

АРХЕЙСКИЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА – ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФАКТЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СПЕКУЛЯЦИИ

Вревский А.Б.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, С.-Петербург, vrevsky@ipgg.ru

ARCHAEAN GREENSTONE BELTS: GEOLOGICAL AND ISOTOPIC FACTS AND GEODYNAMIC SPECULATIONS

Vrevsky A.B.

Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, Saint-Petersburg

During the period of study of Archean granite-greenstone provinces (GGP) our understanding of their tectonic and geodynamic nature has evolved from unwillingness to accept the existence of low-grade metamorphic volcanic-sedimentary complexes in Archean time to reconstruction of gently dipping and hot subduction regimes using the above complexes as an example. In the past decade, the amount of evidence and the diversity of geodynamic models of evolution of both individual greenstone belts and (GSB) and old cratons have been increasing in avalanche-like manner, as shown by some review papers. In spite of obvious success in the study of Archean GSBs, their nature will be the subject of debate and geodynamic speculations until quite a number of theoretical problems in the Earth's general dynamics and comparative planetology are solved. The questions to be answered are:

- How did meteoritic bombardment of the Earth affect geospheric interaction in Archean time?
- When and how was the Earth's core generated?
- What was mantle convection dynamics like in Early Precambrian time?
- What petrologic-geodynamic model can be used to interpret the presence of the oldest zircons in quartz conglomerates and how did the primary sialic crust emerge?
- When and how did the lower crust of old cratons and their mantle "keels" originate?
- What was the mantle's reduction-oxidation potential in Archean time and when did the oxic atmosphere and the oceanic hydrosphere emerge?

One of the problems, essential for understanding of the geodynamic nature of Archean GSBs, is a high Archean geothermal gradient attributed to more rapid heat generation in the early stages of the Earth's evolution. These factors were responsible for a high temperature of the Archean upper mantle which exceeds the modern temperature by 200-300°C.

A huge body of geological, geochemical and isotopic-geochronological data on Archean GSBs is often used and interpreted by scholars to support their "religious beliefs". Below are some examples of common assertions: "the global occurrence of komatiites is highly exaggerated", "the frequency minimum of andesite evolution is underestimated" or "Archean porphyric anorthosites were formed in oceanic environments because they are associated with greenstone belts".

Some obvious facts, responsible for the distinctive geodynamic evolution of GSBs and the formation of the continental lithosphere of old cratons are:

- A continuous pattern of the time-space evolution of GSBs and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) complexes over a long geologic time span (4.0 – 2.65 Ga);
- The existence of at least three age groups (periods) of GSB formation (3.55-3.0, 3.0-2.8 and 2.8-2.65 Ga), the oldest age group occurring dominantly in cratons on the Gondwana continents (Kaapvaal, Pilbara and Dharwar);
- Examples of the different-aged generation of GSBs on a sialic basement with conglomerates and crusts of chemical weathering at the base of the unit;
- the occurrence of rock complexes that are not encountered any more in geological history, e.g. "ultramafic" komatiites, autonomous porphyreous anorthosites, banded iron and manganese formations, stromatolites and baritic evaporites);
- the metallogenic pattern of GSBs depends on gigantic and other deposits such as sulphide Cu-Ni (Co) ores of komatiites, Cr, Ti (V) and PGE of layered intrusions, Zn and Cu massive-sulphide deposits, Fe- and Mn jaspilites, mesothermal Au, giant Au-U deposits (Witwatersrand protocoal), the huge Murchison Range antimony deposit and Li and rare-metal pegmatites. This metallogenic pattern of Archean GSBs not only differs radically from the ore potential of Phanerozoic island-arc and oceanic complexes, but, in principle, has not been encountered any more in geological history since Paleoproterozoic time.

Развитие зеленокаменных поясов, как одного из главных типов архейских кратогенов, охватывает огромный промежуток времени (3.55 – 2.65 млрд. лет), равный четверти всей геологической истории Земли. За время изучения архейских гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) представления об их тектонической и геодинамической природе эволю-

ционировали от отрицания существования в архее низко метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов до реконструкции на их примере режимов пологой и горячей субдукции. В последнем десятилетии произошел лавинообразный скачок не только в количестве фактического материала, но и в разнообразии геодинамических моделей

развития, как отдельных зеленокаменных поясов (ЗКП), так и древних кратонов в целом, что нашло отражение в ряде обобщающих работ (Condie K.C., 2001; Earth's Oldest Rocks, 2008; Розен О.М. и др., 2008). Несмотря на эти несомненные успехи в изучении архейских ЗКП, расшифровка их природы будет находиться в области гипотез и геодинамических «спекуляций» (от франц. “speculer” – размышлять) до тех пор, пока не будет принципиально решен целый ряд теоретических проблем общей динамики Земли и сравнительной планетологии. К таким нерешенным вопросам можно отнести следующие:

- как отразились последствия метеоритной бомбардировки Земли на геосфере взаимодействия в архее;

- когда и как возникло земное ядро;

- какой была динамика мантийной конвекции в раннем докембрии;

- какой петролого-геодинамической моделью объяснить присутствие древнейших цирконов в кварцевых конгломератах и как возникла первичная сиалическая кора;

- когда и как возникла нижняя кора древних кратонов и их мантийные «кили»;

- каким был окислительно-восстановительный потенциал мантии в архее и когда возникли кислородная атмосфера и океаническая гидросфера.

К фактам, имеющим принципиальное значение для понимания геодинамической природы архейских ЗКП, следует отнести высокий геотермический градиент в архее, связанный с большей скоростью теплогенерации на ранних стадиях развития Земли. Эти причины определили и высокую температуру архейской верхней мантии, превышающую современную на 200-300°C (Herzberg, 1996).

Огромное количество геологических, геохимических и изотопно-геохронологических данных для архейских ЗКП часто используется и интерпретируется авторами в зависимости от их геодинамического «вероисповедания». Например, постулируются такие утверждения как: «глобальное распространение коматиитов сильно преувеличено», «частотный минимум развития андезитов преуменьшен» или «архейские порфиновые анортозиты формировались в океанических обстановках, так как ассоциируют с зеленокаменными поясами».

К очевидным фактам, определяющим специфику геодинамического развития ЗКП и формирования континентальной литосферы древних кратонов, можно отнести следующее:

- пространственная и временная непрерывность развития ЗКП и тоналит-тронъемит-гранодиоритовых комплексов (ТТГ) на огромном отрезке геологического времени (4.0–2.65 млрд. лет);

- существование, по крайней мере, трех возрастных групп (периодов) формирования ЗКП (3.55-3.1, 3.0-2.85 и 2.8-2.65 млрд. лет), притом, что наиболее древняя возрастная группа развита

преимущественно в кратонах Гондванских материков (Каапвальский, Пилбара, Дхарвар);

- примеры разновозрастного заложения ЗКП на сиалическом основании с конгломератами и корами химического выветривания в основании разреза;

- присутствие комплексов пород, более не повторяющихся в геологической истории («ультраосновные» коматииты, порфиroidные автономные анортозиты, полосчатые железо- и марганцеворудные формации, строматолиты, баритовые эвапориты);

- металлогенический облик ЗКП определяется месторождениями, в том числе гигантскими - сульфидные Cu-Ni (Co) руды коматиитов, Cr, Ti (V) и PGE расслоенных интрузий, колчеданные месторождения Zn и Cu, Fe- и Mn джеспилиты, мезотермальное Au, гиганты – Au-U (проточехол Витватерсранд), сурьмяный гигант Мурчисон рейндж, Li и редкометальные пегматиты. Такая металлогеническая специализация архейских ЗКП, не только коренным образом отличается от рудоносности островодужных и океанических комплексов фанерозоя, но и принципиально не повторяется в геологической истории, начиная с палеопротерозоя.

Рассматривая ЗКП в целом, как геодинамическую системную единицу, можно констатировать, что она является интегрированным прообразом многих, значительно более дифференцированных, геодинамических режимов и обстановок протерозоя и фанерозоя. Даже в однотипных ЗКП совмещаются некоторые гомологические признаки таких обстановок как:

- мелководные (со строматолитами и эвапоритами) и глубоководные бассейны осадконакопления континентального и шельфового типа, осадконакопление речных и прибрежно-морских обстановок;

- вулканизм подводного, субаэрального и аэрального излияния трещинного и центрального типов, пирокластический вулканизм;

- магматизма внутриконтинентального (субаэральный основной и высокомагнезиальный вулканизм), океанического (подводные излияния толеитовых базальтов) и островодужного (известково-щелочной вулканизм) типов.

В тоже время, большинство современных геодинамических моделей формирования архейских ЗКП основано на актуалистическом принципе, перенесенном в область геохимии и петрологии, и основанном на представлениях о прямой связи «индикаторных геохимических особенностей» магматических комплексов (коматиитов, базальтов, анортозитов и андезитовидов) только с определенными геодинамическими режимами.

Коматииты, базальты и анортозиты. Толеитовые базальты (ТН) архейских ЗКП во многих геодинамических моделях рассматриваются в качестве аналогов N-MORB, которые по своему петрогенезису являются малоглубинными произ-

водными плавления деплетированной мантии (DM). Однако в большинстве ЗКП ТН представляют собой результат глубинной дифференциации первичных коматиитовых расплавов или плавления глубинного мантийного источника типа DM или FOZO (Арестова, 2008). Коматииты являются продуктами разноглубинного плюмового плавления гетерогенной верхней мантии (Коматииты ..., 1988) и иногда несут признаки контаминации коровым веществом (Arndt et al., 2008). Присутствие в ряде ЗКП силлов порфирированных «автономных» анортозитов также является весьма характерной чертой ряда ЗКП, что в петрологическом аспекте означает фракционирование основного плагиоклаза из базальтового расплава в условиях существования литосферы с мощностью не менее 22-25 км.

При идентификации субдукционно-аккреционных конвергентных геодинамических режимов развития архейских ЗКП ключевыми признаками являются вулканогенные ассоциации с *андезитоидами* (в т.ч. адакитами, бонинитами, баяитами), обладающие некоторыми «индикаторными геохимическими метками» (Ta/Nb, Nb/Y, Zr/Y, Mg[#] и др.). На фоне еще крайне бедной изотопной-геохимической (Sm-Nd, Re-Os, Lu-Hf) систематики архейских андезитов, жесткая геодинамическая привязка их геохимических параметров к пологой горячей субдукции и/или плавлению мантийного клина не может быть универсальной. Подобные «индикаторные» геохимические особенности свойственны андезитам как из палеоархейских интракратонных структур (Варавуна, кратон Пилбара) (Van Kranendonk et al. 2007), так и палеопротерозойских внутрикратонных рифров (сумийские вулканогенные комплексы Фенноскандинавского щита). Более того, такие индикаторные «субдукционные» геохимические «метки», как отрицательные аномалии Nb и Ti, характерны для пермских трапповых базальтов (Nb=2-15 ppm, Ti=1000-2500 ppm) (Reichov et al., 2005). В архее нет таких характерных островодужных серий как высоко Са анкармиты.

«Индикаторный» критерий Nb и Ta аномалий для идентификации надсубдукционного петрогенезиса магматических комплексов обладает конвергентностью, так как может свидетельствовать и о «плюмовом» происхождении расплавов при плавлении мантийного перидотита в условиях высоких давлениях (P~24 GPa). В этих условиях перовскит становится главной ликвидусной фазой и, обладая высокими KD с Nb, Ta, Zr, Hf и низкими KD с легкими лантаноидами, определяет обогащение расплавов (например, коматиитовых) лантаноидами и обеднение Nb, Ta, Zr и Hf (Drake et al., 1993).

В петрологическом аспекте проблема происхождения андезитоидных расплавов достаточно тривиальна и определяется водным балансом верхней мантии и фугитивностью кислорода в источнике первичных расплавов. В настоящее время

не вызывает сомнения изотопно-геохимическая гетерогенность мантии в архее, в том числе и в отношении газовой-флюидной фазы как наиболее некогерентной составляющей мантийного вещества. Свидетельствами относительно высокого содержания воды в плюмовых мантийных источниках, являются присутствие магматического амфибола в архейских коматиитах и палеопротерозойских пикритах (Stone et al., 1997), газовой-водных микровключений в базальтах Исландии (Nichols, 2002) и меймечитах Сибирской трапповой провинции (Рябчиков и др., 2002).

Кроме того, в последние годы в связи с открытием присутствия ионов OH⁻ и молекул кристаллогидратной H₂O, различающиеся по энергии водородной связи, в «нормативно безводных» минералах (Ol=140-1140 ppm, Crx=85-870 ppm, Орх=40-1100 ppm, Grt= 200-400 ppm) из ксенолитов континентальной сублитосферной мантии (гранатовые и шпинелевые лерцолиты) водный бюджет примитивной и деплетированной мантии оценивается в 1160 ppm и 250 ppm соответственно. Структурно связанная вода в этих минералах перидотитов сохраняется в интервале температур 1100-1550 и давлении 32-53 Кб (до 150-160 км). В высокобарических модификациях оливина (вадделеит и рингвудит) по экспериментальным данным содержание воды достигает 2.5-3.5 мас.%, а в ферроперовските от 2212 до 4000 ppm. Эти эксперименты предполагают, что в нижней мантии может содержаться до 2100 ppm H₂O, что при интеграции на всю массу нижней мантии дает резервуар в 5 раз больший, чем все современные океаны. Таким образом, существует достаточное количество петрологических данных для магматических производных мантийных плюмов различного возраста и геодинамической принадлежности, свидетельствующих о гидратированном характере перидотитового вещества верхней мантии с содержанием воды в количестве, достаточном для петрогенезиса андезитовых и, генетически связанных с ними, более кислых расплавов (Murakami et al., 2002; Inoue et al., 1998).

Таким образом, кратко рассмотренные выше особенности строения и состава архейских зеленокаменных поясов и конвергентность их петролого-геодинамической интерпретации, прежде всего, свидетельствуют, что современный уровень изученности ЗКП не позволяет обобщить существующие данные в виде каких либо адекватных геодинамических моделей формирования континентальной литосферы гранит-зеленокаменных областей древних кратонов на протяжении четверти геологической истории развития Земли только с позиций современной плейтектонической геодинамики.

Этот оптимистический вывод означает, что реконструкция геодинамических условий формирования архейских ЗКП должна основываться, прежде всего, на геологических наблюдениях для конкретных ЗКП определенной возрастной гене-

рации. К таким «индикаторным» геологическим фактам, позволяющим применять ту или иную геодинамическую парадигму, можно отнести следующее:

– установление в разрезах вулканогенно-осадочных комплексов ЗКП офиолитовых породных ассоциаций или их реликтов;

– документация пологих надвигов и «шеер» зон и их кинематический анализ, для доказательства тектонического совмещения, пространственно разобщенных в «плитной» геодинамике, вулканогенно-осадочных комплексов (базальты океанических хребтов и коматииты океанических плато, базальты и андезиты островных дуг, континентальные и шельфовые осадки);

– выявление обратной метаморфической зональности повышенных давлений или ее реликтов в «островодужных» ассоциациях ЗКП;

– документация кор химического выветривания, конгломератов и т.п. в основании литологических последовательностей ЗКП;

Эти и, вышеперечисленные, проблемы происхождения и развития архейских зеленокаменных поясов успешно могут быть решены и решаются на примере эпиархейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита, причем ведущая роль в этом направлении принадлежит коллективу сотрудников Института геологии Карельского Научного центра РАН. Так сложилось исторически, что эти исследования и судьбы многих сотрудников этого Института уже 50 лет теснейшим образом переплетаются с Институтом геологии и геохронологии докембрия, начиная с выдающегося исследователя докембрия и нашего общего директора – Кауко Оттовича Кратца.

В настоящее время, работы наших институтов, посвященные изучению раннедокембрийской эволюции литосферы Фенноскандинавского щита, в целом развиваются в двух разнонаправленных «идеологических» векторах – в ИГГД РАН исследования сконцентрированы на выявлении специфики геохимического и изотопного состава архейских комплексов и особенностей их петролого-геодинамической эволюции, тогда как в ИГ КарНЦ РАН – на установление геохимического и геодинамического их подобия с фанерозойскими надсубдукционными магматическими системами (Кожевников, 2000; Светов, 2005; Слабунов, 2008).

Это разнообразие научных подходов и методов познания ранних стадий эволюции Земли в сочетании с доброжелательной научной дискуссией, чем всегда отличались коллективы наших институтов, и совместные полевые исследования ключевых архейских объектов Карелии позволит всем нам приблизиться к пониманию сложнейших процессов взаимодействия геосфер и раннем докембрии.

Литература

Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5–18.

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.

Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены // Петрозаводск. КарНЦРАН. 2000. 223 с.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита // Ленинград. Наука. 1988. 192 с.

Розен О.М., Щипанский Ф.Ф., Туркина О.М. Геодинамика ранней Земли. М.: Научный мир. 2008. 184 с.

Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Козарко Л.Н., Брай Г.П., Нтафлос Т., Симакин С.Г. Параметры генерации меймечитов и щелочных пикритов Меймеча-Котуйской провинции (по данным изучения расплавных микровключений) // Геохимия. 2002. №11. С. 1139–1150.

Светов С.А. Магматические системы зон перехода океан-континент в архее Восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦРАН. 2005. 230 с.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Петрозаводск. КарНЦРАН. 2008. 296 с.

Arndt N. T., Leshner C. M., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge University Press. 2008. 467 p.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in the Earth History. Cambridge. 2001. 306p.

Drake M.J., McFarlane E.A., Gasparik T., Rubie D.C., Agee C.B. Mg-perovskite/silicate melt and majorite garnet/silicate melt partition coefficients in system CaO-MgO-SiO₂ at high temperature and pressures // Jour. of Geophysical Res. 1993. V. 97. P. 5427-5431.

Earth's Oldest Rocks. Elsevier. 2008. 1307 p.

Herzberg C. Generation of plume magmas through time: an experimental perspective. // Chemical Geology. 1995. V. 126. P. 1–16.

Murakami M., Hirose K., Yurimoto H., Nakashima S., Takafuji N. Water in the Earth's lower mantle // Science. 2002. Vol. 295. P. 1885–1887.

Nichols A.R.L., Carroll M.R., Hoskuldsson A. Is the Iceland hot spot also wet? Evidence from the water contents of undegassed submarine and subglacial pillow basalts. // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V.202. P.77–87.

Reichow M.K., Saunders A.D., Whitea R.V., Al'Mukhamedovb A.I., Medvedev A.Ya. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos. 2005. V.79. P. 425–452.

Stone W. E., Deloule E., Larson M. S., Leshner C. M. Evidence for hydrous high-MgO melts in the Precambrian. // Geology. 1997. V.25. P. 143–146.

Van Kranendonk J., et al. Paleoproterozoic development of a continental nucleus: the East Pilbara terrane of the Pilbara craton, Western Australia // Earth's Oldest Rocks. 2007. P. 307–337.