

УДК 551.24

С.Б. Лобач-Жученко

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, Россия, наб. Макарова, 2
E-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru

ДРЕВНИЕ КРАТОНЫ – ВОЗРАСТ, СТРОЕНИЕ, СОСТАВ, ГЕОДИНАМИКА

В соответствии с современными изотопными данными, первичная континентальная кора возникла 4,4 млрд лет назад. Главная составляющая архейской континентальной коры — породы ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиорит) серии, которым свойственны многократность внедрения на небольшой площади, близкая к изометричной морфология тел, тесное пространственное совмещение разновозрастных ТТГ. Это принципиально отличает их от образований протерозоя. Изотопные характеристики Nd и Hf ТТГ свидетельствуют о значительном интервале времени между отделением источника ТТГ от мантии и его плавлением с образованием ТТГ расплавов, что не согласуется с моделью их образования путем частичного плавления океанической коры в зонах субдукции. Этот вывод поддерживается и принципиальными отличиями ТТГ архейских кратонов от плагиигранитов, формирующихся на конвергентных границах плит: у них иные масштабы проявления и геохимические характеристики, свидетельствующие о том, что глубина образования расплавов была разной. Наиболее согласуется с современными данными модель, предполагающая образование ТТГ и, следовательно, формирование кратонов, в результате переплавления первичной сиалической коры и/или плавления мафических пород нижней коры в результате поднятия мантийных плюмов. Эту модель в настоящее время приняли многие исследователи. В многочисленных работах последнего десятилетия рассмотрено также влияние метеоритных импактов на геологическое строение, в том числе и на связь с импактами плюмового магматизма.

Ключевые слова: кратон, архей, ТТГ серия, геология, плюм, плейт-тектоника, Sm-Nd систематика.

Начало формирования континентальной коры.

Древние кратоны, сложенные архейскими породами, занимают около 36 % площади современной континентальной коры. Они формировались в течение 2 млрд лет и были в разной мере подвержены тектоно-метаморфической переработке в последующее время.

Установление источников и механизмов формирования главных типов пород, слагающих древние кратоны, — основная задача реконструкции раннедокембрийской геологической истории кратонов.

До внедрения локальных методов (U-Pb) определения возраста цирконов и широкого использования Lu-Hf системы существовали разные представления о начале и скорости образования континентальной коры. К. Конди, один из немногих, высказал предположение о формировании континентальной коры вскоре после планетарной аккреции [27]. Позднее

изучение 70000 детритовых зерен циркона из кварцитов и конгломератов комплекса Нарьер Западной Австралии (U-Pb возраст, изотопный состав кислорода и гафния) позволило исследователям доказать существование континентальной коры 4,4—4,5 млрд лет назад [76, 39]. Фрагментарность сохранности реликтов ранней "кислой" коры на современном эрозионном срезе объясняется двумя причинами: ее разрушением интенсивной метеоритной бомбардировкой поверхности Земли в интервале времени от 4,5 до 3,8 млрд лет назад и значительной более поздней тектоно-метаморфической переработкой.

По мере расширения детальных геолого-геохронологических исследований выявляются новые и новые районы, сложенные древнейшими породами. Стало очевидным, что большая часть кратонов содержит породы и/или детритовые и ксеногенные цирконы, указывающие на начало формирования кратонов в эо- и палеоархее (таблица). Приведу два при-

© С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО, 2014

мера. В гнейсах Акаста (кратон Слейв, Канада) установлены палеоархейские цирконы [23], этот возраст подтверждает изотопный состав Hf [16]. Изучение спектра цирконов из гнейсов Акаста показало, что гнейсы — это переработанная гадейская кора, сложенная преимущественно гранитоидами [42].

Анализ U-Pb-Hf изотопного состава цирконов Балтийского щита (район Пудасъярви) из тоналитов с возрастом 3,6–3,7 млрд лет также позволил сделать вывод, что они образовались из континентального источника, возраст которого более 4 млрд лет [2].

Главные черты строения, возраст. Как следует из имеющихся к настоящему времени геохронологических данных, развитие детально изученных кратонов началось в палеоархейское или гадейское время. Современные различия между кратонами определяются в значительной степени их последующей историей. Весьма существенные изменения в строении кратонов суперконтинента Кенорленд происходили $2,7 \pm 0,1$ млрд лет назад и состояли главным

образом во внедрении большого объема гранитоидов. В результате выходы эо- и палеоархейских пород сохранились в этих кратонах в объеме 3–5 % [62]. Древнейшие на Земле реликты пород сохранились на Канадском щите в кратоне Сьюперитор (таблица). Наиболее древние образования этого района — супракристалльные породы зеленокаменного пояса Порпойз с возрастом 4,28 млрд лет, возможно — фрагмент первичной океанической коры [64, 65]. В других регионах преобладающая часть древнейших цирконов датирует гнейсы и гранитоиды тоналит-трондьемитовой серии или оказываются детритовыми цирконами осадков (таблица).

Важной особенностью истории формирования архейских кратонов служат многократность и длительность проявления магматизма на небольшой площади, а также отсутствие закономерности в пространственном размещении разновозрастных пород, что резко отличает их от протерозойских комплексов преимущественно поясового распределения. На-

Возраст древнейших пород и детритовых цирконов кратонов Isotopic age of the oldest rocks and detrital zircons of the cratons

Кратон	Порода	Возраст, млрд лет	Метод	Источник
<i>Балтийский щит, комплекс Пудасъярви</i>				
Фенно-Карельский кратон	Тоналит	3,6–3,7	LAM-ICPMS	[52]
<i>Украинский щит, Орехово-Павлоградская зона</i>				
Приазовская провинция	Тоналит, пироксенит	3,67, 3,65	SHRIMP I	[3]
	Тоналит	3,6–3,5	SHRIMP II	[7]
	"	3,56	TIMS	[14]
Днестровско-Бугская провинция	Эндербит	3,75	Cameca IMS	[25]
<i>Канадский щит</i>				
Кратон Слейв	Гнейсотоналит	4,03–3,96	SHRIMP II	[23, 42]
Кратон Сьюперитор	Зеленокаменный пояс Порпойз, габбро, амфиболиты	4,3–4,4	^{142}Nd и ^{143}Nd изохроны	[65]
Монтана	Детриты, кварциты	3,96	SHRIMP II	[60]
<i>Западно-Австралийский щит</i>				
Комплекс Нарьер	Детритовый циркон	4,42–4,34	"	[76, 62]
Кратон Йилгарн	Кварциты, конгломераты	4,35; 4,1; 4,1	"	[78]
<i>Западная Гренландия</i>				
	Тоналиты	3,85–3,7	"	[62, 41]
<i>Северо-Китайский кратон</i>				
Комплекс Аншан	Гнейс	3804 ± 5	"	[53]
<i>Восточно-Антарктический щит</i>				
Нейпирский комплекс	Эндербит	3977 ± 14	"	[2]
	"	3,93	SHRIMP I	[21]

пример, район Нуввуагиттук (кратон Сьюпериор) площадью 8,5 км² включает зеленокаменный пояс Порпойз, сложенный основными метавулканидами и метаосадками (4,28 млрд лет) с силлами мафитов-ультрамафитов с возрастом 3,8 млрд лет, прорванный тоналитами с возрастом 3,66 млрд лет. Весь комплекс представляет собой окно среди тоналитов с возрастом 2,7 млрд лет [63–65]. Древнейшие породы Гренландии в районе Годбсфьорд с возрастом 3,87–3,66 млрд лет представлены примерно 15 разного размера выходами тоналитов, расположенными среди других тоналитов с возрастом от 3,2 до 2,82 млрд лет [58]. В северном, самом большом участке, на площади около 450 км² обнажены тоналиты, зеленокаменный пояс Исуа и ультраосновные породы. На этой небольшой площади с помощью U-Pb и Lu-Nf методов для магматических цирконов из тоналитов и кислых вулканитов получены десятки конкордантных значений, образующих группы 3880, 3849, 3816, 3806, 3805, 3803 и 3693 млн лет [41]. Факт скопления разновозрастных тоналитов, расположенных в десятках метров друг от друга, трудно объяснить многократным внедрением тоналитовых расплавов с образованием самостоятельных интрузий. В работе [71] вариации возраста циркона в этом районе интерпретируют как результат перестройки разновозрастных тоналитов. Эта интерпретация представляется более вероятной, возможно, имело место локальное частичное переплавление тоналитов под влиянием эндо- и/или экзогенных факторов.

Влияние наложенных тектоно-метаморфических процессов на цирконы, по которым определяют возраст, особенно четко проявлено в гранулит-гнейсовых областях. Примером могут служить гнейсоэндрбиты Побужского гранулитового пояса [25, 8, 9, 4], гранулиты Шарыжалгайского выступа на юге Сибирской платформы [67, 11], тоналиты комплекса Непиер, Антарктида [21, 2] и др. На этих территориях, как и в других гранулит-гнейсовых областях, изредка сохраняются значения возраста протолита, содержащего магматический циркон. Преобладают практически непрерывные ряды значений, отражающие изменение U-Pb системы цирконов под влиянием наложенных метаморфических событий. В ряде регионов возраст наложенных процессов определен как *ca* 2,7–2,8 и/или *ca* 1,9–1,8 млрд лет. Таким образом, становление и преобразо-

вание преобладающих пород кратонов — ТТГ серии — охватывает длительный период времени — от >4,2 млрд лет до конца неогархея и/или палеопротерозоя.

Породы ТТГ серии, как правило, слагают участки нередко округлой или изометричной формы, их ранее описывали как купола (например, "стада куполов" в Южной Африке, по Мак Грегору). Этим они существенно морфологически отличаются от фанерозойских плагиогранитов, представляющих собой либо фазы в составе сложных известково-щелочных батолитов, образованных на активных окраинах континентов, либо небольшие, преимущественно вытянутые тела плагиогранитов в вулканических поясах на конвергентных границах плит [10, 55].

Состав архейских кратонов. ТТГ серии, на 90–100 % слагающие среднюю часть коры древних кратонов, определяют стабильность (плавучесть) континентальной литосферы [70]. Нижнюю кору до недавнего времени рассматривали как рестит выплавления верхнекоровых пород, однако позже была показана несостоятельность этого положения. Установлено, что нижняя кора сложена метаморфизованными основными породами — продуктами плавления мантии. Основной механизм ее образования — андерплейтинг базальтового материала, возникающего при подъеме плюмов [29, 40, 45, 73]. Предполагается, что в зоне перехода кора — мантия она сложена перидотитами, насыщенными силлами основных пород [1].

На современной поверхности в гранит-зеленокаменных областях породы ТТГ серии занимают более 80 % территорий. Второй важный компонент архейских кратонов — зеленокаменные пояса, в которых, в свою очередь, преобладают базальты.

ТТГ серия. Особенности состава пород ТТГ серии таковы: 1) преобладание тоналитов (60–70 %) над трондьемитами, подчиненное количество гранодиоритов; 2) лейкократовость. Преобладание в составе серии лейкократовых пород очевидно при сравнении с составом фанерозойских плагиогранитов [12], а также с кислыми вулканитами островных дуг и активных окраин континентов фанерозоя: содержание SiO₂ в ТТГ варьирует от 65 до 73 %, пик — 68 % (использовано 1590 анализов), в фанерозойских вулканитах содержание SiO₂ — 55–65 %, пик — 60 % (использовано 3255 анализов) (см. рис. 4 в работе [5]), где видно отличие ТТГ

от кайнозойских адакитов. Последние некоторыми исследователями [56] рассматриваются в качестве аналогов архейских ТТГ. Как показано в работах [30, 72], ТТГ не могут считаться аналогами адакитов, поскольку кроме иного значения содержания SiO_2 есть и другие геохимические отличия.

В соответствии с многочисленными экспериментальными работами, расплавы состава ТТГ получаются при частичном плавлении основных пород при широких вариациях *PT*-параметров ($T = 700\text{--}1100$ °С, $P = 3\text{--}35$ кбар) как при дегидратационном плавлении, так и с добавлением H_2O (см. обзоры в [5, 59]). Наибольшее сходство природного и экспериментального состава достигается при дегидратационном плавлении основных пород, отличающихся от среднего архейского толеита более высоким содержанием SiO_2 и MgO , более низким (не более 4) значением отношения $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ [54]. Следует подчеркнуть, что только при высокой (>950 °С) температуре выплавляется достаточный для последующей миграции объем расплавов. Для оценки глубинности формирования ТТГ расплавов используются элементы Sr, Y, HREE, содержание которых в расплаве зависит от количества плагиоклаза или граната в рестите. Наряду с этим сравнительная оценка глубинности формирования ТТГ серий может быть выполнена и с использованием некоторых главных элементов [5].

Метабазальты. В результате изучения геологических взаимоотношений коматиит-базальтовых ассоциаций с окружающими породами, изучения детритовых цирконов в переслаивающихся с ними осадках и обнаружения в коматиитах ксеногенных цирконов на примере ряда кратонов (Слейв [20], Йилгарн [26, 78], Фенно-Карельском [6, 13]) установлено для многих зеленокаменных поясов их внутрикратонное положение. Принципиальные отличия источника коматиитов и базальтов от источника базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) заключаются в его принадлежности к глубинному источнику *DEP (FOSO)* и, соответственно, базальты можно считать высокотемпературными производными плюма ([31] и мн. др.).

Вне зависимости от происхождения базальтов зеленокаменных поясов было обосновано, что расплав состава ТТГ не может быть получен плавлением базальта зеленокаменного пояса [29, 54, 5].

Геодинамика. Рассматриваются две модели образования кратонов: согласно плейт-тектонической модели, рост континентальной коры происходит в аккреционных орогенах за счет плавления океанической коры в зонах субдукции [32, 57, 24, 58], реликты которой представлены зеленокаменными поясами [15].

В соответствии с альтернативной моделью рост верхней коры происходит при плавлении мафических пород нижней коры под воздействием плюмов [49, 18, 66, 69, 68, 50, 51]. Предполагается, что на первых стадиях эволюции Земли эти процессы были связаны с плавлением первичной базальтовой коры [22].

При петрологических и геотектонических реконструкциях широко используется Sm-Nd изотопная систематика пород, поскольку модельный Nd возраст позволяет оценить время отделения протолита породы от деплетированной мантии (*DM*). В свое время К. Конди [28] на основании Nd-Sr-Pb изотопных данных пришел к выводу, что архейские ТТГ ассоциации образовались из источника, отделившегося от мантии за ~150 млн лет до его плавления. К настоящему времени накоплен большой объем новой информации об изотопном составе Nd в породах ТТГ серии. Из результатов проведенной нами систематизации изотопных данных в разновозрастных породах ТТГ серии различных архейских кратонов (распределения модельного возраста $T_{\text{Nd}}^{\text{DM}}$ и значений ϵ_{Nd}) следует, что преобладающая часть пород ТТГ серии образовалась из протолитов, отделившихся от мантии задолго до выплавления пород ТТГ серии (см. рис. 6 в работе [5]). Аналогичный вывод следует и из анализа изотопной системы Hf в цирконах из ТТГ ассоциаций [19, 16, 44].

Проведенный анализ сохранения температуры океанической плитой при ее перемещении позволил оценить максимальный интервал времени между кристаллизацией базальта в зоне спрединга и его последующей субдукцией, в течение которого сохраняются необходимые условия для его плавления: от 5 [38] до 30 [75] млн лет.

Из сопоставления значений модельного возраста ТТГ и скорости остывания океанических плит следует, что большая часть ТТГ имеет значительный интервал времени между образованием протолита ТТГ (отделением от мантийного источника) и моментом его плавления с образованием тоналитовых расплавов в

рамках модели эволюции изотопного состава деплетированной мантии, который превышает значения, допускающие плавление в субдукционных обстановках.

Величина $\epsilon_{Nd(t)}$ в породах ТТГ серии свидетельствует о преобладающем механизме выплавления этих пород из значительно более древних источников, что соответствует модели формирования первичных расплавов ТТГ в результате плавления нижнекоровых пород или более древних тоналитов. О принципиальной возможности образования тоналитов вне зон субдукции свидетельствует находка плагиогранитов на Марсе, где они рассматриваются как продукты фракционирования основных расплавов [77] аналогично тому, как интерпретирует И. Крамерс образование ТТГ на Земле [49].

Важный недостаток при анализе генезиса ТТГ серии — отсутствие во многих работах геологического обоснования выбранной модели. Так, при интерпретации различных породных ассоциаций, возникших в субдукционных режимах не анализируются пространственные закономерности распределения пород, не рассматриваются соотношения размеров — любая зона аккреции должна быть линейной и по простиранию много больше мощности плиты. Подобная картина имеет место в протерозое, где орогенные пояса прослеживаются на сотни километров.

В ряде работ главным доказательством образования породы на конвергентных границах плит служат не геологические, а геохимические особенности, т. е. петрологические, а не геодинамические критерии.

Заключение. Одна из важных проблем применения плейт-тектоники к докембрийской истории — это вопрос о начале действия этого механизма в истории Земли. По этому поводу высказаны идеи, основанные на разных характеристиках. Ряд исследователей, занимающихся изотопной геохимией, полагают, что механизм тектоники плит был задействован уже 3,9 млрд лет назад ([71] и др.). Эта гипотеза базируется главным образом на присутствии субкоровых изотопно-геохимических характеристик в мантийных породах, возникающих, согласно этой гипотезе, благодаря субдукции корового материала. Многие геологи считают, что плейт-тектоника началась в неорхее (напр., [50] и др.). Как правило, это представление основано на геологических данных о простран-

ственном распределении архейских пород в совокупности с данными изотопной геохимии.

По мнению Р.Д. Стерна, идентичная современной плейт-тектоника началась в неопротерозое, а 1,8—1,9 и 2,5—2,7 млрд лет назад геологические процессы проходили в режиме, который Р.Д. Стерн назвал прото-плейт-тектоникой, а в мезо- и палеоархее плейт-тектонический механизм не работал [74]. Р.Д. Стерн основывает свои выводы на эволюции температуры мантии, что определяет возможность субдукции [74]. Использование Lu-Hf системы (на примере Гренландии) привело исследователей к выводу, что ювенильная кора как следствие плейт-тектоники начала формироваться после 3,2—3,0 млрд лет; механизмом образования более ранней сиалической коры были плюмы [61]. Высказанные различия о времени начала действия плейт-тектоники в значительной степени определяются недостаточностью использованных критериев. Так, попадание пород континентальной коры в мантию в результате субдукции рассматривается единственной причиной изотопно-геохимической гетерогенности мантии, в том числе раннеархейской [22, 71]. Неоднозначность этого критерия очевидна, поскольку изотопные параметры гафния говорят о более позднем времени вступления механизма плейт-тектоники [61].

При геодинамических построениях необходимо учитывать наличие архейских "корней" кратонов, препятствующих конвективным течениям в мантии, которые обеспечивают движение плит [46].

Поскольку все предлагаемые варианты образования сиалической коры базируются на тех или иных фактических данных, очевидно, что используемые критерии в настоящее время недостаточны для решения фундаментальных проблем образования кратонов. При изучении геологического строения архея геологи игнорируют возможное влияние экзогенных факторов. Активная бомбардировка Земли 4,4—3,8 млрд лет назад и менее активная позже [47, 48] не могли не повлиять на состав и строение кратонов. Пока известна только одна работа по мезоархейскому импакту [35]. В то же время на примере протеро- и фанерозойских импактов показаны различные геологические следствия метеоритных ударов: возбуждение мантии, внедрение расплавов и формирование мафит-ультрамафитовых комплексов, вулканизм, образование железистых квар-

цитов, существенные нарушения в строении коры — выход на поверхность нижней коры и многое другое [36, 33, 37, 17, 43]. Недавно Д.М. Фишером [34] в качестве альтернативы плейт-тектоники предложена модель "shock dynamics", в соответствии с которой все движения кратонов обусловлены экзогенным фактором.

Достаточно обоснован, исходя из имеющихся многочисленных изотопно-геохимических данных, вывод о существовании первичной сиалической коры, возникшей вскоре после аккреции Земли и образования первичной базальтовой коры. Как следует из Sm-Nd и Lu-Hf изотопных данных, более молодые гранитоидные породы возникли за счет или при участии более древней сиалической коры. Вероятно, небольшой объем неоархейской коры (напр., район Абитибии в Канаде) имеет ювенильное происхождение, но механизм, обеспечивающий ее образование, требует дополнительных исследований.

Необходимо принимать во внимание возможность добавления в верхнюю мантию метеоритного и верхнекорового материала как следствие импактов, что должно влиять на их изотопно-геохимические характеристики.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляков С.Л., Шлезингер А.Е.* Природа сейсмических границ континентальной коры // ДАН. — 1996. — **350**, № 4. — С. 512—518.
2. *Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Антонов А.В., Сергеев С.А.* Цирконы с возрастными 3,98—3,63 млрд лет — показатели процессов в древнейшей континентальной коре Восточно-Антарктического щита (Земля Эндерби) // Там же. — 2011. — **438**, № 4. — С. 510—514.
3. *Бибикина Е.В., Вильямс И., Компстон В.* Геохронологическое исследование акцессорных цирконов из древнейших пород СССР на ионном микрозонде // Геохимия. — 1989. — № 5. — С. 691—701.
4. *Бибикина Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А. и др.* Изотопно-геохронологическое (U-Th-Pb, Lu-Hf) изучение цирконов архейских магматических и метасадочных пород Подольского домена Украинского щита // Там же. — 2013. — № 2. — С. 99—121.
5. *Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. и др.* Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-грандьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. — 2010. — № 4. — С. 1—19.
6. *Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др.* Геохронология циркона (SHRIMP II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2006. — **14**, № 3. — С. 19—41.
7. *Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В. и др.* Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // ДАН. — 2010. — **433**, № 2. — С. 1—7.
8. *Лобач-Жученко С.Б., Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н. и др.* Возраст цирконов из эндербитогнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) // Минерал. журн. — 2011. — **33**, № 1. — С. 3—15.
9. *Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др.* Этапы формирования бугского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит) // Там же. — 2013. — **35**, № 4. — С. 87—99.
10. *Лучицкая М.В.* Плагииграниты Корякско-Камчатского региона. Геология. Геодинамика. — М. : ГЕОС, 2001. — 170 с.
11. *Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Скуболова С.Г.* Формирование и мезоархейский метаморфизм гиперстеновых гнейсов Иркутского гранулитогнейсового блока // Геология и геофизика. — 2011. — **52**. — С. 122—137.
12. *Чекулаев В.П.* Геология и состав архейских TTG и плагиигранитов фанерозойских геодинамических обстановок: сходство и отличие // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. — Петрозаводск : ИГ КарНЦ РАН, 2009. — С. 176—179.
13. *Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А.* Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна — ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // ДАН. — 2009 — **428**, № 4. — С. 508—510.
14. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Швайка И.А. и др.* Палеоархейский возраст (3,56 млрд лет) тоналитовых гнейсов Приазовского мегаблока и проблема алмазности восточной части Украинского щита // Минерал. журн. — 2011. — **33**, № 4. — С. 67—72.
15. *Щипанский А.А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. — М. : ЛКИ, 2008. — 560 с.
16. *Amelin Y., Lee D.-C., Halliday A.N., Pigeon R.T.* Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons // Nature. — 1999. — **399**. — P. 252—255.
17. *Andreoli M.A.G., Ashwal L.D., Hart R. J., Huizenga J.M.* Petrology and geochemistry of nickel and iridium-rich quartz norite from the late Jurassic Morokweng impact structure, South Africa // Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution 11 / Eds B.O. Dressler, V.L. Sharpton. — 1999. — P. 91—108.
18. *Atherton M.P., Petford N.* Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. — 1993. — **362**. — P. 144—146.
19. *Bennett V.C.* Compositional evolution of the mantle // Treatise on Geochemistry. Vol. 2 / Eds D. Holland, K.K. Turekian. — Amsterdam : Elsevier, 2003. — P. 493—519.

20. *Bickle M.J., Nisbet E.G., Martin A.* Archean greenstone belts are not oceanic crust // *J. Geol.* — 1994. — **102**. — P. 121–138.
21. *Black L.P., Williams L.S., Compston W.* Four zircon ages from one rock: the history of a 3930 Ma-old granulite from Mount Sones, Enderby Land, Antarctica // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1986. — **94**. — P. 427–437.
22. *Blicher-Toft J., Albarede F.* Hafnium isotopes in Jack Hills zircons and the formation of the Hadean crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2008. — **265**. — P. 686–702.
23. *Bowring S.A., Williams I.S.* Priscoan (4.00–4.03 Ga) orthogneiss from Northwestern Canada // *Contribs Mineral. and Petrol.* — 1999. — **134**. — P. 3–16.
24. *Campbell I.H.* Constraints on continental growth models from Nd/U ratios in the 3.5 Ga Barberton and other Archaean basalt + komatiite suites // *Amer. J. Sci.* — 2003. — **303**. — P. 319–351.
25. *Claesson S., Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Skobelev V.* Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian Shield, East European Craton. *European Lithosphere Dynamics* // *Geol. Soc. London. Mem.* — 2006. — **32**. — P. 645–654.
26. *Compston W., Williams S., Campbell I.H., Gresham J.J.* Zircon xenocrysts from the Cambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below Cambalda Norseman Greenstones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1986. — **76**. — P. 299–301.
27. *Condie K.C.* Origin and Early Growth Rate of Continents // *Precamb. Res.* — 1986. — Vol. **32** (4). — P. 261–278.
28. *Condie K.C.* Origin of the Earth's crust // *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol. (Global Planet Change Sect.)*. — 1989. — **75**. — P. 57–81.
29. *Condie K.C.* Mafic crustal xenoliths and the origin of the lower continental crust // *Lithos.* — 1999. — **46**. — P. 95–101.
30. *Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Ibid.* — 2005. — **80**. — P. 33–44.
31. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archaean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Ibid.* — 2005. — **79**. — P. 491–504.
32. *Drummond M.S., Defant M.J.A.* Model for trondhjemitic-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* — 1990. — **95**. — P. 21503–21521.
33. *Elkin-Tanton L.T., Hager T.L.* Giant meteoroid impacts can cause volcanism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2005. — **239**. — P. 219–232.
34. *Fischer J.M.* Shock dynamics: a theory of continental division, 2013. — www.newgeology.us/presentation41.
35. *Garde A.A., McDonald I., Dyck B., Keulen N.* Searching for giant, ancient impact structures on Earth: The Mesoarchaean Maniitsoq structure, West Greenland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2012. — **337–338**. — P. 197–210.
36. *Glikson A.Y.* Oceanic mega-impacts and crustal evolution // *Geology.* — 1999. — **27**. — P. 387–390.
37. *Glikson A.Y.* Asteroid impact ejecta units overlain by iron-rich sediments // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2006. — **246**. — P. 149–160.
38. *Green N.L., Harry D.L.* On the relationships between subducted slabage and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system, North America // *Ibid.* — 1999. — **171**. — P. 367–381.
39. *Harrison T.M., Blitcher-Toft J., Muller W. et al.* Heterogeneous Hadean hafnium: evidence for continental crust at 4.4 to 4.5 Ga // *Science.* — 2005. — **310**. — P. 1947–1950.
40. *Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S.* Evolution of the continental crust // *Nature.* — 2006. — **443/19**. — P. 811–817.
41. *Hiess J., Bennett V.C., Nutman A.P., Williams I.S.* In situ U-Pb, O, Hf isotopic compositions of zircon and olivine from Eoarchean rocks, West Greenland: new insights to making old crust // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 2009. — **73**, No 15. — P. 4489–4516.
42. *Iizuka Komiya T., Maruyama S.* The Early Archaean Acasta Gneiss Complex: Geological, geochronological, and isotopic studies and implications for early crustal evolution // *Earth's Oldest Rock* / Eds M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. — Amsterdam: Elsevier, 2007. — P. 127–148.
43. *Jones A.P., Price G.D., Price N.S. et al.* Impact induced melting and the development of large igneous provinces // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2002. — **202**. — P. 551–561.
44. *Kemp A.I.S., Wilde S.A., Hawkesworth C.J. et al.* Hadean crustal evolution revisited: new constraints from Pb-Hf isotope systematics of the Jack Hills zircon // *Ibid.* — 2010. — **290**. — P. 45–56.
45. *Kempton P.D., Downes H., Sharkov E.V. et al.* Petrology and Geochemistry of Xenoliths from the Northern Baltic Shield: Evidence for Partial Melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane // *Lithos.* — 1995. — **36**. — P. 157–184.
46. *King S.D.* Archaean cratons and mantle dynamics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2005. — **234**. — P. 1–14.
47. *Koerberl C.* The record of impact processes on the Early Earth: a review of the first 2.5 billion years // *Geol. Soc. America. Spec. Pap.* — 2006. — **405**. — P. 1–22.
48. *Koerberl C.* Impact processes on the early Earth // *Elements.* — 2006. — No 2. — P. 211–216.
49. *Kramers J.D.* An open-system fractional crystallization model for very early continental crust formation // *Precamb. Res.* — 1988. — **38**. — P. 281–295.
50. *van Kranendonk M.J.* *Tectonics of Early Earth* // *Earth's Oldest Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, 2007. — P. 1105–1116.
51. *van Kranendonk M.J.* Reassessment of the thrust accretion hypothesis for the Southwestern Barberton greenstone belt, South Africa // *Abstr. of the 33rd IGC (Norway, 2008)*.
52. *Lauri L.S., Andersen T., Holttta P.* Evolution of the Archaean Karelian province in the Fennoscandian shield in the light of U-Pb zircon ages and Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematic // *J. Geol. Soc.* — 2011. — **168**. — P. 201–218.
53. *Liu D.Y., Nutman A.P., Compston W. et al.* Remnants of >3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton // *Geology.* — 1992. — **20**. — P. 339–347.
54. *Lobach-Zhuchenko S.B., Kovalenko A.V., Krylov I.N. et al.* *Geochemistry and petrology of the Ancient Vygo-*

- zero granitoids, Southeastern Karelia // *Geochem. Int.* — 2000. — **38**. — P. 584–599.
55. *Luchitskaya M.V., Morozov O.I., Palandzhyan S.A.* Plagiogranite magmatism in the Mesozoic island-arc structure of the Peculney ridge, Chukotka peninsula, NE Russia // *Lithos.* — 2005. — **79**, No 1–2. — P. 257–269.
56. *Martin H.* The Adakitic Magmas: Modern Analogues of Archaean Granitoids // *Ibid.* — 1999. — **46**. — P. 411–429.
57. *Martin H., Smith R.H., Rapp R. et al.* An Overview of adakite, tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some Implications for crustal evolution // *Ibid.* — 2005. — **79**. — P. 1–24.
58. *Meyer C., Williams I.S., Compston W.* Uranium-lead ages for lunar zircons-Evidence for a prolonged period of granophyre formation from 4.32 to 3.88 Ga // *Meteoritics and Planet. Sci.* — 1996. — **31**. — P. 370–387.
59. *Moyen J.-F., Martin H.* Forty years of TTG research // *Lithos.* — 2012. — **148**. — P. 312–336.
60. *Mueller P.A., Wooden J.L., Nutman A.P.* 3.96 Ga zircons from an Archaean quartzite, Beartooth Mountains, Montana // *Geology.* — 1992. — **20**. — P. 327–330.
61. *Neraa T., Schrstein A., Rosing M.T. et al.* Hafnium isotope evidence for a transition in the dynamics of continental growth 3.2 Gyr ago // *Nature.* — 2012. — **485**. — P. 627–630.
62. *Nutman A.P., Friend C.R., Barker S.L., McGregor V.R.* Inventory and assessment of Palaeoarchaean gneiss terranes and detrital zircons in Southern West Greenland // *Precamb. Res.* — 2004. — **135**. — P. 281–314.
63. *O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science.* — 2008. — **321**. — P. 1828–1839.
64. *O'Neil J., Carlson R.W., Paquette J.-C., Francis D.* Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq greenstone belt // *Precamb. Res.* — 2012. — **220–221**. — P. 23–44.
65. *O'Neil J., Maurice C., Stevenson R.K. et al.* The geology of the 3.8 Ga Nuvvuagittuq greenstone belt, Northeastern Superior province, Canada // *Earth's Oldest rocks.* — Amsterdam : Elsevier, 2007. — P. 219–250.
66. *Petford N., Gallagher K.* Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2001. — **93**. — P. 483–499.
67. *Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al.* Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archaean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precamb. Res.* — 2005. — **136**. — P. 353–368.
68. *Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D.* Growth of early continental crust by partial melting of eclogite // *Nature.* — 2003. — **425**. — P. 605–609.
69. *Ridley J.R., Kramers J.D.* The evolution and tectonic consequence of a tonalitic magma layer within Archaean continents // *Can. J. Earth Sci.* — 1990. — **27**. — P. 219–228.
70. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. — Amsterdam : Elsevier, 2003. — P. 1–61.
71. *Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J. et al.* A review of the isotopic and trace element evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archaean: implication for the onset of plate tectonic subduction // *Geol. Soc. America. Spec. Pap.* — 2008. — **440**. — P. 1–30.
72. *Smithies R.H.* The Archaean tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 2000. — **82**. — P. 115–125.
73. *Stein M., Hofmann A.W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Nature.* — 1994. — **372**. — P. 63–68.
74. *Stern R.J.* Modern-style plate-tectonics began in Neoproterozoic time: an alternative interpretation of Earth's tectonic history // *Geol. Soc. America. Spec. Pap.* — 2008. — **440**. — P. 265–280.
75. *Thorkelson D.J., Breitsprecher K.* Partial Melting of slab window margins: genesis of adakitic and non adakitic Magmas // *Lithos.* — 2005. — **79**. — P. 25–41.
76. *Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Gracham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4 Gyr ago // *Nature.* — 2001. — **409**. — P. 175–178.
77. *Wray J.J.* Prolonged magmatic activity on Mars inferred from the detection of felsic rocks. — *Nature Geoscience* (17 November, 2013). — on-line.
78. *Wyche S.* Evidence of Pre 3100 Ma crust in the Yoanmi and South West terranes, and Eastern Goldfields superterrane of the Yilgarn craton // *Earth's Oldest Rocks* / Eds M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett. — Amsterdam : Elsevier, 2007. — P. 113–124.

Поступила 18.03.2014

REFERENCES

1. Belyakov, S.L. and Shlezinger, A.E. (1996), *Dokl. Akad. Nauk*, Vol. 350 No 4, pp. 512–518.
2. Belyatskii, B.V., Rodionov, N.V., Antonov, A.V. and Sergeev, S.A. (2011), *Dokl. Akad. Nauk*, Vol. 438 No 4, pp. 510–514.
3. Bibikova, E.V., Williams, I. and Compston, V. (1989), *Geokhimiya*, No 5, pp. 691–701.
4. Bibikova, E.V., Claesson, S., Fedotova, A.A., Stepanyuk, L.M., Shumlyansky, L.S., Kirnozova, T.I., Fuzgan, M.M. and Il'inskij, L. (2013), *Geokhimiya*, No 2, pp. 99–121.
5. Vrevskii, A.B., Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulaev, V., Kovalenko, A.V. and Arestova, N.A. (2010), *Geotektonika*, No 4, pp. 1–19.
6. Kozhevnikov, V.N., Berezhnaya, N.G., Presnyakov, S.L., Lepshina, E.N., Antonov, A.V. and Sergeev, S.A. (2006), *Stratigrafiya, Geologicheskaya korrelyatsiya*, Vol. 14 No 3, pp. 19–41.
7. Lobach-Zhuchenko, S.B., Bibikova, E.V., Balaganskii, V.V., Sergeev, S.A., Artemenko, G.V., Arestova, N.A. and Shcherbak, N.P. (2010), *Dokl. Akad. Nauk*, Vol. 433 No 2, pp. 1–7.
8. Lobach-Zhuchenko, S.B., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Balaganskii, V.V., Sergeev, S.A. and Presnyakov, S.L. (2011), *Mineral. zhurn. (Ukraine)*, Vol. 33 No 1, pp. 3–15.
9. Lobach-Zhuchenko, S.B., Balaganskii, V.V., Baltybaev, Sh.K., Stepanyuk, L.M., Ponomarenko, O.M., Lok-

- hov, K.I., Koreshkova, M.Yu., Yurchenko, A.V., Egorova, Yu.S., Sukach, V.V., Berezhnaya, N.G. and Bogomolov, E.S. (2013), *Mineral. zhurn. (Ukraine)*, Vol. 35 No 4, pp. 87-99.
10. Luchitskaya, M.V. (2001), *Plagiogranyty Koryaksko-Kamchatskogo regiona. Geologiya. Geodinamika*, GEOS, Moskva, 170 p.
 11. Turkina, O.M., Urmantseva, L.N., Berezhnaya, N.G. and Skubloa, S.G. (2011), *Geologiya i geofizika*, Vol. 52, pp. 122-137.
 12. Chekulaev, V.P. (2009), *Granit-zelenokamennyye sistemy arkhaya i ikh pozdnie analogi*, IG KarNTs RAN, Petrozavodsk, pp. 176-179.
 13. Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Lobach-Zhuchenko, S.B. and Sergeev, S.A. (2009), *Doklady Akad. Nauk*, Vol. 428 No 4, pp. 508-510.
 14. Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Shvaika, I.A., Demyduk, V.V., Dovbush, T.I. and Vysotskii, A.B. (2011), *Mineral. zhurn. (Ukraine)*, Vol. 33 No 4, pp. 67-72.
 15. Shchipsanskii, A.A. (2008), *Subduksionnyye i mantiinoplyumovyye protsessy v geodinamike formirovaniya arkhayskikh zelenokamennykh poyasov*, LKI, Moskva, 560 p.
 16. Amelin, Y., Lee, D.-C., Halliday, A.N. and Pigeon, R.T. (1999), *Nature*, Vol. 399, pp. 252-255.
 17. Andreoli, M.A.G., Ashwal, L.D., Hart, R.J. and Hui-zenga, J.M. (1999), in Dressler, B.O. and Sharpton, V.L. (eds), *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution 11*, pp. 91-108.
 18. Atherton, M.P. and Petford, N. (1993), *Nature*, Vol. 362, pp. 144-146.
 19. Bennett, V.C. (2003), in Holland, D. and Turekian, K.K. (eds), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, Vol. 2, pp. 493-519.
 20. Bickle, M.J., Nisbet, E.G. and Martin, A. (1994), *J. Geol.*, Vol. 102, pp. 121-138.
 21. Black, L.P., Williams, L.S. and Compston, W. (1986), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 94, pp. 427-437.
 22. Blichert-Toft, J. and Albarede, F. (2008), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 265, pp. 686-702.
 23. Bowring, S.A. and Williams, I.S. (1999), *Contribs Mineral. and Petrol.*, Vol. 134, pp. 3-16.
 24. Campbell, I.H. (2003), *Amer. J. Sci.*, Vol. 303, pp. 319-351.
 25. Claesson, S., Bibikova, E.V., Bogdanova, S.V. and Skobelev, V. (2006), *Geol. Soc. London. Mem.*, Vol. 32, pp. 645-654.
 26. Compston, W., Williams, S., Campbell, I.H. and Gresham, J.J. (1986), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 76, pp. 299-301.
 27. Condie, K.C. (1986), *Precamb. Res.*, Vol. 32 (4), pp. 261-278.
 28. Condie, K.C. (1989), *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol. (Global Planet Change Sect.)*, Vol. 75, pp. 57-81.
 29. Condie, K.C. (1999), *Lithos*, Vol. 46, pp. 95-101.
 30. Condie, K.C. (2005), *Lithos*, Vol. 80, pp. 33-44.
 31. Condie, K.C. (2005), *Lithos*, Vol. 79, pp. 491-504.
 32. Drummond, M.S. and Defant, M.J.A. (1990), *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, pp. 21503-21521.
 33. Elkin-Tanton, L.T. and Hager, T.L. (2005), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 239, pp. 219-232.
 34. Fischer, J.M. (2013), "Shock dynamics: a theory of continental division", available at: www.newgeology.us/presentation41.
 35. Garde, A.A., McDonald, I., Dyck, B. and Keulen, N. (2012), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 337-338, pp. 197-210.
 36. Glikson, A.Y. (1999), *Geology*, Vol. 27, pp. 387-390.
 37. Glikson, A.Y. (2006), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 246, pp. 149-160.
 38. Green, N.L. and Harry, D.L. (1999), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 171, pp. 367-381.
 39. Harrison, T.M., Blitcher-Toft, J., Muller, W., Albarede, F., Holden, P. and Mojzsis, S.J. (2005), *Science*, Vol. 310, pp. 1947-1950.
 40. Hawkesworth, C.J. and Kemp, A.I.S. (2006), *Nature*, Vol. 443/19, pp. 811-817.
 41. Hiess, J., Bennett, V.C., Nutman, A.P. and Williams, I.S. (2009), *Geochim. et cosmochim. acta*, Vol. 73 No 15, pp. 4489-4516.
 42. Iizuka, K., Komiya, T. and Maruyama, S. (2007), in van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H. and Bennett, V.C. (eds), *Earth's Oldest Rock*, Elsevier, Amsterdam, pp. 127-148.
 43. Jones, A.P., Price, G.D., Price, N.S., Decail, P.S. and Clegg, R.A. (2002), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 202, pp. 551-561.
 44. Kemp, A.I.S., Wilde, S.A., Hawkesworth, C.J., Coath, C.D., Nemchin, A. and Pigeon, R.T. (2010), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 290, pp. 45-56.
 45. Kempton, P.D., Downes, H., Sharkov, E.V., Vetrin, V.R., Ionov, D.A. and Carswell, D.A. (1995), *Lithos*, Vol. 36, pp. 157-184.
 46. King, S.D. (2005), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 234, pp. 1-14.
 47. Koeberl, C. (2006), *Geol. Soc. America. Spec. Pap.*, Vol. 405, pp. 1-22.
 48. Koeberl, C. (2006), *Elements*, No 2, pp. 211-216.
 49. Kramers, J.D. (1988), *Precamb. Res.*, Vol. 38, pp. 281-295.
 50. van Kranendonk, M.J. (2007), *Earth's Oldest Rocks*, Elsevier, Amsterdam, pp. 1105-1116.
 51. van Kranendonk, M.J. (2008), "Reassessment of the thrust accretion hypothesis for the Southwestern Barberton greenstone belt, South Africa", *Abstr. of the 33rd IGC (Norway, 2008)*.
 52. Lauri, L.S., Andersen, T., Holtta, P., Huhma, H. and Graham, S. (2011), *J. Geol. Soc.*, Vol. 168, pp. 201-218.
 53. Liu, D.Y., Nutman, A.P., Compston, W., Wu, J.S. and Shen, Q.H. (1992), *Geology*, Vol. 20, pp. 339-347.
 54. Lobach-Zhuchenko, S.B., Kovalenko, A.V. and Krylov, I.N. (2000), *Geochem. Int.*, Vol. 38, pp. 584-599.
 55. Luchitskaya, M.V., Morozov, O.I. and Palandzhyan, S.A. (2005), *Lithos*, Vol. 79 No. 1-2, pp. 257-269.
 56. Martin, H. (1999), *Lithos*, Vol. 46, pp. 411-429.
 57. Martin, H., Smith, R.H., Rapp, R., Moyen, J.-F. and Champion, D.C. (2005), *Lithos*, Vol. 79, pp. 1-24.
 58. Meyer, C., Williams, I.S. and Compston, W. (1996), *Meteoritics and Planet. Sci.*, Vol. 31, p. 370-387.
 59. Moyen, J.-F. and Martin, H. (2012), *Lithos*, Vol. 148, pp. 312-336.
 60. Mueller, P.A., Wooden, J.L. and Nutman, A.P. (1992), *Geology*, Vol. 20, pp. 327-330.
 61. Neraa, T., Schrstein, A., Rosing, M.T., Kemp, A.I.S., Hofmann, J.E., Kokfelt, T.F. and Whitehouse, M.J. (2012), *Nature*, Vol. 485, pp. 627-630.

62. Nutman, A.P., Friend, C.R., Barker, S.L. and McGregor, V.R. (2004), *Precamb. Res.*, Vol. 135, pp. 281-314.
63. O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D. and Stevenson, R.K. (2008), *Science*, Vol. 321, pp. 1828-1839.
64. O'Neil, J., Carlson, R.W., Paquette, J.-C. and Francis, D. (2012), *Precamb. Res.*, Vol. 220-221, pp. 23-44.
65. O'Neil, J., Maurice, C., Stevenson, R.K., Larocque, J., Cloquet, C., David, J. and Francis, D. (2007), *Earth's Oldest rocks*, Elsevier, Amsterdam, pp. 219-250.
66. Petford, N. and Gallagher, K. (2001), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 93, pp. 483-499.
67. Poller, U., Gladkochub, D., Donskaya, T., Mazukabzov, D., Sklyarov, E. and Todt, W. (2005), *Precamb. Res.*, Vol. 136, pp. 353-368.
68. Rapp, R.P., Shimizu, N. and Norman, M.D. (2003), *Nature*, Vol. 425, pp. 605-609.
69. Ridley, J.R. and Kramers, J.D. (1990), *Can. J. Earth. Sci.*, Vol. 27, pp. 219-228.
70. Rudnick, R.L. and Gao, S. (2003), in Holland, H.D. and Turekian, K.K. (eds), *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-61.
71. Shirey, S.B., Kamber, B.S., Whitehouse, M.J., Mueller, P.A. and Basu, A.R. (2008), *Geol. Soc. America. Spec. Pap.*, Vol. 440, pp. 1-30.
72. Smithies, R.H. (2000), *Earth and Planet. Sci. Lett.*, Vol. 82, pp. 115-125.
73. Stein, M. and Hofmann, A.W. (1994), *Nature*, Vol. 372, pp. 63-68.
74. Stern, R.J. (2008), *Geol. Soc. America. Spec. Pap.*, Vol. 440, pp. 265-280.
75. Thorkelson, D.J. and Breitsprecher, K. (2005), *Lithos*, Vol. 79, pp. 25-41.
76. Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H. and Gracham, C.M. (2001), *Nature*, Vol. 409, pp. 175-178.
77. Wray, J.J. (2013), Prolonged magmatic activity on Mars inferred from the detection of felsic rocks, *Nature Geoscience*, 17 November, 2013, on-line.
78. Wyche, S. (2007), in van Kranendonk, M.J., Smithies, R.H. and Bennett, V.C. (eds), *Earth's Oldest Rocks*, Elsevier, Amsterdam, pp. 113-124.

Received 18.03.2014

С.Б. Лобач-Жученко

Інститут геології та геохронології РАН
199034, Ст.-Петербург, Росія, наб. Макарова, 2
E-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru

ДРЕВНІ КРАТОНИ — ВІК, БУДОВА, СКЛАД, ГЕОДИНАМІКА

Відповідно до сучасних ізотопних даних первинна континентальна кора виникла 4.4 млрд рр. тому. Головною складовою архейської континентальної кори є породи ТТГ (тоналіт-трондьєміт-гранодіорит) серії. Головними геологічними характеристиками ТТГ є багатократність їх вкорінення на невеликій площі, близька до ізометричної морфологія тіл, тісне просторове поєднання різновікових ТТГ. Ці характеристики принципово відмінні від таких протерозою. Ізотопний склад

Nd і Hf ТТГ свідчить про значний інтервал часу між відділенням джерела ТТГ від мантії та його плавленням з утворенням ТТГ розплавів, що не узгоджується з моделлю їх утворення шляхом часткового плавлення океанічної кори в зонах субдукції. Цей висновок підтримують і принципові відмінності ТТГ архейських кратонів від плагіогранітів, що формуються на конвергентних межах плит. Вони відрізняються за масштабом прояву та геохімічними характеристиками. Останні свідчать про істотно різну глибину утворення розплавів. Найбільше узгоджується із сучасними даними, а, отже, і формування кратонів така модель утворення ТТГ, яка передбачає переплавлення первинної сіалічної кори й/або плавлення мафічних порід нижньої кори внаслідок підняття мантійних плюмів. Цю модель сьогодні підтримують багато дослідників. У численних роботах останнього десятиріччя розглядається також вплив метеоритних імпаکتів на геологічну будову, у тому числі і на зв'язок із імпактами плюмового магматизму.

Ключові слова: кратон, архей, ТТГ серія, геологія, плюм, плейт-тектоніка, Sm-Nd систематика.

S.B. Lobach-Zhuchenko

Institute of the Precambrian Geology
and Geochronology of RAS
2, Makarova Emb., St.-Petersburg, Russia, 199034
E-mail: slobach-zhuchenko@mail.ru

THE OLD CRATONS — ISOTOPIC AGE, GEOLOGY, COMPOSITION, GEODYNAMICS

In accordance with recent isotopic data the continental crust had formed 4.4 Ga ago. The TTG (tonalite-trondjemite-granodiorite) suite is a predominant component of the Archean continental crust. The main geological features of TTG are: multiple intrusion in a small area, commonly isometric bodies, close superposition of different age intrusions; these features differ principally from those in Proterozoic. Sm-Nd and Lu-Hf systematic of TTG show a significant time-interval between TdM Nd (separation of TTG source from mantle) and its melting (production of TTG melt) that contradicts the model of TTG formation by partial melt of oceanic crust in subduction environment. This conclusion is also supported by the important differences between Archean TTG and Phanerozoic plagiogranites in terms of scale's manifestation, geochemical characteristics; the last one indicates the significant distinction in the depth of their melt formation. The model of TTG origin, and therefore, cratons due to remelting of initial sialic crust and/or melting mafic rocks of the lower crust as a result of mantle-plume is in the greatest agreement with modern data. This model is accepted now by many researchers. During the last ten years numerous papers were published where the effect of meteoritic impacts on geological structure is considered including the link with the impacts of plume-related magmatism.

Keywords: craton, Archean, TTG suite, geology, plume, plate-tectonic, Sm-Nd systematic.