

ВНЕЗЕМНЫЕ ФАКТОРЫ И ИХ РОЛЬ В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

М.З. Глуховский, М.И. Кузьмин*

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

* Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Рассматривается фундаментальная проблема влияния внеземных факторов на процессы геолого-тектонической эволюции Земли. Внеземные факторы были определяющими в процессах зарождения Земли, образования первой гаденской континентальной коры и начала архейской эры. Существенное влияние их продолжалось и позднее. Даже в фанерозое внеземные факторы могли оказывать существенное влияние на окружающую среду. Процессы образования сиалических ядер протоконтинентальной коры (4.4—3.9 млрд лет) с зеленокаменными областями первой генерации (3.8—3.2 млрд лет) и мировой системы гранит-зеленокаменных поясов (3.1—2.7 млрд лет) осуществлялись в ротационно-плюмовом режиме, главным образом в субэкваториальном «горячем поясе» Земли. Формирование этих глобальных структур Земли происходило во многом под влиянием астероидных ударов, вызывающих импакт-триггерное зарождение мантийных плюмов.

Большие перемены в последующей геологической истории Земли начались в период 2.7—2.0 млрд лет, которые завершились в 2.0 млрд лет назад переходом Луны на орбиту, близкую к современной (50 ± 3 радиуса Земли), сопровождающимся резким замедлением скорости осевого вращения Земли, окончательным формированием переходного между ядром и мантией слоя D" и началом современного стиля тектоники плит, сопровождающейся тектоникой плюмов.

Ранняя Земля, лунно-земные связи, импактные события, тектоническая эволюция.

EXTRATERRESTRIAL FACTORS AND THEIR ROLE IN THE EARTH'S TECTONIC EVOLUTION IN THE EARLY PRECAMBRIAN

M.Z. Glukhovskii and M.I. Kuz'min

The paper is focused on the fundamental problem of influence of extraterrestrial factors on the Earth's geologic and tectonic evolution. Extraterrestrial factors played a decisive role in the Earth's genesis, the formation of the first Hadean continental crust, and the beginning of the Archean era. Their significant influence persisted in the later epochs: Even in the Phanerozoic, extraterrestrial factors might have had a considerable influence on the environment. The sialic cores of protocontinental crust (4.4–3.9 Ga) with first-generation greenstone zones (3.8–3.2 Ga) and the global system of granite–greenstone belts (3.1–2.7 Ga) formed in the rotation–plume regime, mainly in the subequatorial hot belt. The formation of these global structures was, to a large extent, influenced by asteroid impacts, which caused the impact-triggered genesis of mantle plumes.

Dramatic changes in the subsequent geologic history began at 2.7–2.0 Ga; at 2.0 Ga they terminated with the Moon's transition to an orbit similar to the present-day one (50 ± 3 Earth's radii), accompanied by the abrupt slowdown of the Earth's axial rotation, the termination of formation of the layer D", and the start of recent plate tectonics, which is accompanied by the plume tectonics.

Early Earth, lunar-terrestrial interaction, impact events, tectonic evolution

ВВЕДЕНИЕ

Внеземные факторы включают энергию лунных приливов и масштабные импактные события, которые были доминирующими на ранней стадии развития планеты, когда об ее поверхность могло удариться до 900 и более астероидов [Марков, Федоровский, 1986; Хаин, Короновский, 2007]. Внеземные

факторы имели различное значение на разных этапах развития нашей планеты. Они являлись определяющими в ранние этапы образования Земли, формирования земного ядра [Allegre et al., 2008], а также рождения нашего спутника — Луны. Этот период в истории Земли получил название Хаотичный эон [Goldblatt et al., 2010]. В следующий Гаденский эон (4.5—4.0 млрд лет) появилась первая континентальная кора, которая была полностью переработана, сохранился от этой коры лишь единственный минерал — циркон [Nebel et al., 2014b]. Именно в это время определяющую роль в создании и начальной эволюции Земли имели бомбардировки планеты метеоритами и астероидами. В Хаотичный эон произошло формирование ядра и образование Луны, в Гаденский эон (4.5—4.0 млрд лет) бомбардировки способствовали образованию первой континентальной коры, а также крупных бассейнов на Луне.

Некоторые авторы считают, что это были два этапа одного события, связанные с выбросом из метеоритно-астероидного пояса большого количества метеоритов, так как его орбита пересеклась с орбитой крупной планеты [Bottke et al., 2012].

После Гаденского эона формирование континентальной коры продолжилась. Ее фрагменты сохранились до настоящего времени. Масштабные астероидные удары, выделенные как Поздняя Тяжелая Бомбардировка (ПТБ), были первопричиной формирования крупных сиалических ядер (нуклеаров) в эоархее и палеоархее (3.9—3.2 млрд лет) [Глуховский и др., 1994], с которыми связано образование серых гнейсов, сложенных трондьемит-гранодиорит-гранитной ассоциацией пород (ТГТ), представленных практически на кратонах всех континентов [Хаин, 2003]. Следующая мезеоархейская стадия (3.1—2.5 млрд лет) характеризуется образованием эсиалических гранит-зеленокаменных поясов и роев мафических даек. Наконец, палеопроторозойский (2.6—1.7 млрд лет) термотектогенез был во многом обязан ротационному влиянию на ряд тектонических процессов, связанных с резким изменением лунно-земной дистанции.

Внеземные факторы оказывали «более значительное воздействие на геодинамические процессы на Земле, чем это представлялось ранее» [Хаин, Короновский, 2007, с. 224]. Эти воздействия на нашу планету были особенно эффективными на ранних этапах эволюции Земли, когда температура мантии была значительно выше по сравнению с современной [Kogena, 2008], а Луна вращалась на орбите, близкой Земле [Binder, 1982; Жарков, 1983, 2000; Хейзен, 2015], вместе с которой она подвергалась массивным ударам метеоритов, астероидов и комет [Bottke et al., 2012]. Роль внеземных факторов в эволюции Земли рассматривалась во многих работах [Condie, 1981; Морозов, 2007; Грачев, 2005; Хаин, Короновский, 2007; Богатилов и др., 2010; Wood, Holliday, 2010; Wood, 2011; Bottke et al., 2012; и др.]. Важной проблемой для понятия эволюции Земли является причинно-следственная связь между внеземными факторами и изменением стиля тектонических движений во времени. Несомненно, это является важнейшей фундаментальной проблемой наук о Земле.

Действительно, в гаденское и архейское время от 4.5 до 3.4, возможно до 2.7 млрд лет, тектонические движения определялись тектоникой покрывки (Lid Tectonics) или тектоникой мантийного переворота [Griffin et al., 2014]. Этот тип тектоники Земли детально рассматривается в работах [Stern, 2008; Debaille et al., 2013; Nebel et al., 2014a,b; Griffin et al., 2014; и др.]. В этот период спокойная, стагнированная кора ограничивала общемантийную конвекцию. Астероидные бомбардировки разрушали покрывку, что определяет появление на поверхности больших объемов коматиит-базальтовых расплавов. В период 3.2—2.7—2.0 млрд лет на Земле господствовала тектоника малых плит [Хаин, 2003], а с 2.0 млрд лет по настоящее время на Земле — тектоника плит вместе с тектоникой плюмов. В настоящей статье мы остановимся главным образом на внеземных факторах, их роли в становлении и эволюции ранней Земли. Нам представляется, что самостоятельно эта проблема ранее всесторонне не рассматривалась.

ВНЕЗЕМНЫЕ ФАКТОРЫ, ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СТРУКТУР ЗЕМЛИ

Астероидные, метеоритные бомбардировки в ранней истории Земли. При высокой скорости осевого вращения Земли угол наклона оси к плоскости эклиптики был значительно круче, чем сегодня (23°). Этим объясняют «широтный эффект» падения астероидов в «горячую» зону экватора, так как пояс астероидов находится в той же плоскости эклиптики, что и Земля [Баренбаум, 2002]. Возможные доказательства существования первого, докембрийского суперконтинента, расположенного на экваторе рассмотрим ниже.

К сожалению, «геологических следов» метеоритных бомбардировок на Земле в интервале 4.6 до 4.0 млрд лет не сохранилось. Свидетельство о них можно найти только благодаря геохимическим данным о составе силикатных пород Луны, мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок или ксенолитов из кайнозойских щелочных базальтов, а также по анализу содержания изотопов и редких элементов в гаденских цирконах по сравнению с хондритовыми метеоритами.

Рассмотрим ниже, какие следы оставили метеоритно-астероидные удары фазы ПТБ в породах, имеющих возраст 3.90—3.85 млрд лет [Melosh, 1989; Valley et al., 2006; Bottke et al., 2012]. С этим свя-

зывают формирование лунных бассейнов [Koeberl, 2006; Сиротин, 2008; Богатиков и др., 2010]. В этот же период на Землю из-за ее размеров и гравитации упало до 40 астероидов размером 100—2000 км с образованием адекватных им кратеров диаметром 1000—5000 км [Тетерев и др., 2004]. На Земле прямые следы ударов этих фаз не сохранились, поэтому это предположение является гипотетическим. Недавно показатели Земли и Луны были рассмотрены в работе [Bottke et al., 2012], в которой на основании изучения лунных бассейнов делается предположение, что основную роль в их формировании играли астероиды, а начало ПТБ следует соотносить с временем 4.1—4.2 млрд лет.

Перспективным методом фиксирования древних космических бомбардировок является наличие сферулитовых «шарикообразных» прослоев в древних, архей-протерозойских породах [Bottke et al., 2012]. Когда большие метеориты ударяются об Землю, они производят богатые паром выбросы, содержащие большое количество капелек расплавов в виде шариков сферул размером с песчинку, большинство из которых высоко поднимаются в атмосферу. Окончательно остывшие расплавные шарики падают обратно, формируя слои мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров.

В настоящее время найдено семь таких прослоев, время образования которых произошло в интервале 3.23—3.47 млрд лет тому назад, четыре имеют возраст между 2.90—2.63 млрд лет, один — между 2.1—1.7 млрд лет. Однако точные размеры ударника (метеорита или астероида) нужно знать, чтобы определить, какое импактное событие сформировало слой с шариками в архейских и протерозойских породах. О размерах астероидов, сформировавших эти слои, можно судить по образованным 65 млн лет тому назад таким слоям в ассоциации с кратером Чиксулуб (Chicxulub), размер которого 180 км в диаметре. 35 млн лет тому назад образовался Попигайский (Popigai) кратер с диаметром 100 км, это второй большой кратер фанерозойского возраста; здесь сформировались дистальные слои с шариками, мощность которых 0.1 мм.

На основании этого метода, а также прямых критериев импактных событий в архейско-протерозойской эпохе истории Земли можно выделить еще несколько фаз метеоритных бомбардировок. О второй фазе палеоархейских бомбардировок свидетельствует гигантское импактное событие возрастом 3.24—3.26 млрд лет. В зеленокаменных структурах Барбертон (Barberton) на юге Африки и Пилбара (Pilbara) в Австралии, в осадочных горизонтах этого возраста выявлены ударные брекчии (эджекиты и сферулиты), а также иридиевые аномалии — прямые указатели удара тела, которое по размерам сравнивают с астероидом Эрос (Eros, 33 × 13 × 13 км) [Glikson, 2008]. Свидетельством третьей мезоархейской импактной фазы возрастом около 3.0 млрд лет является глубоко эродированный кратер Маниитсок (Maniitsoq) диаметром 160 км на юго-западе Гренландии. В его центре и на периферии обнаружены ударные брекчии, псевдотахилиты и планарные деформации (PDF) в минералах [Garde et al., 2012]. Четвертая фаза — палеопротерозойская (2.40—1.63 млрд лет). Наиболее масштабные импактные события этой фазы произошли в интервале 2.02—1.85 млрд лет. Это ударный кратер Вредефорт (Vredefort) на юге Африки (диаметр 300 км, возраст 2.023 млрд лет); Котуйканская (250 км, 1.95 млрд лет) и предполагаемые Куонамская и Аргасалинская астроблемы (примерно такого же размера) на севере Сибирского кратона; Садбери (Sudbery) на Канадском щите (250 км, 1.85 млрд лет). Всего насчитывается 14 разновеликих палеопротерозойских астроблем [Катастрофические..., 2005; Koeberl, 2006; The Earth Impact..., 2007; Глуховский, Кузьмин, 2013].

Масштабные астероидные удары могли приводить к импакт-триггерному зарождению мантийных плюмов, которое сопровождалось корово-мантийным рециклированием пород мишени (земная кора). Действительно, статистически установлена высокая степень корреляции (доверительный уровень от 90 до 97 %) архейских и палеопротерозойских фаз астероидных бомбардировок Земли и Луны, с этапами плюмового магматизма и наиболее энергичного роста континентальной коры на Земле и катаклизмов на Луне [Ozima, 1987; Abbot, Isley, 2002a]. О высокой корреляции импактных событий с проявлениями плюмового магматизма пишет в своих работах Ф. Пирайно [Pirajno, 2000, 2007]. Таким образом, очевидно, в истории Земли эндогенная активность могла совпадать с космическими событиями, главным образом бомбардировкой метеоритами. Такие явления отмечаются и в фанерозое.

Эволюция лунно-земной дистанции. Проблема лунно-земных связей тесно связана с природой образования спутника Земли и с астероидными атаками как Земли, так и Луны. Большинство ученых [Хаин, 2003; Хаин, Короновский, 2007; Harrison, 2006; Koeberl, 2006; Wood, 2011; и др.] считают, что в конце процесса аккреции Земли при ее массе 60—70 % по сравнению с современной, она столкнулась с космическим телом с массой, близкой массе Марса. Это произошло примерно 4540—4530 млн лет тому назад, т.е. через 30—40 млн лет после формирования Солнечной системы, когда Земля в значительной степени была дифференцирована, большая часть ее ядра уже сформировалась¹.

¹ Не все согласны с этой гипотезой, полагая, что Луна образовалась независимо из газопылевого облака. Однако данные о силикатном составе Луны и мантии позволяют нам признать гипотезу столкновения более доказуемой [Кузьмин, 2014].

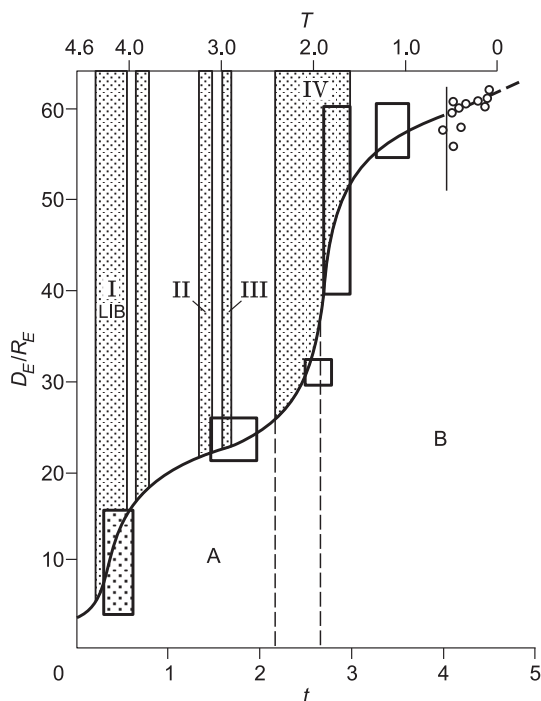


Рис. 1. Эволюция лунно-земной дистанции (по [Binder, 1982; Жарков, 1983] с изменением и дополнением), а также импактные события с учетом [Botke et al., 2012].

Расстояние Земля—Луна (D_E) в земных радиусах (R_E). T — возраст (млрд лет); t — время (млрд лет). Вертикальные полосы — импактные фазы (млрд лет): LIB — поздняя интенсивная бомбардировка — 4.5—4.4 и 3.9—3.8; II — 3.26—3.24; III — 3.0; IV — 2.40—1.63. Кружки для возрастов между 0 и 600 млн лет получены по данным по ископаемым кораллам и двустворчатым моллюскам. Вертикальные линии на уровне 500 млн лет и белые прямоугольники — промежуточные данные по ископаемым строматолитам. Залитый прямоугольник получен по особенностям древних структур Луны. Штриховые линии — интервал перехода от ротационно-плюмового режима А к режиму тектоники литосферных плит В. На графике не показана фаза I — лунообразующего гигантского импакта.

Расстояние между Землей и Луной после образования последней было незначительным (рис. 1). В этом отношении основная дискуссия касается только оценки этого расстояния и характера нелинейной эволюции лунно-земной дистанции. Как известно, в соответствии с законом сохранения момента количества движения в системе Земля—Луна устанавливается взаимное однозначное соотношение между угловой скоростью вращения

Земли и расстоянием между ними [Жарков, 1983]. Часть ученых на основании теоретических расчетов и геологических данных считают, что расстояние между Землей и ее спутником составляло в самом начале три земных радиуса [Binder, 1982; Bott, 1982; Whipple, 1990; Хейзен, 2015], что в 2—3 раза превышает предел Роша. Это в 20 раз меньше современного — 60 радиусов. Поэтому суточный период вращения планеты, по разным оценкам, составлял тогда от 2 до 6 ч в году [Сорохтин, Ушаков, 2002]. По другим представлениям [Жарков, 2000; Маракушев и др., 2013], это расстояние в то время составляло примерно 20 земных радиусов, что равно 8-часовому суточному периоду. Если принять среднее значение этого периода 4 ч, то скорость осевого вращения Земли на экваторе достигала 10 000 км/ч (современная скорость на экваторе равна 1674 км/ч). Считают, что главной причиной увеличения лунно-земной дистанции является тормозной эффект приливного трения. Однако на используемой нами эмпирической кривой А. Биндера [Binder, 1982], частично принятой В.Н. Жарковым (за исключением реперной точки начала отсчета — 20 радиусов) [Жарков, 2000], видно, что удаление Луны происходило не плавно, а дискретно (см. рис. 1). Это касается не только раннего, но и позднего докембрия и фанерозоя [Авсюк, 1996], что связывают не только с лунными приливами, но и с нелинейным изменением внутренней структуры Земли и формированием внутреннего, твердого ядра Земли, что нашло отражение в геомагнитной палеоинтенсивности [Denis et al., 2002].

В связи с колоссальной энергией ударов крупных астероидов, падавших одновременно на Землю и на Луну, возникает вопрос: не связан ли дискретный тренд эволюции лунно-земной дистанции с импактными фазами? (см. рис. 1). Оказалось, что первый скачок этой дистанции от 3 до 18 радиусов Земли, совпадает со второй и третьей фазами астероидных атак. Со второй и третьей фазами можно связать не только увеличение лунно-земной дистанции до 20.4 ± 2.3 земного радиуса, это время формирования современной фигуры Луны — 3.0 ± 0.5 млрд лет [Binder, 1982] и начала постепенного возрастания расстояния от Земли до Луны, которое завершилось сравнительно быстрым увеличением до 27 радиусов к рубежу в 2.4 млрд лет. Последующий резкий скачок до 50 ± 3 земных радиусов произошел примерно 2.0 ± 0.2 млрд лет тому назад после четвертой импактной фазы наиболее масштабных астероидных атак. Затем постепенное, но временами колебательное и резкое (на рубеже 570 млн лет) увеличение лунно-земной дистанции было связано с действием приливных сил Луны или с эволюцией земного ядра и изменениями внутренней структуры Земли [Авсюк, 1963; Denis et al., 2002]. Эти колебания на рис. 1 не показаны.

НАЧАЛЬНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ И ЕЕ ПЕРВОЙ (ГАДЕНСКОЙ) КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Подробное рассмотрение этой истории зарождения Земли как планеты, а также образования ее первой континентальной коры рассмотрено в статье М.И. Кузьмина [2014]².

² Полный текст статьи [Кузьмин, 2014] приведен в интернете (<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0146>), поэтому в данной работе мы отметим только основные положения этой работы, полное описание которых можно найти в электронном варианте этой статьи.

Формирование Солнечной системы из пылегазового диска (туманности) началось 4568 млн лет тому назад. Состав Солнца согласуется с составом туманности, из которой она образовалась [Wood, 2011; Lauretta, 2011]. Углистые хондриты (C1) имеют состав, тесно связанный с составом Солнца, но они обеднены летучими элементами, которые в течение первых миллионов лет были выброшены на окраину Солнечной системы, где они образовали лед, послуживший материалом для формирования далеких (Сатурн, Юпитер) планет. Через 2 млн лет начали появляться малые тела (метеориты) размером до 10 км, Марс и большие астероиды образовались через ~ 7 млн лет, 63 % массы Земли через 11 млн лет, 93 % массы Земли — 30 млн лет [Wood, 2011].

Рост Земли и выделение ее ядра происходили при аккреции сначала малых тел, позже при формировании эмбрионов планет, а затем при столкновении с различными метеоритными телами. С одной стороны, столкновение таких мелких тел приводило к их разрушению, с другой — часть из них в результате коллизии сформировали более крупные тела — эмбрионы планет. Через 1 млн лет начала «работать» энергия гравитации, которая способствовала дальнейшему росту первых планетных эмбрионов. Таким образом, уже при начальном росте «зародыша» Земли большое значение имело падение на нее метеоритов, астероидов.

Для определения возраста образования ядра используются изотопы ^{182}W →, дающие при распаде ^{182}W (период полураспада — 8.9 млрд лет), а конец существования изотопа в первичном резервуаре 50 млн лет. Гафний как литофильный элемент остается в мантии, а вольфрам как сидерофильный концентрируется в ядре. Формирование ядра было возможным при существовании глубокого (400—600 км) магматического океана, так как при высокой температуре и давлениях около 20—23 ГПа устанавливается равновесие между расплавом силикатов и железом [Wood et al., 2006]. При бомбардировке крупными астероидами с учетом разогрева аккрецированного вещества могут формироваться крупные магматические бассейны глубиной до 400 км, в которых происходит разделение железа и силикатов. Астероиды, достигавшие Земли, поставляли в магматический океан капли железа (с сидерофильными элементами), которые опускались до дна океана, где находился расплавленный металлический резервуар [Wood, 2011], который был гравитационно нестабилен по отношению к силикатной мантии. От этого резервуара отделялись крупные шарообразные тела, которые были равновесны с расположенным ниже твердым силикатным веществом, опускались и наращивали ядро. Предполагается, что его формирование происходило в течение 50 млн лет после начала формирования Солнечной системы. Согласно данной модели [Wood et al., 2006; Wood, 2011], силикатная мантия содержит малое количество ^{182}W , который сконцентрировался в ядре около 50 млн лет назад, что определяет минимальный возраст аккреции Земли. Следует отметить также, что формирование ядра происходило при начальной астероидной бомбардировке формирующейся Земли.

По гипотезе мегаимпакта [Koeberl, 2006; и др.], 4538—4528 млн лет тому назад крупное космическое тело, масса которого была близка массе Марса, столкнулось с Землей, которая к этому времени (30—40 млн лет после формирования Солнечной системы) уже в значительной степени была дифференцирована, а большая часть ядра сформирована. При ударе большое количество силикатного вещества от Земли и импакта было выброшено в район орбиты Луны. Обломки силикатных пород мантии Земли и импакта послужили основой формирования тела Луны. Лунные породы характеризуются обедненностью сидерофильными элементами, которые во время столкновения с Землей в большом количестве были сконцентрированы в ядре. Отсутствие изотопа ^{182}W в лунных породах указывает на их обедненность сидерофильными элементами, а также указывает на большое сходство пород Луны с мантией Земли.

Хаотичный эон, в течение которого формировалась Земля, характеризуется постоянными бомбардировками формирующейся Земли метеоритами и астероидами. Он сменился Гаденским эоном, в котором отмечаются первые «следы» геологических процессов, формирующих верхнюю оболочку Земли. Выделение Гаденского эона геологическим научным сообществом началось в какой-то мере неожиданно в связи с находками обломков цирконов возраста 4.0—4.4 млрд лет в Австралии в осадочных разрезах формации Джек Хиллс (Jack Hills), обнаруженных на террейне Наргер (Nargher) кратона Илгарн (Yilgarn) (Западная Австралия).

Цирконы практически такого же возраста (4.0—4.4 млрд лет) отмечаются и на Луне. Они отличаются по температуре образования (гаденские ~ 700 °С, лунные — 970—1150 °С); гаденские образовались из расплава разного состава, в том числе гранитного (имеются включения кварца, полевого шпата, очевидно, некоторые из них первичного магматического этапа их истории)^{3*}, лунные несут следы импактного генезиса (имеются участки перекристаллизации, аморфные структуры, разрывы трещины в кристаллах); хотя графики нормированного распределения редких земель в лунных и земных цирконах

³ В работе [Rasmussen et al., 2011] показано, что часть включений может быть связана с поздними метаморфическими процессами. В работе [Griffin et al., 2014] отмечается, что многие из включений могут быть связаны с процессами метаморфизма. Однако эти авторы считают, что 75 % гаденских цирконов произошли из магм среднего состава, 10 % из кислых гранитоидных. Кроме того, они отмечают, что древние (~ 4.0 млрд лет) цирконы из Северной Америки и Азии являются продуктами кислых расплавов.

сходные, но земные цирконы имеют Се-положительную аномалию, т.е. они формировались в среде с кислородом, а лунные образовались в бескислородной среде. На присутствие кислорода в гаденской атмосфере говорит и значение $\delta^{18}\text{O}$ (7.5) [Bell et al., 2011]. Наличие следов импактного генезиса в лунных цирконах говорит о том, что и Земля подвергалась метеоритным бомбардировкам. На это же указывает зональность гаденских цирконов, у которых возраст 4.376 млрд лет отмечается только в центральных частях кристаллов, а на периферии он составляет, как правило, 3.3 млрд лет. В связи с этим полагают, что формирование цирконов проходило через рециклинг. По представлениям многих исследователей [Stern, 2008; Nebel et al., 2014], поверхность Земли в ранней стадии была ровной, спокойной (стагнированной), а в мантии господствовала общемантийная циркуляция, когда мантийное вещество в виде плюма поднималось от границы ядро—мантия, где была высокая температура, до поверхностной «покрышки», около которой оно остывало и погружалось обратно в низ мантии. Когда происходили астероидные бомбардировки, разбивался поверхностный слой Земли, на который изливалась коматиит-базальтовая магма. После ее дифференциации оставалось небольшое количество кислого расплава, при кристаллизации которого образовывались гранитоидные породы с цирконами. При следующей бомбардировке эти породы погружались в мантию, породы расплавились, а цирконы сохранялись. В дальнейшем с очередным плюмом они могли появиться на поверхности и получить очередную возрастную зону [Nebel et al., 2014a,b].

Наиболее четко изучить зональное строение зерен циркона можно используя локальный анализ в точке. П. Холден с коллегами [Holden et al., 2009] изучили зерна циркона из обнажения Джек Хиллс, сделав порядка 115 определений возраста (частично дублируемых) различных зон этого минерала (см. [Кузьмин, 2014, рис. 8]). В результате была получена гистограмма возрастов цирконов Гаденского эона. Максимальное количество гаденской коры образовалось 4.25 млрд лет. На гистограмме возрастов можно выделить ряд пиков, каждый из которых отмечает событие очередного роста кристаллов, которое связано с погружением континентальной коры в мантию. В результате астероидной бомбардировки импакт-триггерными глубинными плюмами мантийное вещество базальтоидного состава с находящимися цирконами доставляется на поверхность планеты. Дифференциация этой базальтоидной магмы определяет образование расплавов среднего или кислого составов, в которых продолжается рост древних гаденских цирконов. При этом в одном зерне часто отмечаются до пяти возрастных пиков в интервале 4.0—3.3 млрд лет. Скорее всего, эти пики определяют полихронные события, связанные с тектонической активностью в архейское время.

Чтобы судить об этих событиях на Земле в гаденско-архейское время, необходимо получить данные по особенностям возрастного роста цирконов в архейских породах из кратонов различных континентов. Для получения таких данных можно использовать изменение состава гафния древних цирконов в течение времени. Таким параметром может быть $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = [(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{хондрит}}] \cdot 10000$. Этот показатель различается в породах, образованных из ювенильных и долгоживущих дифференцированных источников. Данные по цирконам различных кратонов мира, в настоящее время расположенных на разных континентах, показывают, что центральные части в них соответствуют гаденским цирконам, обнаруженным впервые в Австралии. Кроме того, установлено, что среди цирконов кратонов преобладают цирконы, образованные из основных пород, в то же время большое количество гаденских цирконов (возраста более 4.1 млрд лет) из обнажения Джек Хиллс сформировались из средних и кислых расплавов. На рис. 2 приведены составы изотопов Hf, полученные из цирконов кратонов, которые расположены на различных континентах. Отсюда следуют важные выводы: во-первых, гаденская и архейская кора были широко распространены на Земле; во-вторых, возможно, древние кратоны различных континентов ранее представляли единый континент [Глуховский и др., 1994; Глуховский, Кузьмин, 2013]. Обоснование возможности существования древнего единого континента приведены в следующем разделе.

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ СИАЛИЧЕСКИХ ЯДЕР (НУКЛЕАРОВ) КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ЭОАРХЕЕ — 4.0—3.6 МЛРД ЛЕТ И ПАЛЕОАРХЕЕ — 3.6—3.2 МЛРД ЛЕТ

Первые архейские породы (менее 4.0 млрд лет) континентальной коры сохранились до наших дней. Это время ознаменовалось продолжением интенсивной бомбардировки Земли (фаза ПТБ). В это время, как, очевидно, и в гадене, происходило взаимодействие двух противоположно направленных сил. Одна из них — это центробежная сила быстро вращающейся Земли, которая могла вызывать концентрацию и подъем высокотемпературного потока, определяющего мантийную конвекцию ранней Земли к ее стагнированной поверхности, скорее всего, в зону экватора или в «горячий пояс» [Глуховский и др. 1994]. Другая сила — это высокоэнергетичные удары крупных астероидов, падающих главным образом на тот же пояс. Они (астероиды) вызывали разрушение спокойной (стагнированной) покрышки, что способствовало появлению мантийных коматиит-базитовых плюмов [Stern, 2008; Nebel et

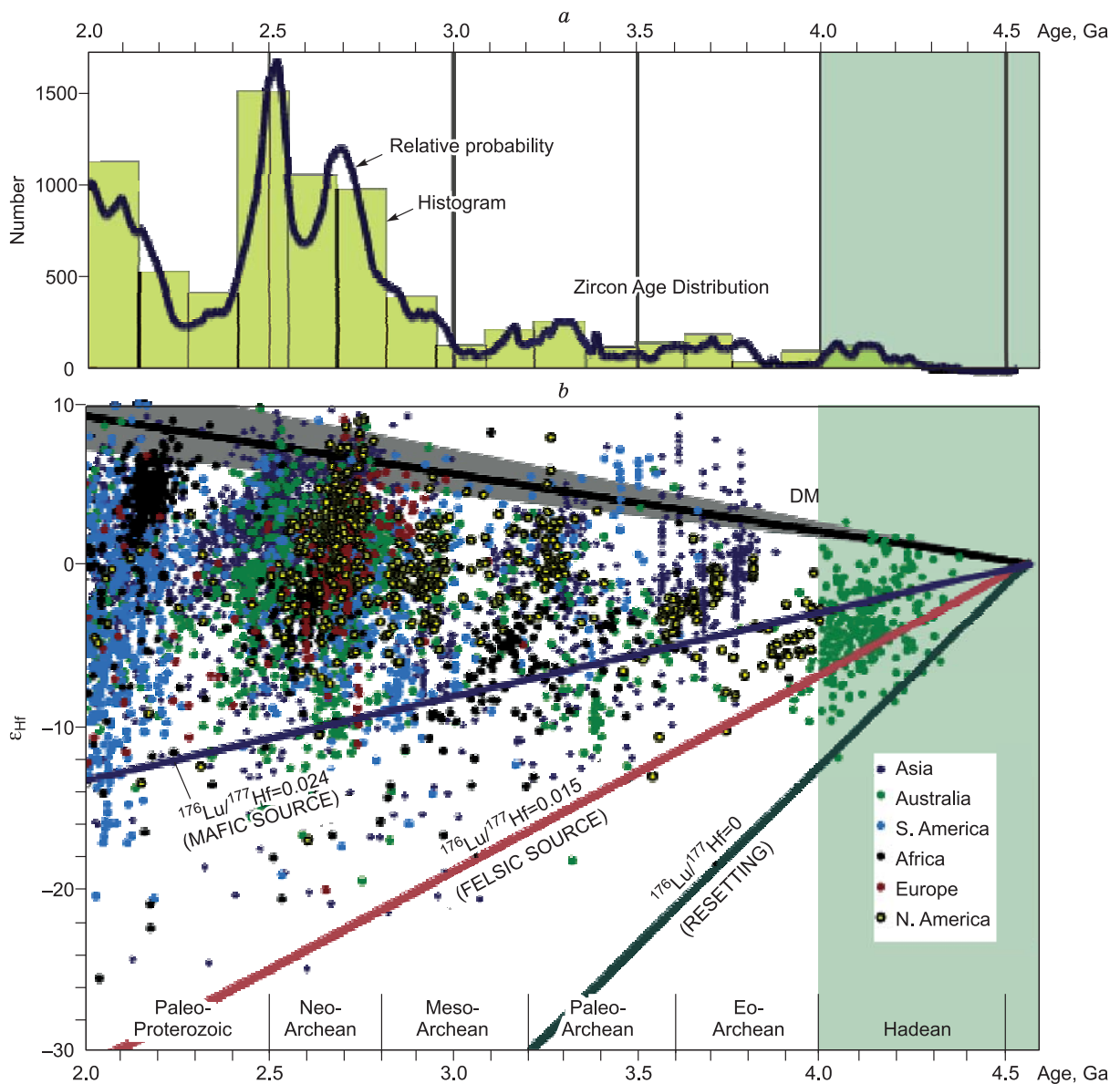


Рис. 2. График ϵ_{Hf} —возраст для цирконов по мировой базе данных, данные по кратонам, расположенным на различных континентах, по [Griffin et al., 2014].

Графики построены на основе 6699 анализов. По оси X приведено общепринятое разделение архея и палеопротерозоя. График *a* — гистограмма распределения возрастов цирконов, приведена (сплошной линией) кривая относительной вероятности; *b* — распределение изотопных данных гафния согласно возрастам, цирконы с различных кратонов показаны различным цветом, область ювенильных значений ϵ_{Hf} выделена темно-серой полосой, она охватывает точки с $\pm 0.75\%$ ϵ_{Hf} от линии деплетированной мантии (DM) во времени; эволюционные линии от 4.5 млрд лет показывают резервуары, соответствующие мафическим породам ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.024$), средней континентальной коре ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$) и цирконам, аппроксимирующиеся линией с $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0$.

al., 2014a; Griffin et al., 2014]. Разрушенные метеоритами поверхностные (гаденские и раннеархейские) основные и кислые породы первой континентальной коры погружаются в мантию, частично или полностью расплавлялись, но высокотемпературные цирконы оставались в мантии, а в дальнейшем, попадая на поверхность, могли дорасти. Это соответствует, в общих чертах, моделям мантийно-корового рециклинга [Armstrong, 1981] или тектоники покрывки (LID Tectonics) [Stern, 2008; Nebel et al., 2014a], или сагдукции [Хаин, 2003].

Таким образом, генерация частично раннеархейских пород серии ТТГ («серых гнейсов») происходила, по нашим представлениям, в субэкваториальном «горячем поясе» Земли в импакт-триггерном плюм-тектоническом режиме за счет частичного плавления базитовой протокоры, погруженной в ман-

тию, с отделением эколгитового рестита. Среди пород ТТГ выделяются разновидности, которые по своим геохимическим показателям приближаются к островодужным адакитам фанерозоя. Формирование докембрийских адакитов связывают с процессами плавления гидратированной нижней коры на глубинах 40—80 км, обеспечивающих высокое давление, и температуры 700—800 °С [Condie, 2005; Богатиков и др., 2010]. Между тем подобные *PT*-условия не обязательно должны быть связаны с глубиной и литостатическим давлением [Соболев, 1960]. Можно думать, что процессы частичного плавления гидратированной нижней коры могли осуществляться на меньшей глубине в головных частях мантийных плюмов по модели [Добрецов и др., 2001] или вышеупомянутой модели рециклирования мафического материала. Таким образом, подобие адакитов серии ТТГ фанерозойским аналогам можно объяснить конвергенцией геохимических признаков как показателей геодинамических условий, но не обстановок. Последующее переплавление сиалических эмбрионов приводило к формированию нормально щелочных эндербитов. Концепция механизмов становления основной массы протоконтинентальной коры первой генерации в режиме корово-мантийного рециклинга подтверждается тем, что низкокалиевые серые гнейсы содержат обильные включения метабазитов и теньевые фрагменты более высококалиевых разновидностей ТТГ [Глуховский, Моралев, 1996]. Метабазиты рассматриваются частью (фрагментами) базитовой протокры, а также как продукт синхронного частичного плавления мантии. Низкокалиевые породы серии ТТГ сохранились лишь фрагментарно, так как они подверглись как синхронной, так и последующей ремобилизации и замещались гранитоидами повышенной щелочности с гиперстеном, т.е. чарнокитами. Вся эта гамма пород образует основание сиалических ядер (кратонов или нуклеаров) Земли, большинство которых перекрыто осадочным чехлом древних платформ. Нуклеары и их параметры совпадают с предполагаемым количеством и размерами кратеров фазы ПТБ [Тетерев и др., 2004], свидетельствуя о возможной энергии ударов, способных вызывать импакт-триггерный механизм первых мантийных плюмов и их производных — сиалических ядер. В результате тектоники литосферных плит часть сиалических ядер в дальнейшем была разорвана по радиальным и дуговым разломам, и их фрагменты оказались на разных континентах.

Наличие первого суперконтинента, возникшего, скорее всего, еще в гадене, подтверждается рядом фактов. Конечно, важно наметить его расположение в пределах Земли. Мы предполагаем расположение его в экваториальной зоне [Глуховский и др., 1994; Глуховский, Кузьмин, 2013] (рис. 3). Имеющиеся данные по палеомагнетизму, когда они могут быть уверенно получены, т.е. по породам с возрастом 2.7—3.0 млрд лет, кратонных областей различных континентов показывают, что многие континентальные блоки располагались преимущественно в приэкваториальной области [Глуховский и др., 1994; Диденко и др., 2005; Evans, Pisarevsky, 2008; Веселовский и др., 2009]. Ранее нами было обращено внимание на высокую концентрацию «молодых» горячих точек в экваториальных широтах [Зоненшайн, Кузьмин, 1993]. Именно к этим же широтам приурочены границы аномалий геоида, которые определяются восходящими потоками глубинного вещества. Такие же положительные аномалии геоида, приуроченные к экваториальной зоне, наблюдаются на Венере, как показали съемки орбитальной станции «Пионер-Венера» [Глуховский и др., 1994]. Венера по многим физическим параметрам близка Земле, на ней сохранился высокий рельеф и следы крупных мантийных плюмов, сосредоточенных в зоне экватора (Земля Афродиты) [Wipple, 1990]. По многим показателям было установлено, что Венера, прежде чем приобрести режим ретроградного и медленного вращения в связи с потерей спутника, в самом начале своей эволюции вращалась проградно и быстро с оборотом до 10 ч в сутки [Жарков, 1983; Глуховский, 2005, 2014]. Это, очевидно, обусловило действие ротационно-плюмового режима, связанного с сочетанием высокой скорости осевого вращения планеты и масштабных импакт-триггерных событий, вызывающих подъем мантийных плюмов.

Как было отмечено в предыдущем разделе, остатки гаденской коры, определяемые по унаследованным цирконам, отмечаются в породах серых гнейсов (ТТГ), слагающих древние кратоны (см. рис. 3). К породам, несущим древние цирконы и являющимися остатками гаденской коры, следует отнести гнейсы Акаста (Acasta) провинции Слейв (Slave) на северо-западе Канады, где найдены ядра цирконов с возрастом 4.03—3.94 млрд лет [Iizuka et al., 2006, 2009]. Породы с близким 3.92—3.85 млрд лет возрастом основных, ультраосновных пород и тоналитов выявлены на юго-западе Гренландии [Nutman et al., 1993]. Возраст сиалического фундамента древнейшей зеленокаменной структуры Барбертон (Barberton) на юге Африки по ксенокристаллам цирконов из пород серии ТТГ, прорывающих метавулканы этой структуры равен 3.5—3.7 млрд лет [Kröner et al., 1996]. Такой же U-Pb возраст установлен и для ядерных частей цирконов из серых гнейсов Центрально-Кольского мегаблока Балтийского щита [Баянова и др., 2013], что примерно совпадает со временем начала образования (3.8 млрд лет) протоконтинентальной коры Украинского щита мощностью 15 км [Щербак, Каляев, 1986]. На Алданском щите начало формирования протоконтинентальной коры определяется исключительно по данным Sm-Nd систематики докембрийских гранитоидов архея, которые свидетельствуют об их длительной коровой предыстории от 3.82 до 3.5 млрд лет [Сальникова и др., 1996; Глуховский и др., 2012].

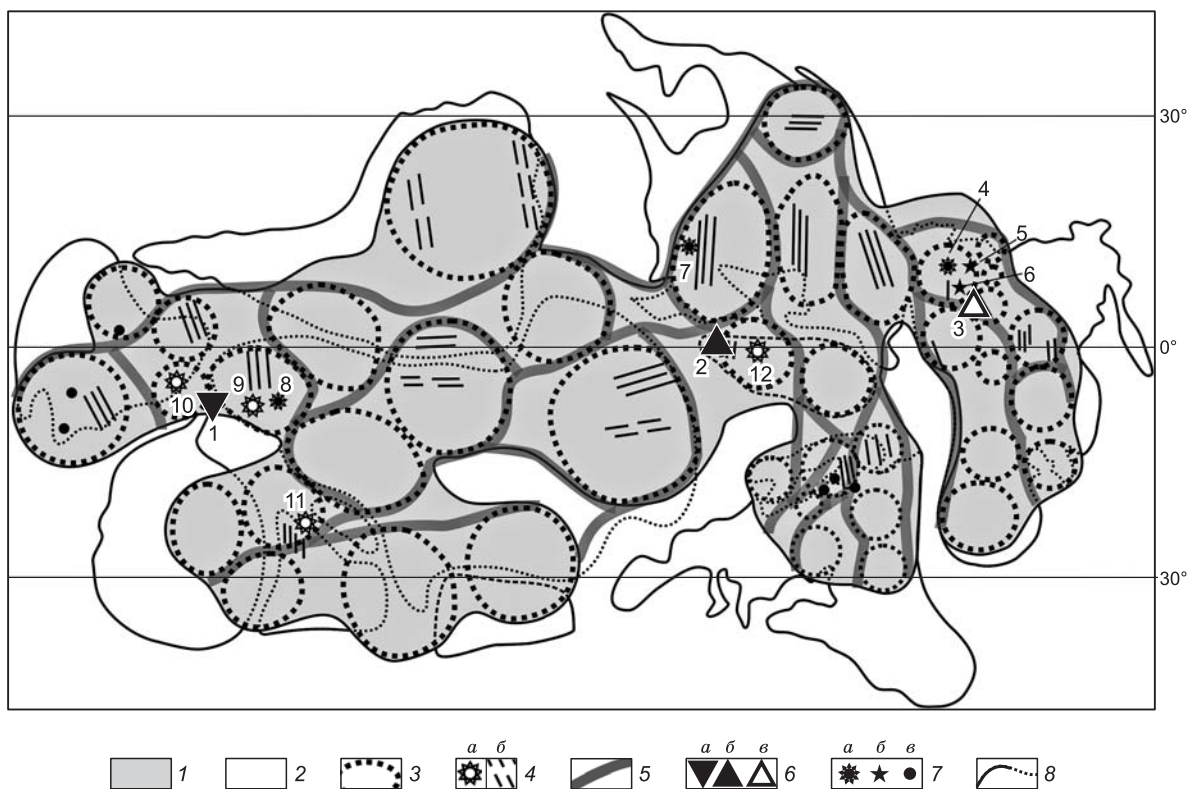


Рис. 3. Реконструкция эпиархейского суперконтинента с центрами архейских и палеопротерозойских импактных событий (по [Глуховский, Кузьмин, 2013] с дополнениями и исправлениями).

1 — раннекембрийская протоконтинентальная кора эпиархейского суперконтинента; 2 — протоокеаническая кора; 3 — сиалические ядра (нуклеары) — производные импакт-триггерных (ИТБ) мантийных плюмов; 4 — зеленокаменные области («горячие точки») палеоархея Барбертон, Пилбара и Сагара (а) и гранит-зеленокаменные пояса мезо- и неоархея (б); 5 — зоны орогенеза (гранулитовые и складчатые пояса) архея и палеопротерозоя нерасчлененные; б — центры импактных событий II (а) и III фаз в т.ч. установленное (б) и предполагаемое (в): 7 — то же, IV фазы, в т.ч. крупные установленные (а), предполагаемые (б), прочие (в); 8 — границы современных континентов. Наименование импактных структур: 1 — Вредефорт, 2 — Садбери, 3 — Котуйканская, 4 — Куонамская, 5 — Арга-Салинская, 6 — Кеурусселка, 7 — Паасселка, 8 — Суавъярви, 9 — Шумейкер, 10 — Ярабубба, 11 — Амелия-Крик.

Рост первой сиалической коры осуществлялся, очевидно, в течение нескольких этапов. Так, на юго-западе Гренландии и в пределах кратона Слейв на северо-западе Канады установлено несколько эпизодов гранитообразования возрастом 3.82—3.81, 3.76, 3.70 и 3.62 млрд лет в первом случае [Nutman et al., 1993] и 3.74, 3.65, 3.58 и 3.55 млрд лет — во втором [Iizuka et al., 2006]. На юге Африки (кратон Каапвааль) в интервале от 3.7 до 3.0 млрд лет выделяются гранитоиды возрастом (округленно): 3.65, 3.54, 3.46, 3.43, 3.3, 3.2 и 3.1 млрд лет [de Wit et al., 1992]. В Австралии в пределах кратона Ийлгарн, кроме виртуальной коры гадея возрастом 4.3 млрд лет [Nebel et al., 2014], установлены еще два этапа корообразования — 3.7 и 3.4 млрд лет, которые предшествовали стадии формирования зеленокаменного пояса этой провинции (3.0—2.7 млрд лет) [Pidgeon, Wilde, 1990]. На Алданском щите по данным U-Pb возраста цирконов выделяется, по крайней мере, пять таких этапов: 3.57; 3.39; 3.33; 3.2 и 3.1 млрд лет [Nutman et al., 1992, 2001; Шемякин и др., 1998]. Эти эпизоды гранитообразования согласуются с возрастными пиками, установленными по зернам циркона с обнажения Джек Хиллс П. Холденом с коллегами [Holden et al., 2009].

Эти эпизоды многоэтапной активности, трактуемые нами как рецикличность и ремобилизация ранней сиалической коры, сменялись периодами стагнации поверхности Земли, которая называется «покрышкой» в тектонике ЛИД (LID Tectonics), а стагнация покрышки нарушалась крупными импактными событиями. На этом фоне формировались первые гранит-зеленокаменные области, в пределах которых происходило накопление метавулканогенно-осадочных (включая железистые кварциты, возможно, метеоритного происхождения) пород. Это серия Исуа (3.8 млрд лет) на юго-западе Гренландии. В метаосадочных породах этой серии и в родственных им породах Северного Лабрадора (Канада) в системе ^{182}Hf - ^{182}W обнаружены аномалии изотопного состава вольфрама, указывающие на присутствие в

этих породах компоненты, поступившей от метеоритов [Schoenberg et al., 2002]. К этим же областям относятся структуры Барбертон на юге Африки и Пилбара на северо-западе Австралии (3.5—2.94 млрд лет), формирование которых сопровождалось гигантским импактным событием [Glikson, 2008], а также Сагур (Sagur) Дарварского кратона на юго-востоке Индии (древнее 3.2 млрд лет). Это либо одиночные сублинейные структуры сложного очертания (Барбертон), либо нелинейные поля среди деформирующихся их гранитных куполов или в окаймлении таких куполов (тип Исуа и Пилбара, рис. 4) [Салоп, 1982; Nisbet, 1987; Kröner et al., 1996; de Wit et al., 1998; Самсонов, Ларионова, 2006]. По стилю тектоники они отличаются от линейных гранит-зеленокаменных поясов мезоэоархея. Кроме этого палеоархейские толеитовые ассоциации отличаются от мезо- и неоархейских повышенными концентрациями легких лантаноидов и крупноионных элементов, а также более высокими концентрациями Y, Yb и более низкими La/Yb отношениями в породах известково-щелочного ряда [Самсонов, Ларионова, 2006]. Данные по геологии и геохимии коматиитов и базальтов палеоархейских энсиалических гранит-зеленокаменных областей свидетельствуют о том, что они выплавлялись в обстановке, связанной с горячими точками, т.е. с плюмовым магматизмом [Kröner et al., 1996; Chavagnac, 2004; Herzberg et al., 2010; Jayananda, 2013].

К гранит-зеленокаменным областям палеоархея можно отнести и Алданский щит. В его пределах широким развитием пользуются метаультрабазиты инфракрустального комплекса возрастом 3.6—3.5 млрд лет, которые перекрыты мощной супракрустальной серией высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов, в том числе и железистых, кальцифиров и мраморов, пронизанных силлами metabазальтов (пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы), базальтовых и перидотитовых метакоматиитов (пироксениты) [Моралев, 1986; Moralev, Glukhovskiy, 1994]. Предполагается, что изометричные площади вулканогенно-осадочного накопления Суннагинского купола располагались на месте древнего импакта в надплюмовом прогибе. Деформации инфра- и супракрустального комплексов и рост гранитогнейсовых куполов облекания (3.5—3.2 млрд лет) происходили в условиях водонасыщенной амфиболитовой фации. Об этом свидетельствует их пластичный структурный узор [Глуховский, Моралев, 1996]. В отличие от других гранит-зеленокаменных областей палеоархея на Алданском щите эти породы обеих комплексов были метаморфизованы в гранулитовой фации в процессах палеопротерозойского термотектогенеза с консервацией первоначальных складок (рис. 5) [Глуховский, 2009].

Таким образом, зарождение пород ассоциации ТТГ, слагающих каркас сиалических ядер прото-континентальной коры первого суперконтинента, осуществлялась в субэкваториальном «горячем поясе» ранней Земли под влиянием внешних факторов, разбивающих спокойную (стагнированную) верхнюю «покрышку» Земли, под которой имела место общемантийная конвекция. Удары астероидов вызывали «мантийный переворот», в связи с чем поднимались коматиит-базитовые мантийные плюмы.

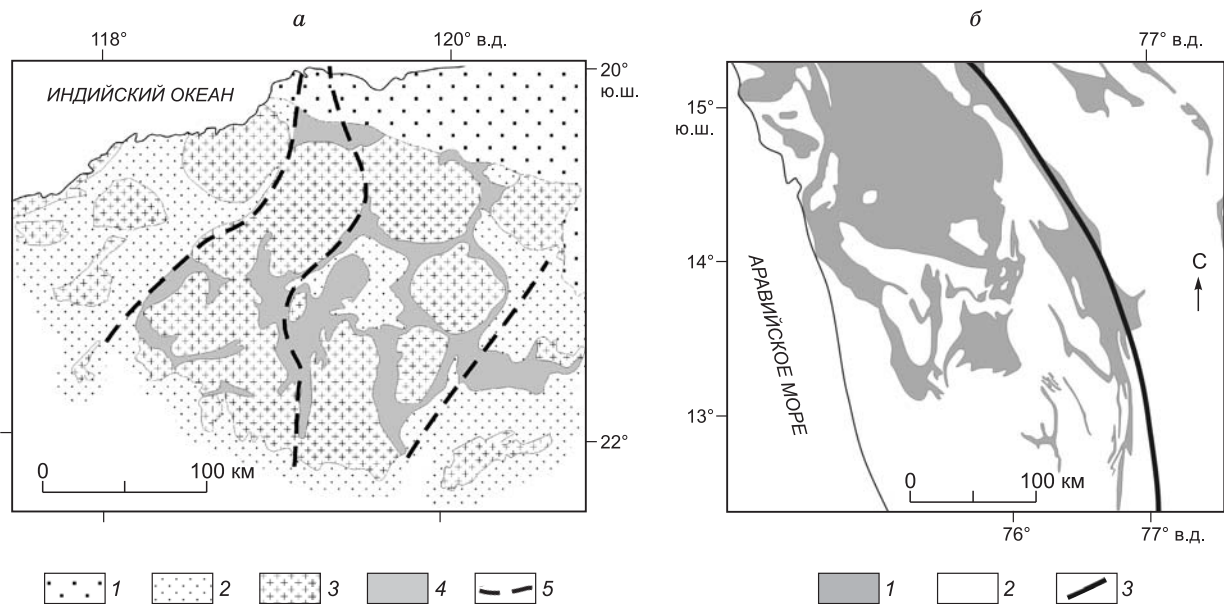
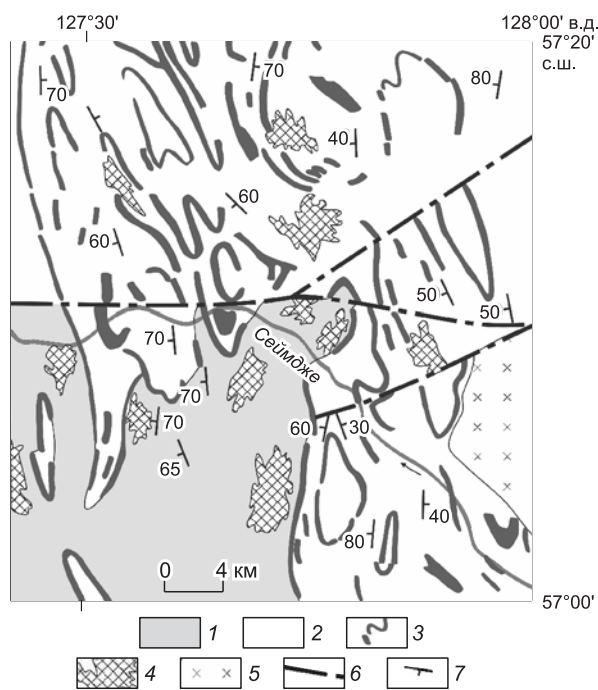


Рис. 4. Структуры зеленокаменных областей палеоархея Пилбара (а) и Сагара (б) (по [Самсонов Ларионова, 2006; Jayananda, 2013] с упрощением).

а — 1 — мезозойский осадочный чехол; 2, 4 — нерасчлененные комплексы: осадочных бассейнов архея и палеопротерозоя (2), 3 — гранитоидов архея и 4 — вулканогенно-осадочных пород зеленокаменного комплекса Пилбара; 5 — разломы. б — 1, 2 — нерасчлененные комплексы: зеленокаменных вулканогенно-осадочных толщ Сагара (1) и гранитогнейсов, гранитов и чарнокитов ремобилизованного фундамента (2); 3 — разлом.

Рис. 5. Характер складчатой структуры гнейсовой серии архея Алданского щита в бассейне р. Сеймдже [Глуховский, 2009].

Положение участка см. на рис. 8. 1, 3 — архейские образования: 1 — эндербит-базитовая ассоциация инфракристалльного комплекса, 2 — нерасчлененная супракристалльная гнейсовая серия (метабазиты и метаультрабазиты, пироксен-плагиоклазовые, биотит-кварцевые и др. гнейсы), 3 — маркирующие горизонты кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов; 4 — палеопротезойские аляскитовые граниты; 5 — меловые вулканогенные образования; 6 — разломы; 7 — элементы залегания.



Формирование интрануклеарных зеленокаменных областей палеоархея происходило в эпоху тектоники покрывки (LID Tectonics) и приводило к зарождению центров глубокого растяжения протосиалической коры. Эти каналы теплопереноса заполнялись продуктами высокотемпературного частичного плавления мантии (базальты и коматиты), нижней и верхней коры (риолиты и известково-щелочные вулканиты), а также осадочными породами, в том числе и железисто-кремнистыми.

Необходимо отметить роль приливного резонанса, который мог привести к пульсирующим движениям в высокостоящей астеносфере и отразиться в виде сдвигонадвигов в верхней коре, создавая (при отсутствии комплементарных структур растяжения) структуры, трактуемые в качестве микроплитной коллизионной тектоники. Такая плитотектоническая модель формирования пород ТТГ-ассоциации и древних зеленокаменных структур поддерживается рядом ученых [de Wit et al., 1992, 1998; Kröner, Layer, 1992; Nutman et al., 1993, 2001; Cawood et al., 2006; O'Neill et al., 2007; Condie, Kröner, 2008; и др.]. В то же время в ряде работ показано, что петрографические, стратиграфические и структурные особенности поверхностных комплексов этого времени не могут быть сопоставимы с комплексами, сформированными в рамках современной тектоники плит [Hamilton, 1998; Stern, 2008; и др.].

СТАДИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИРОВОЙ СИСТЕМЫ ЭНСИАЛИЧЕСКИХ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ, РОЕВ МАФИЧЕСКИХ ДАЕК И ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСОВ В МЕЗО- И НЕОАРХЕЕ — 3.1—2.7 МЛРД ЛЕТ

Эта стадия тектонической эволюции ранней Земли началась после консолидации протоконтинентальной коры первой генерации, которая привела, возможно, к «закупорке» каналов теплопереноса. При этом, так как продолжилось быстрое вращение Земли, из высоких и низких широт мог происходить приток тепла. Температура мантии под суперконтинентом в это время достигла своих максимальных значений — 1600 °С, а приток внутреннего тепла превышал его потери [Korenaga, 2008; Herzberg et al., 2010]. Это привело к еще большему контрасту между корой субэкваториального суперконтинента и разогретой под ним мантией, и пассивной в тектоническом отношении поверхностью Земли, которая стала впоследствии основой современного океана [Lambrosse, Jaupard, 2007]. Для приведения теплового бюджета Земли к равновесию требовалось одновременное раскрытие тектонических каналов теплопереноса. Ими оказалась мировая система рифтогенных энсиалических гранит-зеленокаменных поясов, роев мафических даек и компенсационных зон высокобарического сжатия возрастом 3.1—2.7 млрд лет. Именно за счет глобального раскрытия этих каналов тепловые потери в этот период достигли максимальных значений: отношение Юри (Urey) 0.80—0.74 против 0.34—0.20 в настоящее время [Korenaga, 2008, 2011]. Это раскрытие совпало с очередными фазами астероидных атак, что, вероятнее всего, и послужило импульсом этого глобального термотектонического события.

В отличие от гранит-зеленокаменных областей палеоархея гранит-зеленокаменные пояса мезо- и неоархея простираются на сотни, а иногда на тысячи километров в виде субпараллельных сближенных, часто сложно переплетающихся шовных прогибов — трогов (рис. 6). Многие из них формировались в процессе рифтогенеза в плюм-тектоническом режиме [Ножкин, Туркина, 2008] в переменных условиях растяжения с массивными вулканическими извержениями и сжатия. Это явление описывалось с позиций гипотезы пульсации объема Земли на фоне некоторого общего неравномерного ее расширения, происходящего на протяжении геологической истории планеты [Милановский, 1983] Эта гипотеза, вполне

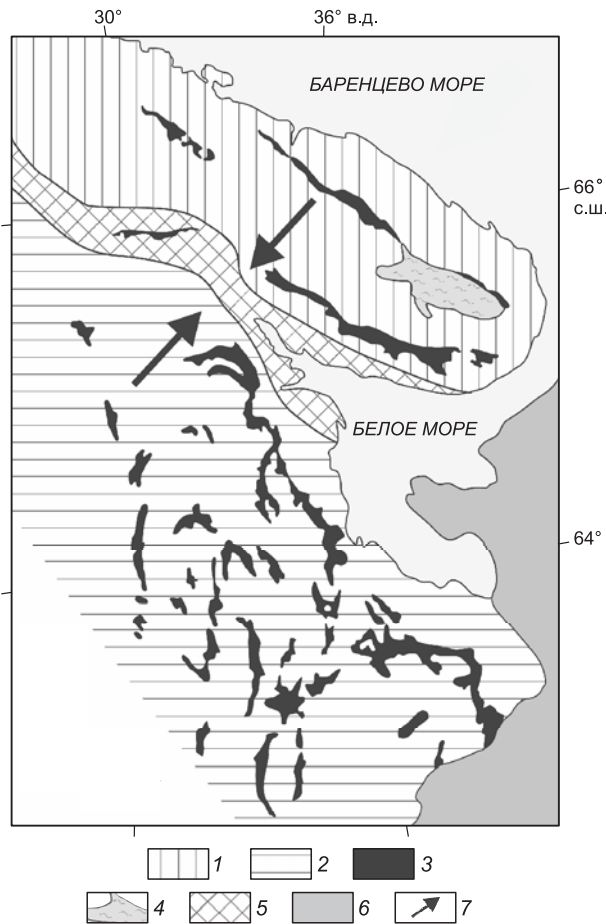


Рис. 6. Структуры гранит-зеленокаменных поясов мезо- и неогархея восточной части Балтийского щита (по [Богатиков и др., 2007; Митрофанов, 2009] с упрощениями).

1 — нерасчлененные образования раннего докембрия Кольского коллизии; 2 — то же, Карельской гранит-зеленокаменной области; 3 — зеленокаменные трогии Карельского и Кольского поясов; 4 — Кивевская структура; 5 — Лапландско-Беломорский гранулитовый пояс; 6 — платформенный чехол; 7 — направленные сжатия.

логична, но не увязывается с концепцией о постоянном объеме планеты [Хаин, Короновский, 2007]. Однако, если обратиться к внезапным факторам тектогенеза, то можно найти объяснение этому феномену. Скорее всего, спусковым механизмом масштабного раскрытия каналов теплопереноса стало взаимодействие двух сил. Одна из них — это глобальное растяжение сформированной к этому времени протоконтинентальной коры первой генерации по зонам субмеридиональных разломов и частично по субширотным сдвигам в режиме высокой скорости осевого вращения планеты, другая — динамическое сжатие полярного и роста экваториального радиусов [Стовас, 1963, 1975]. Такой механизм тектонического контроля рифтогенных структур мезо- и неогархея и их ориентировка и учтены нами при построении модели эпипротерозойского суперконтинента (см. рис. 3). Вторая сила — это удары астероидов, которые вызвали импакт-триг-

герное формирование мантийных плюмов в ареалах линейных тектонических проницаемых зонах, дренировавших максимально разогретую мантию, происходило внедрение базальт-коматиитовых лав. Действие пульсирующих волн лунных приливов в астеносфере и коре привело также к частичному плавлению нижней базитовой и верхней сиалической коры. В итоге формировался троговый комплекс, который состоит из коматиит-базальт-андезит-дацитовой ассоциации вулканитов и осадочных пород, включая полосчатые железистые кварциты, которые часто обогащены сидерофильными элементами (Au, Pt, Pd, Os, Re, Ir) [Чернышев и др., 2003], находящимися в основном в ядре и которыми обеднены породы земной коры. В то же время астероиды и метеориты обогащены этими элементами, которые могут выпадать на поверхность Земли после астероидного удара и импактного испарения [Albarede et al., 2013]. Таким образом, геохимические особенности кварцитов троговых комплексов, подтверждают большое участие астероидно-метеоритной бомбардировки (IV фаза) во время формирования мезо-неогархейских троговых структур.

С действием волн лунных приливов можно связать пульсационные деформации зеленокаменных поясов, как это показано на примере Канадского щита, где выделяют от шести до семи эпох деформации [Шемякин, Глебовицкий, 1997; Condie, 1981]. По нашему мнению, возможно, что с пульсирующими волнами лунных приливов был связан метаморфизм трогового комплекса в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и даже гранулитовой фациях. По геохимическим показателям среди вулканитов выделяют породы, схожие с бонинитами и адакитами активных окраин и островных дуг фанерозоя. К этим поясам иногда примыкают тела санукитоидов. Все это часто приводят как аргумент островодужной природы зеленокаменных поясов. Однако такой вывод оспаривается тем, что, во-первых, эти породы встречаются далеко не повсеместно [Глуховский, 1990; Хаин, 2003; Грачев, 2005; Champion et al., 2006] и, во-вторых, геохимические показатели конвергентны. Они являются индикаторами геодинамических режимов (сжатие или растяжение) и не могут без дополнительных геологических признаков определять геодинамические обстановки, в которых формировалась та или иная ассоциация магматических пород [Зоненшайн и др., 1976; Митрофанов, 2009; Вревский, 2009; Богатиков и др., 2010; Глуховский, Кузьмин, 2013].

Синхронно с формированием зеленокаменных поясов происходило внедрение многочисленных (более 30) роев мафических даек с возрастом (3.0—2.65 млрд лет) [Ernst, Buchan, 2002; Abbot, Isley,

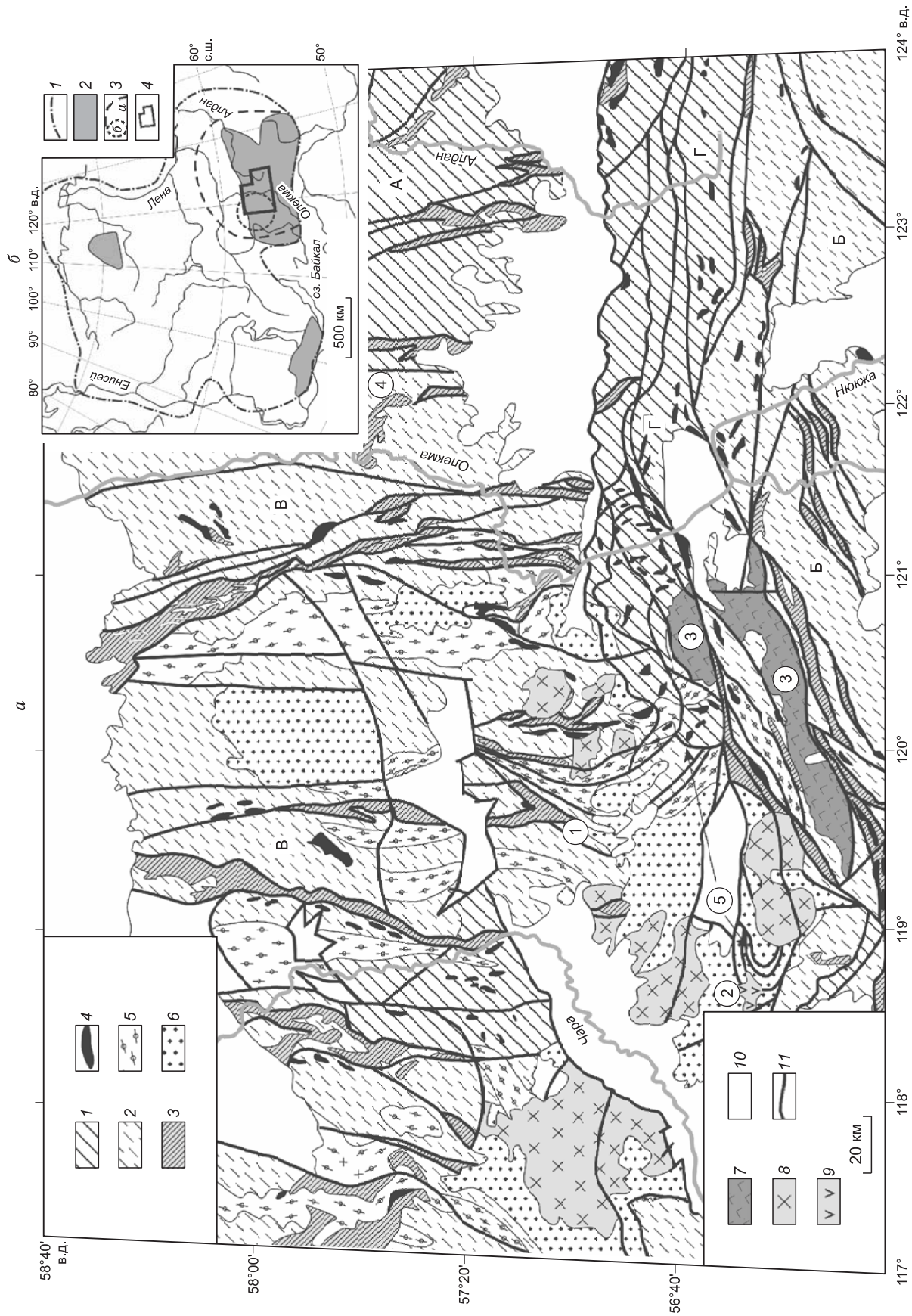
2002b], а также формирование рифтогенных бассейнов седиментации, выполненных мощными (от 3 до 11 км и более) преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. К ним отнесены: супергруппы Витватерсранд (Witwatersrand) — 3.1—2.7 млрд лет и траппы Ветерсдорп (Vetersdorp) — 2.7 млрд лет в Южной Африке; группа Фортеस्कью (Fortescue) бассейна Хамерсли (Hamersley) — 2.8—2.5 млрд лет и осадочные породы бассейна Маллина (Mallina) — 3.0—2.9 млрд лет на северо-западе Австралии; группа Орианими (Oraniemi) в Финляндии — 2.8 млрд лет; группа Тимискаминг (Timiskaming) пояса Абитибиды (Abitibi) и другие осадочные бассейны Канады — 2.7—2.6 млрд лет; Кейвская структура Кольского полуострова — 2.9—2.6 млрд лет (см. рис. 6) [Condie, 1981; Nisbet, 1987; Шемякин, Глебовицкий, 1997; Windley, 1998; Самсонов, Ларионова, 2006; Митрофанов, 2009; Митрофанов, Баянова, 2013; и др.].

Естественно, что масштабное (на 65 % больше их современных поперечных размеров [Condie, 1981]) расширение систем субпараллельных трогов должно было компенсироваться комплементарными протяженными зонами сжатия (коллизийного орогенеза или диасхизиса) и гранулитового метаморфизма ($P = 5\text{—}7$ кбар и $T = 700\text{—}800$ °C) [Борукаев, 1985; Косыгин, Маслов, 1986; Хаин, 2003; Богатиков и др., 2010]. По нашему мнению, при участии механизма давления приливных волны в астеносфере и коре в таких зонах выплавлялись породы основного состава и соответствующего возраста (2.9—2.7 млрд лет), превращенные в эклогиты, как, например, в Беломорском поясе Балтийского щита [Березин и др., 2013] на стыке двух сиалических ядер (нуклеаров): Кольско-Лапландского и Свекофенно-Норвежского [Глуховский, 1990] со своими системами зеленокаменных поясов (см. рис. 3, 6). Сразу же встает вопрос о кратонных эклогитах, вернее эклогитах субконтинентальной литосферы. Эклогиты образовывались, очевидно, при погружении древней базальт-коматиитовой коры на достаточно большую глубину, обогащенную флюидными и некогерентными элементами, под воздействием астероидных бомбардировок. Возможно, это происходило над мантийными плюмами [Хаин, 2003]. В дальнейшем они могли участвовать в формировании литосферной мантии под кратонами [Griffin, O'Reilly, 2007; Stern, 2008].

Причинно-следственная связь структур мезо- и неоархейского этапа тектонической эволюции с внеземными факторами хорошо видна на Алданском и Анабарском щитах (рис. 7, 8, 9). В западной части Алданского щита выделены две системы энсиалических рифтогенных зеленокаменных поясов возрастом 3.1—2.7 млрд лет: субмеридиональная Чаро-Олекминская и субширотная Каларо-Нюкжинская (рис. 7). Формирование первой, по нашему мнению, было связано с растяжением роя параллельных разрывов, а второй — с раскрытием зон сдвигов. Породы трогового комплекса в шовных прогибах (трогах) сжаты в крутые складки и метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации. Трочи Чаро-Олекминской системы конформны дуговым линеаментам Чарской кольцевой структуры диаметром 400 км. Она ограничена с запада и востока компенсационными субмеридиональными зонами сжатия: Жуинский и Амгинский разломы соответственно (см. рис. 7). Южной границей Чарской структуры является субширотный Становой разлом с параллельной ему Каларо-Нюкжинской системой трогов. В ее ядре диаметром 105 км обнажены меланократовые гранулиты (несмуринская толща) [Глуховский, 1990], (см. рис. 5, 7), местами перекрытые высокоглиноземистыми гнейсами (давачанская толща). Синхронные процессы деформации и метаморфизма трогового комплекса могли быть связаны с механизмом давления приливных волн смещения в горячей астеносфере и коре, бегущих с востока на запад. Об этом свидетельствуют надвиги, ограничивающие некоторые трочи с плоскостями, падающими на восток. Второй механизм — это разуплотнение гранитизированного и ремобилизованного сиалического цоколя. Этот процесс завершился развитием конформных массивов метасоматических очково-порфиروبластических К-гранитов возрастом 2.73—2.65 млрд лет, которые, как и все подобные граниты на других кратонах, формировались в условиях корово-мантийного взаимодействия [Taylor, McLennan, 1985; Глуховский и др., 2012].

Строение Чарской кольцевой структуры: гранулитовое меланократовое ядро и амфиболитовое гранитогнейсовое обрамление, как и в импактном куполе Вредефорт, конформные зеленокаменные трочи с К-гранитоидами корово-мантийного происхождения — все это позволяет выдвинуть версию об импакт-триггерной природе Чарского мантийного плюма. Этим можно объяснить природу ксеногенных алмазов, в том числе и пластинчатого габитуса, в метакоматиитах возрастом 2.96—3.0 млрд лет в Олондинском зеленокаменном троче на Алданском щите (рис. 8). Происхождение этих алмазов (с содержанием $\delta^{13}\text{O} = 26$ ‰) связывают с субдуцированным коровым материалом [Смелов и др., 2012], хотя, возможно, следует говорить о постимпактном рециклировании материала коры и мантии, как это предполагается и в вышеописанном случае на кратоне Ийлгарн. Нельзя исключить и того, что «олондинские» алмазы связаны с более древним импакт-триггерным плюмом-тектоническим режимом фазы ПТБ и формированием Алдано-Станового сиалического ядра [Глуховский, 1990].

На заключительной стадии эволюции Чарской структуры в надплюмовом прогибе (по модели [Burov, Guillon-Frottier, 2005]) или в кратерообразной впадине в палеопротерозое происходило накопле-



117° 118° 119° 120° 121° 122° 123° 124° в.д.

а б

58°40' в.д.

58°00'

57°20'

56°40'

80° 90° 100° 110° 120° в.д.

500 км

123°

122°

121°

120°

119°

118°

117°

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

- 1
- 2
- 3
- 4

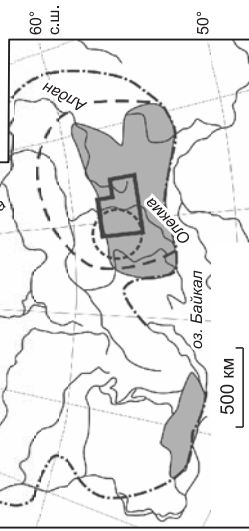


Рис. 7. Геологическое строение западной части Алданского щита Чарская кольцевая структура (а) и ее положение на схеме Сибирской платформы (б).

а — 1, 2 — нерасчлененные гранулитогнейсовые (1) и амфиболитогнейсовые (2); метаморфические комплексы архея; 3, 4 — мезоархей; 3 — гранит-зеленокаменные трюги, 4 — тела мезоархей и ортоамфиболитов; 5 — магматические и палингено-метасоматические гранитоиды неархей; 6 — палеопротерозой: осадочные отложения Удоканской серии, 7 — анортозиты, 8 — граниты кодзарского комплекса, 9 — габбро-нориты; 10 — нерасчлененные образования фанерозоя; 11 — разломы. Структурно-метаморфические области: Центральная-Алданская (А), Каларо-Нюкжинская (Б), Чаро-Олекминская (В), зона гранулитов Станового разлома (Г). Цифры в кружках: 1 — Олондинский трюг; 2 — Чинейский и 3 — Каларский массивы; 4 — Амгинский разлом; 5 — фронт Каларского тектонического клина в зоне Станового шва. б — 1 — граница платформ; 2 — щиты и другие выступы фундамента; 3 — граница Алдано-Станового нуклеара (а) и Чарской кольцевой структуры (б); 4 — контур рис. (а).

ние осадочных отложений протоплатформенного чехла (удоканская серия, 2.2—2.0 млрд лет), которые не выходят за ее пределы (см. рис. 7).

Несколько иной сценарий эволюции этой стадии тектогенеза (3.1—2.76 млрд лет) предполагается для Анабарского щита, в структуре которого наиболее контрастно отражены механизмы ротационной геодинамики (рис. 9). В его пределах выделяются метаморфизованные в гранулитовой фации супракрустальные образования вулканогенно-терригенной и кремнистой формации, подобной троговому комплексу на других щитах. Это гранатсодержащие гнейсы, мраморы, известково-силикатные породы, кварциты, в том числе и железистые, кристаллические сланцы основного и ультраосновного составов (метабазальты и метакоматииты), которые слагают субмеридиональные узкие полосы среди эндербитов и чарнокитов ремобилизованного 3.32 млрд лет назад сиалического фундамента (все первоисточники см. [Глуховский, Моралев, 2003]). Этот супракрустальный комплекс и сиалический фундамент пронизан дайками метабазитов Хатангского радиального роя (возраст 3.1 млрд лет). Мафические дайки этого роя в пределах Анабарского щита метаморфизованы, как и вмещающие его породы, в гранулитовой фации ($P = 7—8.5$ кбар и $T = 800—850$ °С) [Бибикова и др., 1987] — параметрах, типичных для архейских гранулитовых поясов [Богатиков и др., 2010]. Как и все радиальные рои мафических даек [Ernst, Buchan, 2002], он был связан с центром мантийного плюма. Этот рой по ходу своего продвижения искривлялся, возможно, под действием сил Кориолиса. Реконструкция первичной структуры супракрустального комплекса и сопровождающих его мафических даек позволяет утверждать, что они формировались в субмеридиональных сближенных трюгах в режиме растяжения, как и другие зеленокаменные пояса.

Как видно, стадия формирования гранит-зеленокаменных поясов и роев мафических даек мезонеоархей, как и предыдущая, была тесно связана с действием внеземных факторов. Она завершилась очередной закупоркой каналов тепломассопереноса и промежуточной консолидацией протоконтинентальной коры.

СТАДИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТЕРМОТЕКТОГЕНЕЗА — 2.7—1.7 МЛРД ЛЕТ

2.7 млрд лет — важный рубеж в истории Земли. Еще продолжают интенсивные метеоритно-астероидные бомбардировки, еще большое значение имеют приливные воздействия Луны, хотя происходит заметное увеличение лунно-земной дистанции. В то же время происходит появление первых свидетельств элементов тектоники плит. Рубеж 2.7—2.0 млрд лет является переходным между тектоникой ЛИД и тектоникой плит, т.е. происходит изменение характера эндогенных процессов на Земле. Эти вопросы мы только кратко обозначим при дальнейшем изложении, а продолжим делать упор на роль в формировании на Земле структур и пород под воздействием космических (внеземных) факторов.

Время 2.7—1.7 млрд лет совпало с очередной массивированной астероидной бомбардировкой Земли и с катастрофическим увеличением лунно-земной дистанции (с 29 ± 2 до 50 ± 3 земных радиуса), которое произошло в интервале 2.0 ± 0.4 млрд лет. Все это привело к уменьшению скорости осевого вращения Земли. Наступила эра процессов термотектогенеза, связанных с мантийными плюмами, процессов, наложенных на консолидированную, более древнюю структуру Земли [Глуховский, 2009]. В это время широко проявились процессы рифтогенеза, внедрения высокомагнезиальных мафических даек, расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов и связанных с ними рудных систем. Появились первые массивы автономных анортозитов и связанных с ними гранитов. Возникли осадочные бассейны протоплатформ второй генерации. Активизировались древние орогены, возможно, произошла ремобилизация сиалического цоколя протоплатформ. Увеличились $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в морской воде. Возросло количество CO_2 в атмосфере и появились многочисленные черносланцевые толщи и т.д. В палеопротерозое завершился вертикальный рост

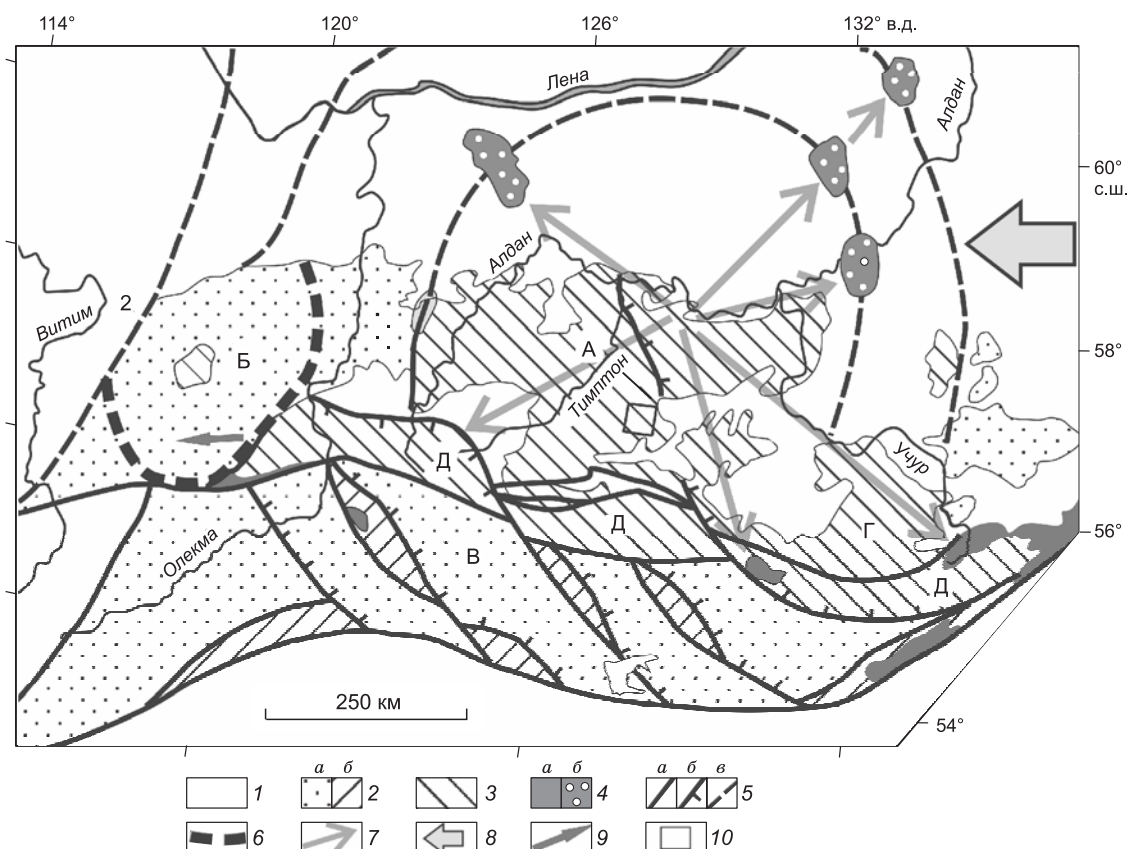


Рис. 8. Упрощенная схема тектоники Алданского щита с элементами кинематики.

1 — нерасчлененные образования фанерозоя; 2—4 — архейско-протерозойские структурно-метаморфические области: 2 — амфиболитогнейсовая (а) с основными гранулитам в фронтальных зонах надвигов и в ядре Чарской кольцевой структуры (б); 3 — гранулитогнейсовая умеренных, повышенных и высоких давлений; 4 — массивы палеопротерозойских анортозитов: вскрытые (а) и погребенные (б); 5 — надвиги с гранулитовыми клиньями (а) и другие разломы установленные (б) и скрытые (в); 6 — Чарская кольцевая структура; 7—9 — направления движения: 7 — нижнекоровых тектонических потоков с анортозитами из центра Алданского плюма, 8 — пульсации приливных волн в астеносфере и коре, 9 — фронта Каларского тектонического клина; 10 — контур рис. 9. Структурно-метаморфические области: А — Центрально-Алданская; Б — Чаро-Олекминская; В — Джугдзуро-Становая; Г — Батомгская; Д — Становой гранулитовый пояса.

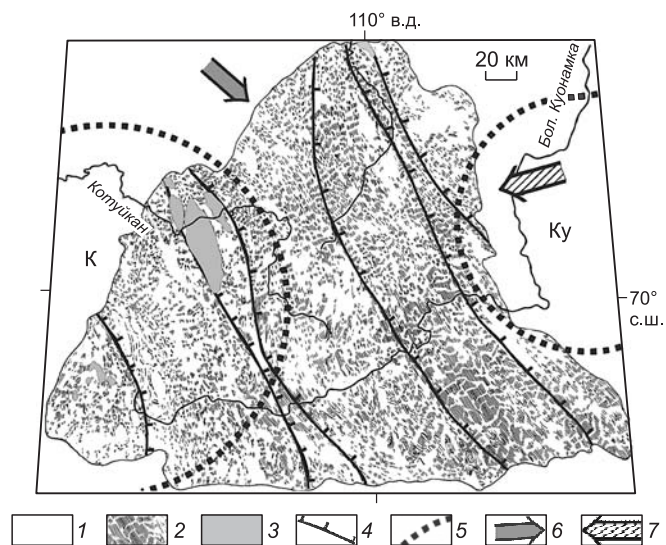
континентальной коры [Марков, Федоровский, 1986; Глуховский, 1990, 2009; Сорохтин, Ушаков 1991; Kumazava et al., 1994; Condie, 1998, 2002; Pirajno, 2002, 2007; Condie et al., 2001; Abbot, Isley, 2002a,b; Шарков, 2004; Митрофанов, 2009; Богатиков и др., 2010; Митрофанов, Баянова, 2013].

Большое значение для понимания природы эндогенных процессов на Земле имеют данные о составе базальтоидных плумов, которые проявились на планете с самых древних (гаденских времен до настоящего времени), но состав магматических продуктов их закономерно менялся [Campbell, Griffiths, 2014]. Эти авторы показали, что древние (порядка 3.5—4.0 млрд лет) коматиит-базальтовые мантийные плумы были высокотемпературными (1600—1700 °С), о чем можно судить по высокому содержанию в этих породах MgO — 32.5 %. Между 3.5—2.7 млрд лет содержание MgO в мантийных коматиитах и базальтах оставалось постоянным, что указывает на постоянство их температурных параметров. Это объясняется тем, что Земля не «отдавала» тепло, а тепловая энергия ее была связана с формированием (кристаллизацией) внутреннего железного ядра.

Постоянство состава мантийных плумов в интервале 3.5—2.7 млрд лет не согласуется с вековым остыванием расплавленного ядра. Согласно [Campbell, Griffiths, 2014], в это время оно отвечало точке плавления Fe-Ni сплава, при кристаллизации которого формировалось внутреннее ядро. В связи с этим плумы, поднимающиеся от границы ядро—мантия, имели постоянную температуру и соответственно постоянное содержание MgO. Образование внутреннего железного ядра определило увеличение интенсивности магнитного поля и его дипольный характер, что подтверждается началом работы палеомагнитных записей движения континентов [Piper, 2013]. Палеомагнитные записи позволяют считать время

Рис. 9. Схема тектоники Анабарского щита с элементами кинематики.

1 — платформенный чехол; 2 — структурные линии нерасчлененного архейского гранулитогнейсового комплекса и мафических даек (по материалам дешифрирования аэрофотоснимков, выполненного Л.И. Шахотко); 3 — массивы палеопротерозойских анортозитов; 4 — надвижки; 5 — импактные кольцевые структуры палеопротерозоя (К — Котуйканская и Куонамская); 6 — направление давления, связанного с пропацией Хатангского роя мафических даек мезоархея; 7 — направление пульсационного движения приливных волн в астеносфере и коре в архее.



2.7 млрд лет появлением первого четко фиксируемого суперконтинента — Кенорленд [Li, Zhong, 2009]. Сбор континентальных масс в единый суперконтинент указывает на возможность субдукционных процессов, что подтверждается также появлением в это время первых щелочных пород на Земле [Когарко, Хаин, 2001]. Все это позволило В.И. Хаину [2003] выдвинуть гипотезу тектоники малых плит в период 2.7—2.0 млрд лет, т.е. переход от древней тектоники плит (Lid Tectonics) к современной.

С 2.7 по 2.0 млрд лет температура падала, а содержание MgO в пикрит-базальтовых породах, связанных с мантийными плюмами, уменьшилось с 32.5 до 21.0 %. Предполагается, что в это время начал формироваться слой D".

Возвращаясь к стадии палеопротерозойского термотектогенеза, отметим, что по времени внедрения роев мафических даек она может быть подразделена на два этапа: 2.6—2.4 млрд лет (16 роев даек) и 2.23—1.75 млрд лет (52 роя даек) [Ernst, Buchan, 2002]. Оба этапа коррелируются с пиками суперплюмовой активности и импактными событиями [Abbot, Isley, 2002a,b].

Первый этап совпал с режимом еще относительно быстрого осевого вращения Земли при дистанции Земля—Луна — 29 ± 2 земных радиусов (см. рис. 1). Однако ее падающая скорость определила начало перехода динамических напряжений растяжения из зоны экватора в более высокие и низкие широты Панталассы при общих тепловых потерях вдвое больших, чем в современную эпоху [Abbot, Menke, 1990]. В итоге, эти сверхпотери тепла коактивно и кондуктивно проходили не только через мощную консолидированную сиалическую кору суперконтинента. Они в значительном объеме осуществлялись и через расколы в древней океанической коре Панталассы, особенно во время второго этапа палеопротерозойского термотектогенеза, который совпал с масштабными импактными событиями и катастрофически быстрым изменением лунно-земной дистанции (с 29 ± 2 до 50 ± 3 земных радиусов, см. рис. 1). Со снижением скорости осевого вращения Земли изменился угол наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. Произошел коллапс древней океанической коры [Stern, 2008], в результате которого Панталасса стала ареной кондуктивной потери тепла через зоны растяжения или спрединга. Это было началом перехода к эндогенной тектонике плит и плюмов современного типа.

Обратимся к примерам причинно-следственной связи тектонических процессов стадии палеопротерозойского термотектогенеза с вземными факторами. К наиболее известным индикаторам режима растяжения начала эры палеопротерозойских суперплюмов относятся: Криворожский рифт Украинского щита (2.6 млрд лет) и ультрамафит-мафитовая Великая дайка Зимбабве (2.56 млрд лет). На Алданском щите это Булгунятахский вулканогенный пояс (2.6 млрд лет) [Анисимова и др., 2006]. Немного позднее (2.5—2.4 млрд лет) активизировались плюм-рифтогенные процессы на многих щитах [Щербак, Каляев, 1986; Богатиков и др., 2010; и др.]. Например, на Балтийском щите это Печенгско-Варзугский вулканогенный пояс на Кольском полуострове, Северо-Карельский пояс Карелии с мафит-ультрамафитовыми вулканитами и бонинитоподобными породами.

Пространственное размещение палеопротерозойских поясов растяжения и сжатия в целом соответствует закономерностям ротационной геодинамики, зависящей от скорости осевого вращения Земли и роста или сокращения полярного или экваториального радиусов, а также от пульсации приливных волн в астеносфере и коре [Глуховский, 2005, 2014].

Завершение палеопротерозойского этапа развития Земли (2.0—1.7 млрд лет) [Abbot, Isley, 2002b] происходил в условиях ротационного режима, резко отличающегося от предыдущего. Оси растяжения были ориентированы преимущественно субширотно, сжатия — субмеридионально. Индикаторами растяжения явились рой высокомагнезиальных мафических даек и других интрузивов, а также энсиалические

кие рифты возрастом 2.0 млрд лет с офиолитовой или близкой к ней ассоциацией пород [Stern, 2008]. Это, например, пояс Кейп Смит (Cape Smith), ориентированный нормально к Транс-Гудзонскому орогену [Scott et al., 1999], и субмеридиональный пояс зоны Реиндир (Reindeer Zone), в северо-западной части этого орогена [Maxeiner et al., 2005]; Саво-Ладожский (Savo-Ladoga) палеорифт и другие подобные структуры Финляндии [Lahtinen, 2012] и ряд других. С процессами сжатия были связаны деформации этих рифтов, а также формирование крупных надвигов и широких коллизионных зон типа Кольско-Беломоро-Лапландской коллизионной области. Все это сопровождалось магматизмом, метаморфизмом и реактивизацией древних гранулитовых поясов [Баянова, 2004; Митрофанов, 2009; Богатиков и др., 2010; Митрофанов, Баянова, 2013].

Надо отметить, что палеопротерозойские процессы термотектогенеза на разных щитах хотя и протекали по близкому сценарию, но в деталях отличались друг от друга. Нет, например, аналогов, близких по особенностям процессов палеопротерозойского термотектогенеза на Алданском щите (южный сегмент Алдано-Станового нуклеара) [Глуховский, 1990]. В его пределах можно выделить, по крайней мере, семь импульсов рифтогенно-плюмового магматизма. Это упомянутый выше Булгуняхтахский рифтовый пояс (2.6 млрд лет), Балаганахский трог и мафические дайки (2.25, 2.08, 2.04, 2.01 млрд лет); автономные анортозиты (1.9—1.7 млрд лет) и расслоенный Чинейский массив габброноритов (1.85 млрд лет). Это было связано, скорее всего, с импульсами мантийных плюмов, которые, по всей видимости, наследовали палеоархейский мантийный ствол, активизированный в результате масштабных импактных событий на севере Сибирского кратона [Глуховский, Кузьмин, 2013]. В результате этого в «голове» плюма произошло частичное плавление мантии и нижней коры, и формирование по механизму фильтр-прессинга очагов материнской магмы анортозитов и комплементарных им гранитов. В условиях переменных режимов сжатия и растяжения происходило внедрение полихронных мафических даек и центрональный метаморфизм с образованием гранулитового ядра (в голове плюма) и амфиболитогнейсового обрамления. Это могло сопровождаться давлением (с востока на запад) приливных волн в коре, с которым было связано формирование Тимптонского надвига в центральной части Алданского щита, сдвигонадвига по зоне Станового разлома и тектонического клина с анортозитами, деформирующего осадочные породы Кодаро-Удоканского протоплатформенного прогиба. В Джугджуро-Становой области с этим процессом связывается образование системы дуговых надвигов с фронтальными зонами гранулитов высоких давлений (см. рис. 8) [Глуховский, 2009].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внеземные факторы оказали существенное влияние на ход тектонической эволюции Земли. Они были особенно эффективны на ранних этапах ее развития. Это зарождение Земли, формирование ее ядра, образование Луны после мегаимпакта, а также формирование первой континентальной коры в гаденское время. Температура мантии в то время, а также и в раннем архее была на 300—500 °C выше, чем сегодня, а Луна вращалась по орбите, близкой к Земле, вместе с которой она подвергалась массивным ударам астероидов. Это отразилось не только на скорости осевого вращения Земли, но и на пульсационных деформациях высокостоящей астеносферы и протоконтинентальной коры, вызванных приливными волнами.

Двустадийное формирование протоконтинентальной коры (4.4—3.9 и 3.9—3.85 млрд лет) осуществлялось, очевидно, в субэкваториальном «горячем поясе» ранней Земли, природа которого была связана с центробежными силами, вызванными высокой скоростью ее осевого вращения. Взаимодействие направленного к поверхности теплового потока, связанного с общемантийной конвекцией, и высокоэнергетичных астероидных ударов сверху приводило к импакт-триггерному зарождению мантийных плюмов. В «головах» этих плюмов в условиях высокого водного давления происходило хаотичное корово-мантийное рециклирование. В результате на месте астероидных ударов происходили мощные излияния на стагнированную поверхность Земли базальтовых расплавов, дифференциация которых приводила к формированию эмбриональной сиалической коры гаденя, а затем формирование ассоциации пород серии ТТГ. Породы этой серии слагают основу разновеликих сиалических ядер (нуклеаров) протоконтинентальной коры эпипалеоархейского субэкваториального суперконтинента, в пределах которого в палеоархее возникали интрануклеарные центры вулканогенно-осадочного накопления и последующего гранитокупольного тектогенеза. Полихронные процессы гранитизации и метаморфизма протоконтинентальной коры, равно как и покровно-надвиговые субколлизионные деформации, были связаны с пульсирующими приливными волнами в астеносфере и коре, которые возникали под влиянием близко вращающейся Луны. Параллельно с суперконтинентом в высоких и низких широтах формировались пониженные, относительно холодные равнины с первичной базальтовой корой мелководной Панталассы.

В мезоэоархее (3.1—2.7 млрд лет) в субэкваториальную зону протоконтинентальной коры с закупоренными каналами потери тепла под действием центробежных сил быстровращающейся Земли

продолжался энергичный приток тепла. Количество тепла в недрах Земли достигло своих максимальных значений. В условиях ротационного растяжения и отчасти импакт-триггерного эффекта произошло раскрытие субмеридиональных и реже субширотных тектонических каналов, дренирующих максимально разогретую мантию. В таком ротационно-плюмовом режиме формировалась мировая система трогового комплекса энсиалических гранит-зеленокаменных поясов, роев мафических даек и первых прото-платформенных бассейнов. Троговый комплекс подвергся неоднократной деформации и полифациальному (вплоть до гранулитовой фации) метаморфизму. Все эти процессы, равно как и формирование гранитов в бортах трогов происходило благодаря сочетанию мантийных потоков и горизонтальных сил пульсирующего смещения волн лунных приливов в верхней коре и астеносфере. Структурный парагенез троговых систем и гранулитовых поясов был связан с компенсацией масштабного начального растяжения рифтогенных структур. После завершения глобальных процессов формирования гранит-зеленокаменных и гранулитовых поясов, а также внедрения роев мафических даек (2.7—2.6 млрд лет), все каналы выхода теплового потока вновь оказались закупоренными. Не исключено влияние вземных факторов, так как Земля в это время подверглась высокоэнергетичным астероидным атакам и сначала постепенно, а затем катастрофически быстро «перешагнула» на новый медленный режим ротационной геодинамики, связанный с переходом Луны на более отдаленную орбиту.

Период 2.7—2.0 млрд лет — осуществился переход от тектоники, свойственной гадей-архейскому времени (ротационно-плюмовой тектоники покрывки или мантийных переворотов), к современной эндогенной тектонике, характеризующейся сосуществованием тектоники плит и тектоники плюмов. Наряду с масштабными астероидными бомбардировками, свойственными тому времени, проходила перестройка внутреннего строения Земли. Оформилось внутреннее твердое ядро, стали фиксироваться процессы, связанные с палеомагнетизмом, что позволило документально фиксировать появление суперконтинентов, соответственно показателей субдукции, что определило начало формирования слоя D'', который окончательно оформился к 2 млрд лет.

Время 2 млрд лет тому назад ознаменовало проявление современной глубинной геодинамики, т.е. совместного проявления тектоники плит и тектоники плюмов. С этим временем связаны значительные перестройки внутреннего строения Земли. К этому времени (2 млрд лет) упала температура в мантии Земли, что обеспечивало образование постперовскита в слое D'' [Murakami et al., 2004; Хироэ, 2010], который имеет меньшую плотность на 1.2 % по сравнению с перовскитом — основным минералом нижней мантии. В самом слое D'' сформировалась конвекция, которая сделала его своеобразным буфером, определяющим постоянную температуру поднимающихся от слоя D'' к поверхности Земли мантийных плюмов. В это время произошло обособление современного деплетированного астеносферного слоя мантии, родоначальника базальтов Срединно-Океанических хребтов (СОХ), а также появление обособлений мантии EM-I и EM-II. В 1997 г. А. Гофман [Hofman, 1997] показал, исследуя систему изотопов свинца, что обособление деплетированной мантии и мантии состава EM-I и EM-II произошло 2 млрд лет тому назад. Этот возраст подтверждается при изучении изменения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в процессе эволюции Земли. Первичные хондритовые значения этого отношения (0.699) к настоящему времени отвечают значениям 0.702—0.705—0.7055, т.е. значениям, свойственным базальтам океанических островов. Значения 0.702—0.705, характерные для базальтов, могут быть получены при отделении деплетированного резервуара от примитивной мантии 200 млн лет тому назад [Кузьмин, 1987]. Это же время соответствует образованию гранитов рапакиви практически на всех континентах (кратонах), которые имеют повышенные содержания всех литофильных элементов, которыми обеднена деплетированная мантия [Хаин, 2003]. Конечно, деплетированная мантия, потерявшая какие-то некогерентные элементы или изотопы, была и в более ранние периоды, но современный деплетированный астеносферный слой Земли, очевидно, сформировался именно в это время. Именно тогда, наверное, начала действовать двухслойная конвекция [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Maruyama, 1994]. Наконец, скорее всего, именно в это время обособились горячие поля мантии или сейсмогеографические низкоскоростные мантийные провинции (LLSVP), т.е. все современные мантийные характеристики, как нам представляется, сформировались где-то около 2.0 млрд лет тому назад [Dziewonski, 1984; Марков, Федоровский, 1986; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Hofman, 1997; Courtillot, 2002; Хаин, 2003; Griffin, O'Reilly, 2007; Митрофанов, 2009; Богатиков и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014].

Все вышеизложенное свидетельствует о причинно-следственных связях между вземными факторами и эндогенными процессами тектонической эволюции Земли, которые уже больше нельзя игнорировать [Хаин, Короновский, 2007] и подтверждает концепцию о многообразии и дискретности (нелинейности) хода необратимого геологического развития Земли. Хочется подчеркнуть, что в настоящее время отмечается взаимодействие всех оболочек Земли, только это взаимодействие определяет многообразие структур, магматических, метаморфических и осадочных пород, а также разнообразную металлогению в последний период, особенно фанерозойский, на нашей Земле.

Авторы выражают благодарность академику Н.Л. Добрецову и д.г.-м.н. О.М. Туркиной за детальное ознакомление с рукописью и сделанные конструктивные замечания, которые в большинстве своем были учтены авторами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-12026 офи_м.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М., Изд. ОИФЗ РАН, 1996, 188 с.

Анисимова И.В., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Великославинский С.Д., Загорная Н.Ю. Возрастные границы и продолжительность формирования раннепротерозойских вулканических поясов центральной части Алданского щита // ДАН, 2006, т. 406, № 3, с. 335—360.

Баренбаум А.А. Галактика. Солнечная система. Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. М., ГЕОС, 2002, 392 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб., Наука, 2004, 174 с.

Баянова Т.Б., Морозова Л.Н., Федотов Ж.А., Нерович Л.И., Белоусова Е., Митрофанов Ф.П. Прецизионное (ID-TIMS) U-Pb датирование единичных зерен циркона и бадделеита для целей региональной геологии Балтийского щита // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Матер. Всероссийской (с междунар. участием) конференции. Апатиты, 8—12 июля 2013 г. Апатиты, Изд-во K&M, 2013, с. 24—26.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // ДАН, 2013, т. 448, № 1, с. 64—75.

Бибикова Е.В., Белов А.Н., Грачева Т.В., Макаров В.А., Розен О.М., Сумин Л.В. Метаморфическая история раннеархейских пород Анабарского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М., Наука, 1987, с. 139—153.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. М., Наука, 2010, 606 с.

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.

Веселовский Д.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. Новые палеомагнитные данные по Анабарскому поднятию и Учуро-Майскому району и их значение для палеогеографической корреляции рифея Сибирской платформы // Физика Земли, 2009, № 7, с. 3—24.

Вревский А.Б. Изотопно-геохимические признаки внесубдукционных механизмов формирования неархейской континентальной литосферы // ДАН, 2009, т. 420, № 6, с. 794—798.

Грачев А.Ф. Первый миллиард лет развития Земли (3.8—2.8 млрд лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика // Физика Земли, 2005, № 11, с. 8—34.

Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М., Наука, 1990, 215 с.

Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы геотектоники и сравнительной планетологии // Геотектоника, 2005, № 6, с. 3—18.

Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез — ротационно-плюмовая модель Алданского щита // Геотектоника, 2009, № 3, с. 51—78.

Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // ДАН, 2014, т. 456, № 1, с. 64—69.

Глуховский М.З., Моралев В.М. Гранитоиды раннего архея и тектонические условия формирования протоконтинентальной коры // ДАН, 1996, т. 351, № 6, с. 790—794.

Глуховский М.З., Моралев В.М. Рои мафических даек архея как индикаторы особенностей плюм-тектонического режима ранней Земли (на примере Сибирской платформы) // Геотектоника, 2003, № 2, с. 57—74.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 3—26.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника, 1994, № 5, с. 3—18.

Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Очково-порфиробластические гранитоиды западной части Алданского щита: геохимия, возраст и механизм их образования // ДАН, 2012, т. 443, № 4, с. 473—481.

Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли, 2005, № 2, с. 66—83.

Добрецов Н.Л., Кордяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001, 408 с.

Добролюбов А.И. Бегущие приливные волны деформаций как генератор глобальных геофизических процессов // Литосфера, 1996, № 4, с. 22—48.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли. М., Наука, 1983, 416 с.

Жарков В.Н. Об истории лунной орбиты // Астрономический вестник, 2000, т. 34, № 1, с. 3—14.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Глубинная геодинамика Земли // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (4), с. 3—12.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976, 231 с.

Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. Институт динамики геосфер РАН. М., ИКЦ «Академкнига», 2005, 310 с.

Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации. Докл. РАН, 2001, т. 377, № 5, с. 677—679.

Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Роль твердых приливов в тектоническом процессе // Геотектоника, 1986, № 6, с. 3—7.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов / Ред. Л.В. Таусон. Новосибирск, Наука, 1985, 199 с.

Кузьмин М.И. Тектоника литосферных плит и геохимия // Современные проблемы теорет. и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987, с. 19—26.

Кузьмин М.И. Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Geodynamics & Tectonophysics, 2014, v. 5, № 3, p. 625—640.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Маракушев А.А., Зиновьева Н.Г., Панях Н.А., Маракушев С.А. Зарождение и эволюция Солнечной системы // Пространство и время, 2013, Вып. 2 (12), с. 132—141.

Марков М.С., Федоровский В.С. К проблеме геодинамики ранней Земли: аспекты сравнительной планетологии // Геотектоника, 1986, № 6, с. 21—39.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М., Недра, 1983, 280 с.

Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестник МГТУ, 2009, т. 12, № 4, с. 567—570.

Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Геохронология длительных и многофазных процессов магматизма и метаморфизма Кольского докембрия Балтийского щита // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Матер. Всероссийской (с международным участием) конференции. Апатиты, 8—12 июля 2013 г. Изд-во К & М., 2013, с. 95—97.

Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М., Наука, 1986, 166 с.

Морозов Ю.А. Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // Геотектоника, 2004, № 1, с. 21—50.

Морозов Ю.А. К феноменологии структур и процессов ротационного гезнезиса // Ротационные процессы в геологии и геофизике / Ред. Е.Е. Милановский. М., Изд-во КомКнига, 2007, с. 471—504.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье // Петрология, 2008, т. 16, № 5, с. 501—526.

Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982, 343 с.

Сальникова Е.Б., Ковач И.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология, 1996, т. 4, № 2, с. 115—130.

Самсонов А.В., Ларионова Ю.О. Геохимическая эволюция магматизма архейских гранит-зеленокаменных областей // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 3, с. 3—18.

Сиротин В.И. Новое о роли метеоритно-астероидной бомбардировки в истории Земли // Вестник ВГУ, Серия геология, 2008, № 1, с. 158—160.

Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин В.Н., Реутский В.Н., Молотков А.Г. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алданского щита) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1322—1334.

Соболев В.С. Условия происхождения алмазов // Геология и геофизика, 1960 (1), с. 8—21.

- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.** Глобальная эволюция Земли. М., Изд-во Моск. ун-та, 1991, 446 с.
- Стовас М.В.** Некоторые вопросы тектогенеза // Проблемы планетарной геологии / Под ред. Д.В. Наливкина, Н.В. Тупицына. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.
- Стовас М.В.** Избранные труды. М., Недра, 1975, 155 с.
- Тетерев А.Л., Немчинов И.В., Рудак Л.В.** Удары крупных планетезималей по ранней Земле // Астрономический вестник, 2004, т. 38, № 1, с. 43—52.
- Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В.** Планета Земля от ядра до ионосферы. М., Изд-во КДУ, 2007, 244 с.
- Хаин В.Е., Полетаев А.И.** Ротационная тектоника: предыстория, современное состояние, перспективы развития // Ротационные процессы в геологии и физике. М., Изд-во КомКнига, 2007, с. 17—38.
- Хейзен Р.** История Земли от звездной пыли — к живой планете. М., Династия, 2015. Пер. с англ. 2012.
- Чернышев Н.М., Молотков С.П., Резникова О.Г.** Железорудные формации мира (информационно-аналитический обзор) // Вести Воронежского университета, Серия геология, 2003, № 2, с. 3—26.
- Шарков Е.В.** Палеопротерозой — главный поворотный пункт в развитии Земли // Изв. секции наук о Земле РАН, 2004, вып. 12, с. 17—26.
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А.** Архейские зеленокаменные пояса Северной Америки (геология и геохронология) // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геол. картирование: Обзор / АОЗТ «Геоинформарк», 1997, 43 с.
- Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г., Ризванова Н.Г., Морозова И.М.** О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. РАН, 1998, т. 360, № 4, с. 526—529.
- Щербак Н.П., Каляев Г.И.** Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М., Наука, 1986, с. 17—27.
- Abbot D., Menke W.** Length of the global plate boundary at 2.4 Ga // *Geology*, 1990, v. 18, p. 58—61.
- Abbot D.M., Isley A.E.** Extraterrestrial influences on mantle plume activity // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002a, v. 205, p. 53—62.
- Abbot D.M., Isley A.E.** The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *J. Geodyn.*, 2002b, v. 34, p. 265—307.
- Albarede F., Ballhaus C., Blichert-Toft J., Lee C.-T., Marty B., Moynier F., Yin Q.-Z.** Asteroidal impacts and the origin of terrestrial and lunar volatiles // *Icarus*, 2013, v. 222, p. 44—52.
- Allègre C.J., Manhès G., Göpel C.** The major differentiation of the Earth at ~ 4.45 Ga // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 386—398.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asoro F., Michel H.V.** Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extension // *Science*, 1980, v. 208, p. 1095—1108.
- Armstrong R.L.** Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near-study no-continental-growth earth // The origin and evolution of the Earth's continental crust / Eds. S. Moorbath, B.E. Windley. R. Soc. Lond., 1981, p. 259—287.
- Babley M.E., Sylvester G.C., Groves D.I.** Archaean calc-alkaline volcanism in the Pilbara block, Western Australia // *Precambrian Res.*, 1984, v. 24, № 3—4, p. 285—319.
- Bell E.A., Harrison T.M., McCulloch M.T., Young E.D.** Early Archean crustal evolution of the Jack Hills Zircon source terrane inferred from Lu-Hf, Pb-207/Pb-206, and delta O—18 systematics of Jack Hills zircons // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, v. 75, p. 4816—4829.
- Binder A.B.** The moon: its figure and orbital evolution // *Geophys. Res. Lett.*, 1982, v. 9, № 1, p. 33—36.
- Bott M.H.P.** The interior of the Earth. London, Edward Arnold, 1982, 403 p.
- Bottke W.F., Vokrouhlicky D., Minton D., Nesvornyy D., Morbidelli A., Brasser R., Simonson B., Levison H.F.** An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt // *Nature*, 2012, v. 485, p. 78—81.
- Burov E., Guillon-Frottier L.** The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere // *Geophys. J. Int.*, 2005, № 161, p. 469—490.
- Campbell I.A., Griffiths R.W.** Did the formation of D'' cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 388, p. 1—8.
- Cawood P.A., Kröner A., Pisarevsky S.** Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence // *GSA Today*, 2006, v. 16, № 7, p. 4—11.
- Champion D.C., Cassidy K.F., Smithies R.H.** Sm-Nd isotope characteristics of Pilbara and Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for crustal growth in Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, № 18S, p. A95.

- Chavagnac V.** A geochemical and Nd isotopic study of Barberton komatiites (South Africa): implication for Archean mantle // *Lithos*, 2004, v. 75, p. 253—281.
- Condie K.C.** Archean greenstone belts. Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier Publ., 1981, 434 p.
- Condie K.C.** Episodic growth of juvenile crust and catastrophic events in the mantle // *Mem. Nat. Inst. Polar. Res., Spec. Issue*, 1998, № 53, p. 1—7.
- Condie K.C.** Continental growth during a 1.9 Ga superplume event // *J. Geodynam.*, 2002, v. 34, p. 249—264.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.
- Condie K., Kröner A.** When did plate tectonics begin? Evidence from the geological record // *When did plate tectonics begin on Planet Earth? / GSA. Spec. Paper 440 / Eds. K. Condie, V. Pease*. 2008, p. 281—292.
- Condie K.C., Des Marais D.I., Abbot D.M.** Precambrian superplumes and supercontinents: a record in black shales, carbon isotopes, and paleoclimates // *Precambrian Res.*, 2001, v. 106, № 2—4, p. 239—266.
- Courtilot V., Davaille A., Besse J., Stock J.** Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 205, p. 295—308.
- Denis C., Schreider A.A., Varga P., Závoti J.** Despinning of Earth rotation in the geological past and geomagnetic paleointensities // *J. Geodyn.*, № 34, 2002, p. 667—685.
- Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D., Haenecour P., Yin Q-Z., Mattielli N., Treiman A.H.** Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ¹⁴²Nd variations in late Archean rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 373, p. 83—92.
- Dziewonski A.M.** Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6 // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 5929—5952.
- Ernst R.E., Buchan K.L.** Maximum size distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *J. Geodyn.*, 2002, № 34, p. 309—342.
- Evans D.A.D., Pisarevsky S.A.** Plate tectonics on Early Earth? Weighing the paleomagnetic evidence // *When did plate tectonics begin on Planet Earth? Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 2008, v. 440, p. 249—263.
- Glikson A.Y.** Field evidence of Eros-Scale asteroid and impact forcing of Precambrian geodynamic episodes, Kaapvaal (South Africa) and Pilbara (western Australia) cratons // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 267, p. 558—570.
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G.** The Eons of Chaos and Hades. *Solid Earth* 1, 1-3. <http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Cratonic lithosphere mantle: Is anything subducted // *Episodes*, 2007, v. 30, № 1, p. 43—52.
- Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A.** The world turns over: Hadean—Archean crust—mantle evolution // *Lithos*, 2014, v. 189, p. 2—15.
- Hamilton W.B.** Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // *Precambrian Res.*, 1998, v. 91, № 1—3, p. 143—149.
- Harrison T.M.** Exploring the Hadean Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, № 18S, p. A234.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Hirose K.** Deep mantle properties // *Science*, 2010, v. 327, p. 151—152.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
- Holden P., Lanc P., Ireland T.R., Harrison T.M., Foster J.J., Bruce Z.** Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multi-collector and single-collector U/Pb zircon age dating: the first 100,000 grains. *Int. J. Mass Spectrom.* 286, 53-63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ijms.2009.06.007>.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Mazuyama S., Hirata T., Hidaka H.** Reworking of Hadean continental crust in the Acasta Gneiss Complex of NW Canada: Evidence from U-Pb and Lu-Hf isotopes // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, № 18S, p. A369.
- Iizuka T., Komiya T., Johnson S.P., Kon Y., Maruyama S., Hirata T.** Reworking of Hadean crust in the Acasta gneisses, northwestern Canada: evidence from in-situ Lu-Hf isotope analysis of zircon // *Chem. Geol.*, 2009, v. 259, p. 230—239.
- Jayananda T.M.** Geochemical constraints on komatiite volcanism from Sargur Group Nagamagnala greenstone belt, western Dharwar craton, Southern India: implications for Mesoarchean mantle evolution and continental growth // *Geosci. Front.*, 2013, v. 4, № 3, p. 321—340.
- Koeberl C.** Impact processes on early Earth // *Elements*, 2006, v. 2, № 4, p. 211—216.

- Korenaga J.** Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // *Rev. Geophys.*, 2008, № 46, p. 1—32.
- Kröner A., Layer P.W.** Crust formation and plate motion in Early Archean // *Science*, 1992, v. 256, № 5062, p. 1405—1411.
- Kröner A., Henger E., Wendt J.I., Byerly G.R.** The older part of the Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for formation between 3.5 and 3.7 Ga // *Precambrian Res.*, 1996, v. 78, № 1—3, p. 105—124.
- Lambrosse S., Jaupart C.** Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, № 260, p. 465—481.
- Lahtinen R.** Evolution of bedrock of Finland: an overview // *From the Earth's core to outer space. Lecture notes in Earth System science* / Ed. I. Happala. Berlin, Springer-Verlag, 2012, p. 47—59.
- Lauretta D.S.** A cosmochemical view of the Solar system // *Elements*, 2011, v. 7, p. 11—16.
- Li Z.-X., Zhong S.J.** Supercontinent—superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2009, v. 176, № 3—4, p. 143—156.
- Maxeiner R.O., Corrigan D., Harper C.T., MacDougall D.G., Ansdell K.** Paleoproterozoic arc ophiolitic rocks on the northwest-margin of the Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan, Canada: their contribution to a revised tectonic framework for the orogen // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, № 1, p. 67—106.
- Melosh H.J.** Impact cratering: a geological process. N.Y., Oxford University, Inc., 1989, 245 p.
- Mueller P.A., Wooden J.L.** Trace element and Lu-Hf systematics in Hadean—Archean detrital zircons: implications for crustal evolution // *J. Geol.*, 2012, v. 120, p. 15—29.
- Moralev M.V., Glukhovskiy M.Z.** Archean metabasites of the Sunnagin Dome, Aldan Shield: petrochemistry and origin // *Int. Geol. Rev.*, 1994, v. 35, № 8, p. 739—757.
- Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata N., Ohishi Y.** Post-perovskite phase transition in $MgSiO_3$ // *Science*, 2004, v. 304, p. 855—858.
- Nebel O., Campbell I.H., Sossi P.A., Van Kranendonk M.J.** Hafnium and iron isotopes in early Archean komatiites record a plume-driven convection cycle in the Hadean Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014a, v. 397, p. 111—120.
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M.** The role of detrital zircons in Hadean crustal research // *Lithos*, 2014b, v. 190—191, p. 313—327.
- Nisbet E.G.** The young Earth. An introduction to Archaean geology. Boston, Allen&Unwur, 1987, 402 p.
- Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P.** The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precambrian Res.*, 1992, v. 54, № 2—4, p. 195—210.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Kinny P.D., McGregor V.R.** Anatomy of an Early Archean gneiss complex: 3900 to 3600 Ma crustal evolution in southern West Greenland // *Geology*, 1993, v. 21, p. 415—418.
- Nutman A.P., Friend C.R.L., Bennet V.C.** Review of the oldest (4400—3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning // *Episodes*, 2001, v. 24, № 2, p. 93—101.
- O'Neill C., Lenardic A., Moresi L., Torsvik T.N., Lee C.-T.A.** Episodic Precambrian subduction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, № 262, p. 552—562.
- Ozima M.** Geohistory: global evolution of the Earth. Berlin, Springer-Verlag, 1987, 165 p.
- Pidgeon R.t., Wilde S.A.** The distribution of 3.0 Ga and 2.7 Ga volcanic episodes in the Yilgarn Craton of Western Australia // *Precambrian Res.*, 1990, v. 48, № 2—4, p. 309—325.
- Piper J.D.A.** A planetary perspective on Earth evolution: lid tectonics before plate tectonics // *Tectonophysics*, 2013, v. 589, p. 44—56.
- Pirajno F.** Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers, 2002, 256 p.
- Pirajno F.** Mantle plumes, associated intraplate tectonomagmatic processes and ore systems // *Episodes*, 2007, v. 30, № 1, p. 6—19.
- Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R., Gregory C.J., Wilde S.A.** Metamorphic replacement of mineral inclusions in detrital zircon from Jack Hills: Implications for the Hadean Earth // *Geology*, 2011, v. 37, p. 1143—1146.
- Scott D.J., St-Onge M.R., Lucas S.B., Helmstaend H.** The 2.00 Purtiniq ophiolite, Cape Smith Belt, Canada: MORB-like crust intruded by OIB-lake magmatism // *Ofioliti*, 1999, v. 24, № 2, p. 199—215.
- Stern R.J.** Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history / Eds. K. Condie, V. Pease. GSA. Spec. Paper 440, 2008, p. 265—280.
- Schoenberg R., Kamber B.s., Collerson K.D., Moorbath S.** Tungsten isotope from ~3.8-Gyr metamorphosed sediments for early meteorite bombardment of Earth // *Nature*, 2002, v. 418, p. 403—495.

- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- The Earth Impact Database** // <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>. 2007.
- Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A.** A cool early Earth // *Geology*, 2002, v. 30, № 3, p. 351—354.
- Whipple F.L.** Orbiting the Sun. Planets and satellites of the Solar System. Harvard Univ. Press, 1990, 344 p.
- de Wit M.J.** On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // *Precambrian Res.*, 1998, v. 91, № 3—4, p. 181—226.
- de Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., de Ronge C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E., Hart R.A.** Formation of an Archaean continent // *Nature*, 1992, v. 357, p. 553—562.
- Wood B.** The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*, 2011, v. 64(12), p. 40—45 <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>
- Wood B.J., Halliday A.N.** The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone // *Nature*, 2010, v. 465, p. 767—771 <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>
- Wood B.J., Walter M.J., Wade J.** Accretion of the Earth and segregation of its core // *Nature*, 2006, v. 441(15), p. 825—833 <http://dx.doi.org/10.1038/nature04763>

*Рекомендована к печати 29 января 2015 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию
21 апреля 2014 г.*