации, связанных с заложением эпикратонных рифтовых бассейнов, щелочной магматизм, наличие карбонатных осадков способствовали появлению месторождений (гидротермальных и метасоматических) редких и редкоземельных элементов, таких как Арябиловское, Куранахское, Катугинское, Селигдарское в Восточной Сибири. В случаях, когда осадочные породы бассейнов были интродуцированы силлами основных пород, происходило образование Ni-Cu месторождений – Нижнемамонское в Воронежском массиве. С авлакогенами связаны крупные колчеданно-полиметаллические месторождения (Маунт-Айза в Австралии, Сардана в Якутии), с перикратонными бассейнами – Cu, U, Au оруденение (Медный пояс в Зимбабве) и месторождения глиноземистого сырья (Нагорнянское, Сущанское на Украинском щите).

В мезо- и неопротерозойских эпикратонных структурах Лавразийского протоконтинента особое значение имеют месторождения U так называемого «типа несогласия», которые являются главным источником этого сырья. Необходимым условием образования месторождений такого типа является наличие докембрийского основания, сложенного гранитами, эпикратонного осадочного бассейна и мобильных зон, связанных с орогеническими процессами. Классическим примером служит район бассейна Атабаска (Канада, провинция Саскачеван), где расположен ряд подобных месторождений. Здесь на архей-палеопротерозойском, сильно переработанном Гудзонской орогенией фундаменте залегают осадочные породы (в том числе и красноцветы) бассейна Атабаска. Минерализация локализована в Лавразии в зоне несогласия древнего основания и перекрывающих осадков, и она ассоциирует с разломами фундамента. Источником U являются монзониты и уранинит из гранитных пегматитов, а сфероидные стяжения карбонатного материала содержат битуминозные нодулы, в которых первичный уранинит был изменен P-Ca-REE флюидом в урансодержащие фосфориты, определенные как минерал аутенит. Изотопный возраст первичной минерализации от 1348–1521 млн лет, а возраст переотложенной (измененной) фазы минерализации 448 и 988 млн лет [Mineral..., 1999]. Подобные месторождения установлены и в Австралии (Гондвана) – рудное поле Аллигатор-Ривер и бассейн Мак-Артур.

Основываясь на изученном материале по рудообразованию и металлогении докембрийских эпикратонных структур протоматериков

Лавразийской и Гондванской групп, можно сделать следующие выводы:

– в протерозойское время происходило образование месторождений различных генетических типов, что связано с многообразием типов эпикратонных структур и тектонических процессов, а также с влиянием геохимических особенностей состава фундамента;

– размещение сходных по генетическому типу месторождений и палеоатмосферных физико-химических условий в эпикратонных бассейнах архея и протерозоя свидетельствует о единстве континентальной коры протоконтинентов Лавразии и Гондваны.

Завершение кратонизации архей-палеопротерозойского протоконтинента и формирование орогенических поясов неопротерозоя – период распада суперконтинента Родинии на протоматерики Лавразия и Гондвана: геология и металлогения анорогенных и коллизионных вулканоплутонических поясов

Пояса этого типа достаточно широко развиты на докембрийских платформах мира. Объединяющей особенностью этих двух различных типов тектонических структур является присутствие гранитов рапакиви. Рассматриваемые пояса являются чрезвычайно важными в отношении смены характера металлогении от изначальной, преимущественно мантийной, на мантийно-коровую и преимущественно коровую металлогению возникших тектонических структур. С ними связаны крупнейшие месторождения олова и редких металлов в различных регионах мира, гигантское Cu-U-Au-Fe-REE месторождение Олимпик Дэм в Австралии, месторождения Ti-Fe-V с платиноидами и Ti-Fe-P месторождения.

В настоящее время можно выделить три типа тектонических структур, характерных для рассматриваемого этапа исторического развития континентальной коры: 1) анорогенные плутонические и вулканоплутонические пояса, сложенные главным образом породами анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации (AMCG); 2) гранитные пояса рифтовых зон и 3) постколлизионные магматические пояса.

Плутонические и вулканоплутонические пояса, сложенные породами AMCG магматической ассоциации, являются наиболее типичным представителем тектонических структур, где развиты граниты рапакиви. Собственно говоря, само понятие «граниты рапакиви» было

введено в геологическую литературу Урбаном Хярне еще в 1694 году [Eskola, 1930], описавшим этот тип горных пород в Южной Финляндии, в классической области развития АМСГ магматической ассоциации. Породы этой ассоциации демонстрируют четко выраженную бимодальность. Наибольшее распространение имеют породы кислого и основного составов. В этой ассоциации можно выделить две подгруппы. В архей-палеопротерозойских провинциях Лавразии на Фенноскандинавском и Украинском щитах анортозиты и габброиды ассоциируют с типичными гранитами рапакиви. В то же время в Центральном Лабрадоре и в провинции Гренвилл Канадского щита, так же как и в Свеконорвежской провинции Фенноскандинавского щита (комплекс Рогланд), т. е. в неопротерозойских складчатых поясах, крупнейшие массивы анортозитов ассоциируют с телами мангеритов и чарнокитов. Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты обладают характерными чертами классических гранитов рапакиви, которые в составе первой группы играют подчиненную роль. Таким образом, гранитоиды АМСГ ассоциации всегда включают в свой состав граниты рапакиви, становление которых происходило в гипабиссальных, а иногда и в субвулканических условиях, тогда как мангеритовые и чарнокитовые комплексы образовывались в более глубоких условиях. Близость по химизму и минералогии гранитов рапакиви и интрузивных чарнокитов была отмечена ранее в работах Л. П. Свириденко [1968] и Е. Кранка [Kranck, 1969]. В составе АМСГ ассоциации иногда также отмечаются щелочные граниты. Вулканиты, как правило, развиты довольно ограниченно и также связаны с ассоциацией первой группы. Наиболее широко вулканиты представлены в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе Восточно-Сибирского кратона. Вулканические серии также имеют бимодальный характер, с явным преобладанием пород кислого состава. Рои даек, среди которых преобладают дайки основного состава, явно свидетельствуют об условиях растяжения, в которых происходило формирование магматических пород этой ассоциации.

Плутонические и вулканоплутонические пояса АМСГ ассоциации развиты почти исключительно на материках Лавразийской группы. Как правило, это широкие (первые сотни км) и протяженные (тысячи км) пояса, иногда имеющие возрастную зональность. Наиболее впечатляющей структурой этого типа является огромный вулканоплутонический пояс Северной Америки, протягивающийся от полу-

острова Лабрадор до Калифорнии на расстояние около 6000 км, при ширине 1000 км. Возрастной интервал формирования массивов этой ассоциации весьма широк. На Северо-Американской платформе формирование пояса происходило в интервале 1,5–1,0 млрд лет, на Восточно-Европейской платформе – от 1,78 млрд лет (Украинский щит) до 1,65–1,50 млрд лет (Фенноскандинавский щит). В пределах Амазонского кратона – в 1,88 и 0,97 млрд лет. До недавнего времени АМСГ ассоциация рассматривалась в качестве типичного представителя внутриплитного анорогенного магматизма [Emslie, 1978; Morse et al., 1988; Anderson, Bender, 1989; Ramo, Naarala, 1995], однако исследования последних лет показали, что на самом деле ситуация выглядит не столь однозначно. Для западной части Фенноскандинавского щита была установлена четкая временная связь между тектоническими процессами в Готском орогене и магматизмом в примыкающей к нему свекофеннской части кратона. В частности, прекращение каждой стадии развития орогена было вызвано импульсами литосферного растяжения в краевых частях кратона, индуцирующими процессы АМСГ магматизма в интервале 1,65–1,50 млрд лет [Ahall et al., 2001]. В то же время наиболее ранний импульс этого магматизма на Восточно-Европейской платформе (1,78–1,70 млрд лет), скорее всего, был инициирован раскрытием Готского орогена. На Северо-Американской платформе основной импульс формирования АМСГ ассоциации, видимо, имел анорогенную природу, т. к., согласно [Condie, 2000], данный временной интервал отличается тем, что с этим периодом связано отсутствие процессов формирования ювенильной континентальной коры, свидетельствующее об «орогеническом покое» в это время. В пределах Амазонского кратона явно анорогенную внутриплитную природу имели наиболее ранние (1,88 млрд лет) представители АМСГ ассоциации [Dall'Agnol et al., 1994]. Тектоническое положение более молодых членов этой ассоциации (1,40–1,30 млрд лет) было связано с началом нового тектонического цикла и определялось открытием новой орогенной структуры (Сунас-Агуапи) [Bettencourt, 1996], тогда как формирование самых молодых представителей АМСГ ассоциации (1,08–0,97 млрд лет) связывается с финальной стадией Сунас-Агуапи орогении. По данным [Bettencourt, 1996], внедрение интрузивных массивов последней возрастной группы происходило в условиях литосферного растяжения в Гондване.

Билякчано-Улканский вулканоплутонический пояс (1,74–1,70 млрд лет) в Лавразии, протягивающийся более чем на 700 км по восточной границе Сибирской платформы, представляет собой типично анорогенную структуру, сопровождаемую плутонической АМСГ ассоциацией [Larin et al., в печати]. АМСГ ассоциация в отличие от типично внутриплитных магматических комплексов, таких как траппы, щелочные комплексы и кимберлиты, локализуется в краевых частях древних кратонов. В этом плане весьма показателен Ладожско-Далекарлийский субширотный пояс Фенноскандинавского щита. Он протягивается от Транскандинавского магматического пояса в субширотном направлении на восток через структуры Свекофеннской складчатой области почти на 1000 км и резко обрывается на границе с архейским Карельским кратоном. Важно отметить, что наиболее мощные проявления АМСГ ассоциации, образующие глобальные магматические пояса, связаны исключительно с тремя континентальными плитами: Лаврентия, Балтия и Амазония (см. рис. 4). Причем в пределах этих плит магматические АМСГ пояса располагаются исключительно в областях развития зонально построенных неопротерозойских аккреционных поясов, последовательно наращивающих древние архейские ядра. Магматические АМСГ пояса обычно имеют ориентировку близко параллельную протерозойским аккреционным складчатым поясам и грубо коррелируются с их возрастной зональностью.

Изотопные (Pb, Nd, Sr) исследования магматических пород АМСГ ассоциации показали, что граниты рапакиви этой ассоциации в общем случае имеют нижнекоровый протолит [Ramo, Naarala, 1995]. Однако нами было установлено, что в ряде случаев он имеет сложную природу и состоит из вещества нижней коры и базальтового андерплейта, близкого по возрасту к гранитам рапакиви [Neumark et al., 1994; Belyaev et al., 1995, 1996]. Для щелочных гранитов ассоциации установлен смешанный мантийно-коровый источник [Larin et al., 1997]. В металлогеническом отношении магматические пояса АМСГ ассоциации весьма перспективны. До недавнего времени перспективы главных составляющих этих структур – гранитов рапакиви и анортозитов – оценивались скромно, однако открытия последних десятилетий показали, что это далеко не так, поскольку, например, Бразилия сейчас вышла на второе место в мире по запасам олова только благодаря месторождениям, связанным с гранитами рапакиви. В настоящее время можно выделить следующие типы

экономически значимых месторождений, связанных с породами этой ассоциации:

1. С гранитами рапакиви связаны в основном оловянные и редкометалльные месторождения, среди которых можно отметить главные типы:

а) оловорудные месторождения в Li-F гранитах и грейзенах. К ним относятся такие месторождения, как Питинга Майн (массив Агуа Боа, 1,83 млрд лет) и месторождения провинции Рондония (1,08–0,97 млрд лет) в Бразилии. Li-F граниты представляют собой наиболее поздние и дифференцированные члены ассоциации гранитов рапакиви;

б) Be-криолитовые месторождения с подчиненной W-Sn-Mo минерализацией в кварцполевошпатовых метасоматитах и грейзенах. Таковы, например, месторождения Суцано-Пержанской зоны Украинского щита, связанные с гранитами рапакиви Коростеньского массива (1,76 млрд лет);

в) Be-Sn-полиметаллические месторождения в скарнах и апоскарновых метасоматитах Питкьярнтского рудного района, связанные с гранитами рапакиви Салминского массива (1,54 млрд лет) в юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

2. С щелочными гранитами АМСГ ассоциации связаны преимущественно редкометалльные и олово-редкометалльные месторождения:

а) Sn-Nb-Ta-REE-криолитовое крупнейшее месторождение Питинга Майн в цинвальдит-рибекит-альбитовых гранитах массива Мадейра (1,83 млрд лет) в Бразилии;

б) Be-Nb-Ta-Zr-Y-REE месторождение Стрэндж Лэйк (1,2 млрд лет) в Канаде;

в) близкого типа месторождения известны в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе (1,74–1,70 млрд лет) на востоке Сибирского кратона, перспективы которых еще не оценены.

3. В ассоциации с чарнокитами и мангеритами известны Zr-Y-REE рудопроявления в полевошпатовых метасоматитах и пегматитах в связи с Каларским интрузивным комплексом (2,6 млрд лет) в Восточной Сибири, масштабы которых также не оценены.

4. С анортозитами связаны месторождения Fe-Ti-апатитовых руд. В качестве примеров промышленных месторождений можно привести рудные объекты Геранского массива в Билякчано-Улканском вулканоплутоническом поясе и в Каларском массиве окраины Сибирского кратона.

Установленные различия в металлогенической специализации гранитоидов АМСГ

ассоциации и степень их специализации в различных кратонах, по-видимому, обусловлены различными причинами. Насыщенность Амазонского кратона Гондваны крупными оловянными и олово-редкометалльными месторождениями, по сравнению с Северо-Американской и Восточно-Европейской платформами Лавразии, возможно, связана с различной степенью эрозионного среза. Не исключено также, что более важную роль играют провинциальные геохимические особенности. Для Южно-Американской платформы характерна сквозная специализация анорогенных и посторогенных гранитов на олово от докембрия до кайнозоя. Различия в металлогенической специализации субщелочных и щелочных гранитов могли быть обусловлены их геохимической спецификой источников. Если для первых, как это отмечалось выше, характерен главным образом коровый источник, то для вторых – смешанный мантийно-коровый. Эти различия в металлогенической специализации иллюстрируются месторождением Питинга Майн, в пределах которого имеются рудные зоны с Sn-Nb-Ta-Y-REE-криолитовой минерализацией в щелочных гранитах и рудные зоны с Sn минерализацией в Li-F гранитах.

Гранитоидные пояса, связанные с рифтовыми зонами, также являются структурами существенно мезопротерозойского возраста (1600–1000 млн лет). Типоморфной формацией этого типа структур, как и в поясах предыдущего типа, являются граниты рапакиви, которые часто ассоциируют с гранитами А-типа, геохимически и минералогически близкими к рапакиви. Несколько меньшую распространенность в этих магматических поясах имеют граниты S-типа. Так же, как и в АМСГ поясах, нередко ассоциация гранитоидов с бимодальными вулканическими сериями, но анортозиты совершенно отсутствуют. Наиболее типичными представителями этого типа структур являются неопротерозойские рифтовые зоны Австралии, а также так называемые интракратонные складчатые пояса Кибарского типа в Африке. Типовой пример – энсиалический рифт Маунт Айза в Австралии, развивавшийся в три этапа в интервале времени от 1820 до 1670 млн лет [Wyborn et al., 1988]. Важно отметить, что в противоположность АМСГ магматическим поясам рассматриваемые гранитоидные магматические пояса распространены главным образом в материках Гондванской группы. Металлогенический облик этих рифтовых структур определяется Pb-Zn и полиметаллическими стратиформными месторождениями, связанными с супракрусталь-

ными породами. Однако и с гранитами сопряжены многие крупные промышленные месторождения. Это прежде всего урановые месторождения. Наиболее крупным объектом этого типа является U-REE скарновое месторождение Мэри Кэтлин. Кроме того, необходимо отметить и Fe-Cu-Au месторождения, для которых предполагается связь с гранитами [Williams, 1998]. Для поясов Кибарского типа в Юж. Африке весьма характерны Sn и Sn-W промышленные месторождения грейзенового, кварцево-жильного и пегматитового типов.

Коллизионные магматические пояса характерны для всего постархейского периода развития Земли, однако наиболее крупные рудоносные структуры этого типа характерны только для палео- и неопротерозоя. В возрастных рамках указанных эр можно выделить две глобальные эпохи формирования подобных структур – 1,9–1,8 и 0,65–0,57 млрд лет. Первая эпоха связана с формированием суперконтинента Родиния, а вторая – с распадом последнего и выделением протоматериков Гондвана и Лавразия. Характерной особенностью магматических поясов этого типа является совмещение гранитов А- и S-типов, а также широкого спектра вулканогенных пород шошонитовой серии. В отличие от вышерассмотренных первых двух типов магматических поясов (АМСГ и гранитоидных) коллизионные пояса формировались в довольно узком возрастном интервале – не более 20–30 млн лет. Типичным и наиболее ярким представителем структур этого типа является коллизионный магматический пояс, протягивающийся по юго-западному обрамлению Сибирского кратона более чем на 2500 км, от Ангаро-Канской глыбы Енисейского Кряжа до восточной окраины Олекминского террейна Алдано-Станового щита. Формирование этого пояса происходило в возрастном интервале 1,87–1,85 млн лет. В состав пояса входят высококалиевые граниты саянского, шумихинского и таракского комплексов Ангаро-Канской глыбы и Зап. Саяна, приморский комплекс гранитов рапакиви и татарский комплекс чарнокитов Юго-Западного Прибайкалья, Аkitканский вулканоплутонический пояс, сложенный породами шошонит-латитовой ассоциации, S-граниты чуйско-кодарского комплекса Байкало-Патомской зоны, высококалиевые граниты кодарского комплекса западной части Алдано-Станового щита. Кроме того, в этот пояс, скорее всего, входят также и мафит-ультрамафитовые интрузии чинейского комплекса, лампрофировые интрузии укдускинского комплекса и лампроитовые дайки

Ханинского роя. Близкого типа, но не столь масштабный пояс известен в Южной Бразилии, в провинции Иту (0,62–0,57 млрд лет [Wernick et al., 1997]). К этому же типу структур относится вулканоплутонический пояс Гоулер Рэндж (около 1,6 млрд лет) в Австралии. Калиевые граниты и граниты S-типа явно имеют коровую природу [Ларин и др., 1999], тогда как для магматических пород шошонит-латитовой ассоциации предполагается мантийный или мантийно-коровый источник.

В металлогеническом отношении коллизионные магматические пояса также весьма специфичны. С гранитами как A-, так и S-типов связаны Sn и W месторождения, причем нередко довольно крупные. Это, как правило, пегматитовые и кварцевожильные месторождения. С гранитами рапакиви Роксби Даун вулканического пояса Гоулер Рэндж связано уникальное Cu-U-Au-Fe-REE месторождение Олимпик Дэм. В интрузиях чинейского комплекса выявлены крупные промышленные месторождения Ti-Fe-V и платинометалльные месторождения, с K-лампрофирами укдусскинского комплекса связаны апатит-REE руды, лампроиты Ханинского роя даек могут быть интересны на предмет обнаружения алмазов. Магматические образования Акитканского пояса во многом подобны вулканоплутоническому поясу Гоулер Рэндж в ЮВ Австралии и могут быть перспективны на обнаружение месторождений типа Олимпик Дэм.

Распад Родинии – предвестник образования протоматериков Гондвана и Лавразия: формирование рифтовых и орогенических поясов с ювенильной и унаследованной древней корой в период 0,8–0,55 млрд лет. Особенности металлогении

Распад суперконтинента Родиния, последний этап образования которого обязан Гренвилскому орогеническому циклу (1,35–1,0 млрд лет) [Hoffman, 2003], связан с позднерифейским периодом развития Земли (0,8–0,55 млрд лет), в конце которого сформировались протоматерики Гондвана и Лавразия. Для восстановления исторической летописи распада Родинии ключевое значение имеют структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса Сибири (ЦАСП), образованные в ходе полного цикла развития Палеоазиатского океана. Начало его раскрытия может считаться началом глобального распада Родинии. Определение этого принципиального исторического рубежа позднедокембрийской эволюции Земли

связано с выяснением времени проявления позднедокембрийского континентального рифтогенеза в пределах Сибирского кратона, датированием и типизацией офиолитовых комплексов в его обрамлении, возрастной корреляцией этих событий и выделением этапов корообразования. Для решения этой задачи будет кратко рассмотрена Байкальская складчатая область (БСО) в восточной части ЦАСП, включающая внешнюю Байкало-Патомскую зону пассивной окраины Сибирского кратона и внутреннюю Байкало-Муйскую зону с фрагментами офиолитовых комплексов.

Внешний пояс. Наиболее ярким примером рифейских континентальных рифтов в Байкальской складчатой области является Олоkitский палеорифт, отличающийся высокой магматической активностью. Устанавливается два этапа внутриконтинентального рифтогенеза. Начальная стадия первого раннебайкальского этапа маркируется ассоциацией высокозрелых продуктов размыва кор химического выветривания, грабеновых фаций и низкокалиевых платобазальтов, после чего сформировался полный ряд рифтогенных структур растяжения. Магматизм этой стадии концентрируется в узких структурных зонах краевой части тектонической пластины, а также в зоне ее отрыва от кратона, и представлен базальтоидами, недифференцированными силлами и дайками габбро-диабазов. Геолого-петрологические данные дают основание считать, что первый этап рифтогенеза был прерван раннебайкальской фазой тектогенеза, точно датированной в смежных с Олоkitским палеорифтом структурах рубежом 0,8 млрд лет. Второй позднебайкальский этап связан с заложением около 0,75 млрд лет назад новой системы «отрыва». Продукты мощного континентального базальтового вулканизма этого этапа сконцентрированы в узкой дистальной зоне рифта, а дифференцированные силлы перидотитов – габбро-диабазов с возрастом 707 ± 40 млн лет и Довыренский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон с возрастом 673 ± 22 млн лет приурочены к краевой части проксимальной зоны. Близкий возраст имеют субвулканические калиевые и калий-натровые риолиты различных зон палеорифта 711 ± 6 и 727 ± 18 млн лет [Рыцк и др., 2011].

Внутриплитные толеиты Олоkitского палеорифта включают в свой состав близкие первично мантийным расплавам базальты, варьирующие от примитивных пород до «высокотитанистых» базальтов и комагматичные им габброиды силлов и расслоенного Довыренского плутона. Все эти породы отличаются

необычно низкими отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ от $-6,7$ до $-13,4$ и древним модельным возрастом $2,4$ – $2,8$ млрд лет, которые связаны с генерацией расплавов за счет древней континентальной литосферной мантии (CLM). В меньшей степени в Олоки́тском палеорифте развиты высокотитанистые и высокожелезистые базальты, сходные с ферропикритами Печенгского палеорифтового пояса на Фенноскандинавском щите. Они имеют обычные для мантийных пород положительные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ от $1,8$ до $2,4$ млрд лет при несколько пониженных относительно деплетированной мантии (DM) Sm/Nd отношениях и характеризуют специфический мантийный источник, который может быть связан с взаимодействием вещества обогащенной мантии с аномальными участками высокожелезистой или метасоматически измененной мантии в составе CLM. Часть этих базальтов принадлежит к щелочной серии, что указывает на присутствие в области магмогенерации обогащенного источника мантийного плюма. Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ кислых вулканитов и высокозрелых метаосадков варьируют от $-7,2$ до $-15,3$, при DM от $1,9$ до $2,8$ млрд лет, свидетельствуя об их формировании за счет парциального плавления раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. Таким образом, главным источником новообразованной ювенильной континентальной коры в палеорифтовых трогах неопротерозойской пассивной окраины Палеосибири являлась древняя CLM.

Внутренний пояс. Полученные геохронологические данные позволили в целом решить проблему возраста внутреннего Байкало-Муйского пояса (БМП). Согласно материалам, его возраст отвечает неопротерозою – $1,0$ – $0,55$ млрд лет. В истории его формирования выделено два цикла тектогенеза – раннебайкальский $1,0$ – $0,8$ млрд лет и позднебайкальский $0,8$ – $0,55$ млрд лет, которые завершались на рубежах $0,8$ и $0,6$ – $0,55$ млрд лет складчатыми деформациями, метаморфизмом и становлением гранитоидов. Комплексы ранних и поздних байкалид БМП с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании перекрыты раннекембрийскими терригенно-карбонатными отложениями наложенных впадин и прорваны крупными интрузиями каледонских и герцинских гранитоидов, которые характеризуют уже фанерозойскую историю развития фрагментов Лавразии.

По материалам Е. Ю. Рыцка и соавторов [2011], в структуре БМП выделяются узкие рифтогенные палеотроги и разделяющие их межтроговые зоны. В палеотрогах восточ-

ной части БМП господствуют сходные с Олоки́тским рифтом континентальные толеиты с крупными протрузивными массивами гипербазитов, которые согласно Sm-Nd данным также являются компонентом древней CLM, выдавленным в верхнюю кору на рубеже $0,8$ млрд лет. В палеотрогах западной части были выявлены фрагменты рифтогенных офиолитов, сложенные толщей ортоамфиболитов, образованных в результате метаморфизма толеитовых N-MORB базальтов и габброидов, с которыми ассоциируют примитивные натровые риолиты и плагиограниты, «прослаивающие» амфиболитовый разрез. Возраст метаморфизма установлен U-Pb датированием по циркону автохтонных синметаморфических плагиогранитогайсов, развитых по амфиболитам, 815 ± 46 и $762 \pm 5,5$ млн лет. Возраст метатолеитов получен Sm-Nd методом по двум сериям валовых образцов и составляет 1035 ± 92 и 907 ± 120 млн лет. Рассчитанные значения параметра $\epsilon\text{Nd}(T = 1,0 \text{ млрд лет})$ амфиболитов от $+5,6$ до $+7,9$ близки к значению ϵNd деплетированной мантии верхнериффейского возраста. Углеродисто-кремнистые сланцы, перекрывающие в разрезе палеотрога амфиболиты, имеют $\epsilon\text{Nd}(T)$ от $+5,7$ до $+4,8$; $T(\text{DM}1)$ и $T(\text{DM}2)$ от 1275 до 1016 млн лет, что указывает на их образование за счет ювенильного вещества с очень короткой коровой историей при небольшой примеси дориффейского корового материала. Сходные Nd-изотопные характеристики имеют плагиограниты и риолиты, а их вариации указывают на контаминацию исходных расплавов древнекоровым материалом или смешение последнего с веществом раннебайкальской ювенильной коры.

Геологические данные свидетельствуют о синхронном формировании офиолитов в линейных палеотрогах с накоплением эпиконтинентальных карбонатно-терригенных пород в межтроговых зонах. С эпиконтинентальными карбонатно-терригенными отложениями межтроговых зон ассоциируют высокотитанистые континентальные толеиты. Вулканогенно-осадочные серии перекрыты калий-натровыми риолитами с возрастом 825 – 823 млн лет и прорваны гранодиорит-плагиогранитным комплексом с возрастом 812 ± 19 млн лет. Кислые вулканиты, метаосадки и плагиограниты межтроговых зон имеют низкие отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ и $T(\text{DM})$ от $1,65$ до $3,2$ млрд лет, указывающие на древнекоровый протолит этих пород. Nd-изотопные данные для разновозрастных гранитоидов ($0,8$ – $0,3$ млрд лет) и метаосадочных пород БСО свидетельст-

вуют о том, что древняя континентальная кора с T(DM) 1,9–2,8 млрд лет, господствующая во внешней Байкало-Патомской зоне БСО, образует и фундамент неопротерозойских структур Байкало-Муйского «офиолитового» пояса БСО и Баргузино-Витимского «террейна». Таким образом, на большей части территории внутреннего пояса и в целом в БСО господствует раннедокембрийская континентальная кора, представляющая часть дорифейского континентального массива Восточно-Сибирского кратона, а кора океанического типа палеотрогов Байкало-Муйского пояса с возрастом около 1,0 млрд лет формировалась в условиях палеорифта, близкого к красноморскому типу.

В итоге раннебайкальский цикл тектогенеза в БСО, проявленный в рифтогенной деструкции континентальной окраины Палеосибири и не приведший к раскрытию крупного океанического бассейна, является свидетельством начального этапа распада Родинии или некоего другого древнего суперконтинента. Проявление корообразующих процессов около 1,0 млрд лет и главное неопротерозойское орогеническое событие на рубеже 0,8 млрд лет Байкало-Муйского пояса хорошо коррелируется с событийными рубежами эволюции складчатого пояса Джайнинг (Jinning), расположенного между континентальными блоками Янцзы и Катазия (Huapian) в Китае и также включающего рифтогенные офиолиты с возрастом 1,0–0,9 млрд лет (группа Vanxi и др.). В целом, несмотря на то, что раннебайкальский цикл рифтогенной деструкции древней континентальной коры сопровождался новообразованием коры океанического типа в палеотрогах, его гигантская площадь может рассматриваться как пассивная рифтогенная окраина Палеоазиатского океана, фиксирующая начальную стадию его раскрытия. Фрагменты меланократового фундамента Палеоазиатского океана, представленные тектоническими линзами метагипербазитов с $\epsilon Nd = 8$ и модельным возрастом 1,0 млрд лет, присутствуют в карбонатных породах верхнерифейского чехла Баргузино-Витимского супертеррейна. В ходе раннебайкальской фазы тектогенеза с деформациями, метаморфизмом и гранитообразованием на рубеже 0,8–0,78 млрд лет континентальные рифты, палеотроги и разделяющие их палеобассейны были «раздавлены» с образованием линейных и мозаичных покровно-складчатых зон. Пограничные пакеты тектонических пластин внутреннего пояса оказались надвинутыми на краевую часть внешнего пояса БСО. В конце

позднебайкальского этапа, в раннем венде (0,65–0,62 млрд лет) в Байкало-Муйском поясе образовался своеобразный комплекс мантийных пород, состоящий из тоналит-плагиогранитных и пироксенит-габбро-норитовых интрузий с включениями мантийных тектонитов, имеющих сходство с офиолитами по изотопно-геохимическим характеристикам. Своеобразны также взаимоотношения пород комплекса с вмещающими образованиями. В ряде мест они имеют нормальные интрузивные контакты с метаморфизованными на рубеже 0,8 млрд лет породами, в других представляют собой тектонически перемещенные бластомилонитизированные «будин-плутоны». Метаморфическая бластомилонитизация раннебайкальских плагиогранитов также датирована 663 ± 28 млн лет. Таким образом, становление комплекса и его тектоническая переработка в целом коррелируется с позднебайкальским коллизийным этапом. Таким образом, позднебайкальский этап может рассматриваться как период окончательного распада единого суперконтинента Родинии и полного раскрытия Палеоазиатского океана.

Особенности металлогении. Континентальные рифты и эпикратонные бассейны в областях позднедокембрийского континентального магматизма и длительного растяжения отличаются уникальной металлогенией Pb, Zn, Au, U, V, PGE. Примерами таких месторождений являются крупнейшие колчеданно-полиметаллические эксгальционно-осадочные стратиформные месторождения Австралии (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур) и Канады (Салливан), совместно метаморфизованные с вмещающими углеродисто-кремнисто-карбонатно-глинистыми отложениями. В Байкальской складчатой области к подобным месторождениям относится Холоднинское Pb-Zn месторождение [Соколов и др., 1981] в Олокитском континентальном палеорифте, сравнимое с позднедокембрийскими крупнейшими колчеданно-полиметаллическими месторождениями мира и имеющими принципиально сходные с ними Pb-изотопные характеристики.

Для уточнения источников вещества стратиформных месторождений рифея была изучена Sm-Nd-изотопная система пород и руд Холоднинского месторождения. Высокозрелые метапелиты различных частей разреза Олокитского рудоконтролирующего континентального палеорифта, включая и углеродистые сланцы рудовмещающей формации, имеют отрицательные значения ϵNd (от –6,5 до –13)

и T(DM) от 3,03 до 2,06 млрд лет, которые доказывают участие в осадконакоплении продуктов размыва метаморфических пород древней архейской и палеопротерозойской континентальной коры.

Для оценки вклада мантийных источников при формировании Холоднинского месторождения использована Sm-Nd система вулканитов Олокитского палеорифта. Как уже отмечалось, среди вулканитов преобладают базальтоиды, связанные с древней континентальной литосферной мантией (ϵNd от -6 до -14), которым подчинены производные деплетированного мантийного источника ($\epsilon Nd = +4$) и продукты плавления древней континентальной коры. Однако среди метавулканитов рудовмещающей толщи, напротив, преобладают производные деплетированной мантии с высокими значениями Sm/Nd и ϵNd . Сходную Nd-изотопную характеристику имеют углеродистые метатуйфиты ($Sm^{147}/Nd^{144} = 0,18$), насыщающие стратифицированные горизонты, в которых локализованы стратиформные руды. Пирит из этих руд отличается низкой величиной Sm/Nd отношения (0,09201) при положительном $\epsilon Nd(T) = +4,65$ и модельными возрастами T(DM1) и T(DM2) 1030 и 1100 млн лет, которые совпадают с возрастом N-MORB метатолеритов раннебайкальских офиолитов в смежной палеорифтовой структуре БМП с большей степенью раскрытия. Однако образцы углеродисто-кремнистой «матрицы» пластовых руд имеют сходное с пиритом низкое Sm/Nd отношение, но отрицательные значения параметра ϵNd ($-4,75$ и $-4,3$) и T(DM) около 1,8 млрд лет, которые обычно являются результатом смешения древнекорового вещества с ювенильным компонентом. Таким образом, Nd-изотопные данные свидетельствуют о поступлении вещества мантийного источника, включая мантийный Pb, в рудоконтролирующую палеодепрессию Холоднинского месторождения. Вероятно, определенный вклад в уникальность многих параметров этих месторождений обеспечивался и специфическим мантийным источником литосферной мантии. Сходная история формирования руд и пород характерна и для месторождения Брокен-Хилл в Австралии.

Специфика источников и гигантские масштабы неопротерозойского континентального рифтогенеза в Восточной Сибири могут быть ответственны и за формирование месторождений золота в черносланцевых комплексах месторождения Сухой Лог и платинометалльного оруденения в расслоенном Довыренском плутоне Восточной Сибири.

Заключение

Анализ материалов потенциальной ценности минеральных ресурсов (ПЦМР) в докембрийских тектонических структурах протоматериков Лавразия и Гондвана показывает существенные различия в концентрации месторождений металлов (Cu, Pb, Zn, Sn, Nb+Ta, Ni, PGE, Au, U) и алмазов, связанных, как показано выше, с изначально неоднородным геохимическим распределением вещества в литосферных слоях Земли. Эти различия и составляют общие особенности металлогении протоматериков Лавразия и Гондвана, сформированные на докембрийском этапе их тектонической эволюции.

Для протоматерика Гондвана (рассмотрена ПЦМР докембрийских структур Юж. Америки, Австралии, Юж. Китая, п-ова Индостан и Африки, Антарктиды) заметно существенное преобладание ПЦМР над протоматериком Лавразия (Канадский щит, докембрийские структуры Евразии, включая Сев. Китай) по меди, свинцу, максимально по олову, существенно по редким металлам (по сумме Nb+Ta более чем в 2 раза), по металлам платиновой группы в 3 раза, золоту и урану более чем в 3 раза. ПЦМР по алмазам в докембрийских структурах по рассматриваемым протоматерикам достаточно близка. Лишь по цинку ПЦМР месторождений докембрия Лавразии превышает такие же значения для месторождений Гондваны, что связано с значительным распространением Cu-Zn колчеданных месторождений в докембрии Канадского щита. Таким образом, в целом литосфера докембрийских структур протоматерика Гондваны значительно более насыщена металлами по сравнению с докембрийской литосферой протоматерика Лавразии. Это, вероятно, связано с геохимической неоднородностью древнейшей континентальной коры и вещества Земли в догеологический этап ее развития как планеты. В пределах самих рассматриваемых протоматериков также существуют заметные геохимические флуктуации, отмечаемые неравномерным распределением металлов в составе литосферы протоматериков Гондваны и Лавразии.

Литература

- Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. М.: Наука, 1981. 160 с.
- Вревский А. Б., Матреничев В. А., Ружьева М. С. Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 587–617.

Геолого-минерагеническая карта мира. Объяснительная записка. Ч. 2. Минерально-сырьевые ресурсы континентов и активных транзиталей / Ред. Л. И. Красный. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 34 с.

Докембрийская геология СССР / Ред. Д. В. Рундквист и Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1985. 755 с.

Ларин А. М., Рундквист Д. В. Ряды геодинамических обстановок и металлогения Алдано-Станового щита // Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия / МПР РФ, РАН, Геокарт, РосГео. М., 1999. С. 256–311.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / Ред. В. Ф. Смолькин, Ф. П. Митрофанов. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 235 с.

Москалева В. Н., Марковский Б. А., Колбанцев Л. Р., Орлова М. П., Смолькин В. Ф. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Моссаковский А. А., Пущаровский Ю. М., Руженцев С. В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

Митрофанов Ф. П., Баянова Т. Б., Балабодин Н. Л., Сорохтин Н. О., Пожиленко В. И. Кольский глубинный раннедокембрийский коллизон: новые данные по геологии, геохронологии, геодинамике и металлогении // Вестник С.-Петерб. ун-та. 1997. Сер. 7, вып. 3. С. 3–15.

Рундквист Д. В., Турченко С. И. Тектонические структуры докембрия Сибирской платформы и их рудоносность // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 7–20.

Рундквист Д. В., Минц М. В., Ларин А. М., Ненахов В. М., Рыцк Е. Ю., Турченко С. И., Чернышев Н. М. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М., 1999. 399 с.

Рыцк Е. Ю., Ковач В. П., Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Богомолов Е. С., Котов А. Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск: Карел. кн. изд-во, 1968. 116 с.

Соколов Ю. М., Турченко С. И., Бушмин С. А. Геология и генезис Холоднинского месторождения // Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981. С. 167–233.

Сорохтин Н. О., Сорохтин О. Г. Высота стояния континентов и возможная природа раннепротерозойского оледенения // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 234–238.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Хаин В. Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. С. 13–25.

Хаин В. Е., Божко Н. А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Шуколюков Ю. А. Звездная пыль в руках // Соросовский образовательный журнал. 1996. № 7. С. 74–80.

Шустова Л. Е. Особенности строения земной коры основных тектонотипов Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 54–63.

Щеглов А. Д. Основные проблемы современной металлогении. М.: Недра, 1987. 231 с.

Щеглов А. Д., Говоров Н. А. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 321 с.

Якубчук А. С. От Кенорленда до современных континентов: тектоника и металлогения // Геотектоника. 2019. № 2. С. 3–32. doi: 10.31857/S0016-853X201923-32-9099

Ahall K.-I. Deciphering the complex accretionary growth history of the Baltic shield between 1.7-1.5 Ga and its link with intracontinental magmatism. Abstr. Vol. 26. St. John's, 2001.

Alapieti T. T., Filcn B. A., Lahtinen J. J., Lavrov M. M., Smolkin V. F., Voitsekhovskiy S. M. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. Vol. 42. P. 1–22. doi: 10.1007/BF01162681

Amelin Yu. A., Heman L. M., Semenov V. S. UPb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Vol. 75. P. 31–46. doi: 10.1016/0301-9268(95)00015-W

Anderson D. L. A global geochemical model for evolution of the mantle // Evolution of the Earth. Geodynamic serie. Vol. 5. Washington, 1981. P. 6–18.

Anderson J. L., Bender E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America // Lithos. 1989. Vol. 23. P. 19–52. doi: 10.1016/0024-4937(89)90021-2

Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian. Res. 1993. Vol. 64. P. 197–205. doi: 10.1016/0301-9268(93)90076-E

Belyaev A. M., Neymark L. A., Shebanov A. D., Larin A. M. Age and origin of mafic xenoliths from rapakivi granites of the Berdiaush massif (S.Urals, Russia) // 7th Intern. Sympos. on Rapakivi Granites and Related Rocks. Abstr. Helsinki, 1996. P. 6.

Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V., Krymsky R. S., Shebanov A. D. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granite-nepheline syenite Berdiaush massif (South Urals, Russia) // Sympos. on Rapakivi granites and Related Pocks. Abstr. Belem. Brazil, 1995. P. 13.

Berckhemer H. Direct evidence for composition of the lower crust and the Moho // Tectonophysics. 1969. Vol. 8. P. 97–105. doi: 10.1016/0040-1951(69)90083-3

Bettencourt J. S. Metallogeny of rapakivi granites of Brazil and adjacent areas // The 7th International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks. Abstr. Helsinki, 1996. P. 7–8.

- Blake T. S., Groves D. I. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 229–232.
- Christensen N. D., Fountain D. M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1975. Vol. 86. P. 227–236. doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<227:COTLCC>2.0.CO;2
- Claesson S., Huhma N., Kinny P. D., Williams I. Svecofenian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precamb. Res.* 1993. Vol. 64. P. 109–130. doi: 10.1016/0301-9268(93)90071-9
- Coleman R. G. The diversity of ophiolites // *Geol. Mijnbouw*. 1984. Vol. 63. P. 141–150.
- Coleman R. G. *Ophiolites*. New York: Springer Verlag, 1977. 220 p.
- Condie K. C. *Mantle plums and their record in Earth history*. Cambridge University Press, UK, 2000. 306 p.
- Condie K. C. *Plate tectonics and crustal evolution*. Oxford: Pergamon Press, 1989. 476 p.
- Cubbins D. Core-mantle interaction // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 187. P. 385–391. doi: 10.1016/0040-1951(91)90477-A
- Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Macambira M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects // *Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 50. P. 13–138. doi: 10.1007/BF01160143
- Dann I. C. Pseudostratigraphy and origin of the Early Proterozoic Payson ophiolite, central Arizona // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1997. Vol. 109(3). P. 347–365. doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0347:PAOOTE>2.3.CO;2
- Dalziel J. W. D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 598–601. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2
- Davies G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth // *Lithos*. 1993. Vol. 30. P. 281–289. doi: 10.1016/0024-4937(93)90041-A
- Dewey I. F., Spall H. Pre-Mezozoic plate tectonic // *Geol.* 1975. Vol. 3. P. 422–424.
- Downes H., Markwick A. J. N., Kemton P. O. Nature and origin of the lower crust of craton Europe: xenolith suites from the Baltic Shield and East European platform. Finland, 1999. P. 20.
- Du Toit A. L. *Our Wandering Continents*. Edinburgh, 1937. 366 p.
- Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up degree and order // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89, no. B7. P. 5929–5952. doi: 10.1029/JB089IB07P05929
- Emslie R. F. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America // *Precam. Res.* 1978. Vol. 7. P. 61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0
- Ernst R. E. *Large Igneous Provinces*; Cambridge, 2014. 667 p.
- Eskola P. On the disintegration of rapakivi // *Bull. Comm. Geol. Finlande*. 1930. No. 92.
- Fountain D., Christensen N. D. Composition of the continental crust and upper mantle // *Geol. Soc. Amer. Memor.* 1989. Vol. 172. P. 711–742.
- Fyfe W. S. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? // *Chem. Geol.* 1978. Vol. 23. P. 89–114. doi: 10.1016/0009-2541(78)90068-2
- Helmstaedt H. H., Scott D. J. The Proterozoic ophiolite problem // *Proterozoic Crustal evolution / K. E. Condie (ed.)*. Elsevier, 1992. P. 55–97.
- Hoffman P. F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia // *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 2003. Vol. 16. P. 543–603. doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551
- Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – The Iourmua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland // *Precamb. Res.* 1987. Vol. 35. P. 313–341. doi: 10.1016/0301-9268(87)90061-1
- Kontinen A., Peltonen P. Excursion to the Jormua Ophiolite complex. Abstract and Excursion guide // *Special Paper of the Geological Survey of Finland*. 1998. No. 26. P. 69–89.
- Kranck E. H. Anorthosites and rapakivi, magmas from the lower crust // *Origin of Anorthosite and Related Rocks*. Vol. 18. N.Y., 1969. P. 93–97.
- Kröner A. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa – ancient sutures or sites of ensial mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 40. P. 101–135.
- Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Utkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data // *An. Acad. Bras. Sci.* 1997. Vol. 69. P. 295–312.
- Larin A. M., Salnikova E. B., Kotov A. B., Sukhanov M. K., Kovach V. P., Yakovleva S. Z. Early Precambrian anorogenic granitoid magmatism of the Aldan Shield (Eastern Siberia): an overview // *Prec. Res.* (В печати)
- Leblanc M. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonic // *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 1981. P. 435–451.
- Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstorm K., Lu S., Miliesi J.-P., Myers J., Natapov L., Pandit L., Pease V., Pisarevski S. A., Thrane K., Vernikovski V. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia; a synthesis // *Precambrian Res.* 2008. Vol. 160. P. 179–210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021
- Loper D. E., Lay T. The core-mantle boundary region // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, no. B4. P. 6397–6420. doi: 10.1029/94JB02048
- McClay K. R., Campbell I. H. The structure and shape of the Jimberlina intrusion // *Geol. Magazine*. 1976. Vol. 113. P. 129–139. doi: 10.1017/S0016756800036426

Mineral Deposits: Processes to Processing: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium, London, United Kingdom, 22–25 August 1999 / Ed. C. J. Stanley et al. Rotterdam: Balkema, 1999. P. 251–255. doi: 10.1016/S0169-1368(00)00005-6

Moore E. M. Origin and emplacement of ophiolites // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. Vol. 20. P. 735–760. doi: 10.1029/RG020i004p00735

Morse A., Olsen K. E., Hamilton M. A. Massif anorthosites as a key to Proterozoic megatectonics // Geol. Soc. Canada. 1988. Vol. 13. P. 87.

Mossman D. Stratiform gold occurrences of the Witwatersrand type in the Huronian supergroup, Ontario, Canada // S. Afr. J. Geol. 1987. No. 20. P. 2168–2178.

Nelson D. O., Morrison D. A., Phinney W. C. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada // Can. J. Earth Sci. Letter. 2011. Vol. 27. P. 767–783. doi: 10.1139/e90-078

Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. Vol. 50. P. 173–193. doi: 10.1007/BF01160146

Park R. G. Early Precambrian plate tectonics // South African J. Geol. 1997. Vol. 100, no. 1. P. 23–35.

Piper J. D. A. Definition of pre-2000 m.y. apart polar movements // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 28. P. 470–480.

Piper J. D. A. Dynamics of the continental crust // Bull. American Geol. Assoc. Mem. 1983. Vol. 160. P. 21–34.

Precambrian of the southern hemisphere / Ed. D. R. Hunter. Developments in Precambrian Geology. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam, 1981. xxiii + 882 p.

Proterozoic Crustal Evolution / Ed. K. C. Condie. Developments in Precambrian Geology. Vol. 10. Elsevier, Amsterdam, 1992. ii-vi + 537 p. doi: 10.1016/S0166-2635(08)X7006-9

Ra'amo O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Miner. Petrol. 1995. Vol. 52. P. 129–185. doi: 10.1007/BF01163243

Rogers J. J. W. A history of continents in past three billion years // The Journ. Geol. 1996. Vol. 104, no. 1. P. 91–107. doi: 10.1086/629803

Roscoe S. M., Card K. D. Early Proterozoic tectonic and metallogeny of the Lake Huron region of the Canadian Shield // Precambrian Res. 1992. Vol. 58. P. 99–120.

Rouchkin G. N., Volodin R. N., Konkin V. D., Deryugin Y. N. Evolution of geodynamic conditions, ore-bearing structures and deposits of non-ferrous and precious metals in the Precambrian time // 28th IGC: Abstracts, Washington, 1989. Vol. 2. P. 720–721.

Ruzicka V. Geology and genesis of uranium deposits in the early Proterozoic: Blind River – Elliot Lake Basin, Ontario, Canada // Proc. Techn. Comm. Meet. London, 1985.

Scott D. I., Helmstaedt H., Bickle M. I. Purtunig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec,

Canada, a reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust // Geology. 1992. Vol. 20(2). P. 173–176. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0173:POCSBN>2.3.CO;2

Smith T. E. Volcanic rocks of Early Proterozoic Greenstone belts // Proterozoic Crustal evolution / Ed. K. E. Condie. Elsevier, 1992. P. 7–46. doi: 10.1016/S0166-2635(08)70115-4

Southwick D. L., Halls H. C. Compositional characteristics of the Kenora-Kabetogama dyke swarm (Early Proterozoic), Minnesota and Ontario // Can. J. Earth Sci. 2011. Vol. 24. P. 2197–2205. doi: 10.1139/e87-208

Su W.-J., Woodward R. L., Dziewonsky A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res. 1994. No. B4. P. 6945–6980. doi: 10.1029/93JB03408

Tankard A. J., Jackson M. P. A., Eriksson K. A., Hobday D. K., Hunter D. R., Minter W. E. L. Crustal evolution of Southern Africa. Springer-Verlag, N.Y., 1982. 523 p.

Turchenko S. I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1992. Vol. 58. P. 121–141. doi: 10.1016/0301-9268(92)90116-6

Unrug R. The assembly of Gondwanaland. Episodes. 1996. Vol. 19, no. 1-2. P. 11–19.

Weaver B. L., Tarney J. The Scouire dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle // Contrib Mineral. Petrol. 1981. Vol. 78. P. 175–188. doi: 10.1007/BF00373779

Wernick E., Galembeck T. M. B., Godoy A. M., Hörmann P. K. Geochemical variability of the rapakivi Itu Province, State of Sao Paulo, SE Brazil // Anais da Academia Brasileira de Ciências. 1997. Vol. 69, no. 3. P. 395–413.

Williams L. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Soc. Econ. Geol., Littleton. 1998. P. 1–35.

Wilson A. H., Prendergast M. D. The Great Dyke of Zimbabwe // Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume. London, 1989. P. 1–20.

Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites // Precambrian Res. 1988. Vol. 40. P. 509–541. doi: 10.1016/0301-9268(88)90083-6

References

Ahall K.-I. Deciphering the complex accretionary growth history of the Baltic shield between 1.7–1.5 Ga and its link with intracontinental magmatism. Abstr. Vol. 26. St. John's; 2001.

*Alapieti T. T., Filcn B. A., Lahtinen J. J., Lavrov M. M., Smolkin V. F., Voitsekhovskiy S. M. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield. *Mineralogy and Petrology*. 1990;42:1–22. doi: 10.1007/BF01162681*

- Amelin Yu. A., Heman L. M., Semenov V. S. UPb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res.* 1995;75:31–46. doi: 10.1016/0301-9268(95)00015-W
- Anderson D. L. A global geochemical model for evolution of the mantle. *Evolution of the Earth. Geodynamic serie.* Vol. 5. Washington; 1981. P. 6–18.
- Anderson J. L., Bender E. E. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos.* 1989;23:19–52. doi: 10.1016/0024-4937(89)90021-2
- Balashov Yu. A., Bayanova T. B., Mitrofanov F. P. Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield. *Precambrian. Res.* 1993;64:197–205. doi: 10.1016/0301-9268(93)90076-E
- Barsukov V. L. Comparative planetology and the early history of the Earth. Moscow: Nauka; 1981. 160 p. (In Russ.)
- Belyaev A. M., Neymark L. A., Shebanov A. D., Larin A. M. Age and origin of mafic xenoliths from rapakivi granites of the Berdiaush massif (S.Urals, Russia). *7th Intern. Sympos. on Rapakivi Granites and Related Rocks.* Abstr. Helsinki; 1996. P. 6.
- Belyaev A. M., Larin A. M., Ovchinnikova G. V., Krymsky R. S., Shebanov A. D. Pb-Nd-Sr isotopic constraints on the origin of the 1.35 Ga anorthosite-rapakivi granite-nepheline syenite Berdiaush massif (South Urals, Russia). *Sympos. on Rapakivi granites and Related Rocks.* Abstr. Belem. Brazil; 1995. P. 13.
- Blake T. S., Groves D. I. Continental rifting and the Archean-Proterozoic transition. *Geology.* 1987;15:229–232.
- Berckhemer H. Direct evidence for composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics.* 1969;8:97–105. doi: 10.1016/0040-1951(69)90083-3
- Bettencourt J. S. Metallogeny of rapakivi granites of Brazil and adjacent areas. *The 7th International Symposium on Rapakivi Granite and Related Rocks.* Abstr. Helsinki; 1996. P. 7–8.
- Christensen N. D., Fountain D. M. Constitution of the lower continental crust based on experimental studies of seismic velocities in granulite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1975;86:227–236. doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<227:COTLCC>2.0.CO;2
- Claesson S., Huhma N., Kinny P. D., Williams I. Svecofenian detrital zircon ages – implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* 1993;64:109–130. doi: 10.1016/0301-9268(93)90071-9
- Coleman R. G. Ophiolites. New York: Springer Verlag; 1977. 220 p.
- Coleman R. G. The diversity of ophiolites. *Geol. Mijnbouw.* 1984;63:141–150.
- Condie K. C. Plate tectonics and crustal evolution. Oxford: Pergamon Press; 1989. 476 p.
- Condie K. C. Mantle plums and their record in Earth history. Cambridge University Press, UK; 2000. 306 p.
- Condie K. C. (ed.). Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology. Vol. 10. Elsevier, Amsterdam; 1992. ii-vi + 537 p.
- Cubbins D. Core-mantle interaction. *Tectonophysics.* 1991;187:385–391. doi: 10.1016/0040-1951(91)90477-A
- Dall'Agnol R., Lafon J.-M., Macambira M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineral. Petrol.* 1994;50:13–138. doi: 10.1007/BF01160143
- Dann I. C. Pseudostratigraphy and origin of the Early Proterozoic Payson ophiolite, central Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 1997;109(3):347–365. doi: 10.1130/0016-7606(1997)109<0347:PAOOTE>2.3.CO;2
- Dalziel J. W. D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology.* 1991;19:598–601. doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<0598:PMOLAE>2.3.CO;2
- Davies G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos.* 1993;30:281–289. doi: 10.1016/0024-4937(93)90041-A
- Dewey I. F., Spall H. Pre-Mezozoic plate tectonic. *Geol.* 1975;3:422–424.
- Downes H., Markwick A. J. N., Kemton P. O. Nature and origin of the lower crust of craton Europe: xenolith suites from the Baltic Shield and East European platform. Finland; 1999. P. 20.
- Du Toit A. L. Our Wandering Continents. Edinburg; 1937. 366 p.
- Dziewonski A. M. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P-velocity up degree and order. *J. Geophys. Res.* 1984;89(7):5929–5952. doi: 10.1029/JB089IB07P05929
- Emslie R. F. Anorthosite massif, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res.* 1978;7:61–98. doi: 10.1016/0301-9268(78)90005-0
- Ernst R. E. Large Igneous Provinces. Cambridge; 2014. 667 p.
- Eskola P. On the disintegration of rapakivi. *Bull. Comm. Geol. Finlande.* 1930;92.
- Fountain D., Christensen N. D. Composition of the continental crust and upper mantle. *Geol. Soc. Amer. Memor.* 1989;172:711–742.
- Fyfe W. S. Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chem. Geol.* 1978;23:89–114. doi: 10.1016/0009-2541(78)90068-2
- Helmstaedt H. H., Scott D. J. The Proterozoic ophiolite problem. *Proterozoic Crustal evolution.* Elsevier; 1992. P. 55–97.
- Hunter D. R. (ed.). Precambrian of the southern hemisphere. Developments in Precambrian Geology. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam; 1981. xxiii + 882 p.
- Hoffman P. F. United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 2003;16:543–603. doi: 10.1146/annurev. ea.16.050188.002551
- Khain V. E. The issues of the Early Precambrian tectonics. *Vestnik MGU = MSU Bulletin. Ser. 4. Geology.* 2000:13–25. (In Russ.)
- Khain V. E., Bozhko N. A. Historical Precambrian Geotectonics. Moscow: Nedra; 1988. 382 p. (In Russ.)

- Kontinen A. An early Proterozoic ophiolite – The Iourmua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland. *Precambrian Res.* 1987;35:313–341. doi: 10.1016/0301-9268(87)90061-1
- Kontinen A., Peltonen P. Excursion to the Jormua Ophiolite complex. Abstract and Excursion guide. *Special Paper of the Geological Survey of Finland.* 1998;26:69–89.
- Kranck E. H. Anorthosites and rapakivi, magmas from the lower crust. *Origin of Anorthosite and Related Rocks.* Vol. 18. N.Y.; 1969. P. 93–97.
- Krasnyi L. I. (ed.). Geological and mineragenic map of the World. Explanatory notes. Mineral raw reserves of continents and active transits. St. Petersburg: VSEGEI; 2000. 34 p. (In Russ.)
- Kröner A. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa – ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics.* 1976;40:101–135.
- Larin A. M., Amelin Yu. V., Neymark L. A., Krymsky R. Sh. The Origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data. *An. Acad. Bras. Sci.* 1997;69:295–312.
- Larin A. M., Rundkvist D. V. The series of geodynamic situations and metallogeny of the Aldan-Stanovoy Shield. *Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok rannego dokembriya = The metallogeny of the Early Precambrian geodynamic situations.* Moscow; 1999. P. 256–311. (In Russ.)
- Larin A. M., Salnikova E. B., Kotov A. B., Sukhanov M. K., Kovach V. P., Yakovleva S. Z. Early Precambrian anorogenic granitoid magmatism of the Aldan Shield (Eastern Siberia): an overview. *Precambrian Res.* (In print)
- Leblanc M. The late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco): evidence for Pan-African plate tectonic. *Precambrian Plate Tectonics.* Elsevier, Amsterdam; 1981. P. 435–451.
- Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I., Fuck R., Gladkochub D., Jacobs J., Karlstrom K., Lu S., Milesi J.-P., Myers J., Natapov L., Pandit L., Pease V., Pisarevski S. A., Thrane K., Vernikovski V. Assembly, configuration and break-up history of Rodinia; a synthesis. *Precambrian Res.* 2008;160:179–210. doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021
- Loper D. E., Lay T. The core-mantle boundary region. *J. Geophys. Res.* 1995;100(B4):6397–6420. doi: 10.1029/94JB02048
- McClay K. R., Campbell I. H. The structure and shape of the Jemberlina intrusion. *Geol. Magazine.* 1976;113:129–139. doi: 10.1017/S0016756800036426
- Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Balabonin N. L., Sorokhtin N. O., Pozhilenko V. I. The Kola deep Early Precambrian collision: new data on geology, geochronology, geodynamics, and metallogeny. *Vestnik S.-Peterb. un-ta = Vestnik of St. Petersburg University. Ser. 7.* 1997;3:3–15. (In Russ.)
- Moore E. M. Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982;20:735–760. doi: 10.1029/RG020i004p00735
- Morse A., Olsen K. E., Hamilton M. A. Massif anorthosites as a key to Proterozoic megatectonics. *Geol. Soc. Canada.* 1988;13:87.
- Moskaleva V. N., Markovskii B. A., Kolbantsev L. R., Orlova M. P., Smol'kin V. F. Magmatism and metallogeny of rift system in the eastern part of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nedra; 1993. 244 p. (In Russ.)
- Mossakovskii A. A., Pushcharovskii Yu. M., Ruzhentsev S. V. The largest asymmetric structure of the Earth. *Geotektonika = Geotectonics.* 1998;5:3–18. (In Russ.)
- Mossman D. Stratiform gold occurrences of the Witwatersrand type in the Huronian supergroup, Ontario, Canada. *S. Afr. J. Geol.* 1987;20:2168–2178.
- Nelson D. O., Morrison D. A., Phinney W. C. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci. Letter.* 2011;27:767–783. doi: 10.1139/e90-078
- Neymark L. A., Amelin Yu. V., Larin A. M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Mineral. Petrol.* 1994;50:173–193. doi: 10.1007/BF01160146
- Park R. G. Early Precambrian plate tectonics. *South African J. Geol.* 1997;100(1):23–35.
- Piper J. D. A. Definition of pre-2000 m.y. apart polar movements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976;28:470–480.
- Piper J. D. A. Dynamics of the continental crust. *Bull. American Geol. Assoc. Mem.* 1983;160:21–34.
- Ra'amo O. T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite. *Miner. Petrol.* 1995;52:129–185. doi: 10.1007/BF01163243
- Rogers J. J. W. A history of continents in past three billion years. *The Journ. Geol.* 1996;104(1):91–107. doi: 10.1086/629803
- Roscoe S. M., Card K. D. Early Proterozoic tectonic and metallogeny of the Lake Huron region of the Canadian Shield. *Precambrian Res.* 1992;58:99–120.
- Rouchkin G. N., Volodin R. N., Konkin V. D., Deryugin Y. N. Evolution of geodynamic conditions, ore-bearing structures and deposits of non-ferrous and precious metals in the Precambrian time. *28th IGC: Abstracts.* Washington; 1989. Vol. 2. P. 720–721.
- Rundkvist D. V., Mints M. V., Larin A. M., Nenakhov V. M., Rytsk E. Yu., Turchenko S. I., Chernyshev N. M. Metallogeny of the series geodynamic situations at the Early Precambrian. Moscow; 1999. 399 p. (In Russ.)
- Rundkvist D. V., Mitrofanov F. P. (eds.). Precambrian geology of the USSR. Leningrad: Nauka; 1985. 755 p. (In Russ.)
- Rundkvist D. V., Turchenko S. I. Tectonic structures of the Precambrian Siberian Platform and its ore-bearing. *Geologiya i geokhronologiya dokembriya Sibirskoi platformy i ee obramleniya = Precambrian geology and geochronology of the Siberian Platform and its framing.* Leningrad: Nauka; 1990. P. 7–20. (In Russ.)
- Ruzicka V. Geology and genesis of uranium deposits in the early Proterozoic: Blind River – Elliot Lake Basin, Ontario, Canada. *Proc. Techn. Comm. Meet.* London; 1985.

Rytsk E. Yu., Kovach V. P., Yarmolyuk V. V., Kovalenko V. I., Bogomolov E. S., Kotov A. B. Isotope structure and evolution of the continental crust of the Eastern Transbaikalian segment of Central-Asian Fold Belt. *Geotektonika = Geotectonics*. 2011;5:17–51. (In Russ.)

Scott D. I., Helmstaedt H., Bickle M. I. Purtonig ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada, a reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology*. 1992;20(2):173–176. doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0173:POCSBN>2.3.CO;2

Shcheglov A. D. Main issues of modern metallogeny. Moscow: Nedra; 1987. 231 p. (In Russ.)

Shcheglov A. D., Govorov N. A. Nonlinear metallogeny and depths of the Earth. Moscow: Nauka; 1985. 321 p. (In Russ.)

Shukolyukov Yu. A. Star dust in hands. *Sorosovskii obrazovatel'nyi zhurnal = Soros Education Journal*. 1996;7:74–80. (In Russ.)

Shustova L. E. The features of the Earth's crust tectonic-types at the Baltic Shield. *Regional'naya geologiya i metallogeniya = Regional Geology and Metallogeny*. 1997;6:54–63.

Smith T. E. Volcanic rocks of Early Proterozoic Greenstone belts. *Proterozoic Crustal evolution*. Elsevier; 1992. P. 7–46. doi: 10.1016/S0166-2635(08)70115-4

Smol'kin V. F., Mitrofanov F. P. (eds.). Magmatism, sedimentogenesis and geodynamics of the Pechenga paleoriftogenic structure. Apatity: KSC RAS; 1995. 235 p. (In Russ.)

Sokolov Yu. M., Turchenko S. I., Bushmin S. A. Geology and genesis of the Kholodny deposit. *Geologiya mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh dokembriya = Geology of the Precambrian Ore Deposits*. Leningrad: Nauka; 1981. P. 167–233. (In Russ.)

Sorokhtin N. O., Sorokhtin O. G. The altitude of continents position and possible nature of the Early Proterozoic glaciation. *DAN = Doklady Earth Sciences*. 1997;354(2):234–238. (In Russ.)

Southwick D. L., Halls H. C. Compositional characteristics of the Kenora-Kabetogama dyke swarm (Early Proterozoic), Minnesota and Ontario. *Can. J. Earth Sci.* 2011;24:2197–2205. doi: 10.1139/e87-208

Stanley C. J. et al. (eds.). Mineral Deposits: Processes to Processing: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium, London, United Kingdom, 22–25 August 1999. Rotterdam: Balkema; 1999. P. 251–255. doi: 10.1016/S0169-1368(00)00005-6

Su W.-J., Woodward R. L., Dziewonsky A. M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *J. Geophys. Res.* 1994;B4:6945–6980. doi: 10.1029/93JB03408

Sviridenko L. P. Petrology of the Salma massive rapakivi-granite. Petrozavodsk: Karel. kn. izd-vo; 1968. 116 p. (In Russ.)

Tankard A. J., Jackson M. P. A., Eriksson K. A., Hobday D. K., Hunter D. R., Minter W. E. L. Crustal evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History. Springer-Verlag, Berlin; 1982. 523 p. doi: 10.1016/0031-9201(83)90037-7

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. Continental crust, its composition and evolution. Moscow: Mir; 1988. (In Russ.)

Turchenko S. I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the eastern part of the Baltic Shield. *Precambrian Res.* 1992;58:121–141. doi: 10.1016/0301-9268(92)90116-6

Unrug R. The assembly of Gondwanaland. Episodes. 1996;19(1-2):11–19.

Vrevsky A. B., Matrenichev V. A., Ruzh'eva M. S. Petrology of komatiites from the Baltic Shield and isotope geochemical evolution of their mantle sources. *Petrologiya = Petrology*. 2003;11(6):587–617. (In Russ.)

Weaver B. L., Tarney J. The Scouire dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981;78:175–188. doi: 10.1007/BF00373779

Wernick E., Galembeck T. M. B., Godony A. M., Hörmann P. K. Geochemical variability of the rapakivi Itu Province, State of sao Paulo, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*. 1997;69(3):395–413.

Williams L. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Soc. Econ. Geol., Littleton. 1998:1–35.

Wilson A. H., Prendergast M. D. The Great Dyke of Zimbabwe. *Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume*. London; 1989. P. 1–20.

Wyborn L. A. I., Page R. W., McCulloch M. T. Petrology, geochronology and isotope geochemistry of the post-1820 Ma granites of the Mount Isa Inlier: mechanisms for the generation of Proterozoic anorogenic granites. *Precambrian Res.* 1988;40:509–541. doi: 10.1016/0301-9268(88)90083-6

Yakubchuk A. S. From Kenorland to modern continents. *Geotektonika = Geotectonics*. 2019;2:3–32. (In Russ.) doi: 10.31857/S0016-853X201923-32-9099

Поступила в редакцию / received: 01.12.2021; принята к публикации / accepted: 17.03.2022.
Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declare no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Турченко Станислав Иванович

чл.-корр. РАН, д-р геол.-мин. наук, заведующий лабораторией металлогении и рудообразования

e-mail: turchsi@mail.ru

CONTRIBUTOR:

Turchenko, Stanislav

Corr. Academician of the Russian Natural Sciences Academy, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Metallogeny and Ore Genesis Laboratory