

ПЕРЕХОДНЫЙ ПЕРИОД В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: МЕЖДУ 3 И 2 МЛРД ЛЕТ

В.В. Ярмолюк¹, М.И. Кузьмин², Т.В. Донская³, Д.П. Гладкочуб³, А.Б. Котов⁴

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Интервал времени между 3 и 2 млрд лет в истории Земли характеризовался рядом изменений в строении важнейших ее оболочек и механизмов их взаимодействия. Это было связано с постепенным охлаждением ее недр и нарушением механизмов теплообмена как между мантией и корой, так и внутри мантии. К рубежу 2.5 млрд лет произошло разделение мантии (большая «тепловая дивергенция») на деплетированную верхнюю (астеносферную) и примитивную нижнюю, что отразилось на составе океанических базальтов. Примерно с этого же рубежа началось систематическое снижение температуры генерации коматиитов, зафиксировавших температурные изменения в области их зарождения в нижней мантии, в составе океанических базальтов возросла доля базальтов с островодужными характеристиками, изменилось поведение глобальных изотопных систем: стронциевой, неодимовой, кислородной. В это же время резко увеличился рост континентальной литосферы, состоящей из субконтинентальной литосферной мантии и коры, а кора обогатилась кислым континентальным материалом, насыщенным литофильными элементами. Произошло резкое расширение состава магматизма, среди его продуктов ведущую роль стали играть породы известково-щелочной серии, появились ассоциации с участием щелочных пород, в том числе карбонатитов и кимберлитов. Ведущим механизмом этих изменений были процессы субдукции, определившие рециклинг корового материала в глубины мантии, важнейшим следствием которого стало образование слоя D'' на границе ядра и мантии. Все эти процессы привели к изменению окислительно-восстановительной обстановки на поверхности Земли и появлению свободного кислорода. В конечном счете переходный период способствовал тому, чтобы с рубежа ~ 2.0—1.8 млрд лет на Земле установился режим тектонической активности, близкий к ее современному состоянию.

Интервал между 3 и 2 млрд лет, докембрий, глобальная геодинамика, тепловая дивергенция, тектоника литосферных плит, мантийные плюмы, субдукция, изотопные системы, континентальная кора

TIME BETWEEN 3 AND 2 Ga: TRANSITIONAL EVENTS IN THE EARTH'S HISTORY

V.V. Yarmolyuk, M.I. Kuzmin, T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, A.B. Kotov

The time span between 3 and 2 Ga in the geologic history encompassed a number of key events on the cooling Earth. The cooling interrupted heat transfer within and across the mantle, which caused changes in the Earth's major spheres and in the mechanisms of their interaction. The great thermal divergence at 2.5 Ga and differentiation into the depleted upper asthenospheric and primitive lower mantle affected the compositions of oceanic basalts. The lower-mantle cooling recorded by a systematic decrease in the temperature of komatiite magma generation at the respective depths began at 2.5 Ga and was accompanied by increasing abundance of arc basalts and by changes in the behavior of the Sr, Nd, and O isotope systems. It was the time when the continental lithosphere consisting of subcontinental lithospheric mantle and crust began its rapid growth, while the crust became enriched in felsic material with high contents of lithophile elements. Magmatism of the 3–2 Ga time span acquired more diverse major-element chemistry, with calc-alkaline and alkaline lithologies like carbonatite and kimberlite. The dramatic changes were driven by subduction processes, whereby the crust became recycled in the mantle and the double layer (D'') formed at the core–mantle boundary. The events of the 3–2 Ga interval created prerequisites for redox changes on the surface and release of free oxygen into the atmosphere. In terms of global geodynamics, it was transition from stagnant-lid tectonics to plate tectonics regime, which approached the present-day style at about 1.8–2.0 Ga.

Time between 3 and 2 Ga, Precambrian, global geodynamics, thermal divergence, plate tectonics, mantle plume, subduction, isotope system, continental crust

ВВЕДЕНИЕ

Земля в своем развитии прошла длинный эволюционный путь, прежде чем достигла современного состояния, определяемого тектоникой литосферных плит и мантийными плюмами. После своего образования около 4.6 млрд л. н. она была сильно разогретой, что способствовало ее достаточно ранней дифференциации на железное ядро, окружающую его мантию и внешнюю газово-жидкую оболочку. Вскоре после образования естественное развитие планеты было прервано столкновением с планетоидом Тейя, близким по размеру к Марсу [Hartmann, 1986; Condie, 2011; Кузьмин и др., 2018]. В результате этого столкновения образовалась Луна, ставшая спутником Земли, возникло большое количество каменных обломков (метеоритов, астероидов), наша планета практически лишилась своей внешней оболочки. Дальнейшая история Земли до рубежа 4 млрд лет, выделяемая как гадейский эон, практически не отразилась в каменной летописи планеты. Ее поверхность на протяжении почти 500 млн лет подвергалась жесткой космической бомбардировке. Отчасти это были ее обломки, выброшенные при столкновении с Тейей и возвратившиеся домой [Бялко, Кузьмин, 2019], частично астероиды, выброшенные из внешних астероидных поясов вследствие упорядочивания положения планет-гигантов Юпитера и Сатурна на их постоянных орбитах [Батыгин и др., 2016]. В результате бомбардировок кора планеты была многократно редуцирована, память о том периоде сохранили только цирконы, обнаруженные в Австралии и еще в некоторых районах мира [Кузьмин, 2014].

После завершения поздней гигантской бомбардировки (3.9—4.0 млрд лет) Земля вступила в период самоорганизации, определяемый, в первую очередь, ее внутренней термической эволюцией. О следующем миллиарде лет, разделенном в стратиграфических шкалах на эо- и палеоархей, а также первую половину мезоархей, мы знаем немного больше, но все равно слишком мало и преимущественно в предположительной форме. И это понятно, так как территории, представляющие сохранившиеся блоки этого возраста, занимают менее ~ 5 % от площади континентов [Hawkesworth et al., 2017]. Более того, они были неоднократно переработаны процессами метаморфизма и тектоники, что создает дополнительные сложности при расшифровке и интерпретации тех тектонических процессов, в которых они были сформированы [Bickle et al., 1994; Komiya et al., 1999; Grove, Parman, 2004; Щипанский, 2008]. Несомненным является то, что в это время на Земле господствовал вулканизм основного и ультраосновного состава и формировались плутонические породы тоналит-трондземит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации. Предполагается, что в это время на Земле существовала единая поверхность, представленная базитовой корой, и доминировал режим тектоники покрывки (LID тектоника), определяемый наращиванием коры в результате базальт-коматиитовых излияний на поверхность и переработкой низов коры горячей конвектирующей мантией [Bédard, 2006; Stern, 2008; Condie, Kröner, 2008; Korenaga, 2013; и др.].

Следующий миллиард лет (между 3 и 2 млрд л. н.) изучен лучше, что позволяет говорить о крупных изменениях в геологическом развитии Земли. В это время глобально изменились состав магматизма, характер рельефа поверхности Земли, появились первые континенты, произошли значительные преобразования недр нашей планеты [Maruyama, 1994; Добрецов, 2010; Хаин, 2010; Condie, 2018; и др.]. Этот интервал времени стал важнейшим для формирования основного объема континентальной коры, а его окончание завершилось крупнейшими коллизионными процессами и формированием первого суперконтинента.

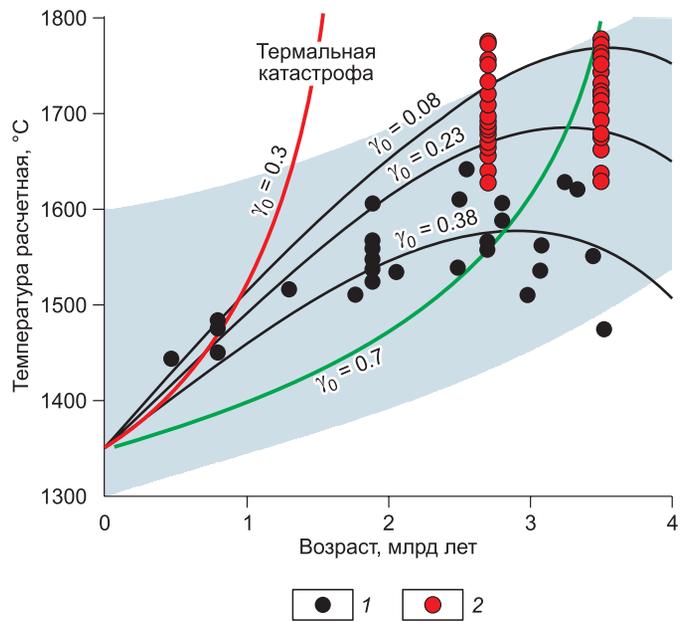
Результатом всех этих изменений стало то, что с рубежа 2 млрд лет развитие Земли начало контролироваться тектоникой литосферных плит и глубинной геодинамикой, т. е. теми внутренними механизмами, которые действуют и в настоящее время. Возникает вопрос, что же происходило в этот переходный период между LID тектоникой и тектоникой литосферных плит и что стало причиной свершившихся перемен. В статье рассматриваются наиболее важные изменения в геологическом развитии Земли, произошедшие в переходный период, и показано, что они в основном были связаны с термальной эволюцией планеты.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА

В основе геологической эволюции Земли лежат процессы ее постепенного охлаждения. Знание современного теплового излучения Земли позволяет реконструировать ее тепловую историю назад во времени. Термодинамические расчеты, лежащие в основе реконструкций, дают неожиданный результат, а именно, что при современном значении числа Юри (отношение радиогенной теплогенерации Земли к производимому ею тепловому потоку) температура мантии в геологическом прошлом должна быстро подниматься и достигать невероятной высоты значений менее чем за 2 млрд лет [Korenaga, 2006] (рис. 1), т. е. к середине палеопротерозоя. Этот парадокс в восстановлении термической истории Земли известен как тепловая катастрофа, так как считается, что температура мантии была ниже ~ 1800 °С даже в архее. Причина быстрого повышения температуры в модели связана с тем, что современное значение отношения Юри (~ 0.3) является низким, и основные потери излучаемого тепла ~ 70 % составляет так

Рис. 1. Модели охлаждения мантии Земли.

Расчитанная тепловая история мантии Земли, опирающаяся на значения теплового потока ($\gamma_0 = 0.3$) (красная линия), достигает температуры $T \sim 1800$ °C к рубежу 2.0—1.5 млрд лет, приводя к тепловой катастрофе [Korenaga, 2006]. Тепловая история без термической катастрофы возможна при $\gamma_0 = 0.7$ (зеленая линия). Черными линиями показана тепловая история Земли для умеренных значений γ_0 без термической катастрофы, в которой учитывается время зарождения тектоники литосферных плит и ее переменная активность [Korenaga, 2008a]. Эти кривые согласуются с температурами мантийного плавления, оцененными на основе данных о составе базальтов [Herzberg et al., 2010]. Кривые показывают раннее нагревание Земли и затем охлаждение на протяжении протерозоя и фанерозоя. Радиогенный нагрев в архее превышал поверхностные тепловые потери, в результате чего максимальный разогрев мантии пришелся на интервал 3.0—2.5 млрд лет. 1 — океанические базальты, 2 — коматититы.



называемое вековое охлаждение, связанное с выносом мантийного тепла. Для разрешения этого парадокса предлагаются различные модели термической истории Земли [Christensen, 1985; Abbott et al., 1994; Korenaga, 2006, 2008a, 2013; Davies, 2009; Herzberg et al., 2010]. Одна из наиболее реалистичных реконструкций, учитывающая низкое отношение Юри и допускающая вялую субдукцию в прошлом, была предложена в работе [Korenaga, 2006]. Она предсказывает кривую охлаждения, предполагающую, что радиоактивный вклад превышал поверхностные тепловые потери, что должно было привести к мантийному нагреву (см. рис. 1).

Эта модель вполне согласуется с оценками температур плавления базальтов зеленокаменных поясов. На рисунке показано, что потенциальные температуры мантии, полученные из петрологического моделирования [Korenaga, 2006; Herzberg et al., 2010], во времени сходятся к температурам плавления современных базальтов. Очевидно, что петрологические оценки находятся в согласии с модельными расчетами (см. рис.1). По мнению К. Конди [Condie, 2011], такая согласованность характеризует тепловой баланс Земли с низким отношением Юри и медленной конвекцией мантии в архее.

Предложенная модель позволила [Korenaga, 2006] сделать ряд интересных выводов, относящихся к ранним этапам развития Земли и, в частности, свидетельствующих об отличии геодинамического режима раннего архея от современной тектоники плит. Проявлявшаяся местами тектоника плит или более вероятно тектоника малых литосферных плит [Хаин, 2003, 2010] была эпизодической, локальной и менее активной и, в частности, на границе архея и протерозоя движения плит были примерно в ~ 2 раза медленнее, чем в настоящее время. Этот вывод согласуется с более низким производством векового теплового потока в прошлом, необходимым для предотвращения тепловой катастрофы. Было показано также, что важную роль в механизмах конвекции, начиная с некоторого времени, стала играть вода, понижающая вязкость мантии. Поэтому более медленная (вязкая) тектоника плит [Parman, 2018] в переходный период предполагает и меньшее количество воды в мантии [Korenaga, 2013]. Вода последовательно вовлекалась туда в результате субдукции. Это вполне отвечает имеющимся оценкам, согласно которым архейские океаны по объему были примерно вдвое больше, чем нынешние океаны. Потерянный объем отвечает тому количеству воды, которая была субдуцирована в мантию в дальнейшем [Ярмолук и др., 2005].

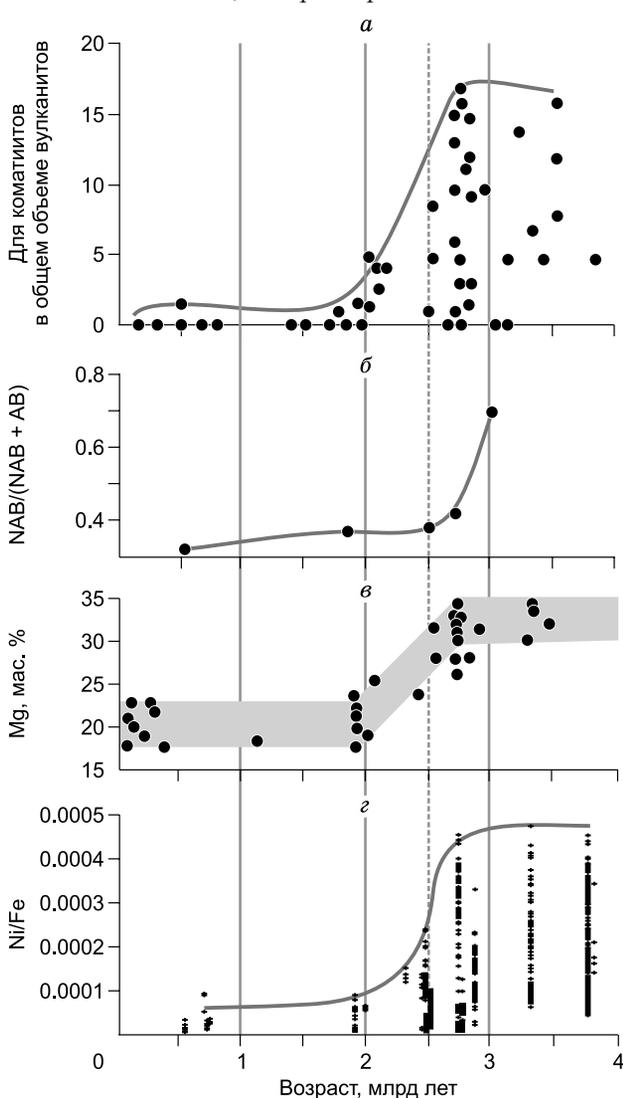
Важные различия в геодинамических режимах ранних и поздних этапов развития Земли были обоснованы в статье [Bedard, 2018]. По его мнению, в раннем и среднем архее движение плит было затруднено вследствие преобладания нестационарной конвекции в мантии под толстой мафической корой. Она проходила в форме мелкочейистой послышной конвекции, протекавшей в основании литосферы и обеспечивавшей потерю излишек тепла только для верхней ~ 100 км части мантии. Перегрев мантии в нижних ее горизонтах провоцировал всплывание горячей ее части кверху и последующее перемешивание с верхними подлитосферными ее слоями (мантийные перевороты). Это гарантировало гомогенизацию мантии и замедляло ее радиогенную изотопную эволюцию. Нарушения в поведении изотопных систем (Sr, Nd, O), наметившиеся в интервале 2.7—2.5 млрд лет, по мнению [Bedard, 2018], были связаны с изменениями в геодинамическом режиме мантии и, в частности, с возрастающим вкладом процессов субдукции в формирование земных оболочек.

Несмотря на различия подходов и понимания механизмов охлаждения нашей планеты, различные модели термической истории Земли приводят к выводу, что на ранних стадиях своего развития мантия находилась в более нагретом состоянии, чем в современном ее состоянии [Christensen, 1985; Korenaga, 2006, 2008a, b, 2013; Silver, Behn, 2008; Davies, 2009; Herzberg et al., 2010; Комия, 2011; Johnson et al., 2014]. При температурах верхней мантии более 1500 °С тектоника литосферных плит была невозможна в больших объемах, так как термическая эрозия должна была помешать литосфере океанического типа стать отрицательно плавучей [Solomatov, 2001; Johnson et al., 2014]. Поэтому раннюю архейскую Землю, скорее всего, характеризовала не тектоника плит, а конвекция под сплошной поверхностной коркой, что соответствует представлениям о LID тектонике. Переход от этого типа тектоники к тектонике литосферных плит, режим которой стал определяющим с рубежа 2 млрд лет, сопровождался рядом изменений, например, в характере магматизма, в масштабах и механизмах корообразующих процессов, отразивших существенные структурные преобразования в более глубоких оболочках Земли.

МАГМАТИЗМ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА

Эволюция термального состояния Земли в интервале 3.0—2.0 млрд лет сопровождалась изменениями вещественного состава магматических ассоциаций. Резкое сокращение доли коматиитов в строении зеленокаменных поясов, а также снижение содержания MgO в коматиит-базальтовых магмах (рис. 2) — важные показатели охлаждения мантии в это время [Condie, O'Neill, 2010]. Отражением этих процессов в поверхностных отложениях стало, например, снижение отношения Ni/Fe в железистых кварцитах [Konhauser et al., 2009], так как поток Ni в океаны уменьшился вследствие сокращения доли коматиитов в продуктах магматизма.

Тепловая дивергенция и ее отражение в магматизме. Среди важнейших изменений в характеристиках магматизма, которые произошли на Земле между 3 и 2 млрд лет, отмечается появление в составе



зеленокаменных поясов базальтов, отвечающих обогащенным (EM) и истощенным (DM) мантийным источникам (рис. 3) [Herzberg et al., 2010; Condie et al., 2016a; Condie, 2018], а также увеличение доли базальтов с признаками гидратированных (HM) источников (см. рис. 2). В более ранней истории Земли такие породы не были типичны.

Мантийные источники EM, DM и HM типов выделяются в современных продуктах мантийного плавления благодаря различиям в соотношениях высоконесовместимых элементов, таких как Zr, Nb, Th, Yb и др. [Condie, 2018]. Так, источник DM характеризуется высокими значениями соотношений Nb/Th > 8 и Zr/Nb > 20 (см. рис. 3). Для обогащенной мантии (EM) типичны высокие отношения Nb/Th и пониженные Zr/Nb < 20 (см. рис. 3). Гидратированная мантия (HM) отличается низкими отношениями Nb/Th (< 8) и переменными Zr/Nb.

В современных геодинамических обстановках источник с характеристиками DM сопоставляется с астеносферой, контролирующей магматизм срединно-океанических хребтов (базальты N-MORB типа) со средней температурой образования магм около 1350—1380 °С. Источник EM связывается с резервуарами, изолированными от

Рис. 2. Изменения в геологической истории:

a — доли коматиитов в составе базитовых ассоциаций, по [Condie, O'Neill, 2010]; *б* — соотношения в этих ассоциациях неостроводужных (NAB) и островодужных (AB) базальтов, по [Condie, O'Neill, 2010]; *в* — содержания MgO в коматиитах, по [Campbell, Griffiths, 2014]; *г* — отношения Ni/Fe в железистых кварцитах, по [Konhauser et al., 2009]. Кривыми линиями показаны изменения верхних значений диапазонов вариаций.

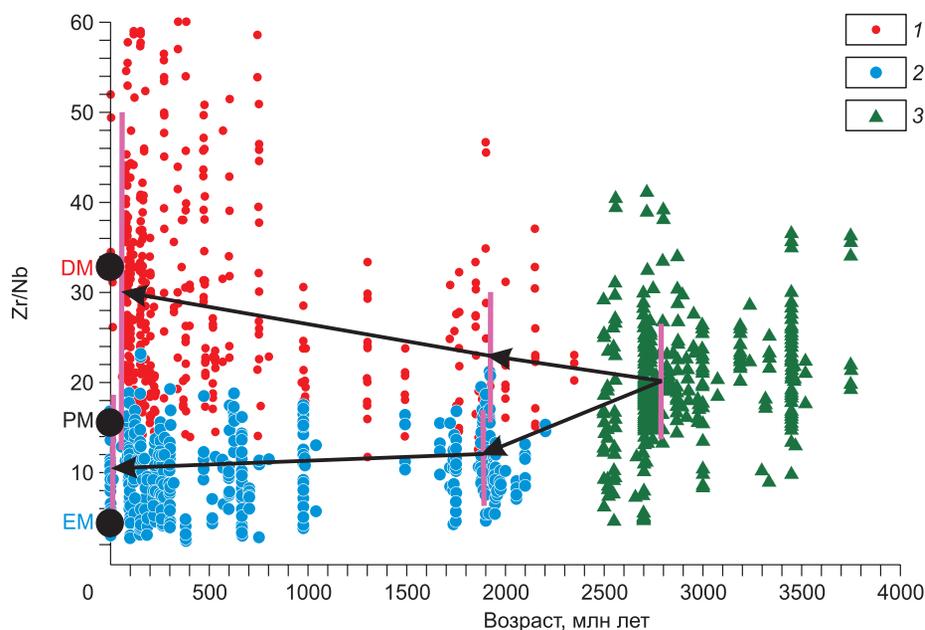


Рис. 3. Вариации Zr/Nb в разнотипных океанических базальтах в геологическом времени, по [Condie et al., 2016a].

Стрелки — медианные значения. Разделение базальтов на DM и EM типы выполнено в соответствии с их общими геохимическими характеристиками. Такие базальты в составе магматических ассоциаций появляются только с конца архея, их геохимические различия отражены, в частности, в значениях величины Zr/Nb. В архее преобладали базальты, близкие по геохимическим показателям к примитивной мантии. Типы мантии: DM — обедненная, PM — примитивная, EM — обогащенная. 1 — DM базальты, 2 — EM базальты, 3 — недифференцированные базальты.

астеносферы и питающими магматизм океанических островов (базальты E-MORB и OIB типов), посредством «горячих» (~1450—1500 °C) мантийных плюмов. Источник HM представляет астеносферную мантию, гидратированную и измененную, например, в зонах субдукции. Этот источник является основным поставщиком магм (базальты IAB типа) на конвергентных границах плит, ему свойственны температуры плавления, близкие к источнику DM.

С той или иной степенью достоверности эти магматические источники (EM, DM и HM) могут быть прослежены в геологической истории Земли примерно до 2,5 млрд лет. Для более ранних этапов развития Земли базальты с геохимическими характеристиками DM и EM типов нетипичны [Condie, 2018]. Базальты архейских зеленокаменных поясов имеют составы, которые по целому ряду геохимических отношений отвечают более или менее однородному, не дифференцированному по составу и температуре плавления мантийному источнику, близкому к составу примитивной мантии (Zr/Nb ~ 20) (см. рис. 3).

Разделение базальтов на разные типы произошло в интервале 3—2 млрд лет и было вызвано изменениями в составе и температуре плавления мантии, что продемонстрировали [Condie et al., 2016a]. Они изучили вариации распределения петрогенных элементов в базальтах зеленокаменных поясов, связанные с изменениями температуры плавления. Было показано, что расчетные температуры плавления для архейских базальтов составляют около

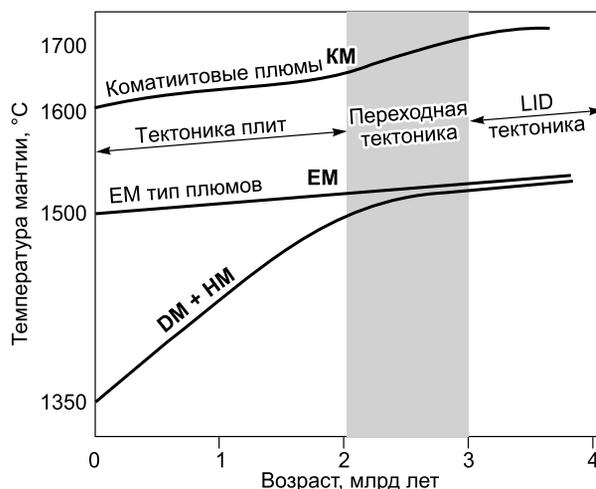


Рис. 4. Изменения температуры мантии, рассчитанные по составам основных петрогенных компонентов океанических базальтов, по [Condie et al., 2016a].

Отмечается расхождение температур (термодивергенция) в конце архея. Мантийные источники: KM — коматиитовый, EM — обогащенный, DM — истощенный; HM — гидратированный.

1500 °C (рис. 4) и это вполне согласуется с относительной геохимической однородностью данных пород в ранней истории Земли. Фанерозойские базальты DM и HM типов формируются при температурах примерно в 1300—1350°, что на 150 °C ниже, чем их температура в архее [Herzberg et al., 2010]. Расчеты для разных интервалов времени показали последовательное понижение температуры плавления этих базальтов с рубежа 2.5 млрд лет. В отличие от них, расчетная средняя температура плавления базальтов EM во времени меняется слабо и остается близкой к 1500 °C.

Рубеж ~2.5 млрд лет, отвечающий началу расхождения в температурах образования разнотипных базальтов, зафиксировал охлаждение мантии и выделение в ее строении астеносферного слоя. Это событие рассматривается [Condie et al., 2016a] как «великая тепловая дивергенция» в мантии (см. рис. 4). С этого рубежа составы базальтов DM и HM типов становятся более магнезиальными, в них уменьшаются содержания Fe и Mn. Эти изменения состава пород свидетельствуют об одновременном с охлаждением растущим вещественным истощением астеносферной мантии [Condie et al., 2016a]. Предполагается, что этим процессам в определенной степени содействовала тектоника малых плит, широко проявившаяся в это время и способствовавшая охлаждению и истощению верхней мантии [Bédard, 2018].

Определенные изменения затронули также состав базальтов EM типа. После разделения они стали более магнезиальными и менее кремнеземистыми, а также характеризуются более высокими содержаниями TiO₂ и Nb. По мнению [Condie et al., 2016a], эти изменения в их составе были вызваны изменениями условий их образования. Если до рубежа 2.5 млрд лет обогащенные базальты формировались из однородной мантии, однотипной с источниками базальтов DM, то после этого рубежа они стали поступать с большей глубины посредством мантийных плюмов [Lee et al., 2009; Condie et al., 2016a].

Анализ термической истории мантии по данным о вариациях содержания петрогенных элементов в основных породах (см. рис. 4) позволил сделать вывод [Condie et al., 2016a], что плюмы, которые дают начало базальтам EM типа, появились только после начала «великой тепловой дивергенции». До этого времени потенциальные температуры мантии в области плавления базальтов варьировали слабо (около 1500 °C), и по соотношениям несовместимых элементов источники их магм не разделялись на обогащенные (EM) и истощенные (DM) [Condie, 2015]. В ранней истории Земли действовал только один тип плюмового магматизма, поставлявший коматититы, существенно более горячие (≥ 1700 °C), чем океанические базальты. Их образование связывается с глубинными мантийными плюмами, следующими от границы мантии с ядром Земли.

Изменения степени мантийного плавления. Термальные изменения в мантии в переходный период сопровождались изменениями степени ее плавления. Исследования [Keller, Schoene, 2012, 2018], опирающиеся на выборки пород диапазона 43—51 мас. % SiO₂ из больших баз данных, выявили систематические изменения средних составов таких пород в интервале между 3 и 2 млрд лет (рис. 5). Более древние базиты отличаются более высокими содержаниями совместимых элементов и более низкими содержаниями высокозарядных элементов и слабым фракционированием РЗЭ. Это сближает их с продуктами примитивной мантии, что согласуется с выводами [Condie et al., 2016a] о более или менее однородном по составу и температурам плавления источнике базитов в архее. В течение переходного периода между 3 и 2 млрд лет содержания высокозарядных элементов, как и степень фракционирования РЗЭ, систематически возрастали, а содержания совместимых элементов понижались. Проведенный анализ [Keller, Schoene, 2012, 2018] показал, что выявленные тенденции в изменении составов базитов в это время не были связаны с изменениями степени фракционной кристаллизации, но, скорее всего, были вызваны уменьшением степени плавления мантии. Сделанные оценки показывают прогрессивное снижение средней доли расплава в мантийных источниках примерно с 0.35 в архее до 0.10 сегодня [Keller, Schoene, 2012, 2018]. Наиболее быстрое снижение скорости охлаждения отмечается между 3 и 2 млрд лет (см. рис. 5), что согласуется с представлениями о тепловой дивергенции в это время.

Изменения состава кислых магматических пород. В переходный период изменения состава затронули не только базальты, но и более кислые породы. Последние в архее в основном представлены породами тоналит-гранодиоритовой ассоциации, характеризующимися высокими содержаниями натрия и высокими значениями La/Yb [Herzberg et al., 2010; Keller, Schoene, 2012]. Эти особенности состава пород послужили аргументом в пользу их формирования в результате частичного плавления метабазитов в условиях повышенного давления (> 40 км). Подобный механизм формирования пород ТТГ согласуется с данными экспериментальных исследований частичного плавления мафических пород, которые продемонстрировали положительную корреляцию между давлением и концентрацией натрия в расплаве [Moyen, Stevens, 2006]. Эти результаты рассматриваются как дополнительная аргументация к представлениям о мощной базитовой коре в архее и о высоких степенях ее плавлении под влиянием более высокотемпературной мантии [Herzberg et al., 2010; Keller, Schoene, 2012].

В интервале между 3 и 2 млрд лет ситуация изменяется, в продуктах гранитоидного магматизма повышается роль калия относительно натрия, для них становится обычной отрицательная Eu аномалия, существенно снижаются содержания Sr, уменьшается величина La/Yb [Keller, Schoene, 2012]. Все это

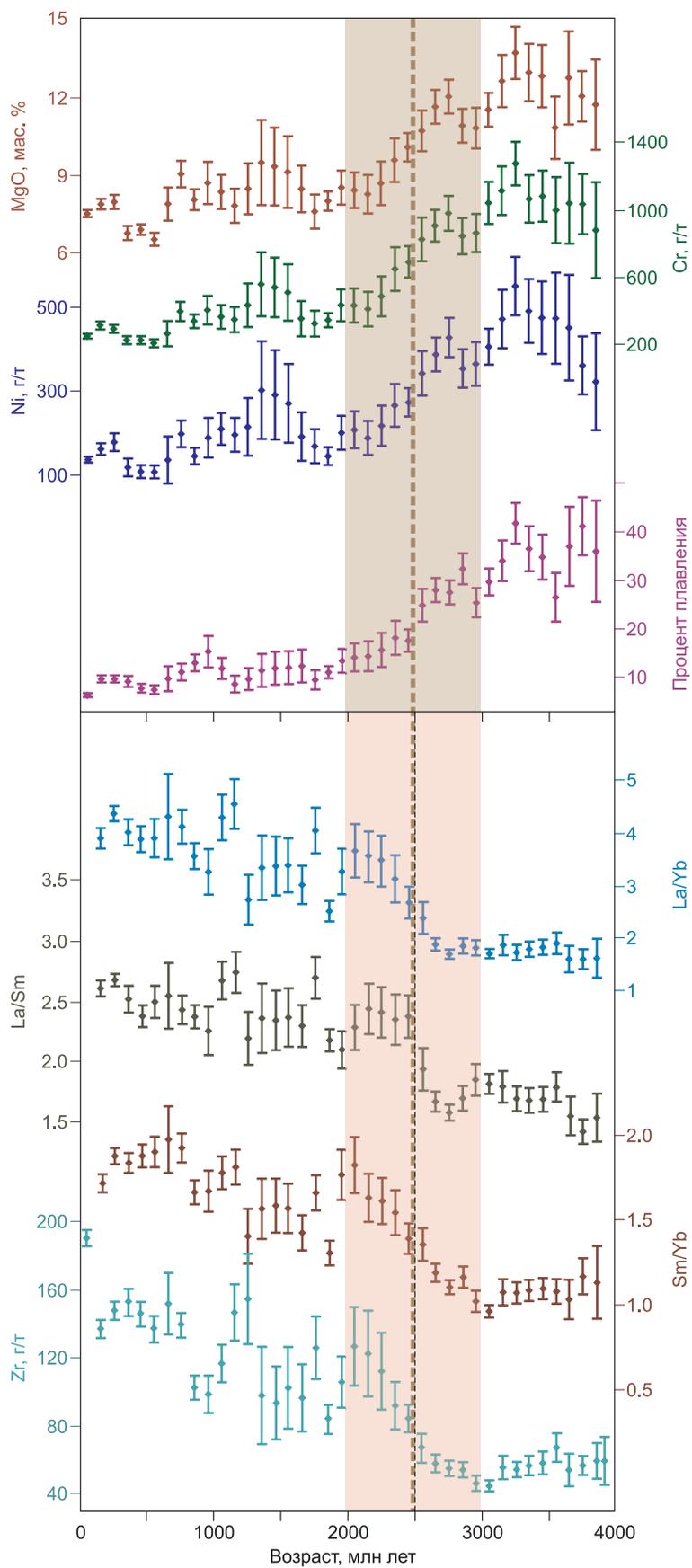


Рис. 5. Изменения состава основных магматических пород во времени, по [Keller, Schoene, 2012, 2018].

Столбики ошибок — это 2σ стандартных ошибок для среднего значения.

указывает на повышение роли плагиоклаза в дифференциации магм, а следовательно, и на уменьшение глубин плавления. Последнее предполагает также изменение состава источника магм в сторону понижения температуры его плавления.

Расширение спектра магматических пород. Изменение состава источников магм не могло не отразиться на составе магматических ассоциаций. Если до рубежа ~3 млрд лет в истории Земли доминировал коматит-базальтовый и тоналит-трондьемит-гранодиоритовый магматизм, то с 2.5 млрд лет спектр ассоциаций существенно расширился, и среди них ведущую роль стали играть калиевые известково-щелочные гранитоиды, появились щелочные породы [Когарко, Хаин, 2001; Добрецов, 2010; Кузьмин и др., 20186]. Возникли новые группы и семейства пород, вырос их петрохимический спектр [Магматические..., 1987].

Так, к началу неоархея относятся первые проявления карбонатитов и кимберлитов в Гренландии и Канаде (3007 ± 2 млн лет) [Woolley, 1989; Bizzarro et al., 2002], в середине неоархея (2.75—2.61 млрд лет) сформировались щелочные гранитоиды Кольского полуострова [Петровский и др., 2008] и провинции Сьюпериор (2.67—2.69 млрд лет) [Corfu et al., 1989]. Такие породы характерны для областей со зрелой континентальной корой, что позволяет заключить, что с рубежа в 3 млрд лет континентальная кора становится одним из источников магматизма. Действительно, изотопные данные, полученные для этих пород, свидетельствуют, что их источники были отличны от деплетированной или примитивной мантии. Так, для щелочных гранитов Кейвской зоны были установлены высокие отрицательные значения ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.4 до -6.9), что позволило [Петровский и др., 2008] сделать вывод о наиболее вероятном происхождении материнских расплавов пород массивов в результате анатектического плавления материала верхней коры при определенном вкладе материала верхней мантии. Для карбонатитов Гренландии были получены отрицательные значения величины ϵ_{Nb} указывающие, по мнению [Bizzarro et al., 2002], на рециклированную литосферу как на источник карбонатитового расплава.

Произошедшие изменения в магматизме в переходный период можно проиллюстрировать диаграммой (рис. 6) эволюции магматизма в геологической истории [Магматические..., 1987]. В соответ-

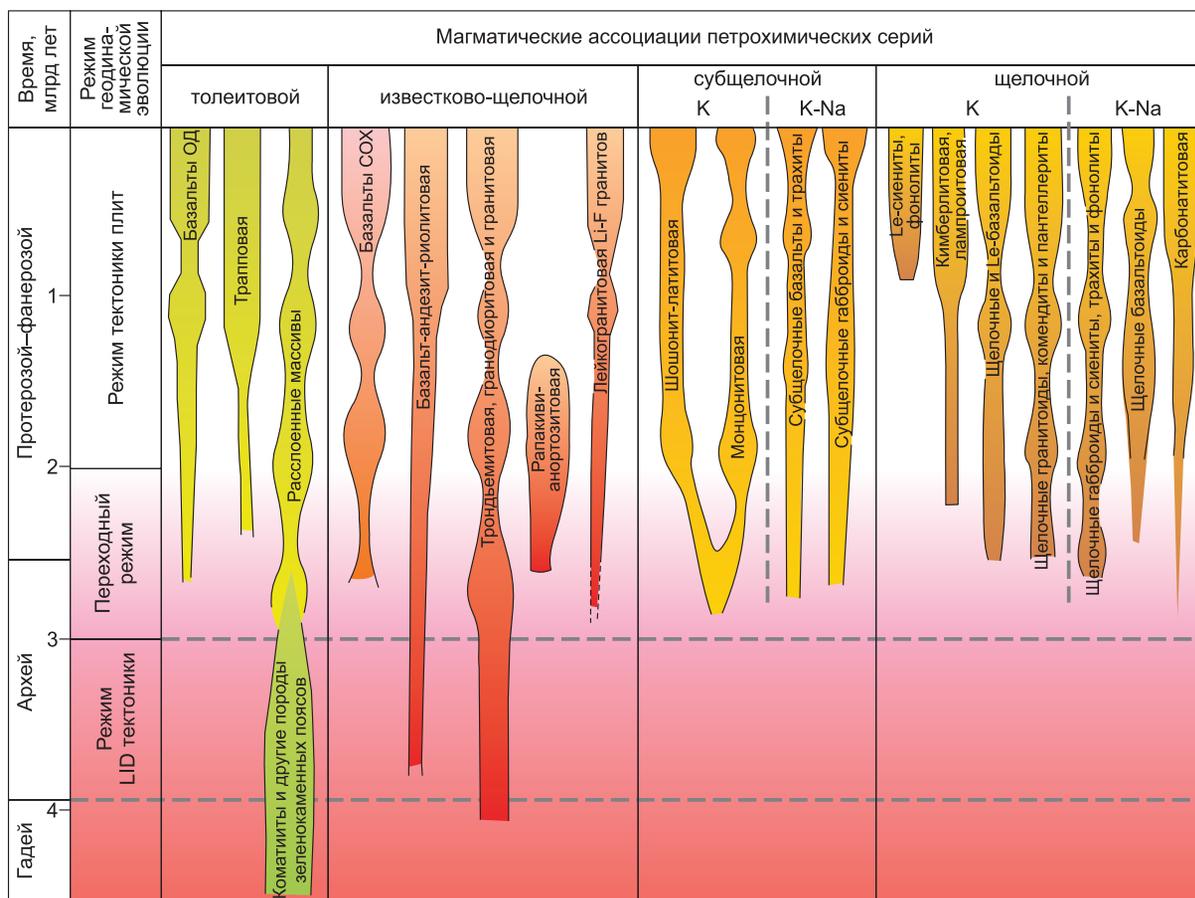


Рис. 6. Схема эволюции магматизма в геологической истории Земли, составлена по данным [Магматические..., 1987].

ОД — островные дуги.

ствии с ней, после 3 млрд лет разнообразие магматических ассоциаций резко расширяется. В переходный период начинают формироваться все известные петрохимические серии пород — известково-щелочные, субщелочные и щелочные, возникает и резко расширяется поле пород К-специализации. Собственно мантийный источник, в том числе в форме базитовой коры, перестает быть основным в образовании кислых пород, возрастает роль собственно континентальной коры, в частности, магматических ассоциаций, которые несли метки формирования в субдукционных условиях.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ В ПЕРЕХОДНЫЙ ПЕРИОД

Важными индикаторами характера геологических процессов, протекающих как в недрах, так и во внешних оболочках Земли, служат различные изотопные системы, параметры которых определяются глобальными геохимическими резервуарами — мантией, корой, атмосферой и гидросферой. Интервал геологической истории между 3 и 2 млрд лет стал рубежным для ряда таких систем [Bédard, 2006; Добрецов, 2010; Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2016; Hawkesworth et al., 2017; Кузьмин и др., 2018].

Rb-Sr система. Так, с рубежа ~2.5 млрд лет произошли изменения в изотопном составе стронция в морских карбонатах (рис. 7, а). Источником стронция в морской воде служат океанические базальты с мантийными изотопными характеристиками и продукты размыва зрелой континентальной коры. Последние обогащены Rb и поэтому обладают высокой долей радиогенного стронция. Близость изотопного состава карбонатов к мантийным значениям в архее показывает, что кора как источник стронция в это время практически не влияла на состав морской воды. Это может свидетельствовать как об отсутствии зрелой коры в архее в объеме, способном повлиять на изотопный состав океана, так и о слаборасчлененном рельефе и высоком уровне воды в океане, препятствующем размыву такой коры. И те, и другие представления обсуждаются в литературе [Magni, 2017 и ссылки в нем]. Изменение поведения изотопного состава стронция примерно с рубежа 2.5 млрд лет отражает появление континентального источника и возрастающий его вклад в изотопный состав вод океана и, таким образом, свидетельствует о возникновении в строении литосферной оболочки Земли крупных континентальных масс [Condie, 2011].

Sm-Nd система. На рисунке 7, б показано, что изотопные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в основных породах согласуются с образованием рано истощенного резервуара в мантии, что указывает на раннее образование земной коры [Boyet, Carlson, 2005; Caro et al., 2006]. Также видно, что на протяжении архея изотопный состав пород практически не менялся. По мнению [Bédard, 2006], это было связано с действовавшим в это время режимом «мантийных переворотов», в ходе которых перегретые массы из нижних горизонтов мантии поднимались и перемешивались с верхними ее слоями. Это вело к вещественной гомогенизации мантии и замедляло ее радиогенную изотопную эволюцию. Лишь с рубежа ~2.5 млрд лет происходят изменения в характеристиках изотопного состава Nd в продуктах мантийного плавления. С этого времени среди них стали преобладать производные деплетированной мантии (см. рис. 7). Подобное поведение Sm-Nd изотопной системы хорошо согласуется с представлениями о роли «тепловой дивергенции» в разделении более или менее однородной архейской мантии на деплетированную и обогащенную [Condie, 2011]. Более горячая мантия архея хорошо перемешивалась и по своему составу приближалась к примитивной, которому отвечали и продукты ее плавления. Понижение температуры мантии привело к росту вязкости, затруднившей ее перемешивание, и в конечном счете к образованию деплетированного слоя (верхней мантии), ставшего источником базальтов DM типа.

Изотопный состав кислорода (см. рис. 7, в). Для понимания процессов, протекавших в переходный период, важную информацию дают данные по изотопному составу кислорода из магматических цирконов. Его состав сильно варьирует в зависимости от типа источников расплавов. В цирконах пород мантийного генезиса величина $\delta^{18}\text{O}$ более или менее устойчива на протяжении всей геологической истории, слабо варьируя около значения 5.3 ± 0.3 ‰. В породах, связанных с коровым анатексисом, величина $\delta^{18}\text{O}$ в цирконах обычно выше, чем в мантийных магмах. Такой их состав обусловлен главным образом участием в составе коровых субстратов осадочных пород, которые являются основным резервуаром тяжелого изотопа кислорода.

Исследования изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в разновозрастных магматических цирконах выявили закономерности его эволюции во времени, сходные с изменением в поведении других изотопных систем [Valley et al., 2005; Condie, 2011]. В цирконах архейского возраста отмечается преобладание изотопных составов, варьирующих по величине $\delta^{18}\text{O}$ от +5 до +7 ‰. Но начиная с конца архея этот диапазон расширяется за счет повышения верхних его значений.

Следует заметить, что для формирования значений $\delta^{18}\text{O}$, отличающихся от мантийных, требуются протолиты, которые были изменены вблизи поверхности Земли, где температуры низкие и фракционирование изотопов кислорода проходит более эффективно. Поэтому для образования магматических пород, обогащенных ^{18}O , требуется участие в их источнике субдуцированного терригенного материала. Так, авторы работы [Valley et al., 2005] полагают, что быстрый рост земной коры в архее за счет излия-

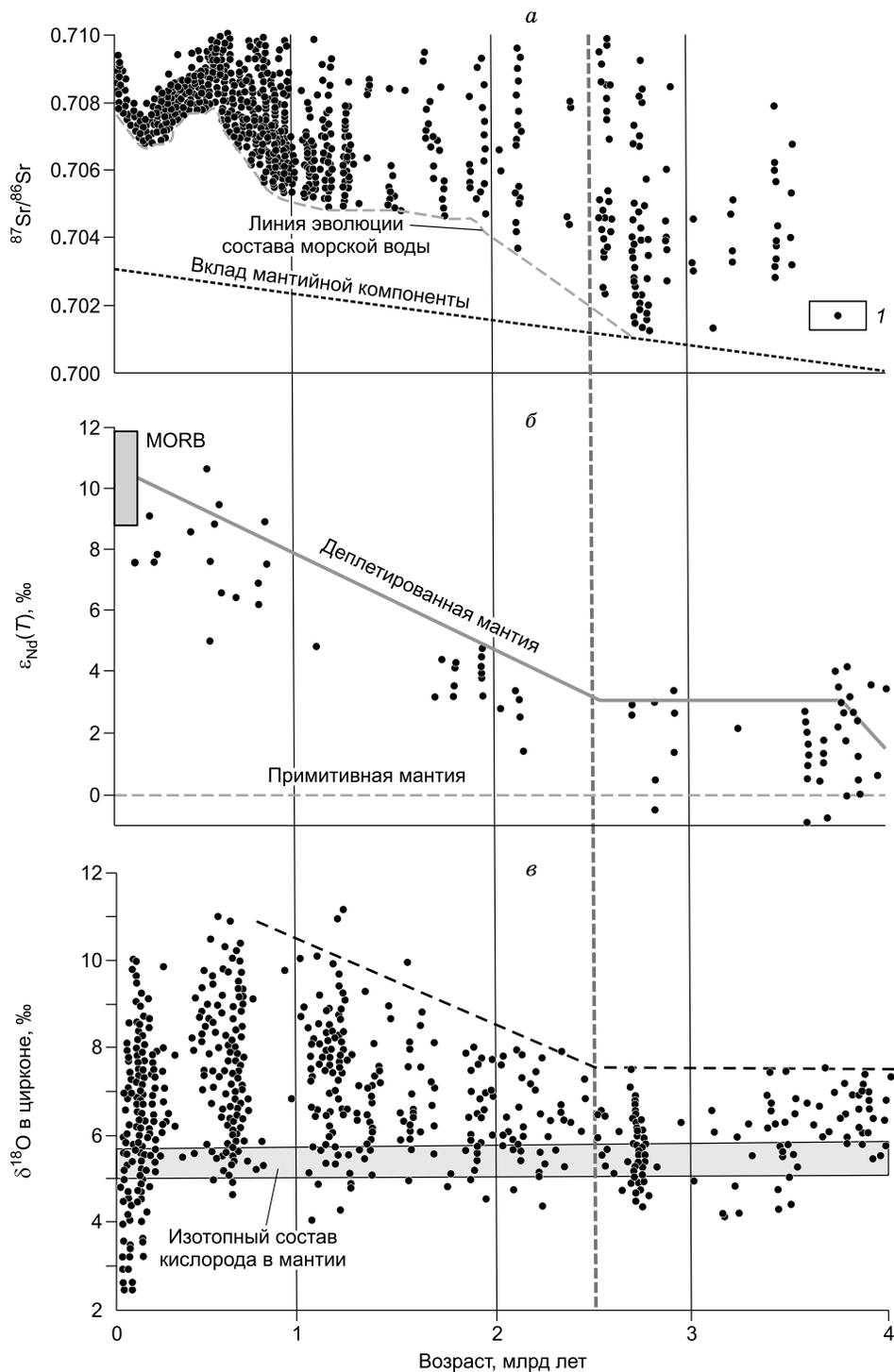


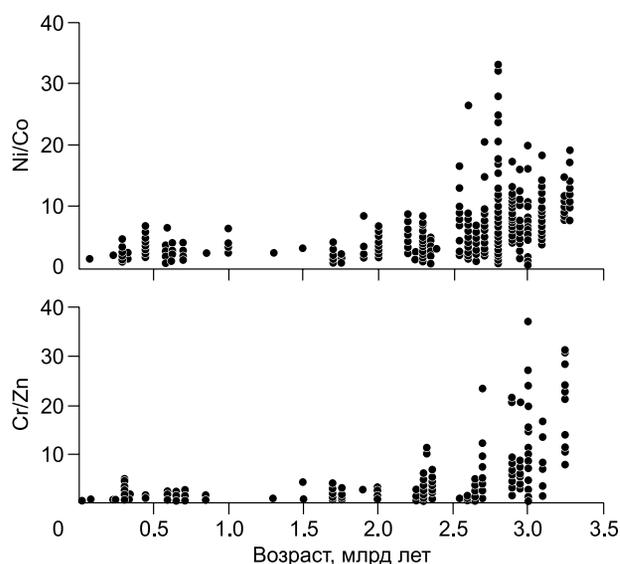
Рис. 7. Глобальные изотопные системы в истории Земли.

a — изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) морской воды, по [Veizer, Mackenzie, 2003; Shields, 2007; Condie, 2011]. 1 — морские карбонаты; *б* — изотопный состав неодима $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ магматических пород, по [Condie, 2011]; *в* — изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в цирконе (гранитоиды, осадочные и кристаллические породы), по [Valley et al., 2005].

ний базитов и коматиитов обеспечивал в источниках плавления высокую долю продуктов мантийных магм по отношению к супракrustальному материалу. Мантийные магмы поглощали последний и таким образом поддерживали изотопный состав своих продуктов на умеренном уровне, установленном для архейских цирконов [Simon, Lescuyer, 2005]. После значительного роста коры на рубеже в 2.7 млрд лет доли участия мантии и коры в источнике магм изменились. Темпы мантийного магматизма снизились,

Рис. 8. Соотношения Ni/Co и Cr/Zn в тонкозернистых терригенных осадочных породах разного возраста, по [Tang и др., 2016].

появилась материковая суша [Bradley, 2008; Pease et al., 2008]. Ее образование сопровождалось ростом поднятий, породы которых подвергались интенсивному химическому выветриванию. Измененные породы разрушались и рециклировались в форме осадков, обогащенных $\delta^{18}\text{O}$, в зоны субдукционного плавления. Это стало причиной роста максимальных значений $\delta^{18}\text{O}$ в цирконах из гранитоидов. В последующей геологической истории этот процесс стал еще более значительным, отразив тем самым постоянное вовлечение корового вещества в источники гранитоидных магм.



ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Переходный период внес изменения в структуру и состав литосферной оболочки Земли. К этому времени относится появление первых крупных кратонов [Pease et al., 2008] и обрамляющих их первых пассивных окраин [Bradley, 2008]. Образование кратонов сопровождалось изменением состава их коры за счет сокращения в ней доли базитов и увеличения вклада кислых пород.

Об изменениях состава коры свидетельствуют данные о сокращении в осадках содержания MgO , являющимся наиболее эффективным показателем доли базитов в источниках сноса. К сожалению, MgO плохо сохраняется в осадочных породах, так как переходит в растворимые формы. Его содержания в области сноса можно оценить на основе отношений Ni/Co и Cr/Zn, которые прямо пропорциональны содержаниям MgO в магматических породах и не меняются в процессах выветривания [Tang et al., 2016]. Быстрое уменьшение этих отношений в сланцах позднего архея (рис. 8) позволило предположить, что верхняя континентальная кора в это время изменилась в основном от базитовой (в интервале > 3 млрд лет) до кислой (к 2.5 млрд лет и моложе) [Tang et al., 2016]. На подобное изменение состава верхней континентальной коры в интервале от 2.7 до 2.0 млрд лет указывает также снижение отношения Ni/Fe в полосчатых железистых рудах (джеспелитах) (см. рис. 2) [Konhauser et al., 2009].

Постепенное «раскисление» коры, очевидно, происходило за счет преимущественного образования пород ТТГ комплекса [Добрецов, 2010; Добрецов, Туркина, 2015]. Были выполнены оценки объема таких пород [Tang et al., 2016], который должен был образоваться в течение позднего архея, чтобы «разбавить» более древнюю мафическую кору ($\text{MgO} > 11$ мас. %) до ее состава, сформированного к началу протерозоя ($\text{MgO} < 4$ мас. %). Эти изменения предполагают пятикратное увеличение массы верхней континентальной коры за счет добавления кислых магматических пород. По данным [Dhuime et al., 2015], содержание SiO_2 в континентальной коре увеличилось с 48 мас. % для территорий с возрастом ~ 3.0 млрд лет до 57 мас. % в более молодых ее образованиях.

Глобальные изменения состава континентальной коры запечатлены также в резком росте отношения Rb/Sr в кислых магматических породах (рис. 9), что связывается с быстрым наращиванием объема кислой континентальной коры [Dhuime et al., 2015]. Изменения величины Rb/Sr позволили авторам работы [Hawkesworth et al., 2017] оценить увеличение мощности континентальной коры от ~20 км (на 3 млрд лет) до ~40 км (на 1 млрд лет). В соответствии с графиком (см. рис. 9), основной рост мощности коры произошел в переходный период, который выделяют как стадию «горячей» субдукции [Hawkesworth et al., 2017], определяя ее рамки интервалом 3.0—1.8 млрд лет. До переходного периода и после него изменения мощности коры были незначительны. Они согласуются с обогащением пород $\delta^{18}\text{O}$ [Valley et al., 2005] и с ростом величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде, начиная с позднего архея [Shields, 2007].

ЭПОХИ КООРООБРАЗОВАНИЯ

Переходный период стал временем бурного роста континентальной коры и формирования первых кратонов и суперкратонов [Bleeker, 2002; Добрецов, 2010; Хаин, 2010]. Важным инструментом в определении эпох корообразования стали массовые определения возраста цирконов из магматических пород и детритовых цирконов из осадочных пород. Гистограммы распределения их возрастов характеризуют-

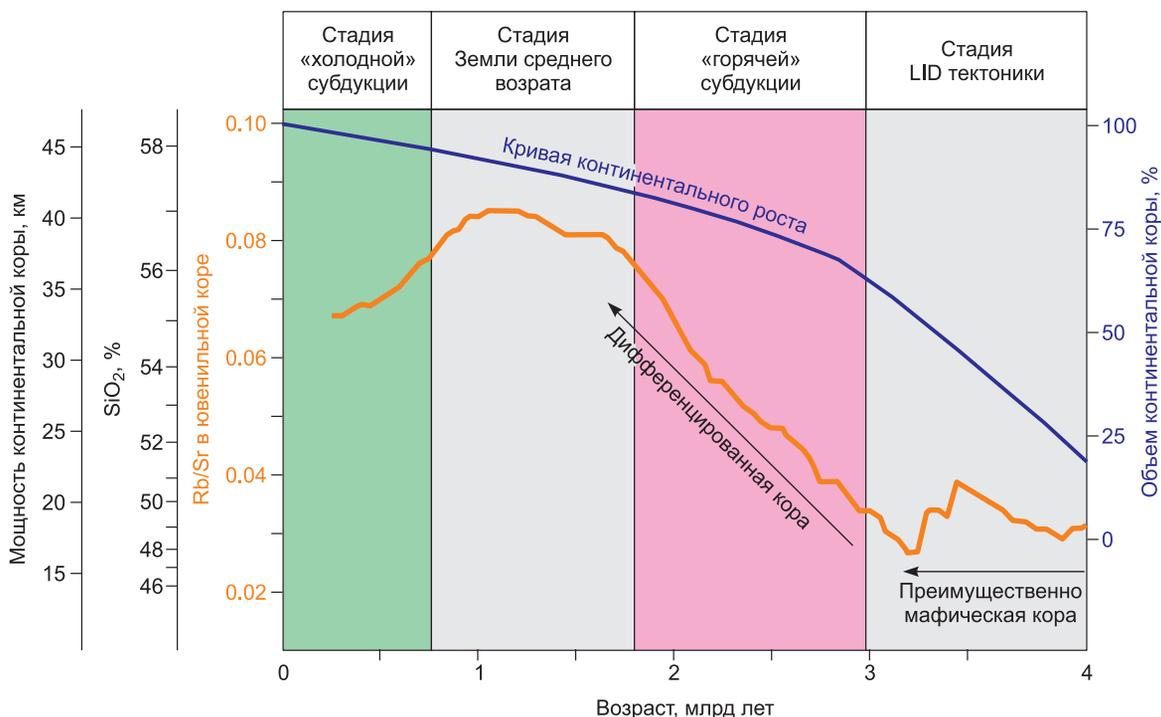


Рис. 9. Вариации усредненной величины Rb/Sr как показателя мощности коры в геологической истории, по [Hawkesworth et al., 2017].

ся пиковыми значениями, которые, как считается, отвечают эпохам наиболее интенсивного горообразования. Так, согласно [Condie et al., 2009, 2016b; Griffin et al., 2014], выделяется ряд пиковых значений — 2700—2550, 1870, 1100, 600 и 300 млн лет, которые совпадают со временем образования суперконтинентов (рис. 10). На переходный период приходится наиболее значительный возрастной кластер интервала 2700—2550 млн лет [Griffin et al., 2014], который, очевидно, зафиксировал крупнейшее

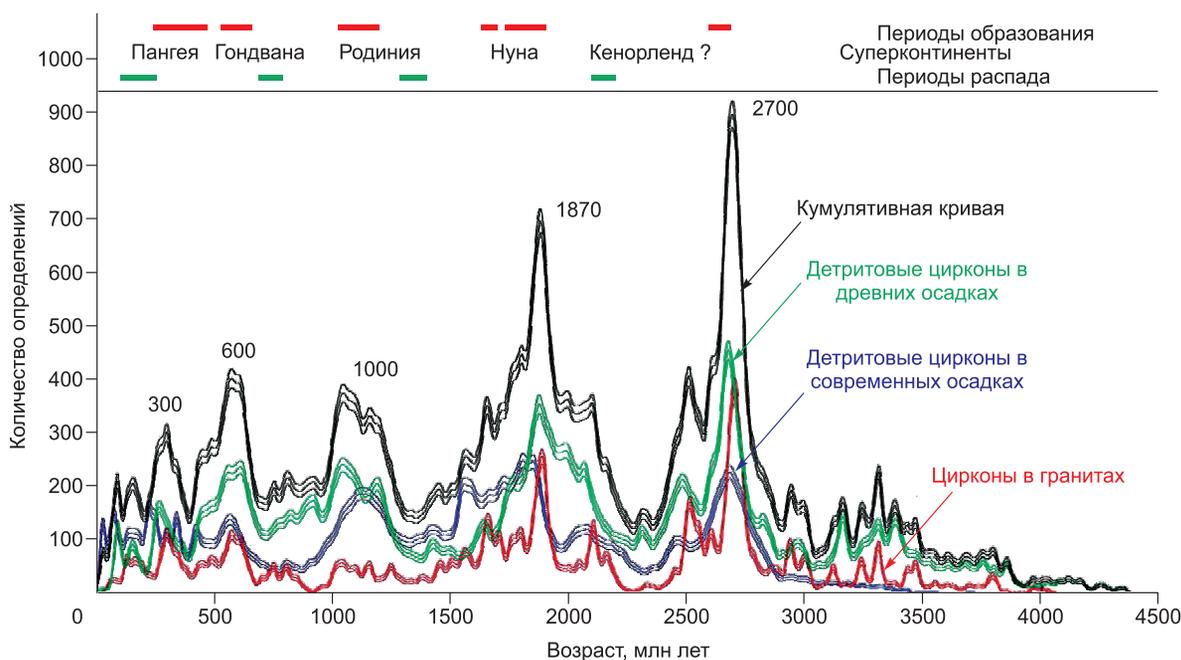


Рис. 10. Распределение U/Pb возрастов циркона в орогенных гранитоидах в детритовых цирконах, по [Condie, Aster, 2010].

корообразующее событие. Гранитоидный магматизм этого возраста установлен в большинстве неоархейских кратонов [Condie, 2011; Hawkesworth et al., 2017], что позволило предположить близкое расположение, возможно, в рамках общего для них первого суперконтинента [Bleeker, 2002]. Изотопные составы Hf и Nd в цирконах этих гранитов демонстрируют широкие разбросы значений, свидетельствующие об участии в процессах корообразования не только ювенильного, но и значительных объемов рециклированного материала ($\epsilon_{\text{Hf}} < 0$) [Griffin et al., 2014; Добрецов, Туркина, 2015]. В то же время совпадение пиковых возрастов модельных Re/Os возрастов в мантийных ксенолитах с пиковыми возрастными циркона при 2700 млн лет свидетельствует о крупном мантийном событии, которое сопровождало формирование земной коры [Pearson et al., 2007]. В целом объем образованной в это время коры, по оценке [Condie, Aster, 2010; Condie et al., 2016b], составил до 27 % от объема современной континентальной коры. Существуют и другие представления о масштабах сформированной в это время коры. Так, Ц. Комия [2011] приводит сводный график, где представлены кривые роста континентальной коры, предложенные разными исследователями. Некоторые из них существенно различаются, но, по меньшей мере, треть предложенных моделей предполагает усиление роста корообразования в переходный период вплоть до 50 % и более [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Надо заметить, что в большинстве случаев такие оценки не в состоянии учесть в полном объеме долю рециклированной коры, которая, несомненно, была значительной. Поэтому с учетом данных об изменении состава коры в конце архея следует согласиться со значительными масштабами корообразования в это время.

Рост коры, по-видимому, преимущественно протекал в зонах орогенеза, в пределах которых сгущалась новообразованная кора. Как отмечает К. Конди [Condie, 2018], самое раннее, хорошо документированное появление коллизионных орогенов отмечается в конце архея: Мэйжорках — 2.6 млрд лет в Западной Гренландии, Макквойд — 2.56 млрд лет в Западной Канаде, Коммонвелс Бэй — 2.5 млрд лет в Антарктиде, Нито Родригес — 2.48 млрд лет в Уругвае и Слифордиан — 2.47 млрд лет в Южной Австралии. В палеопротерозое магматические ассоциации известково-щелочного типа, типичные для конвергентных обстановок, наблюдаются в строении многих гранитно-зеленокаменных поясов, указывая тем самым на широкое развитие в это время аккреционных и коллизионных процессов [Condie, 2018].

Позднеархейская вспышка корообразования сменилась тектонической паузой. Начиная с 2.45 млрд лет следует период покоя, которому отвечает резко ограниченное количество цирконов, при этом последние с ювенильным изотопным составом Hf исчезают из выборки почти полностью, что ознаменовало начало всемирного периода покоя (низкая магматическая активность в мантии), который длился около 300 млн лет. Следующая вспышка корообразования (возрастной кластер 1870 млрд лет) произошла в завершении переходного периода и согласуется со временем формирования (1900—1800 млрд лет) первого суперконтинента Нуна, или Колумбия [Condie, Aster, 2010; Condie et al., 2016b].

Эпохи интенсивного роста коры выделяются на общем фоне геологического развития, что указывает на их связь с дополнительными источниками тепла, способствовавшими интенсивному корообразованию. Об участии таких источников свидетельствуют, в частности, совпадения рубежей корообразования с проявлениями крупных изверженных провинций (LIP) и извержениями коматиитов [Condie et al., 2016b]. С пиками возрастов циркона на 2700 и 1900 млн лет совпадают пики модельных изотопных (Re-Os) возрастов мантийных ксенолитов [Pearson et al., 2007], отражающих эпохи деплетирования мантии. Поэтому ряд авторов [Stein, Hofmann, 1994; Arndt, Davaille, 2013; Condie et al., 2016b] предложили связать вспышки корообразования с глобальной активизацией мантийных плюмов, предполагая, что генерация плюмов вела к усилению субдукции и, как следствие, к ускоренному росту континентальной коры. Такая связь характерна для режима тектоники литосферных плит, в которой усиление спрединга, провоцируемого мантийными плюмами, сопровождается усилением процессов конвергенции и соответствующим ему ростом континентальной коры.

РОСТ КОРЫ И ПЕРВЫЕ КОНТИНЕНТЫ

Быстрый рост коры в конце архея поставил вопрос о возникновении суперконтинентов в это время. Как отмечает К. Конди [Condie, 2011], в настоящее время отсутствуют надежные данные, свидетельствующие о существовании суперконтинентов в более ранние времена. В структурах Земли выделяется около 35 архейских кратонов, они в большинстве своем представляют фрагменты крупных массивов суши. По мнению В. Блекера [Bleeker, 2002], эти кратоны в позднем архее могли быть объединены в группы (суперкратоны) по признаку их сходства. По крайней мере, могут быть выделены три группы кратонов, каждая из которых, по-видимому, отвечала своему суперкратону. Так, кратоны Слэйв, Дарбар, Зимбабве и Вайоминг могли быть фрагментами одного суперкратона, который стабилизировался на уровне около 2.6 млрд лет и распался между 2.2 и 2.0 млрд лет [Ernst, Bleeker, 2010; Ernst, 2014]. Кратоны Супериор, Рей, Херн, Кольский и Карельский могли быть частью другого суперкратона. Их объединяет то, что они несут в себе следы, по меньшей мере, трех общих крупных магматических про-

винций, возникших на уровнях 2500—2450, 2215 и 2100—2070 млн лет [Ernst, Bleeker, 2010; Ernst, 2014]. Еще один суперкратон предположительно объединял кратоны Каапвааль и Пилбара, для них имеются палеомагнитные данные [de Kock et al., 2009], позволяющие предполагать их объединение, по крайней мере, в интервале 2.8—2.7 млрд лет. По мнению К. Конди [Condie, 2011], образование первых суперкратонов было связано с началом распространения тектоники плит, которая привела к образованию больших объемов континентальной коры за относительно короткий период времени (~100 млн лет). Дополнительным фактором, способствовавшим развитию позднеархейских суперкратонов, служила толстая архейская субконтинентальная литосферная мантия, она была относительно плавучей [Griffin et al., 2009] и не вовлекалась в субдукцию при столкновении плит. В связи с этим можно предположить, что основой формирования суперконтинентальных кратонов были процессы столкновения малых кратонов, которые в ряде случаев сопровождались субдукцией малых литосферных плит.

Первый доказанный суперконтинент, именуемый Нуной, или Колумбией, сформировался в самом конце переходного периода между 1900 и 1800 млн лет и продолжал расти до ~1650 млн лет [Reddy, Evans, 2009; Ernst, 2014]. Период сборки суперконтинента на рубеже с возрастом ~1.9 млрд лет зафиксирован коллизионными орогенными поясами в строении большинства докембрийских кратонов мира. С образования этого суперконтинента на Земле началась эпоха суперконтинентальных циклов. Это событие отвечает началу современной эндогенной активности Земли, в которой сочетается тектоника плит и тектоника глубинных мантийных плюмов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПЕРЕХОДНОГО ПЕРИОДА ИЛИ КАК ФОРМИРОВАЛИСЬ ПЕРВЫЕ КРАТОНЫ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА)

Формирование Сибирского кратона (рис. 11) пришлось на переходный период, и его история хорошо иллюстрирует тектонические процессы, происходившие в это время на Земле, и прежде всего, те, в результате которых возникли кратоны. Строение Сибирского кратона представлено на рис. 11. Существуют и другие схемы районирования кратона [Smelov, Timofeev, 2007], но главное в них остается общим то, что кратон состоит из серии сравнительно небольших террейнов, которые группируются в более крупные объединения, и их можно определить как супертеррейны.

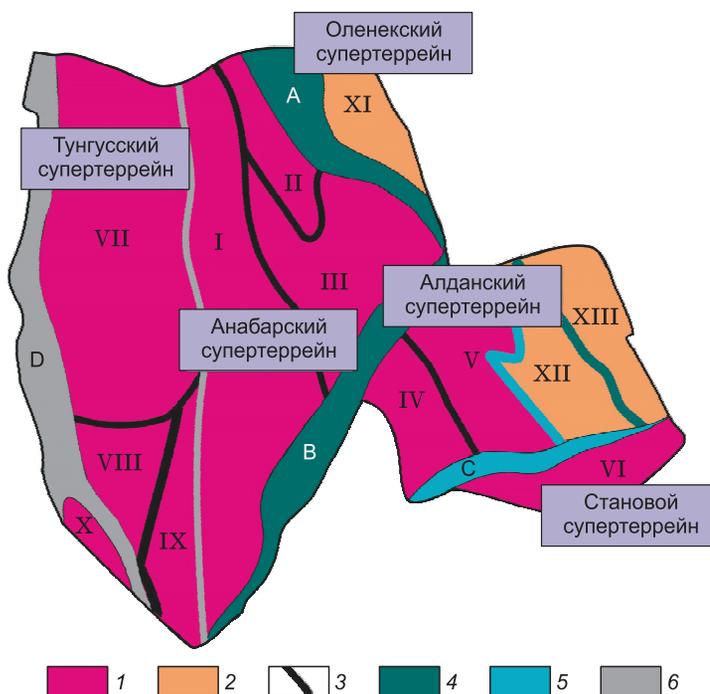
В строении Сибирского кратона выделяются супертеррейны: Тунгусский, Анабарский, Оленекский, Алданский, Становой, а также разделяющие (или сшивающие) их палеопротерозойские орогенные пояса — Ангарский, Аkitканский, Пристановой, Халчанский. По имеющимся данным, окончательное формирование Сибирского кратона завершилось в конце палеопротерозоя [Хаин, 2000; Розен, 2003]. До этого времени его отдельные супертеррейны характеризовались своими отличительными особенностями строения и геологического развития. Истории их формирования и взаимодействия раскрывают особенности геологических процессов, действовавших на Земле в переходный период.

Зарождение будущих континентальных фрагментов Сибирского кратона началось в мезоархее и происходило в обстановке формирования протокоры, представленной гранит-зеленокаменными комплексами. Наиболее древние из них образованы породами ТТГ серии и ортогнейсами, установленными в Олотском (3.40 и 3.30 млрд лет [Бибикова и др., 1982, 2006]) и Булунском (3.30 и 3.25 млрд лет [Туркина и др., 2009а]) блоках Шарыжалгайского выступа (Тунгусский супертеррейн), на Анабарском щите (3.32—3.30 млрд лет [Бибикова и др., 1988; Розен и др., 1991]), в Олекминском (3.21—3.18 млрд лет [Котов, 2003]) и Западно-Алданском (3.34 млрд лет [Nutman et al., 1992]) террейнах. Эти оценки в целом согласуются с наиболее древними оценками Nd и Hf модельных возрастов, полученными для Алданского щита (3.8—3.3 млрд лет [Котов и др., 2005]), Анабарского щита (3.65—3.11 млрд лет [Розен и др., 2000; Smelov, Timofeev, 2007; Shatsky et al., 2016, 2018]).

Появление континентальных блоков относится к неорхее и сопровождалось структурными и метаморфическими преобразованиями протокоры. На Анабарском щите они зафиксированы образованием плагиогнейсов (2.76 млрд лет) [Розен и др., 1991; Shatsky et al., 2016, 2018] и гранулитов (2.68 млрд лет) [Гусев и др., 2012] вследствие столкновения Маганского и Далдынского террейнов. В пределах Алданского щита формирование континентальной коры протекало 2.75—2.74 млрд л. н. [Nutman et al., 1992] на фоне объединения Олекминского и Западно-Алданского террейнов в единую Олекмо-Алданскую область. Зарождение континентальной коры в пределах Станового супертеррейна сопровождалось образованием гранулитогнейсовых ассоциаций с возрастом 2.98—2.78 млрд лет [Nutman et al., 1992; Ларин и др., 2004]. Позднеархейские (2.65—2.48 млрд лет) метаморфические и сопряженные с ними магматические образования в Иркутском и Китойском блоках Шарыжалгайского выступа [Aftalion et al., 1991; Гладкочуб и др., 2005; Poller et al., 2005; Сальникова и др., 2007; Туркина и др., 2009б; Левицкий и др., 2010; Глебовицкий и др., 2011; Левченков и др., 2012; Turkina et al., 2012], возможно, также были связаны со столкновением этих блоков.

Рис. 11. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона, с изменениями по [Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006].

1 — архейские террейны; 2 — палеопротерозойские террейны; 3 — архейские шовные зоны; 4 — складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 2.00—1.95 млрд лет; 5 — складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 1.95—1.90 млрд лет; 6 — складчатые пояса и коллизионные зоны с возрастом 1.90—1.87 млрд лет. Докембрийские террейны: I — Маганский, II — Далдынский, III — Мархинский, IV — Олекминский, V — Центрально-Алданский, VI — Становой, VII — Тунгусский, VIII — Тасевский, IX — Ангаро-Ленский, X — Бирюсинский, XI — Биректинский, XII — Восточно-Алданский; XIII — Батомгский. Палеопротерозойские складчатые пояса: А — Хапчанский, В — Ажитканский, С — Пристановой, D — Ангарский.



Таким образом, зарождение и появление блоков с первой континентальной корой в Сибирском сегменте Земли произошло в результате метаморфизма и гранитизации отдельных фрагментов протокрышки региона. Эти процессы протекали в интервале 2.9—2.5 млрд лет, т. е. тогда же, когда по оценкам возраста магматических и детритовых цирконов [Condie et al., 2009; Griffin et al., 2014; Добрецов, Туркина, 2015] произошло глобальное преобразование первичной базитовой коры в континентальную, протекавшее, в том числе при участии мантийных плюмов [Arndt, Davaille, 2013].

Можно поэтому предполагать, что причиной корообразования стали перемещения и столкновения небольших (в соответствии с размерами кристаллических блоков) плит, что соответствует представлениям о доминировании в это время тектоники малых плит [Хаин, 2003; Добрецов, Туркина, 2015]. Столкновения способствовали тектоническому скучиванию и утолщению коры, что в условиях наиболее высокого в это время термического градиента вело к ее высокотемпературному метаморфизму высоких степеней, плавлению и гранитному магматизму как основному механизму дифференциации континентальной коры [Griffin et al., 2011].

Конец архея и начало палеопротерозоя характеризовались ослаблением корообразующих процессов. Эндогенная активность в пределах сформированных континентальных блоков проявлялась в форме редких гранитоидов разной геодинамической природы. Вспышки активности зафиксированы на рубежах (млрд лет) 2.52 и 2.40 [Сальникова и др., 1997; Котов и др., 2004], 2.15 и 2.07 [Неймарк и др., 1998; Донская и др., 2016], 2.10 и 2.06 [Ларин и др., 2002; Котов и др., 2015, 2018], 2.04 [Глуховский и др., 2004; Wingate et al., 2009]. Эта деятельность не была согласованной ни по составу магматических продуктов, ни по геодинамической природе магматизма. Это позволяет предполагать, что террейны развивались автономно, находились в пространственной разобщенности и контролировались разными геодинамическими процессами.

Изменения в геодинамическом развитии сегмента начались около 2.06—2.00 млрд лет. В этом интервале стал проявляться магматизм с субдукционными характеристиками. Он протекал в террейнах южной и юго-восточной (в современных координатах) частей кратона. Здесь в пределах Западно-Алданского террейна около 2.01 млрд лет [Котов и др., 1995] стали формироваться надсубдукционные тоналит-тродемитовые ортогнейсы тимптонского комплекса. В океаническом обрамлении террейна в это же время (2.01 млрд лет) возникла Федоровская островная дуга [Великославинский и др., 2003, 2006].

Начавшиеся субдукционные процессы инициировали образование Сибирского кратона как консолидированной группы архейских террейнов. Под их влиянием около 2.00—1.95 млрд л. н. произошло столкновение террейнов, составляющих ядро Анабарского, Алданского и Оленекского супертеррейнов. Этот процесс был продолжен в интервале 1.95—1.90 млрд лет, когда Анабарский и Алданский супертеррейны приобрели контуры, близкие к современным, кроме того, в это же время завершилось формирование сшивающего их Ажитканского орогенного пояса. Между 1.90 и 1.87 млрд лет в состав Сибирского кратона вошли Тунгусский супертеррейн и Ангарский орогенный пояс. Заключительным аккордом, зафиксировавшим завершение формирования кратона, стало образование в интервале 1.88—

1.84 млрд лет Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса, который протянулся через ряд супертеррейнов, показав тем самым их объединение в составе единого кратона.

Таким образом, процессы формирования Сибирского кратона согласуются с глобальными тенденциями, определяемыми возникновением вначале малых континентальных террейнов, а затем их аккрецией в более крупные континентальные образования.

Формирование Сибирского кратона совпало с началом крупноамплитудных перемещений литосферных плит, очевидно, согласованных с развитием глобальной субдукционной системы и завершившихся объединением большинства раннедокембрийских кратонов в составе суперконтинента Колумбия.

«ВЕЛИКАЯ КИСЛОРОДНАЯ РЕВОЛЮЦИЯ»

Переходный период ознаменовался важными изменениями не только в строении внутренних слоев Земли, но и в составе верхних ее оболочек — атмосферы и гидросферы. На протяжении архея их состояние определялось восстановительными условиями. Атмосфера была богата метаном и углекислым газом и бедна кислородом. Начиная с ~2.5 млрд лет ситуация стала меняться, в атмосфере появился свободный кислород [Holland, 2002, 2006]. Эти изменения, приведшие к относительно быстрому по геологическим меркам переходу ее верхних оболочек из состояния, где главными неорганическими окислителями служили вода, угольная кислота и сульфидная сера, в состояние, где появляется более сильный окислитель кислород, стали результатом так называемой «кислородной революции» (Great Oxidation Event — GOE) (рис. 12). Вопросы о природе этой «революции» широко дискутируются [Holland, 2002, 2006, 2009; Ono et al., 2006; Gaillard, Scaillet, 2009; Lyons, Gill, 2010; Lyons et al., 2014]. Важнейшими из них стали: что вызвало кислородную революцию? Имеется ли точная дата этого события? Был ли свободный кислород до великой кислородной революции и куда он расходовался?

Основными поставщиками свободного кислорода в атмосферу планеты считаются организмы, осуществляющие фотосинтез. Они, как полагают, появились еще на заре архейской эры, когда как атмосфера, так и гидросфера были насыщены восстановителями, поглощавшими кислород. Поэтому те небольшие количества свободного кислорода, которые возникали при фотосинтезе, сразу расходовались на окисление горных пород, газов атмосферы и соединений, например, двухвалентного железа, растворенных в морской воде. Другими стабилизаторами кислорода служили углерод и сера. К рубежу 2.45 млрд лет в результате комплекса причин основной объем восстановителей был переведен в окисленные формы и свободный кислород начал накапливаться в атмосфере.

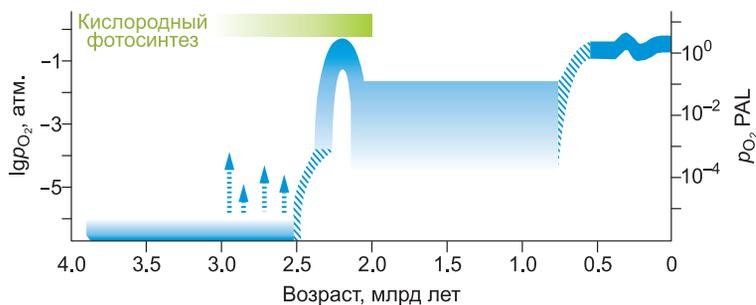
Начало «кислородной революции» принято определять по прекращению масс-независимого фракционирования (МНФ) изотопов серы в осадочных процессах. Такое фракционирование происходит в *бескислородных условиях* при фотолизе SO_2 [Philippot et al., 2012; Ono, 2017], а также в результате деятельности бактерий-сульфатредукторов, продукты жизнедеятельности которых имеют облегченный изотопный состав серы. По-видимому, оба эти механизма внесли определенный вклад в изменения МНФ, тем более, что один действовал в высоких слоях атмосферы, где протекали фотохимические реакции, а другой на поверхности, где существовали микробные сообщества. В настоящее время трудно оценить роль каждого из них. На рисунке 13 представлены распределения сигнала МНФ по возрастной шкале. По мнению [Gaillard et al., 2011], изменению сигнала МНФ могли способствовать происходившие в это время изменения в тектоническом развитии Земли. Они привели к появлению континентальной суши и возрастанию доли кислого вулканизма, который по сравнению с основным магматизмом характеризуется более окисленным составом газов [Philippot et al., 2012].

На активность сульфат-восстанавливающих микроорганизмов могли повлиять и другие геологические причины. Так, показано [Konhauser et al., 2009], что такие микроорганизмы нуждаются в ферментативной добавке никеля. В раннем и среднем архее в условиях преобладания базитового магматизма содержания Ni в морской воде составляли порядка 400 нМ. В переходный период на фоне сокращения доли базитов, в частности коматиитов, в магматизме содержания Ni упали ниже 200 нМ к рубежу 2.5 млрд л. н. и затем до значений 9 нМ на 550 млн л. н. Как полагают авторы работы [Konhauser et al., 2009], ферментативная зависимость метаногенов от никеля, поставляемого базитовыми магмами, связывает эволюцию мантии с окислительно-восстановительным состоянием атмосферы.

Важнейшим поставщиком кислорода в атмосферу является диоксид углерода, в процессе фотосинтеза он преобразуется в органическое вещество и свободный кислород. Зафиксировано, что примерно через 100 млн лет после начала GOE (великого кислородного события) в карбонатных отложениях произошел резкий рост содержания изотопа ^{13}C , который затем снизился до исходных значений (см. рис. 13). Этот изотопный экскурс известен как событие Ломагунди [Schidlowski et al., 1976]. Смысл его в том, что по какой-то причине произошло резкое обеднение среды карбоната накопления легким изотопом углерода ^{12}C , который участвует в метаболизме микроорганизмов. Такое могло произойти в том случае, например, если биогенное органическое вещество было выведено по какой-то причине из кру-

Рис. 12. Изменения содержаний кислорода в атмосфере в истории Земли [Lyons et al., 2014].

p_{O_2} — атмосферное парциальное давление O_2 , правая ось отражает p_{O_2} относительно текущего атмосферного уровня (PAL); левая ось — $\lg p_{O_2}$. Стрелки обозначают эпизоды проявления свободного кислорода в конце архея; их продолжительность и величина пока не оценены.



гооборота углерода в геологических процессах. По мнению [Eguchi et al., 2020], изотопную аномалию углерода можно объяснить изменениями характера геодинамических процессов. Предполагается, что около 2.5 млрд л. н. вклад вулканогенного CO_2 в атмосферу резко возрос в результате усиления доли кислого магматизма. Газ участвовал в реакции фотосинтеза, при этом углерод накапливался в биомассе, а свободный кислород выделялся в атмосферу. Органический (обогащенный ^{12}C) углерод накапливался на морском дне в пределах пассивных окраин, которые в это время активно формировались по обрамлению кратонов [Bradley, 2008]. В интервале между 2.4 и 2.1 млрд лет, соответствующему паузе в эндогенной активности Земли, значительные объемы биогенного углерода оказались изолированными, что создало на планете режим относительного обогащения тяжелым изотопом углерода. С возобновлением эндогенной активности в глобальном масштабе и, в частности, с усилением процессов субдукции карбонатные толщи пассивных окраин были вовлечены в рециклинг. Это способствовало возвращению биогенного углерода в составе газов субдукционных магм в кругооборот углерода в геологических процессах.

Одним из следствий GOE и связанных с нею изменений в составе атмосферы Земли, также прошедших на переходный период, стал ряд ледниковых периодов, охвативших возрастной диапазон 2.45—2.22 млрд лет [Evans et al., 1997; Чумаков, 2015]. Столь сильное охлаждение поверхности Земли связывают с изменениями состава атмосферы, которые, как было показано, были обусловлены целой серией процессов, охвативших не только внешние, но и внутренние оболочки Земли. Оледенению предшествовали резкое сокращение доли метана и, соответственно, той доли CO_2 , которая формировалась за счет его окисления. Значительная часть атмосферной CO_2 , очевидно, была выведена из оборота в результате образования карбонатов. В условиях, когда светимость Солнца не превышала 85 % относительно современной [Gough, 1981], утрата значительной части парниковых газов должна была привести к охлаждению поверхности Земли и тем самым спровоцировать процессы оледенения.

Таким образом, «кислородная революция» собственно не являлась революцией. Это был достаточно длительный и постепенный переход атмосферы Земли из неокисленного состояния в окисленное. Он продолжался пока все основные восстановители во внешних оболочках Земли (двухвалентное железо, метан, двухвалентная сера) не были окислены. Этот переход протекал на фоне других эволюционных процессов, связанных с постепенным охлаждением Земли, с быстрым ростом объема кислой земной коры, с появлением континентов, с изменением характера магматизма, в том числе с изменением состава

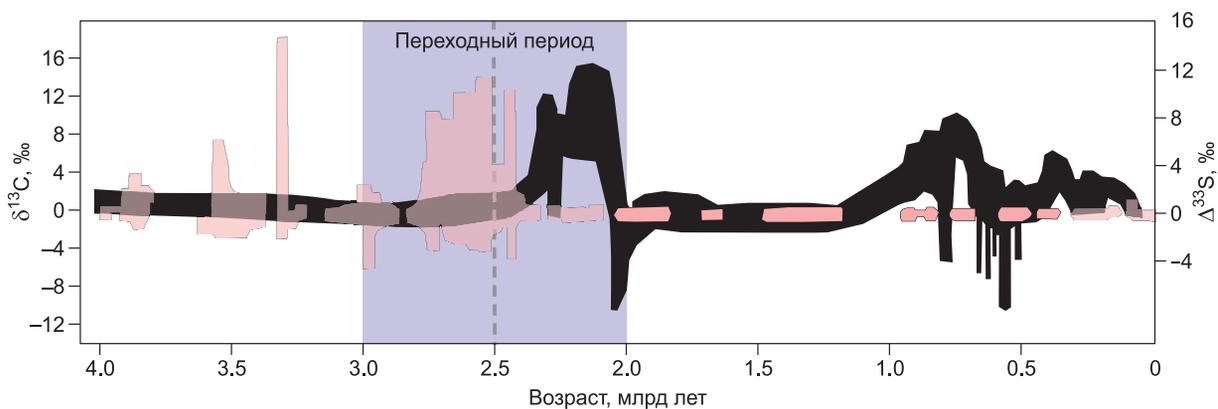


Рис. 13. Вариации изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$ — черная кривая) и серы ($\Delta^{33}S$ — розовые области), по [Lyons et al., 2014].

Между изотопными составами нет соответствия и их основные осцилляции приходятся на разные времена. На кривой изотопов серы хорошо виден переход от масс-независимого фракционирования к масс-зависимому. На изотопной кривой углерода хорошо видна аномалия Ломажунди, выраженная резкой флуктуацией величины $\delta^{13}C$ примерно между 2.3 и 2.1 млрд лет.

ва вулканических газов. Хотелось бы подчеркнуть, что проблема GOE, как и ее роль в климатических изменениях, а также в эволюции органического вещества Земли в целом, выходит далеко за рамки нашей работы. Мы коснулись ее здесь с одной целью, показать, что преобразования, охватившие Землю в переходный период, затронули все ее оболочки и прямо или косвенно были взаимосвязаны.

ОБСУЖДЕНИЕ

Переходный период в геологической истории Земли — это время больших перемен. Причиной этих перемен стали изменения теплового состояния планеты. После аккреции среди механизмов, способствующих разогреву ее недр, ведущую роль стал играть радиоактивный распад. Ему противостояли процессы охлаждения, связанные с выносом внутреннего тепла к поверхности в результате конвективных движений мантийных масс, включая вулканизм. Радиоактивное излучение во времени ослабевало, поэтому после некоторого перегрева, пришедшегося на время, когда радиоактивный вклад превышал общее излучение, Земля стала охлаждаться.

Петрологические данные и модельные построения говорят о том, что в 3.0—2.5 млрд лет был пик разогрева. Этому интервалу отвечают значительные изменения в строении и составе верхних каменных оболочек, связанные с их интенсивным плавлением. Согласно данным Re-Os и Hf изотопии, в это время произошло быстрое формирование (до 70 % объема) субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) [Griffin et al., 2009, 2011]. Хотя первые ее следы встречаются в интервале 3.4—3.2 млрд лет, наиболее активное ее становление произошло в интервале 3.0—2.5 млрд лет, судя по пикам модельных возрастов (T_{RD} — модельный возраст обеднения Re) в сульфидах — 2.8 млрд лет и в мантийных перидотитах — 2.75—2.50 млрд лет [Carlson et al., 2005]. Ее особенностью является аномально низкое содержание Fe, свидетельствующее о высокой степени плавления при высоком (~4—6 ГПа) давлении [Griffin et al., 2009; Herzberg, Rudnick, 2012].

Произошли и радикальные изменения в составе земной коры (рис. 14). В ней в интервале 3.0—2.5 млрд лет быстро возрастала доля пород, более богатых SiO₂, K₂O, литофильными элементами — Rb, Ba, Sr, U, Th, и сокращался вклад основных пород, богатых Mg, Na и сидерофильными элементами Ni, Cr. Появление больших объемов кислой коры было связано с массовым плавлением ранней мафической коры и выделением из нее более легкоплавкой салической составляющей, которая и сформировала кору современного типа с выраженным гранитным слоем. Появление новых источников привело к изменениям в составе магматических ассоциаций. Важную роль стали играть известково-щелочные ассоциации, типичные для зон конвергенции, появились щелочные магматические комплексы, характерные для зон континентального раскола.

Сброс термальной энергии в позднем архее не был компенсирован радиоактивным распадом, поэтому в дальнейшем Земля стала постепенно остывать. Это привело к менее активному перемешиванию верхней мантии и к появлению деплетированной астеносферной мантии. Ее образование было вызвано так называемой тепловой дивергенцией, сопровождавшейся зарождением и формированием астеносферы и разделением мантии на верхнюю и нижнюю ее оболочки.

Этот выброс термальной энергии инициировал также образование первой континентальной коры, предполагающей обособление в ней гранитно-метаморфического слоя. Основным механизмом, способствовавшим корообразованию, по-видимому, являлась тектоника литосферных плит, реализованная в варианте малых плит [Хаин, 2003, 2010]. На примере Сибирского континента показано, что образование первых террейнов и супертеррейнов с континентальной корой происходило в начале переходного периода в результате столкновения небольших фрагментов (плит) первичной базитовой коры. Размеры таких фрагментов и предполагаемые интервалы их перемещения вполне согласуются с представлениями [Korenaga, 2006] о том, что тектоника плит в позднем архее и раннем протерозое была вялой, т. е. отличалась меньшими скоростями движения плит и небольшими интервалами их перемещения, а сами плиты были более «горячими», что осложняло процессы их субдукции. Эти представления согласуются с данными о более длительном существовании в это время пассивных континентальных окраин [Bradley, 2008], а также с данными о более горячем (рис. 15) и, как следствие, более пологом характере субдукционных зон, не позволяющем формировать породы со сверхвысокими давлениями.

«Горячая» (пологая) субдукция способствовала росту мощности коры, которая начинала интенсивно перерабатываться под воздействием высокого теплового потока. Все эти параметры межплитного взаимодействия в начале переходного периода вполне соответствуют концепции малых литосферных плит [Хаин, 2003, 2010].

Возникновение многочисленных континентальных террейнов в разных сегментах Земли хорошо согласуется с резким ростом континентальной коры в интервале 2.7—2.5 млрд лет. Поэтому многие исследователи полагают, что именно в это время тектоника литосферных плит впервые проявила себя как глобальный процесс [Condie, Kröner, 2008]. По-видимому, благодаря механизмам субдукции и столкно-

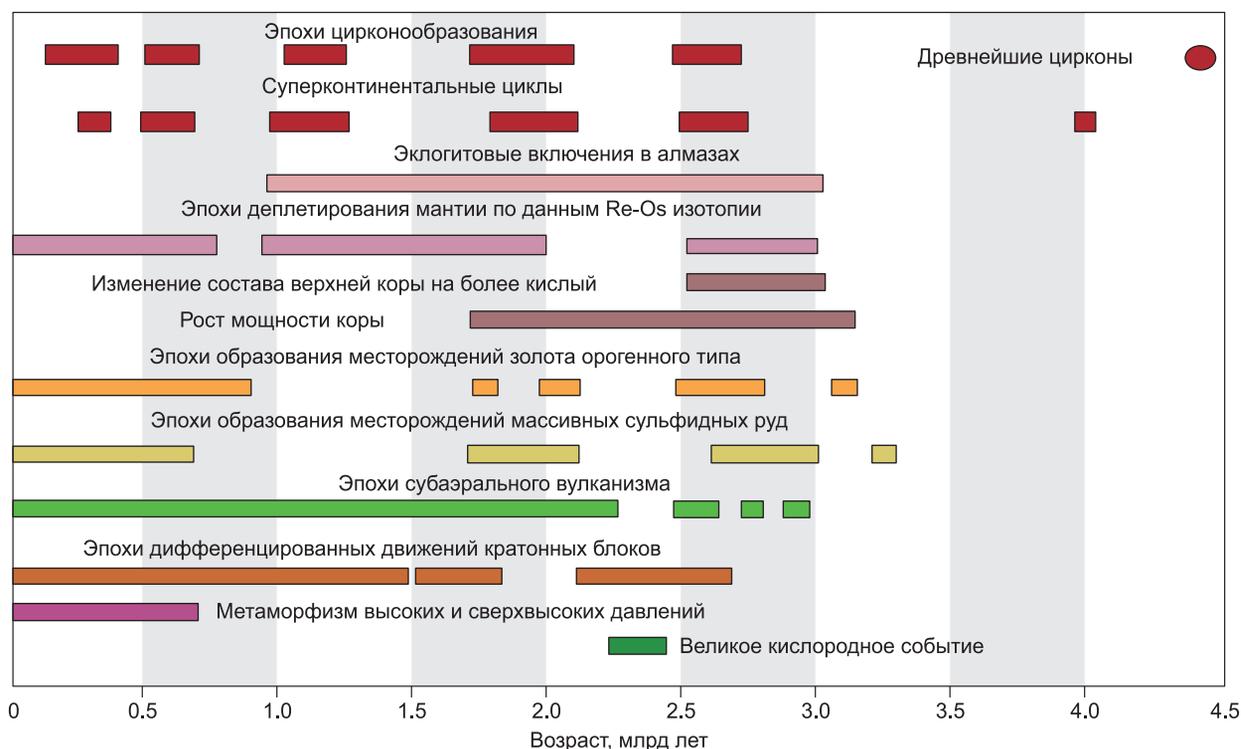


Рис. 14. Схема сопоставления ряда важных геологических процессов в истории Земли, по [Nawkesworth et al., 2017].

вениям малых плит в интервале 2.7—2.5 млрд лет произошли революционные изменения в корообразующих процессах, сформировавшие кору современного типа и способствовавшие расслоению верхних твердых оболочек Земли на привычные нам слои — деплетированную мантию, литосферную мантию и двухслойную кору. Субдукционные процессы должны были обеспечивать обогащение мантии водой и,

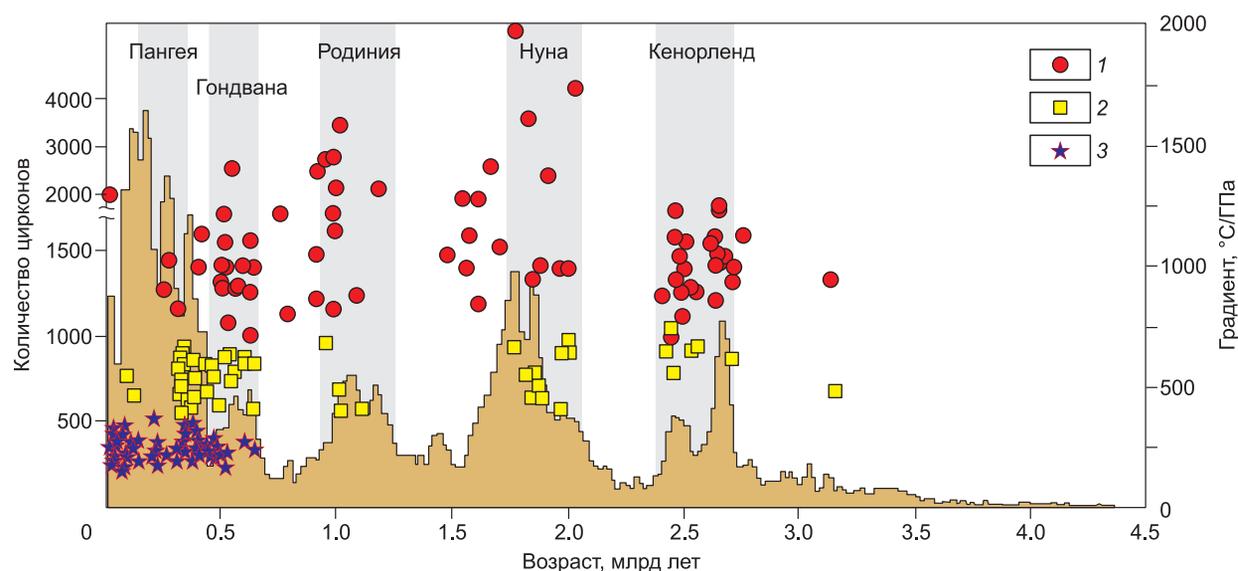


Рис. 15. Проявления метаморфических пород разных фациальных серий [Brown, 2007, 2014] на фоне процессов корообразования, фиксируемых распределениями U-Pb возрастов детритового циркона [Voice et al., 2011].

1 — ультравысокотемпературный (ИНТ) метаморфизм гранулитовой фации; 2 — метаморфизм эклогитовой и высокобарной (НР) гранулитовой фаций; 3 — метаморфизм высокого (НР) и сверхвысокого (ИНР) давлений.

как следствие, более широкое проявление базальтов островодужного типа. Они также способствовали более быстрому охлаждению мантии за счет погружения в мантию более холодных слэбов. По мнению К. Конди [Condie, 2015], развитие субдукции привело к изменению в глобальной мантийной конвекции, так как по мере продолжения субдукции океанические слэбы накапливались в основании верхней мантии. По достижению критической плотности и массы они погружались в нижнюю мантию до границы с ядром.

Термальные изменения затронули не только литосферу и верхнюю мантию, но и более глубинные ее уровни [Campbell, Griffiths, 2014]. Так, в интервале между 2.7 и 2.0 млрд лет содержание MgO в коматитах и пикритах, державшееся в мезоархее более или менее стабильным на уровне $32 \pm 2.5 \%$, упало до $21 \pm 3 \%$ к 2.0 млрд лет. С учетом корреляции между температурой ликвидуса сухих магм и содержанием в них MgO был сделан вывод, что температура мантийных плюмов в это время упала на $200\text{—}250 \text{ }^\circ\text{C}$. Возникшие термальные изменения связываются с тем, что на границе ядра и мантии, служившей источником глубинных плюмов, стала накапливаться субдуцированная литосфера. Она создала изолирующий слой, который уменьшал тепловой поток из ядра и понижал температуру в источнике плюмов, сместившемся в верхнюю часть этого слоя. Как полагают [Campbell, Griffiths, 2014], по достижению этим слоем критической толщины в нем началась конвекция, определяющая температуру в его верхней части. Поэтому дальнейшие изменения размеров этого слоя не влияют на температуру в верхней его части, являющейся источником постархейских мантийных плюмов. Этот пограничный слой сопоставляется со слоем D", выделяемым на основе сейсмологических данных, и таким образом позволяет отнести время его образования к рубежу 2.4 млрд лет.

Важной реакцией на радикальные изменения в составе и строении различных оболочек Земли, вызванные резкой активизацией мантийных процессов, масштабным корообразованием и формированием первых континентов, стала глобальная тектоническая пауза между ~ 2.4 и 2.1 млрд лет. В последующей истории Земли подобная цикличность, т. е. смена интервалов высокой эндогенной активности периодами практически полного затишья тектонических процессов и магматической деятельности, повторялась несколько раз (см. рис. 10, 15). По-видимому, к 2.1 млрд лет в недрах планеты завершились глубинные структурные преобразования, и с этого времени на Земле в качестве основного глобального регулятора эндогенной активности стал действовать механизм тектоники литосферных плит. В результате к концу переходного периода были сформированы не только отдельные кратоны, подобные Сибирскому, но и произошло их объединение в рамках общего суперконтинента Колумбия. Его образование открыло в истории Земли эпоху формирования суперконтинентальных циклов.

Геологические процессы переходного периода оказали решающее влияние на изменения в составе атмосферы и гидросферы, их следствием в известной степени стала так называемая «кислородная революция». Появлению свободного кислорода в атмосфере Земли способствовал целый ряд геологических и биологических процессов. Повышение его уровня последовало за значительным увеличением объема и толщины континентальной литосферы, за изменением состава континентальной коры и более активным взаимодействием ее пород с атмосферой и гидросферой. Ряд этих изменений невозможен без изменения стиля тектоники и, в частности, без допущения формирования литосферных плит, без их столкновений и без поглощения коры в мантию в зонах таких столкновений. Все это признаки тектоники литосферных плит, что позволяет заключить о достаточно масштабном проявлении этого стиля тектоники в конце позднего архея. И действительно, без признания механизмов субдукции трудно найти иные способы изоляции восстановителей, в частности органического углерода, обеспечившей быстрое накопление кислорода. На это указывали [Holland, 2009] и ряд других исследователей, отмечавшие, что время появления свободного кислорода определяется геологическими потоками редуцирующих веществ.

Таким образом, переходный период занимает важное место в общей истории Земли. Существуют разные системы ее периодизации [Хаин, 2003, 2010; Stern, 2008; Добрецов, 2010; Condie, 2011; Батыгин и др., 2016; Hawkesworth et al. 2017], которые различаются в определении продолжительности основных этапов геологической истории и их рубежей. Тем не менее все они подчеркивают отличие ранних стадий формирования нашей планеты от ее современного состояния. И практически во всех таких системах отмечается, что наиболее существенные изменения в геодинамическом развитии произошли в позднем архее и раннем протерозое.

Изменения в состоянии нашей планеты до и после переходного периода были продемонстрированы в работах [Кузьмин, Горячев, 2017; Кузьмин и др., 2018а,б]. В них с учетом данных разных исследователей было показано, что к 3 млрд лет Земля прошла через хаотический (аккреция Земли 4.56—4.50 млрд лет) и гадейский периоды (4.5—4.0 млрд лет), оставившие очень мало следов в геологической летописи, а также через период тектоники вертикальной аккреции или тектоники покрывки (LID тектоники). После 2 млрд лет стали протекать иные процессы, сочетающие тектонику литосферных плит и тектонику мантийных плюмов и обеспечивающие суперконтинентальную цикличность в развитии литосферы. Поэтому в этой работе мы постарались рассмотреть наиболее значительные, с нашей точки зрения, изменения в характере геологических процессов, произошедшие между этими двумя крайними

состояниями — тектоникой вертикальной аккреции и тектоникой литосферных плит. Нам представляется, что совокупность накопленных к настоящему времени данных указывает на то, что в интервале между 3 и 2 млрд лет Земля испытала крупнейшую перестройку своей внутренней структуры и механизмов взаимодействия всех ее оболочек, причиной которых стало постепенное охлаждение недр нашей планеты. Важнейшим из таких механизмов стала субдукция, последняя в отличие от более поздних времен, протекала в обстановке малых литосферных плит и в условиях высоких температурных градиентов. Но она запустила механизм обмена веществом между различными оболочками Земли, обеспечивший более эффективное охлаждение ее недр и их вещественную и тепловую дифференциацию. Благодаря этим процессам в строении мантии появились субконтинентальная литосферная мантия и деплетированная (астеносферная) мантия в верхних ее горизонтах и слой D'' в ее основании. Субдукция стала также важнейшим механизмом в формировании и дифференциации континентальной коры и ее значительных латеральных перемещений, которые в конечном итоге привели к появлению первых континентов. Мы старались показать, что все эти преобразования не были одномоментными и растянулись, по меньшей мере, на весь переходный период.

Завершая, отметим, что изложенные здесь факты и представления далеко не исчерпывают содержание процессов, происходивших в переходный период, но они позволяют оценить их взаимосвязь и эволюционную направленность, изменившую в конечном счете характер геодинамических процессов на Земле.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя изложенное, еще раз подчеркнем, что переходный период стал временем крупнейших структурных изменений в строении и развитии Земли. В это время произошло разделение мантии на верхнюю (астеносферную) и нижнюю, возникла континентальная литосфера, состоящая из субконтинентальной литосферной мантии и коры, обогащенной кислым материалом, образовались крупные континентальные кратоны, а далее сформировался первый суперконтинент. Ведущим механизмом этих изменений стали процессы субдукции, определившие рециклинг корового материала в глубины мантии, важнейшим следствием которого стало образование слоя D'' на границе ядра и мантии. Все эти процессы привели к изменению окислительно-восстановительной обстановки на поверхности Земли и появлению свободного кислорода. В конечном счете переходный период обеспечил формирование такого режима тектонической активности на Земле, который близок к ее современному состоянию.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам академику Н.Л. Добрецову и академику В.С. Шацкому, высказавшим ряд замечаний и предложений, которые способствовали более четкому изложению материалов статьи.

Работа выполнена в рамках выполнения государственных заданий № 0136-2019-0012, 0350-2019-0010, при поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 075-15-2019-1883.

ЛИТЕРАТУРА

- Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А.** Жизнь из хаоса // В мире науки, 2016, № 7, с. 16—27.
- Бибикова Е.В., Хильтова В.Я., Грачева Т.В., Макаров В.А.** Возраст зеленокаменных поясов Присяня // Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 5, с. 1171—1174.
- Бибикова Е.В., Белов А.Н., Розен О.М.** Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архив Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Ред. М.С. Марков. М., Наука, 1988, с. 122—133.
- Бибикова Е.В., Туркина О.М., Киризова Т.И., Фугзан М.М.** Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия, 2006, № 3, с. 347—352.
- Бялко А.В., Кузьмин М.И.** Осколки образования Луны: геофизические следствия гигантского столкновения // ЖЭТФ, 2019, т. 156, № 4, с. 603—614.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** U-Pb возраст федоровской толщи Алданского гранулитогнейсового мегакомплекса (Алданский щит) // ДАН, 2003, т. 393, № 1, с. 91—96.
- Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Загорная Н.Ю., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.** Первичная природа, возраст и геодинамическая обстановка формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит // Петрология, 2006, т. 14, № 1, с. 25—43.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Складаров Е.В., Яковлева С.З.** Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1139—1150.
- Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Левский Л.К., Богомолов Е.С., Левицкий И.В.** Возрастные рубежи проявления метаморфизма на Китойском силлиманитовом месторождении // ДАН, 2011, т. 436, № 3, с. 351—355.

Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U-Pb-возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // ДАН, 2004, т. 394, № 6, с. 782—786.

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Морева Н.В., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Региональная геология и металлогения, 2012, № 52, с. 29—38.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.

Добрецов Н.Л., Туркина О.М. Раннедокембрийская история Земли: роль плейт- и плюм-тектоники и космического фактора // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (7), с. 1250—1274.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология, 2016, т. 24, № 6, с. 587—606.

Когарко Л.Н., Хаин В.Е. Щелочной магматизм в истории Земли. Опыт геодинамической интерпретации // ДАН, 2001, т. 377, № 5, с. 677—679.

Комия Ц. Континентальный рециклинг или истинный континентальный рост // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1927—1944.

Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис... д.г.-м.н. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2003, 78 с.

Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 99—110.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовых областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 46—67.

Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Казанский В.И., Сальникова Е.Б., Перцев Н.Н., Ковач В.П., Яковлева С.З. Возрастные границы формирования главных структурных элементов центральной части Алданского щита // ДАН, 2005, т. 404, № 6, с. 798—801.

Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ларин А.М., Гладкочуб Д.П., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Толмачева Е.В., Донская Т.В., Великославинский В.Д., Яковлева С.З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН, 2015, т. 463, № 2, с. 187—191.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Ларин А.М., Толмачева Е.В., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Верхняя возрастная граница формирования протолитов метасадочных пород нижней части разреза удоканской серии (Алданский щит) // ДАН, 2018, т. 479, № 4, с. 412—416.

Кузьмин М.И. Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья 1 // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 3, с. 625—640, doi:10.5800/GT-2014-5-3-0146.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // ДАН, 2016, т. 469, № 6, с. 706—710.

Кузьмин М.И., Горячев Н.А. Эволюция Земли и процессы, определяющие ее геодинамику, магматизм и металлогению // Геосферные исследования, 2017, № 4, с. 36—50.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Горячев Н.А. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика, 2018а, т. 59 (12), с. 1924—1940.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера, 2018б, т. 18, № 5, с. 653—671.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Коваленко В.И., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Иванов В.Э. О возрасте Катугинского Ta-Nb-месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН, 2002, т. 383, № 6, с. 807—811.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 245—263.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Левицкий И.В., Котов А.Б., Бараш И.Г., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Возраст и происхождение Китойского месторождения силлиманитовых сланцев (Восточная Сибирь) // ДАН, 2010, т. 431, № 3, с. 386—391.

Левченков О.А., Левицкий В.И., Ризванова Н.Г., Ковач В.П., Сергеева Н.А., Левский Л.К. Возраст пород Иркутского блока Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: датирование минералов метаморфических пород // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 95—101.

Магматические горные породы: эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 438 с.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология, 1998, т. 6, № 4, с. 139—164.

Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Раннедокембрийские щелочные породы мурманского архейского домена Фенноскандинавского щита: первые минералого-петрохимические, U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера, 2008, № 2, с. 80—100.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника, 2003, № 3, с. 3—21.

Розен О.М., Бибикова Е.В., Журавлев Д.З. Архейские гранулиты Анабарского щита (Северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. М., Наука, 1991, с. 199—224.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К., Бибикова Е.В., Злобин В.Л. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (2), с. 163—180.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В., Яковлева С.З., Морозова И.М., Бережная Н.Г., Загорная Н.Ю. U-Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 2, с. 3—12.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников В.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 3—19.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М., Мир, 1988, 384 с.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика, 2009а, т. 50 (1), с. 21—37.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Урманцева Л.Н., Падерин И.П., Скублов С.Г. U-Pb изотопный и редкоземельный состав циркона из пироксеновых кристаллосланцев Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ): свидетельство неоархейских магматических и метаморфических событий // ДАН, 2009б, т. 429, № 4, с. 527—533.

Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 2000, № 4, с. 3—24.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., Научный мир, 2003, 348 с.

Хаин В.Е. Об основных принципах построения подлинно глобальной модели динамики Земли // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 753—760.

Чумаков Н.М. Роль оледенений в биосфере // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (4), с. 694—702.

Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., ООО ЛКИ, 2008, 560 с.

Ярмлюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б. Геодинамика, потоки и рециклинг летучих компонентов между мантией и верхними оболочками Земли // Геотектоника, 2005, № 1, с. 45—63.

Abbott D., Burgess L., Longhi J., Smith W.H.F. An empirical thermal history of the Earth's upper mantle // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, p. 13835—13850.

Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R., Hopgood A.M., Perchuk L.L. Timing of Early Proterozoic collisional and extensional events in the granulite-gneiss-charnokite-granite complex, lake Baikal, USSR: Au-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study // J. Geol., 1991, v. 99, p. 851—861.

Arndt N.T., Davaille A. Episodic Earth evolution // Tectonophysics, 2013, v. 609, p. 661—674, doi: 10.1016/j.tecto.2013.07.002

- Bédard J.H.** A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 79, p. 1188—1214.
- Bédard J.H.** Stagnant lids and mantle overturns: Implications for Archaean tectonics, magma genesis, crustal growth, mantle evolution, and the start of plate tectonics // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 19—49.
- Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A.** Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.*, 1994, v. 102, p. 121—138.
- Bizzarro M., Simonetti A., Stevenson R.K., David J.** Hf isotope evidence for a hidden mantle reservoir // *Geology*, 2002, v. 30, № 9, p. 771—774.
- Bleeker W.** Archean tectonics: A review, with illustrations from the Slave craton // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 2002, v. 199, p. 151—181.
- Boyet M., Carlson R.W.** ^{142}Nd evidence for early (>4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth // *Science*, 2005, v. 309, p. 576—581.
- Bradley D.C.** Passive margins through earth history // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 91, p. 1—26.
- Brown M.** Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change // *Int. Geol. Rev.*, 2007, v. 49, № 3, p. 193—234.
- Brown M.** The contribution of metamorphic petrology to understanding lithosphere evolution and geodynamics // *Geosci. Front.*, 2014, v. 5, № 4, p. 553—569.
- 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.
- Carlson R.W., Pearson D.G., James D.E.** Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle // *Rev. Geophys.*, 2005, v. 43, RG1001.
- Caro G., Bourdon B., Birck J.L., and Moorbath S.** High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: Constraints on the early differentiation of the Earth's mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70, p. 164—191.
- Christensen U.R.** Thermal evolution models for the Earth // *J. Geophys. Res.*, 1985, v. 90, p. 2995—3007.
- Condie K.C.** Earth as an evolving planetary system. Amsterdam, Elsevier, 2011, 370 p.
- Condie K.C.** Changing tectonic settings through time: in discriminate use of geochemical discriminant diagrams // *Precambrian Res.*, 2015, v. 266, p. 587—591.
- Condie K.C.** A planet in transition: The onset of plate tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // *Geosci. Front.*, 2018, v. 9, p. 51—60.
- Condie K.C., Kröner A.** When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record // *Geol. Soc. Am.*, 2008, Spec. Pap. 440, p. 281—294.
- Condie K.C., Aster R.C.** Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // *Precambrian Res.*, 2010, v. 180, p. 227—236.
- Condie K.C., O'Neill C.** The Archean-Proterozoic boundary: 500 My of tectonic transition in Earth history // *Am. J. Sci.*, 2010, v. 310, p. 775—790.
- Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N.** Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra // *Gondwana Res.*, 2009, v. 15, p. 228—242.
- Condie K.C., Aster R.C., van Hunen J.** A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5 Ga: geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites // *Geosci. Front.*, 2016a, v. 7, p. 543—553.
- Condie K.C., Arndt N., Davaille A., Puetz S.J.** Zircon age peaks: production or preservation of continental crust? // *Geosphere*, 2016b, v. 13, № 2, p. 1—8.
- Corfu F., Krogh T.E., Kwok Y.Y., Jensen L.S.** U-Pb zircon geochronology in the southwestern Abitibi greenstone belt, Superior province // *Can. J. Earth Sci.*, 1989, v. 26, p. 1747—1763.
- Davies G.F.** Effect of plate bending on the Urey ratio and the thermal evolution of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 287, p. 513—518.
- de Kock M.O., Evans D.A.D., Beukes N.J.** Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.*, 2009, v. 174, p. 145—154.
- Dhuime B., Wuestefeld A., Hawkesworth C.J.** Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago // *Nat. Geosci.*, 2015, v. 8, p. 552—555.
- Eguchi J., Seales J., Dasgupta R.** Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // *Nat. Geosci.*, 2020, v. 13, p. 71—76, doi: 10.1038/s41561-019-0492-6.
- Ernst R.E.** Large Igneous Provinces. Cambridge University Press., 2014, 653 p.
- Ernst R., Bleeker W.** Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // *Can. J. Earth Sci.*, 2010, v. 47, p. 695—739.

- Evans D.A.D., Beukes N.J., Kirschvink J.L.** Low-latitude glaciation in the Paleoproterozoic // *Nature*, 1997, v. 386, p. 262—266.
- Gaillard F., Scaillet B.** The sulfur content of volcanic gases on Mars // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 279, p. 34—43.
- Gaillard F., Scaillet B., Arndt N.T.** Atmospheric oxygenation caused by a change in volcanic degassing pressure // *Nature*, 2011, v. 478, p. 229—232.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Natapov L.M., Mazukabzov A.M., Stanovich A.M., Sklyarov E.V.** Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*, 2006, v. 29, № 3, p. 169—174.
- Gough D.O.** Solar interior structure and luminosity variations // *Sol. Phys.*, 1981, v. 74, p. 21—34.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Begg G.** The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications // *J. Petrol.*, 2009, v. 50, p. 1185—1204.
- Griffin W.L., Begg G.C., Dunn D., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Karlstrom K.** Archean lithospheric mantle beneath Arkansas: continental growth by microcontinent accretion // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 2011, v. 123, p. 1763—1775.
- 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.
- Grove T.L., Parman S.W.** Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, v. 219, p. 173—187.
- Hartmann W.K.** Moon origin: the impact-trigger hypothesis // *Origin of the Moon* / Eds. W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor. Houston, TX, Lunar & Planetary Institute, 1986, p. 579—608.
- Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Dhuime B., Kemp T.I.S.** Earth's continental lithosphere through time // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2017, v. 45, p. 169—198.
- Herzberg C., Rudnick R.** Formation of cratonic lithosphere: an integrated thermal and petrological model // *Lithos*, 2012, v. 149, p. 4—14.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.** Thermal evolution of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010, v. 292, p. 79—88.
- Holland H.D.** Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2002, v. 66, p. 3811—3826.
- Holland H.D.** The oxygenation of the atmosphere and oceans // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, 2006, v. 361, p. 903—915.
- Holland H.D.** Why the atmosphere became oxygenated: a proposal // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2009, v. 73, p. 5241—5255.
- Johnson T.E., Brown M., Kaus B.J.P., VanTongeren J.A.** Delamination and recycling of Archean crust caused by gravitational instabilities // *Nat. Geosci.*, 2014, v. 7, p. 47—52.
- Keller C.B., Schoene B.** Statistical geochemistry reveals disruption in secular lithospheric evolution about 2.5 Gyr ago // *Nature*, 2012, v. 485, p. 490—493.
- Keller C.B., Schoene B.** Plate tectonics and continental basaltic geochemistry throughout Earth history // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, v. 481, p. 290—304.
- Komiya T., Maruyama S., Masuda T., Nohda S., Hayashi M., Okamoto K.** Plate tectonics at 3.8—3.7 Ga: Field evidence from the Isua accretionary complex, southern West Greenland // *J. Geol.*, 1999, v. 107, p. 515—554.
- Konhauser K.O., Pecoits E., Lalonde S.V., Papineau D., Nisbet E.G., Barley M.E., Arndt N.T., Zahnle K., Kamber B.S.** Oceanic nickel depletion and a methanogen famine before the Great Oxidation Event // *Nature*, 2009, v. 458, p. 750—753.
- Korenaga J.** Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth // *Archean geodynamics and environments* / Eds. K. Benn, J.-C. Mareschal, K. Condie. Washington, D.C., American Geophysical Union, 2006, p. 7—32.
- Korenaga J.** Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle // *Rev. Geophys.*, 2008a, v. 46, p. 32, doi: 10.1029/2007RG000241.
- Korenaga J.** Plate tectonics, flood basalts, and the evolution of Earth's oceans // *Terra Nova*, 2008b, v. 20, p. 419—439.
- Korenaga J.** Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2013, v. 41, p. 117—151.
- Lee C.-T., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P.** Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 279, p. 20—33.

- Lyons T.W., Gill B.C.** Ancient sulfur cycling and oxygenation of the early biosphere // *Elements*, 2010, v. 6, p. 93—99.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J.** The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*, 2014, v. 506, p. 307—315.
- Magni V.** Crustal recycling evolution // *Nat. Geosci.*, 2017, v. 10, p. 623—624.
- Maruyama S.** Plume tectonics // *Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 24—49.
- Moyen J.-F., Stevens G.** Experimental constraints on TTG petrogenesis: implications for Archean geodynamics // *Archean geodynamics and environment. Geophysical Monograph Series*, 2006, v. 164, p. 147—175.
- Nutman A.P., Cherneshev 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, p. 195—210.
- Ono S.** Photochemistry of sulfur dioxide and the origin of mass-independent isotope fractionation in Earth's atmosphere // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2017, v. 45, № 1, p. 301—329.
- Ono Sh., Beukes N.J., Rumble D., Fogel M.L.** Early evolution of atmospheric oxygen from multiple-sulfur and carbon isotope records of the 2.9 Ga Mozaan Group of the Pongola Supergroup, Southern Africa // *South African J. Geol.*, 2006, v. 109, p. 97—108.
- Parman S.** An Archean mushy mantle // *Nat. Geosci.*, 2018, v. 11, p. 85—86.
- Pearson D.G., Parman S.W., Nowell G.M.** A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes // *Nature*, 2007, v. 449, p. 202—205, doi:10.1038/nature06122.
- Pease V., Percival J., Smithies H., Stevens G., van Kranendonk M.** When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record // *When did plate tectonics begin on planet Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. Geol. Soc. Am., 2008, Spec. Pap. 440, doi: 10.1130/2008.2440(10).*
- Philippot P., van Zuilen M., Rollion-Bard C.** Variations in atmospheric sulphur chemistry on early Earth linked to volcanic activity // *Nat. Geosci.*, 2012, v. 5, p. 668—674.
- Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W.** Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Res.*, 2005, v. 136, p. 353—368.
- Reddy M., Evans D.A.D.** Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere // *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geol. Soc. Am., 2009, Spec. Publ. 323, p. 1—26.*
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E.** Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976, v. 40, p. 449—455.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Tretiakova I.G., Ragozin A.L., Gibsher A.A., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U-Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Res.*, 2016, v. 282, p. 1—20.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Tretiakova I.G., Ragozin A.L., Gibsher A.A., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wang Q.** Multi-stage modification of Paleoarchean crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Precambrian Res.*, 2018, v. 305, c. 125—144.
- Shields G.A.** A normalised seawater strontium isotope curve: possible implications for Neoproterozoic-Cambrian weathering rates and the further oxygenation of the Earth // *Earth*, 2007, v. 2, № 2, p. 35—42.
- Silver P.G., Behn M.D.** Intermittent plate tectonics? // *Science*, 2008, v. 319, № 5859, p. 85—88.
- Simon L., Lecuyer C.** Continental recycling: the oxygen isotope point of view // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 6, № 8, Q08004, doi:10.1029/2005GC000958.
- Smelov A.P., Timofeev V.F.** The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12, p. 279—288.
- Solomatov V.S.** Grain size-dependent viscosity convection and the thermal evolution of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 191, p. 203—212.
- Stein M., Hofmann A.W.** Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature*, 1994, v. 372, p. 63—68, doi:10.1038/372063a0.
- Stern R.J.** Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // *Geol. Soc. Am., 2008, Spec. Pap. 440, p. 265—280.*
- Tang M., Chen K., Rudnick R.L.** Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics // *Science*, 2016, v. 351, p. 372—376.
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Lepekhina E.N., Kapitonov I.N.** U-Pb (SHRIMP II), Lu-Hf isotope and trace element geochemistry of zircons from high-grade metamorphic rocks of the Irkut terrane, Sharyzhalgay Uplift: Implications for the Neoarchean evolution of the Siberian Craton // *Gondwana Res.*, 2012, v. 21, p. 801—817.

Valley J.W., Jackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C.C., Spicuzza J.J., Basei M.A. 4.4. billion years of crustal maturation: oxygen isotope in magmatic zircon // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2005, v. 150, p. 561—580.

Veizer J., Mackenzie F.T. Evolution of sedimentary rocks // *Treatise on geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 2003, Chap. 7.15, p. 369—407.

Voice P.J., Kowalewski M., Eriksson K.A. Quantifying the timing and rate of crustal evolution: global compilation of radiometrically dated detrital zircon grains // *J. Geol.*, 2011, v. 119, № 2, p. 109—126.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // *Precambrian Res.*, 2009, v. 170, № 3—4, p. 256—266.

Woolley A.R. Spatial and temporal distribution of carbonatites // *Carbonatites: Genesis and evolution*. London, Unwin Hyman, 1989, p. 15—37.

*Поступила в редакцию 13 мая 2020 г.,
после доработки — 10 июня 2020 г.*