

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 552.11

Генезис магм по современным данным о горячей аккреции Земли

В.С. Шкодзинский

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

Аннотация. Приведены доказательства ошибочности гипотез образования магм путем отделения расплавов в подплавленных породах и холодной гомогенной аккреции Земли. По современным данным о ее горячем гетерогенном образовании магматические породы древних платформ возникали в результате отделения расплавов из фракционированных разных по составу слоев глобального океана магмы. Мантийные плюмы формировались путем всплывания огромных объемов толеитовых по составу тел эклогитов (затвердевших расплавов магматического океана) в нижней мантии. Их декомпрессионное плавление приводило к образованию основных магм. Процессы их разноглубинного фракционирования обусловили формирование магматических серий различной щелочности и кремнекислотности.

Ключевые слова: генезис магм, магматический океан, происхождение геосфер.

Magma Genesis According to Model of Hot Accretion of the Earth

V.S. Shkodzinsky

*Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

Abstract. It is shown, that a hypothesis of magma genesis as a result of partial melting and cold homogeneous accretion of the Earth is mistaken. According to modern data on its hot heterogeneous formation, igneous rocks of ancient platforms arose as a result of the separation of melts from fractionated layers of the global ocean of magma that were different in composition. Mantle plumes were formed by the emergence of huge volumes of tholeiitic bodies of eclogites (solidified melts of the magmatic ocean) in the lower mantle. Decompression melting of eclogites led to the formation of basic magmas. The processes of their deep-segregated fractionation caused the formation of magmatic series of various alkalinity and silicic acidity.

Key words: magma genesis, magma ocean, genesis of geospheres.

Недостатки гипотезы образования магм путем частичного плавления

В настоящее время обычно предполагается, что магмы формируются путем отделения расплавов из частично расплавленных глубинных пород. Эта гипотеза широкого распространения получила в середине прошлого столетия, когда была принята представления О.Ю. Шмидта [1] о возникновении Земли путем холодной гомогенной аккреции. Очевидно, что при таком ее генезисе не существует другого пути образования магм, кроме плавления земных пород. Однако существует огромное количество данных, противоречащих этой гипотезе.

Большинство магм имеют признаки образования в ультраосновной мантии. Она содержит намного меньше расплавофильных компонентов (FeO, K₂O, Na₂O, SiO₂, H₂O и др.), чем магматические породы. Поэтому для появления соответствующих им по составу выплавов необходима очень небольшая степень частичного плавления. Для кимберлитовых магм она составляет около 0,1 %, для щелочных – доли процента, для основных – порядка 10–20 % [2]. Но вязкость таких слабо подплавленных пород на 10–12 порядков больше, чем расплава. Это препятствует процессам отделения в них выплавов. Судя по расчетам [3], в астеносфере с содержанием основного расплава 6 % капля последнего радиусом 1 см за всю историю Земли (4,5 млрд. лет) всплывет всего на 2 мм. Это согласуется с автохтонностью и равномерным

распределением в мигматитах анатектического жильного материала даже при содержании его около 40 %. Эксперименты Арндта [4] показали, что расплавы не отделяются от перидотитов, расплавленных менее чем на 35 %, вследствие большой прочности их кристаллического каркаса.

В природных магматических комплексах массово распространена гомодромная последовательность, т.е. повышение содержания расплавофильных компонентов от ранних магматических фаз внедрения к поздним. Между тем при образовании магм путем частичного плавления эта последовательность должна быть антидромной вследствие обеднения родоначальных пород расплавофильными компонентами по мере плавления и удаления расплавов. Температура кристаллизации поздних магматических фаз обычно является более низкой, чем ранних. При магмообразовании путем частичного плавления должна была бы существовать противоположная тенденция. В большом количестве изученных мантийных ксенолитов из кимберлитов не отмечаются убедительные признаки частичного плавления и повышения температуры. Наоборот, в них устанавливаются признаки ее снижения примерно на 200 °С за каждый миллиард лет (линия Т на рис. 1) в связи с постепенным остыванием Земли.

Получено большое количество доказательств горячего гетерогенного образования нашей планеты, свидетельствующих об ошибочности гипотезы холодной гомогенной аккреции. Оказалось,

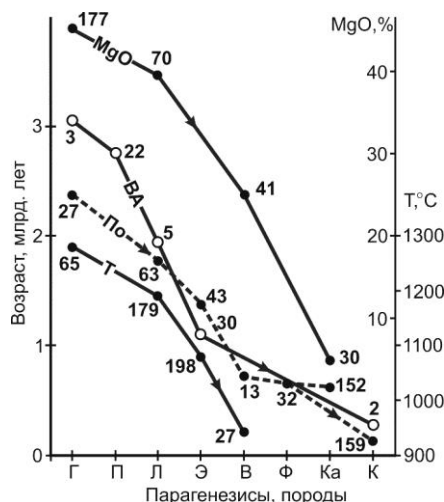


Рис. 1. Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 5 ГПа (линия Т) и среднее содержание MgO в породах (линия MgO). Составы включений в алмазах и пород: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый; Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Числа у точек – количество использованных определений [5]

что в верхнемантийных ксенолитах из кимберлитов четко выражен тренд магматического фракционирования (линия MgO на рис. 1). Изотопный возраст пород (линия По) и различных включений в алмазах (линия ВА), а также температура кристаллизации (линия Т) в среднем уменьшаются в полном соответствии с последовательностью их образования при фракционировании. Такие же явления установлены и в раннедокембрийских кристаллических комплексах Алданского щита. Как видно из рис. 2, массово распространенные биотитовые, роговообманковые и пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы наиболее крупных и хорошо изученных Олекминского, Федоровского и Курультинского комплексов образуют четкие тренды магматического фракционирования от основных кристаллических сланцев до гранитов. Изотопный возраст и температура их кристаллизации в среднем уменьшаются в этом направлении.

На рис. 3 показаны опубликованные [6–8] результаты сопряженных оценок температуры и давления при кристаллизации гранулитовых комплексов Европы и Азии. Термический градиент для полосы точек на рисунке равен 3,5 °С/км. Почти такая же величина, около 2 °С/км, наблюдается в ксенокристаллах клинопироксена в кимберлитах [5]. Эти величины намного меньше, чем у современных градиентов платформ и океанов (10–30 °С/км), и близки к адиабатическому градиенту (0,3 °С/км) для расплавов [9]. Все эти результаты указывают на то, что верхняя мантия и кристаллическая кора древних платформ образовались путем кристаллизации и фракционирования единого огромно-

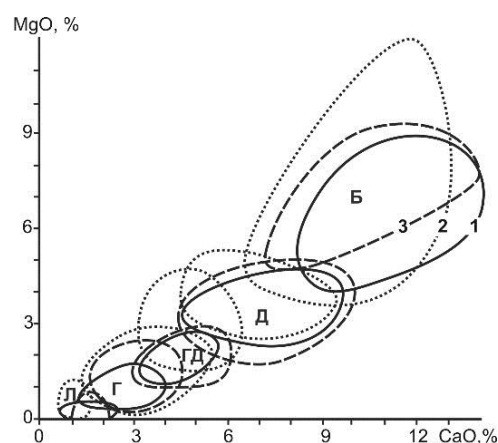


Рис. 2. Положение полей состава различных гнейсов и кристаллических сланцев Олекминского (1), Федоровского (2) и Курультинского (3) комплексов Алданского щита вдоль единого тренда магматического фракционирования. Поля: Л – лейкогранитов (73 – 78 % SiO₂); Г – гранитов (68 – 73 % SiO₂); ГД – гранодиоритов (63 – 68 % SiO₂); Д – диоритов (53 – 63 % SiO₂); Б – базитов (44 – 53 % SiO₂). Используются данные [6, 7]

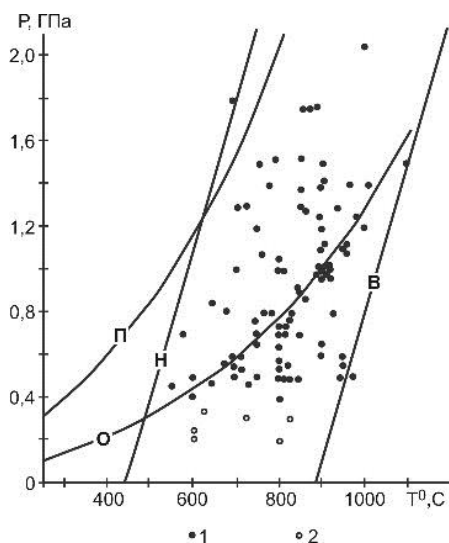


Рис. 3. Соотношение результатов расчетов [8] максимальных температур и давлений (1) и максимальных температур и минимальных давлений (2) при кристаллизации гранулитовых комплексов Европы и Азии: О и П – геотермические градиенты соответственно океанов и древних платформ; В и Н – геотермические градиенты соответственно в начале и в конце процессов кристаллизации комплексов

го океана магмы. Существование такого океана установлено для Луны.

В гипотезе холодной гомогенной аккреции предполагается, что силикатные и железные частицы при образовании Земли выпадали одновременно. Их последующее разделение по плотности в земных недрах привело к образованию железного ядра и силикатной мантии. Однако такое предположение не позволяет объяснить высокое содержание в породах мантии кислорода и сидерофильных элементов. Они хорошо растворимы в металлическом железе и поэтому были бы в большой степени вынесены из силикатной мантии в железное ядро в случае совместного выпадения и нахождения этих веществ в земных недрах. Но содержание Ni, Co, Cu, Au и фугитивность кислорода при кристаллизации в породах мантии являются соответственно на два и четыре порядка более высокими, чем в случае химической равновесности ее пород с металлическим железом [10, 11]. Это свидетельствует о раздельной аккреции железных и силикатных частиц.

Расчеты Харриса и Тозера [12] объяснили причину их раздельной аккреции. Они показали, что скорость слипания железных частиц под влиянием магнитных сил в протопланетном диске, после остывания его ниже точки Кюри для железа (1043 K), была в двадцать тысяч раз больше, чем силикатных под воздействием гравитационного притяжения. Это свидетельствует о более ранней аккреции ядра, чем мантии, и согласуется с изотопными данными [13] о воз-

никновении земного ядра в первые десятки миллионов лет после начала образования Солнечной системы.

Генезис магм на древних платформах

Выпадавшие на ядро силикатные частицы плавилась в результате импактного теплового выделения. Придонные части возникшего океана магмы должны были кристаллизоваться под влиянием роста давления образующихся его верхних частей и сформировали в основном из кумулатов породы нижней мантии, а из различных по составу остаточных расплавов – магматический океан. Эти расплавы и недифференцированные импактные мафические магмы располагались в соответствии со своей плотностью и сформировали слоистость в магматическом океане. С геологическими данными лучше всего согласуется [5] его средняя глубина после прекращения аккреции около 250 км. Повышение основности с глубиной привело к возрастанию плотности расплава (от 2,3 до 2,8 г/см³) в этом направлении. Поэтому в магматическом океане при остывании не возникала обширная (от дна до поверхности) конвекция и он длительно затвердевал сверху вниз преимущественно в результате кондуктивных теплопотерь.

Быстрая аккреция крупных тел железа резко сократила масштабы рассеивания импактного тепла за счет излучения при формировании земного ядра, обусловила изначально более высокую температуру его по сравнению с позже сформировавшейся силикатной мантией и объясняет существование на их границе в настоящее время скачка температуры в 1000–2000 K [14]. Это является причиной последующего подогрева ядром мантии и возникновения в ней конвективных потоков. Такой генезис ядра решает дискуссионную проблему природы мантийной конвекции и не требует недоказуемого предположения о выделении из ядра в мантийные плюмы разуплотняющих их летучих и литофильных компонентов.

Вследствие небольшой глубины раннего магматического океана и пониженной силы тяжести на еще небольшой Земле его придонное фракционирование длительное время происходило при относительно низком (десятые доли ГПа) давлении. Поэтому остаточные расплавы в зависимости от степени компрессионного затвердевания импактных магм в соответствии с имеющимися экспериментальными и петрологическими данными [2] варьировали по составу от толеитов до гранитов. Это впервые объясняет природу ранних кислых магм и является причиной широкого распространения на Земле гранитоидов. Оно объясняет происхождение, кислый состав, огромную мощность (30–40 км) и раннее

образование кристаллической коры древних платформ и повсеместное распространение в ней высокотемпературных минеральных парагенезисов. Это же является причиной очень широкого распространения на Земле толеитов.

При остывании газа солнечного состава температура образования сплава железа и никеля, а также форстерита оценена в 1360 К, энстатита – в 1350–1200 К, щелочного полевого шпата – примерно в 1000 К, гидратированных силикатов – около 300 К [10]. Поэтому на ранней стадии аккреции силикатного материала в протопланетном диске должны были еще отсутствовать низкотемпературные минералы, богатые K_2O , H_2O и другими наиболее расплавофильными элементами. Следовательно, формировавший нижнюю мантию ранний силикатный материал был беден этими компонентами. Это объясняет низкое их содержание в кристаллической коре, преобладание в ней гиперстеновых плагиогнейсов и обычно отсутствие этих пород в более молодых комплексах. Такие гнейсы образовались вследствие низкого содержания воды в исходных магмах, а не в результате гипотетической очень высокой температуры гранулитового метаморфизма, как обычно предполагается. Это подтверждается близостью распределения температуры образования в гиперстеновых и безгиперстеновых гнейсах на рис. 4.

Формированием из высокотемпературных конденсатов, видимо, обусловлена бедность калием и расплавофильными компонентами базальтов срединно-океанических хребтов, магмы которых образовались в наиболее раннем силикатном материале нижней мантии и обычно не подвергались процессам фракционирования в плюмах.

В постаккреционном магматическом океане верхний слой был кислым по составу. С возрастанием глубины его слой становился все более

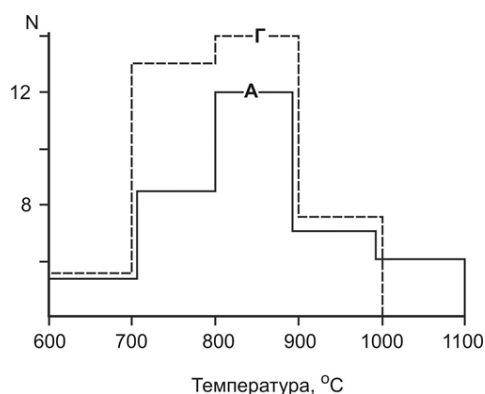


Рис. 4. Близкое распределение температур кристаллизации гиперстеносодержащих (Г) и безгиперстеновых (А) гнейсов и кристаллических сланцев Евразии. Используются данные [8]. N – количество определений

мафическими и самый нижний слой имел перидотитовый состав (рис. 5). При кристаллизации верхнего слоя магматического океана вследствие резкого возрастания плотности (на 5–10 %) происходило многократное частичное опускание его затвердевающих частей вместе с начавшими формироваться на них осадками и подъем на их место глубинных магм обычно более основного состава. Это объясняет неоднородность кристаллических комплексов, их преимущественно ортогнейсовый состав (рис. 2), присутствие в них парапород, чаще всего линзовидную форму большинства тел, признаки их интенсивной пластической дислокации и бластические структуры пород.



Рис. 5. Схема кристаллизации постаккреционного расплавленного магматического океана и эволюции магматизма на древних платформах. Состав магм: 1 – кислый; 2 – субщелочной; 3 – анортзитовый; 4 – карбонатитовый; 5 – щелочной; 6 – кимберлитовый

Частичное обособление остаточных расплавов в ортогнейсах приводило к возникновению в них мелких автохтонных тел гранитоидов. В таких более низкотемпературных остаточноматматических обособлениях темнокрасные минералы являются гидроксилсодержащими (биотит, амфибол, мусковит) вследствие выделения воды при кристаллизации. В анатектических гранитных обособлениях парагнейсов темнокрасные минералы, наоборот, в основном являются безводными (гранат, гиперстен, кордиерит) вследствие поглощения воды при плавлении [3, 5]. Такой генезис гранитных обособлений решает известную проблему региональной гранитизации докембрия, которая долгое время была предметом острой дискуссии.

Кристаллизация верхних частей магматического океана привела к образованию мощной раннедокембрийской кристаллической коры древних платформ. Высокотемпературность ее минеральных парагенезисов обусловлена магматическим происхождением. Это объясняет огромный ее объем, отсутствие в ней реликтов низкотемпературных минералов и постепенных переходов в неметаморфизованные породы.

Вследствие высокой текучести океана магмы кислая кристаллическая кора формировалась на всей поверхности Земли. Но последующие процессы тектонических деформаций привели к сильному сокращению площади ее распространения. Кристаллические комплексы образуют единый фундамент на древних платформах, на котором впоследствии формировались магматические пояса и осадочные бассейны. Наиболее ранними из них являются зеленокаменные пояса.

Импактный разогрев мишени резко возрастает с увеличением размера падающих тел вследствие уменьшения удельных теплотерь на излучение. По этой причине падение крупных метеоритов приводит к плавлению и испарению вещества земной коры, тогда как микрометеориты обычно полностью сгорают в атмосфере. Поэтому вследствие постепенного укрупнения материала протопланетного диска и выпадавших при аккреции тел температура импактного разогрева сильно возрастала с течением времени. Величина этого возрастания температуры различными исследователями оценивается от 800 до 3500 °C [15]. Из этого следует важный вывод о существовании обратного геотермического градиента в мантии в раннем докембрии. Поэтому в это время не могло происходить всплывание относительно холодного нижнемантийного вещества в более горячую верхнюю мантию и возникать современные геодинамические обстановки. Вследствие подогрева ядром нижней мантии и остывания верхней, видимо, в конце протерозоя в земных недрах температура стала возрастать с глубиной и возникли современные геодинамические обстановки.

Зеленокаменные пояса образовались в результате подъема расплавов постаккреционного магматического океана. Это согласуется с участием в их формировании всех его магм – ультраосновных, основных, средних и кислых. Отсутствие в них щелочных магматических пород связано с еще незначительным проявлением процессов фракционирования в магматическом океане. Прекращение процессов образования в них коматитов около 1,5 млрд. лет назад обусловлено значительным затвердеванием ультраосновного слоя магматического океана и началом формирования в нем кимберлитовых остаточных расплавов.

После возникновения кислой кристаллической коры происходил подъем остаточных расплавов из различных по составу слоев магматического океана. Сначала внедрялись кислые расплавы из нижних частей кислого слоя, что объясняет массовое образование гранитоидов в раннем докембрии. Щелочность их повышалась с течением времени, что связано с проявлением процессов фракционирования в магматическом

океане. Типичными представителями гранитоидов повышенной щелочности являются рапакиви, внедрявшиеся чаще всего 2,0–1,5 млрд. лет назад [9]. Выжимание еще незатвердевших плагиоклазовых кумулатов среднего и основного слоев обусловило образование автономных анортозитов 2,8–1,0 млрд. лет назад. Участие в их формировании средних по составу магм объясняет иногда присутствие в них андезина и олигоклаза и частую ассоциацию их с рапакиви. Из остаточных расплавов перидотитового слоя 2,0 млрд. лет назад начали формироваться карбонатитовые и кимберлитовые магмы.

Происхождение магм океанических и геосинклинальных областей

Преобладание гарцбургитов в офиолитах и в океанической мантии должно быть связано с их возникновением из поднятого конвекцией раннего нижнемантийного материала, богатого высокотемпературными конденсатами протопланетного диска – форстеритом и энстатитом. Такой их генезис подтверждается присутствием в них цирконов с возрастом более 3,0 млрд. лет. Это, а не гипотетические процессы деплетирования путем удаления выплавов, должно быть главной причиной очень низкого содержания в мантийных гарцбургитах всех расплавофильных компонентов.

Придонное компрессионное фракционирование синаккреционного магматического океана происходило в процессе интенсивного падения на Землю материала протопланетного диска. Падение крупных планетезималей должно было сопровождаться возникновением импактных кратеров в кумулатах на дне магматического океана. Заполнявший их преимущественно основной расплав должен был быстро затвердевать под влиянием увеличения давления в результате его опускания ниже уровня дна океана. Он формировал тела эклогитов чаще всего толеитового состава. В них могли присутствовать также участки диоритового и плагиогранитного состава, возникшие из более кислых остаточных расплавов магматического океана. Поэтому нижняя мантия должна была состоять из преимущественно гарцбургитовых кумулатов с заключенными в них телами эклогитов. Объем этих тел может быть очень большим (до многих миллионов км³), так как на Луне, Меркурии и других телах Солнечной системы диаметр импактных кратеров иногда превышает тысячу километров.

Присутствие крупных тел эклогитов в мантии должно было во многом определять характер конвекции в ней. Наиболее крупные тела, вследствие пониженной плотности, должны были постепенно всплывать и формировать плюмы

относительно небольшого сечения. Более мелкие тела всплывали в составе подогретых ядром гарцбургитовых кумулатов в процессе мантийной конвекции. Огромная декомпрессия при подъеме должна была приводить к плавлению эклогитов и к относительно быстрому образованию огромных объемов магм преимущественно толеитового состава. Это объясняет быстрое формирование гигантских объемов траппов и их преимущественно толеитовый состав.

С длительным постепенным подъемом плюмов основного состава должен быть связан магматизм «горячих точек». Магмы их, вопреки названию «точек», не являются аномально горячими, так как содержат вкрапленники породообразующих минералов. Поэтому подъем плюмов относительно небольшого сечения нельзя связывать с пониженной плотностью выполняющего их гипотетического очень горячего материала, «прожигающего мантию». Присутствие в нижней мантии крупных тел эклогитов хорошо объясняет существование плюмов относительно небольшого сечения и магматизма «горячих точек». Важным подтверждением образования толеитовых магм путем декомпрессионного переплавления эклогитов является нехарактерность для них ультраосновных мантийных ксенолитов.

Малобарическое фракционирование толеитовых магматических очагов под тонкой литосферой должно было приводить к образованию малощелочных базальт-андезит-риолитовых серий и их плутонических аналогов, характерных для зон субдукции (рис. 6) и геосинклиналей. Высокобарическое фракционирование под толстой литосферой привело к возникновению магматических серий повышенной и высокой щелочности.

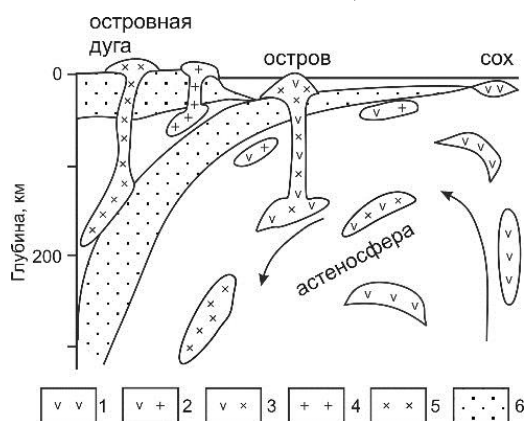


Рис. 6. Схема образования магм в океанических областях: 1–5 — очаги магм: толеитовых (1), толеит-диорит-плагиогранитных (2), щелочно-основных (3), кислых (4), субщелочных и щелочных (5); 6 — литосфера

Таким образом, приведенное рассмотрение показывает, что новые геологические результаты свидетельствуют о горячем гетерогенном образо-

вании Земли и существовании на ранней стадии ее эволюции процессов глобального магматического фракционирования. Эти процессы определили возникновение геосфер и главных типов магм.

Литература

1. Шмидт О.Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 132 с.
2. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме / Ред. Э. Буллард, Дж. Канн, Д. Метьюз // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242–261.
3. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
4. Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. 76. P. 424–428.
5. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд-во СВФУ, 2014. 452 с.
6. Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.В., Кравченко А.А., Попов Н.В., Тимофеев В. Ф., Торопова Л.И. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015. 459 с.
7. Смелов А.П., Березкин В.И., Тимофеев В.Ф., Зедгенизов А.Н., Попов Н.В., Торопова Л.И. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. 168 с.
8. Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. СПб.: ИП Калкина, 2007. 407 с.
9. Богатиков О.А., Богданов С.В., Борсук А.М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 439 с.
10. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
11. O'Neil H.S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. 25 (4). P. 395.
12. Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. P. 1449–1451.
13. Yin Q., Jacobsen S., Yamashita K., Blicher-Toft J., Telouk O.P., Albarede F.A. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites // Nature. 2002. V. 418. P. 949–952.
14. Raymond J., Quentin W. The core-mantle boundary region // Review of Miner. 1998. V. 37. P. 241–259.
15. Федорин Я.В. Модель эволюции ранней Земли. Киев: Наукова думка, 1991. 112 с.

Поступила в редакцию 13.10.2016