

Роль карбонатных расплавов в формировании мантийного источника санукитоидов

Егорова Ю.С.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, axoxyx2014@gmail.com

Аннотация. Санукитоиды – архейские высоко-Mg Ba-Sr-гранитоиды и связанные с ними ультрамафит-мафиты являются первым значительным проявлением мантийного магматизма повышенной щелочности в истории Земли. Обогащение LREE, Ba, Sr, K, P ранних мафит-ультрамафитовых фаз санукитоидных интрузий наряду с мантийными изотопными характеристиками указывает на то, что их источником были метасоматизированные породы мантии. В данной работе впервые предложена модель, в которой агентом метасоматоза являются ювенильные карбонатные расплавы, образующиеся в субконтинентальной литосферной мантии в равновесии с $\text{Amp} \pm \text{Phl} \pm \text{Gnt}$ - перидотитом при $P = 21\text{-}31$ кбар и $T = 930\text{-}1080$ °C в окислительных условиях ($f_{\text{O}_2} \sim \text{QFM}$). Декарбонизация этих расплавов при подъеме выше 60-65 км ($P = 2$ ГПа) приводит к формированию обогащенных LREE, LILE и P верлитов. Частичное плавление этих пород могло произвести расплавы, отвечающие по составу примитивным санукитоидам.

Ключевые слова: санукитоиды, неоархей, метасоматоз мантии, Карельская провинция, Фенноскандинавский щит.

The role of carbonate-rich melts in formation of the mantle sanukitoid source

Egorova Yu.S.

IPPG RAS, St. Petersburg, axoxyx2014@gmail.com

Abstract. Sanukitoids are Archean high-Mg Ba-Sr granitoids, and associated ultramafic-mafic rocks are the first significant evidence of mantle subalkaline magmatism in the Earth's history. The enriched in LREE, Ba, Sr, K, P of the early mafic-ultramafic phases of the sanukitoid intrusions, along with the mantle isotope signatures, indicates that it occurred from metasomatized mantle rocks. In this paper, for the first time, a model is proposed, in which metasomatic agents are juvenile carbonate melts formed in the subcontinental lithospheric mantle in equilibrium with $\text{Amp} \pm \text{Phl} \pm \text{Gnt}$ - peridotite at $P = 21\text{-}31$ kbar and $T = 930\text{-}1080$ °C under oxidizing conditions ($f_{\text{O}_2} \sim \text{QFM}$). The decarbonization of these melts above 60-65 km ($P = 2$ GPa) leads to the formation of enriched in LREE, LILE, and P wehrlites. Partial melting of these rocks could produce melts corresponding in composition to primitive sanukitoids.

Keywords: sanukitoids, Neoproterozoic, mantle metasomatism, Karelian province, Fennoscandian Shield.

Введение

На всех архейских кратонах становление санукитоидных интрузий произошло на границе мезо-неоархей в узком интервале времени после формирования, деформации и метаморфизма основного объема коры, слагающей гранит-зеленокаменные области, и предшествовало внедрению K-гранитов и щелочных пород на завершающих этапах кратонизации. Из этого следует, что их формирование связано с закономерным этапом эволюции континентальной литосферы. Существование аналогов архейских санукитоидов – высоко-Mg Ba-Sr-гранитоидов и связанных с ними ультрамафит-мафитов в фанерозое (Fowler et al., 2008; Choi et al., 2009 и др.), свидетельствует о том, что такие условия не являлись уникальными только для архей, как предполагалось, например, в работе (Martin et al., 2009). Высокая магнезиальность санукитоидов наряду с обогащением LREE, Ba, Sr, P и щелочами объясняется происхождением первичных санукитоидных расплавов из метасоматизированного мантийного источника (Shirey, Hanson, 1984; Lobach-Zhuchenko et al., 2005, и др). При этом состав агентов и механизмы метасоматоза мантии остаются дискуссионными. Это, в частности, связано с широким разнообразием составов пород, слагающих санукитоидные комплексы.

Анализ геохимических и изотопных данных для санукитоидов Карельской провинции (более 20 интрузий) позволил установить, что *мантийные изотопные характеристики*, как правило, со-

храняют *санукитоиды умереннощелочного ряда*, наиболее *обогащенные LREE, Ba, Sr, K, P* (Егорова, 2014). Такие санукитоиды входят в состав массивов Панозеро, Эльмус, Хижъярви, Шаравалампи и др. При внедрении в кору санукитоидные расплавы в разной степени претерпели контаминацию, что изменило их состав и первичные изотопные характеристики в сторону таковых во вмещающих ТТГ породах (Егорова, 2014 и др.). Поэтому дальнейшие рассуждения о составе и условиях формирования метасоматизированного мантийного источника основываются на составе ранних фаз санукитоидных интрузий Карельской провинции, сохраняющих мантийные изотопные характеристики.

Краткая геохимическая и изотопная характеристика примитивных санукитоидов

По химическому составу они варьируют от ультрабазитов с 37 % SiO_2 до монцодиоритов с 57 % SiO_2 , $\text{mg\#} = 0.80-0.54$, $\text{MgO} = 17-6\%$, $\text{Cr} = 50-500\text{ ppm}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 7-15.5$, $\text{K}_2\text{O} = 1-4.2\%$, Sr до 2000 ppm, Ba до 2500 ppm, P_2O_5 до 2.5 %, Ce до 200 ppm, Sm до 20 ppm и $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 10-30$ при $\text{Yb} \sim 2\text{ ppm}$. Концентрации LREE снижаются по мере уменьшения содержания SiO_2 (рис. 1а). Начальные изотопные отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (2.73 млрд. лет) = 9 ± 0.2 , $\epsilon_{\text{Nd}}(2.73\text{ млрд. лет}) = +1.6 \pm 0.5$ и изотопный состав углерода карбонатов ($\delta^{13}\text{C} = -6 \pm 2\text{ ‰}$) отвечают мантийным значениям (Егорова, 2014).

Формирование метасоматизированного мантийного источника санукитоидов

Формирование метасоматизированного мантийного источника санукитоидов изначально связывалось с взаимодействием отделившихся от слэба флюидов/расплавов с мантийным перидотитом в зоне субдукции (Stern, Hanson, 1991; Самсонов и др., 2004; Martin et al., 2009, и др.). Экспериментальные работы (Rapp et al., 2010) и численное моделирование условий формирования и плавления источника санукитоидов (Самсонов и др., 2004; Oliveira et al., 2010; Semprich et al., 2015) с некоторыми допущениями удовлетворительно объясняют получение санукитоидов гранитоидного состава. Однако расчеты для менее дифференцированных санукитоидов провинции Сьюперитор (Semprich et al., 2015) показали необходимость привлечения дополнительного вещества, например, добавления в мантийный источник 5 % карбонатитов. С другой стороны, если источником K, LREE, P, Ba и Sr являлись породы субдуцирующей коры, то должна наблюдаться положительная корреляция между их концентрацией и долей коровой компоненты в изотопном составе Nd, Pb и Hf. Тем не менее, она отсутствует (Heilimo et al., 2010); наоборот, близкие к мантийным значения величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, $\mu(t)$ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}_i$) характерны для санукитоидов, имеющих высокую степень обогащения некогерентными элементами (Егорова, Лобиков, 2013; Егорова, 2014). Поэтому привнос в источник K, Ba и Sr был объяснен подъемом астеносферного вещества (Heilimo et al., 2010 и др.). На связь метасоматоза мантии с мантийными флюидами/расплавами также указывает изотопный состав углерода карбонатов Эльмусского и Панозерского массивов (Лохов и др., 2008) и близкого санукитоидам по возрасту и составу карбонатитового массива Ликаманнико в Финляндии (Mikkola et al., 2011).

Экспериментальные данные последних десятилетий позволяют предполагать, что в астеносфере за счет содержания H_2O до 200 г/т в дефектах структуры нормативно безводных минералов между дегидратационным и сухим солидусом (заштрихованная область на рис. 1г) и интервале глубин 250-90 км должны зарождаться малые фракции расплавов, обогащенных несовместимыми элементами, особенно LREE, Ba, Sr, K, P, S и H (Green, 2015). Миграция этих расплавов вдоль геотермы обуславливает обеднение нижней и *обогащение верхней астеносферы*, обеспечивая ее гетерогенность (Green, 2015). В окислительных условиях ($f\text{O}_2 \sim \text{IW} + 3-4 \log \text{ед.}$, величина, близкая к таковой в QFM буфере) и диапазоне температур 930-1200 °C подъем астеносферного вещества выше 90-95 км (30-32 кБар) приводит к реакции с образованием паргасита и небольшой фракции равновесного с ним карбонатного расплава (Wallace, Green, 1988). Этот расплав будет обогащен LREE, Ba, Sr, P и обеднен HFSE и HREE (рис. 1в). Содержание и соотношение щелочей будет определяться концентрацией K и Na в системе (Sweeney, 1994; Martin et al., 2013). Большая подвижность карбонатного расплава должна обеспечивать его подъем из области генерации до уровня декарбонизации (~ 60-65 км (21 кбар), рис. 1 г) согласно реакции: $\text{Ol} + \text{OPx} + \text{L}_{\text{Carb}} = \text{Ol} + \text{CPx} + \text{CO}_2$, что приве-

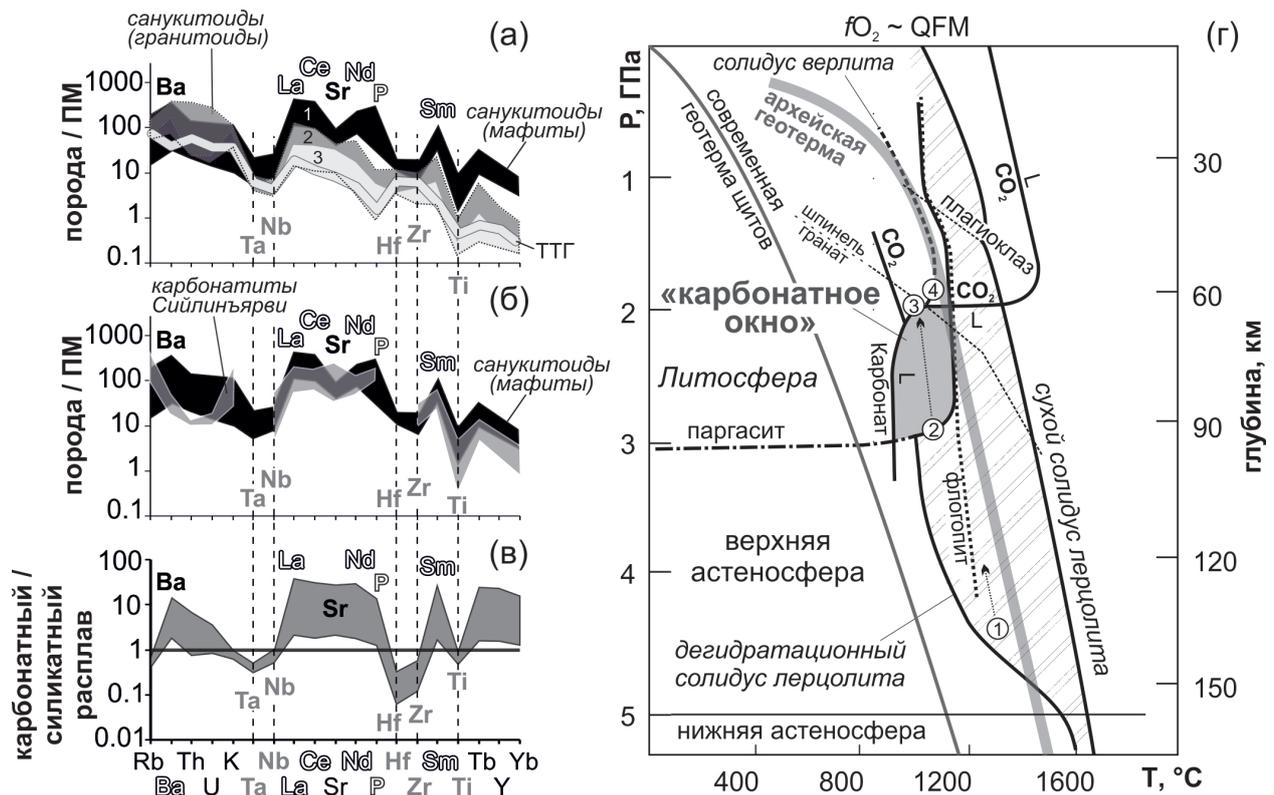


Рис. 1. (а-б) – спектры распределения редких и редкоземельных элементов, нормированные на примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989), для средних составов ранних магматических фаз ультраосновного и основного состава (1) санукитоидных интрузий Карелии: (а) – в сравнении с санукитоидами среднего и кислого состава умереннощелочного (2) и нормальнощелочного ряда (3), а также со средним составом архейских ТТГ Фенноскандинавского щита (по Чекулаеву и Глебовицкому, 2017); (б) – в сравнении с карбонатитами Сийлиньярви (по O’Brien et al., 2015); (в) – распределение редких элементов между карбонатным и силикатным расплавом в присутствии воды при $P = 10\text{--}30$ кбар и $T = 1050\text{--}1260^\circ\text{C}$ (Martin et al., 2013). (г) – РТ диаграмма, определяющая условия возникновения мантийных карбонатных расплавов в равновесии с паргаситом в условиях внутриплитного режима при $P = 2\text{--}3.2$ ГПа; 0.3 wt % H_2O и $0.5\text{--}2.5$ wt % CO_2 по (Green, 2015). Солидус верлита и линии фазового перехода для карбонатной фазы даны по (Lee, Wyllie, 2000). Линия устойчивости флогопита дана по (Mengel, Green, 1989), архейская геотерма по (Santosh et al., 2010).

Fig. 1. (a-b) – average primitive mantle normalized (Sun, McDonough, 1989) trace and REE patterns for the early ultrabasic and basic magmatic phases (1) of the Karelia sanukitoid intrusions: (a) – in comparison with felsic sanukitoids of subalkaline series (2) and calc-alkaline series (3) and with average Archean TTG of the Fennoscandian Shield after (Chekulayev, Glebovitsky, 2017); (б) – with the Siilinjärvi carbonatites (O’Brien et al., 2015); (в) – distribution of rare elements between carbonate and silicate melt under water-saturated conditions at $P = 10\text{--}30$ kbar and $T = 1050\text{--}1260^\circ\text{C}$ (Martin et al., 2013). (г) – PT diagram determining the conditions for the appearance of mantle carbonate melts in equilibrium with pargasite under the intraplate conditions at $P = 2\text{--}3.2$ GPa; 0.3 wt. % H_2O and $0.5\text{--}2.5$ wt. % CO_2 (Green, 2015). Solidus wehrlite and carbonate phase transition are given after (Lee, Wyllie, 2000), the phlogopite stability line after (Mengel, Green, 1989) and Archean geotherm after (Santosh et al., 2010).

дет к формированию метасоматизированных пород мантии – верлитов, содержащих $\text{Ap} \pm \text{Amp} \pm \text{Phl}$ (Green, Wallace, 1988; Sweeney, 1994; Lee, Wyllie, 2000). При дополнительном притоке тепла, участки верлитовой мантии будут плавиться в первую очередь (рис. 1 г), с образованием обогащенных LREE, Ba, Sr, P и щелочами расплавов. В случаях, когда существуют благоприятные условия для быстрого выведения карбонатных расплавов на поверхность, согласно модели (Green, Wallace, 1988), будут формироваться щелочные карбонатитовые комплексы, такие, как, например, Сийлиньярви в Западной Карелии (2.62 млрд. лет).

Спектр распределения редких элементов для средних составов ранних ультрамафит-мафитовых фаз санукитоидов имеет большое сходство со спектром неоархейских мантийных карбонатитов Сийлинъярви (рис. 1 б) и хорошо согласуется с экспериментально установленным (Martin et al., 2013) распределением редких элементов в карбонатный расплав при $T = 1050-1260^\circ\text{C}$, $P = 1-3$ ГПа в присутствии H_2O (рис. 1 в). Также карбонатиты Сийлинъярви имеют сходный с примитивными санукитоидами изотопный состав неодима ($\epsilon_{\text{Nd}}(2.61) = +2.3$) и изотопный состав С и О ($\delta^{13}\text{C} = -3.7\%$, $\delta^{18}\text{O} = 7.4\%$) (Tichomirova et al., 2006). Вывод о возможном участии карбонатных расплавов в формировании обогащенного мантийного источника санукитоидов подтверждается результатами численного моделирования (Semprich et al., 2015).

PT режим и окислительно-восстановительные условия в архейской мантии

Окислительные условия ($f_{\text{O}_2} \sim$ как в QFM буфере), необходимые для образования первичных карбонатных расплавов в равновесии с паргаситом, реализуются в субконтинентальной верхней мантии под утолщенной зрелой корой континентов (Green, Wallace, 1988). Это согласуется со становлением санукитоидов на всех древних кратонах после формирования основного объема континентальной коры в посттектонических условиях.

Охлаждение литосферы на глубине 60-90 км до температур около 1000°C является вторым необходимым условием, так как архейская геотерма проходит правее карбонатного окна, что делает невозможным появление карбонатных расплавов в равновесии с паргаситом, а также существования флогопита и амфибола на глубинах больше 65 км (рис. 1 г). Вероятно, это и происходило на рубеже мезо- и неоархея на нашей планете и объясняет отсутствие похожих на санукитоиды пород в более ранней истории Земли. Так как современная геотерма под зрелыми континентами лежит в области существенно более низких температур относительно карбонатного окна (рис. 1 г), фанерозойские аналоги санукитоидов (Ba-Sr габбро-гранитоидные комплексы) редки, хотя и описаны в ряде районов (Fowler et al., 2008; Choi et al., 2009, и др.). Происхождение последних связывается с астеносферным поднятием (оно обеспечивает приток тепла и некогерентных элементов (LREE, LILE, P, H-C-O) в верхние слои мантии) в результате деламинации (отслоения) нижних слоев литосферы (Choi et al., 2009 и др.) или обрыва субдущирующего слэба (Fowler et al., 2008, и др.) на постколлизийной стадии формирования орогенов. Вполне возможно, что похожие тектонические процессы предшествовали формированию архейских санукитоидов, так как их становление на всех кратонах происходило на завершающих стадиях консолидации коры.

Общая петрологическая модель, объясняющая геохимические особенности мантийных санукитоидных расплавов

Обогащение Ba, Sr, P, LREE и щелочами, обеднение HFSE, HREE, Y и характерный профиль спектра распределения редких элементов примитивных санукитоидов формируются в результате нескольких этапов фракционирования: (1) – образование малых фракций расплавов в астеносфере, обогащенных несовместимыми элементами (LREE, Ba, Sr, K, Na, P, C и H) и их подъем, (2) – на границе 90-95 км (30-32 кБар) при $930^\circ\text{C} < T < 1200^\circ\text{C}$ и $f_{\text{O}_2} \sim \text{IW} + 3-4 \log \text{ед.}$ – реакция с образованием паргасита и равновесного с ним карбонатного расплава → фракционирование редких элементов согласно их коэффициентам распределения: обогащение карбонатного расплава LREE, Ba, Sr, K, Na и P, обеднение HFSE и HREE, (3) – подъем карбонатного расплава до 60-65 км → декарбонизация и метасоматическая реакция с вмещающим перидотитом → образование обогащенного верлита, наследующего спектр распределения редких элементов от карбонатного расплава; (4) – дополнительный приток тепла → плавление обогащенного верлита с образованием первичных санукитоидных расплавов (рис. 1 г).

Выводы

Специфика химического состава примитивных санукитоидов хорошо согласуется с экспериментально установленным (Martin et al., 2013) распределением редких элементов в карбонатный расплав при $T = 1050-1260^\circ\text{C}$, $P = 1-3$ ГПа в присутствии H_2O .

Карбонатные расплавы по данным экспериментов могут формироваться в субконтинентальной литосферной мантии в равновесии с $\text{Amf} \pm \text{Phl} \pm \text{Gnt}$ - перидотитом в окислительных условиях ($f_{\text{O}_2} \sim$ как в QFM буфере) при $P = 21\text{--}31$ кбар и $T = 930\text{--}1080$ °С (Wallace, Green, 1988; Sweeney, 1994). В конце архея такие условия могли быть реализованы за счет увеличения мощности континентальной коры и постепенного охлаждения литосферы кратонов. В фанерозойское время для создания аналогичных условий, наоборот, требовался дополнительный приток тепла (рис. 1 г).

Формирование метасоматизированных пород мантии – обогащенных LREE, LILE и Р верлитов, – возможно в результате декарбонизации карбонатных расплавов на границе 60–65 км ($P \sim 2$ ГПа), приводящей к реакции с вмещающими породами: $\text{Ol} + \text{OPx} + \text{L}_{\text{Carb}} = \text{Ol} + \text{CPx} + \text{CO}_2 \pm \text{Ar} \pm \text{Amf} \pm \text{Phl}$ (Green, Wallace, 1988; Sweeney, 1994; Lee, Wyllie, 2000). Частичное плавление этих пород может произвести расплавы, отвечающие по составу примитивным санукитоидам.

Обогащение и плавление мантийного источника были близки во времени, о чем свидетельствуют мантийные изотопные характеристики примитивных санукитоидов. Эти процессы происходили в начале неархея почти синхронно на всей территории Карельского кратона, так как разновозрастные (2.74 ± 0.1 млрд. лет) санукитоиды с мантийными изотопными характеристиками присутствуют в разновозрастных доменах (Ликаманникко – Западно-Карельский домен, Панозеро и др. – Центрально-Карельский домен, Эльмус – Водлозерский домен).

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0001.

Литература

1. Егорова Ю.С., Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 196–200. DOI: 10.7868/S0869565213320170.
2. Егорова Ю.С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники. Автореф. канд. дис-ии. С.-Петербург. 2014. 20 с.
3. Лохов К.И., Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б. и др. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из архейских санукитоидных интрузий Карелии: к проблеме мантийного флюида // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 28–39.
4. Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О. и др. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495–529.
5. Чекулаев В.П., Глебовицкий В.А. О среднем составе ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации: возможности использования // Доклады АН. 2017. Т. 472. № 2. С. 192–196. DOI: 10.7868/S0869565217020177.
6. Choi S.-G., Rajesh V.J., Seo J. et al. Petrology, geochronology and tectonic implications of Mesozoic high Ba–Sr granites in the Naemi area, Hongseong Belt, South Korea // Island Arc. 2009. V. 18. P. 266–281. DOI:10.1111/j.1440-1738.2008.00622.x.
7. Fowler M.B., Kocks H., Darbyshire D.P.F., Greenwood P.B. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province // Lithos. 2008. V. 105. P. 129–148. DOI: 10.1016/j.lithos.2008.03.003.
8. Green D.H., Wallace M.E. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts // Nature. 1988. V. 336. P. 459–462.
9. Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Phys. Chem. Minerals. 2015. V. 42. P. 95–122. DOI: 10.1007/s00269-014-0729-2.
10. Heilimo E., Halla J., Hölttä P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland) // Lithos. 2010. V. 115. P. 27–39. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.11.001
11. Lee W.J., Wyllie P.J. The system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at 1GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonatite magmas // Contr. to Mineral. and Petrol. 2000. V. 138. P. 214–228.
12. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V. 79. P. 107–128. DOI: 10.1016/j.lithos.2004.04.052.
13. Mengel K., Green D.H. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions // Fourth International Kimberlite Conference, Perth. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ. 1989. V. 14. P. 571–581.

14. Martin H., Moyen J.F., Rapp R.P. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean–Proterozoic transition // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2009. V. 100. N. 1-2. P. 15–33. DOI: 10.1130/2010.2472(02).
15. Martin L.H.J., Schmid M.W., Mattsson H.B., Guenther D. Element Partitioning between Immiscible Carbonatite and Silicate Melts for Dry and H₂O-bearing Systems at 1-3 GPa // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 11. P. 2301–2338. DOI:10.1093/petrology/egt048.
16. Mikkola P., Salminen P., Torppa A., Huhma H. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 716–728. DOI:10.1016/j.lithos.2011.04.002.
17. O'Brien H., Heilimo E., Heino P. The Archean Siilinjärvi Carbonatite Complex // *Mineral Deposits of Finland*. 2015. Chapter 4.3. P. 327–343.
18. Oliveira M.A., Dall'Agnol R., Scaillet B. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 2121–2148. DOI:10.1093/petrology/egq051.
19. Rapp R., Norman M., Laporte D. et al. Continent Formation in the Archean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt–Rock Reaction Experiments at 3–4 GPa and Petrogenesis of Archean Mg–Diorites (Sanukitoids) // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 1237–1266. DOI:10.1093/petrology/egq017.
20. Santosh M., Maruyama Sh., Komiya T., Yamamoto Sh. Orogens in the evolving Earth: from surface continents to 'lost continents' at the core–mantle boundary // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2010. V. 338. P. 77–116. DOI: 10.1144/SP338.5.
21. Semprich J., Moreno J.A., Oliveira E.P. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts // *Precambrian Research*. 2015. V. 269. P. 122–138. DOI:10.1016/j.precamres.2015.08.004.
22. Stern R., Hanson G. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // *J. Petrol.* 1991. V. 32. №1. P. 201–238. DOI: 10.1093/petrology/32.1.201.
23. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc., Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345.
24. Sweeney R.J. Carbonatite melt compositions in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 128. P. 259–270. DOI:10.1016/0012-821x(94)90149-x.
25. Tichomirova M., Grosche G., Götze J. et al. The mineral isotope composition of two Precambrian carbonatite complexes from the Kola Alkaline Province—alteration versus primary magmatic signatures // *Lithos*. 2006. V. 91. P. 229–249. DOI:10.1016/j.lithos.2006.03.019.
26. Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature*. 1988. V. 335. P. 343–346.