

УДК 552.3:550.4

Re-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И СОДЕРЖАНИЯ ССЭ В КОМАТИИТАХ И БАЗАЛЬТАХ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА) КАК ИНДИКАТОРЫ СКОРОСТИ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ

© 2022 г. И. С. Пухтель*

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742 USA

*e-mail: ipuchtel@umd.edu

Поступила в редакцию 21.02.2022 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Re-Os изотопная систематика и содержания сильно сидерофильных элементов (ССЭ, включая Re, Os, Ir, Ru, Pt и Pd) в архейских коматиитах могут быть использованы для оценки скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ, а также времени гомогенизации материала поздней аккреции в мантии. В настоящей работе представлены Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах с возрастом ~2.9 млрд лет из Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (СКЗП), расположенного в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Изученные лавы характеризуются отличной сохранностью первичных текстур и структур, а также химического состава и Re-Os изотопных характеристик. Re-Os изотопные данные для образцов коматиитов со спинифекс- и кумулятивными структурами, а также массивных базальтов из стратиграфически нижних толщ СКЗП определяют точную 10-точечную изохрону (СКВО = 2.6) с возрастом 2904 ± 18 млн лет и первичное значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). Полученные данные являются первым прямым определением возраста нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП. Данные проведенного моделирования свидетельствуют о том, что мантийный источник коматиитов и базальтов эволюционировал с интегрированным по времени $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$. Величина этого отношения находится в пределах погрешности среднего значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD) в хондритовых метеоритах, что согласуется с хондритовой эволюцией большинства мантийных источников коматиитов на планете. Рассчитанные содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП составляют $58 \pm 7\%$ от таковых для Валовой Силикатной Земли (ВСЗ), что соответствует середине диапазона вариаций содержаний ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем. Используя регрессионный анализ имеющихся на настоящий момент данных по содержанию ССЭ в источниках коматиитов как функцию их возраста, мы с помощью программы ISOPLOT рассчитали средний возраст полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли, который составляет 2.48 ± 0.23 млрд лет. Наши данные предполагают, что время существования позднеаккрецированных планетезималей в мантии до их полной гомогенизации составляло 1.92 ± 0.23 млрд лет, в среднем. Эта оценка отвечает средней скорости полного перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ в течение катархея и архея.

Ключевые слова: коматииты, зернистая поздняя аккреция, сильно сидерофильные элементы, Re-Os изотопная систематика, скорость перемешивания мантии в отношении ССЭ, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс

DOI: 10.31857/S086959032206005X

ВВЕДЕНИЕ

Содержания сильно сидерофильных элементов (ССЭ, включая Re, Os, Ir, Ru, Pt и Pd) и Re-Os изотопная систематика мантийных пород обеспечивают важную информацию относительно эволюции химического состава мантии и ранних процессов в истории Земли, включая планетарную аккрецию и первичную дифференциацию (напри-

мер, Richter et al., 2000; Walker, 2009, 2016; Puchtel et al., 2016b, 2018; Day et al., 2010). Данная информация также может быть использована для оценки скорости конвективного перемешивания мантии в отношении ССЭ и времени гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли (например, Maier et al., 2009; Puchtel et al., 2020, 2022a).

Коматииты являются ценным источником информации для изучения этих процессов в связи с

их способностью экстрагировать большую долю ССЭ из мантии, а также благодаря относительно нефракционированной природе большинства коматиитовых магм, что дает возможность точно оценить содержания ССЭ в их мантийных источниках (например, Puchtel, Humayun, 2000, 2005; Puchtel et al., 2004b).

Понятие “поздняя винаира” было впервые использовано в (Turekian, Clark, 1969) и впоследствии более детально разработано в (Chou et al., 1978, 1983) с целью объяснения избыточного содержания ССЭ в мантии Земли по сравнению с теми концентрациями, которые можно было бы ожидать после завершения процесса отделения земного ядра на основе экспериментальных данных по распределению ССЭ между силикатным и металлическим расплавом при низких давлениях и температурах, существовавших на тот момент (например, Kimura et al., 1974). Процесс поздней аккреции заключается в добавлении к мантии хондритового компонента в количестве 0.5–1.0% (Walker, 2009) от земной массы после полного завершения процесса формирования ядра Земли. В ранних исследованиях предполагалось, что этот хондритовый компонент достигал поверхности Земли в виде дождя относительно мелких объектов, образуя тонкий слой, полностью обволакивающий планету (отсюда термин “винаира”). Также предполагалось, что медленная, вертикально направленная гомогенизация этого гипотетического тонкого слоя в объеме мантии являлась причиной наблюдаемого тренда увеличения концентраций ССЭ в архейских коматиитах во времени (например, Maier et al., 2009). Однако исследования (Bottke et al., 2002, 2007) показали низкую вероятность того, что поздняя аккреция в виде дождя мелких объектов могла обеспечить массовое соотношение привнесенного вещества для Земли относительно такового для Луны, равное 1200, которое было рассчитано на основе изучения содержаний ССЭ и Re-Os изотопной систематики земных (Meisel et al., 2001; Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011) и лунных (Walker et al., 2004; Walker, 2014; Day et al., 2007, 2010; Day, Walker, 2015) образцов. Для того чтобы достичь столь высокой цифры соотношения массо-привноса между Землей и Луной, В. Боттке с соавторами (Bottke et al., 2010) предположили, что поздняя аккреция Земли и Луны происходила не в виде тонкодисперсного метеоритного дождя, а путем аккреции нескольких крупных тел со средним диаметром 2000 и 200 км, соответственно. Планетезимали такого размера, вероятнее всего, представляли собой дифференцированные тела, состоящие из обогащенного ССЭ ядра и истощенной в отношении ССЭ силикатной мантии (Marchi et al., 2018). В результате аккреции таких дифференцированных тел в мантии могли образовываться резервуары как обедненные, так и обогащенные ССЭ.

При отсутствии процессов современной тектоники плит можно было бы ожидать продолжительное во времени сосуществование этих мантийных резервуаров до тех пор, пока они, в конце концов, не были гомогенизированы в ходе глобального конвективного перемешивания мантии.

На основе анализа глобальной базы данных по содержаниям ССЭ в мантийных источниках архейских и протерозойских коматиитов И. Пухтель с соавторами (Puchtel et al., 2022a) рассчитали, что планетезимали, добавленные в ходе поздней аккреции, были гомогенизированы в составе мантии 2.5 ± 0.2 млрд лет назад, что предполагает скорость перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ около 1.9 ± 0.2 млрд лет в катархее и архее. В цитируемой работе, однако, также отмечено ограниченное количество данных по содержанию ССЭ и Re-Os изотопной систематике в источниках поздней архейских коматиитов, равно как и наличие относительно широких вариаций содержаний ССЭ среди этих источников, что делает оценки времени полной гомогенизации позднеаккреционных планетезималей и скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ менее точными.

В настоящей работе нами получены Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ для еще одной позднеархейской коматиитовой системы, а именно для Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (СКЗП) с возрастом 2.9 млрд лет, расположенного в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Мы использовали эти данные для прямого датирования нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП, для оценки первичного изотопного состава осмия и, следовательно, интегрированного по времени Re/Os отношения в источнике коматиитовых расплавов, а также для оценки абсолютных концентраций ССЭ в этом источнике. Затем сравнили полученные новые данные с уже имеющимися для архейских и раннепротерозойских коматиитовых систем по всему миру. В свете новой информации ниже обсудим выводы, касающиеся времени полной гомогенизации материала поздней аккреции и скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ.

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ЛОКАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Юго-восточная часть Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) сложена тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и амфиболитами Водлозерского блока, основными-ультраосновными и средними-кислыми вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами и ассоциирующими интрузивами зеленокаменных поясов, расположенных к северу (Южно-Выгозерский), западу (Ведлозерско-Се-

гозерский) и востоку (Сумозерско-Кенозерский) от Водлозерского блока (рис. 1). Анализ U-Pb изотопной системы в цирконах из самых ранних ТТГ-гнейсов дал возрасты от 3210 ± 12 до $3151 \pm \pm 18$ млн лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993).

СКЗП состоит из ряда сопряженных синформных структур (рис. 1). Обычно эти структуры имеют размеры $30-70 \times 3-20$ км и окружены куполами ТТГ-гнейсов. Предметом данного исследования являлись породы, расположенные в пределах Каменноозерской структуры (рис. 2). В плане она имеет V-образную форму и размеры $\sim 40 \times 20$ км, расположена в северо-западной части СКЗП, и, по оценке В.А. Соколова (Sokolov, 1981), имеет первичную стратиграфическую мощность около 5.000 м. В пределах синформы отчетливо выделяются две литотектонические толщи (Роров et al., 1979). Нижняя толща, которая занимает внутреннюю часть V-образной структуры (рис. 2), состоит из основных и ультраосновных лав, изливавшихся в подводных условиях по типу океанических плато. Лавы включают в себя подушечные, вариолитовые и массивные толеитовые базальты с подчиненным количеством основных туфов, коматиитовых базальтов и коматиитов. Верхняя толща слагает внешнюю полосу V-образной структуры, которая окружает внутреннюю мафическую часть синформы с востока, юга и юго-запада и имеет линзообразную форму в северной части. Верхняя толща состоит из базальт-андезит-дацит-риолитовой серии пород островодужного типа, а также субвулканических риолитов адакитовой серии (рис. 2). В работе (Роров et al., 1979) выявлено и описано стратиграфическое и структурное несогласие между кислыми породами верхней толщи и подстилающими их основными-ультраосновными породами нижней толщи. Обе толщи отделены от ТТГ-гнейсов Водлозерского блока крупными зонами тектонических надвигов.

Основные-ультраосновные лавы нижней толщи имеют Sm-Nd и Pb-Pb изохронные возрасты 2916 ± 117 и 2892 ± 130 млн лет соответственно, тогда как кислые породы базальт-андезит-дацит-риолитовой серии верхней толщи имеют возраст $2875 \pm \pm 2$ млн лет, полученный в результате U-Pb датирования по цирконам (Puchtel et al., 1999). Эти возрасты были интерпретированы авторами как отвечающие времени образования соответствующих литотектонических толщ. Положительная величина первичного отношения $\epsilon^{143}\text{Nd} = +2.7 \pm \pm 0.3$, мантийное значение изотопного состава Pb ($\mu_1 = 8.7 \pm 0.2$), обеднение пород сильно несоместимыми литофильными редкими элементами и величина $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.2 \pm 0.2$ (где $\text{Nb}/\text{Nb}^* = \text{Nb}_N/\sqrt{[\text{Th}_N\text{La}_N]}$) были интерпретированы как отвечающие таковым в мантийном источнике коматиитов и базальтов нижней толщи. Основные-средне-кислые вулканические породы базальт-анде-

зит-дацит-риолитовой серии и субвулканические риолиты адакитовой серии из верхней толщи были интерпретированы как представляющие магмы, образовавшиеся при плавлении материала мантийного клина и океанической коры, соответственно, изливавшиеся во внутренней и фронтальной частях внутриокеанической островной дуги. Для объяснения сосуществования фрагментов океанического плато и продуктов субдукционного магматизма ранее нами была предложена комбинированная плюмо-островодужная модель (Puchtel et al., 1999). Согласно этой модели, мощная коматиит-базальтовая океаническая кора, сформированная при глубоком плавлении в мантийном плюме, была вначале прорвана основными и средними-кислыми островодужными расплавами, а затем аккрецирована к и обдуцирована на микроконтинент Водлозерского блока.

Коматиитовые и толеитовые базальты нижней толщи представлены потоками подушечных лав мощностью 7–20 м с размерами подушек от 0.5 до 2 м. Подушки обычно сохраняют свою первоначальную форму и внутреннюю зональность с крайевыми зонами закалки и массивным ядром. Коматииты образуют массивные и дифференцированные лавовые потоки средней мощностью ~ 10 м. Вторичные изменения после излияния лав на океаническое дно и последующий метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации привели к полному замещению первичных магматических минералов. Однако хорошая сохранность структурных признаков дает возможность точно восстановить первичный минеральный состав пород.

Для исследования были проанализированы образцы из отдельного дифференцированного лавового потока коматиитов (рис. 3), а также из нескольких массивных лавовых потоков базальтов. Поток коматиитов состоит из трех зон (снизу вверх): зоны оливинового кумулата (B_{1-4}), зоны оливинового спинифекса (A_{2-3}) и верхней зоны закалки (A_1). Нижняя подзона (B_{2-4}) зоны оливинового кумулата имеет мощность ≥ 1.5 м (нижний контакт с подстилающим лавовым потоком не обнажен) и состоит из серпентинизированного коматиита с хорошо сохранившейся кумулятивной структурой. Довольно резкий переход в вышележащую зону оливинового спинифекса (A_{2-3}) маркируется подзоной оливинового кумулата B_1 , имеющей мощность 10–15 см и состоящей из пластинчатых скелетных кристаллов оливина длиной до 1.5 см, ориентированных параллельно верхней границе лавового потока. Ядра оливиновых пластинок были изначально заполнены вулканическим стеклом, которое позднее было замещено мелкозернистым агрегатом талька и тремолита.

Нижняя подзона ориентированного оливинового спинифекса (A_3) состоит из пакетов многочисленных лезвиеподобных, параллельных друг

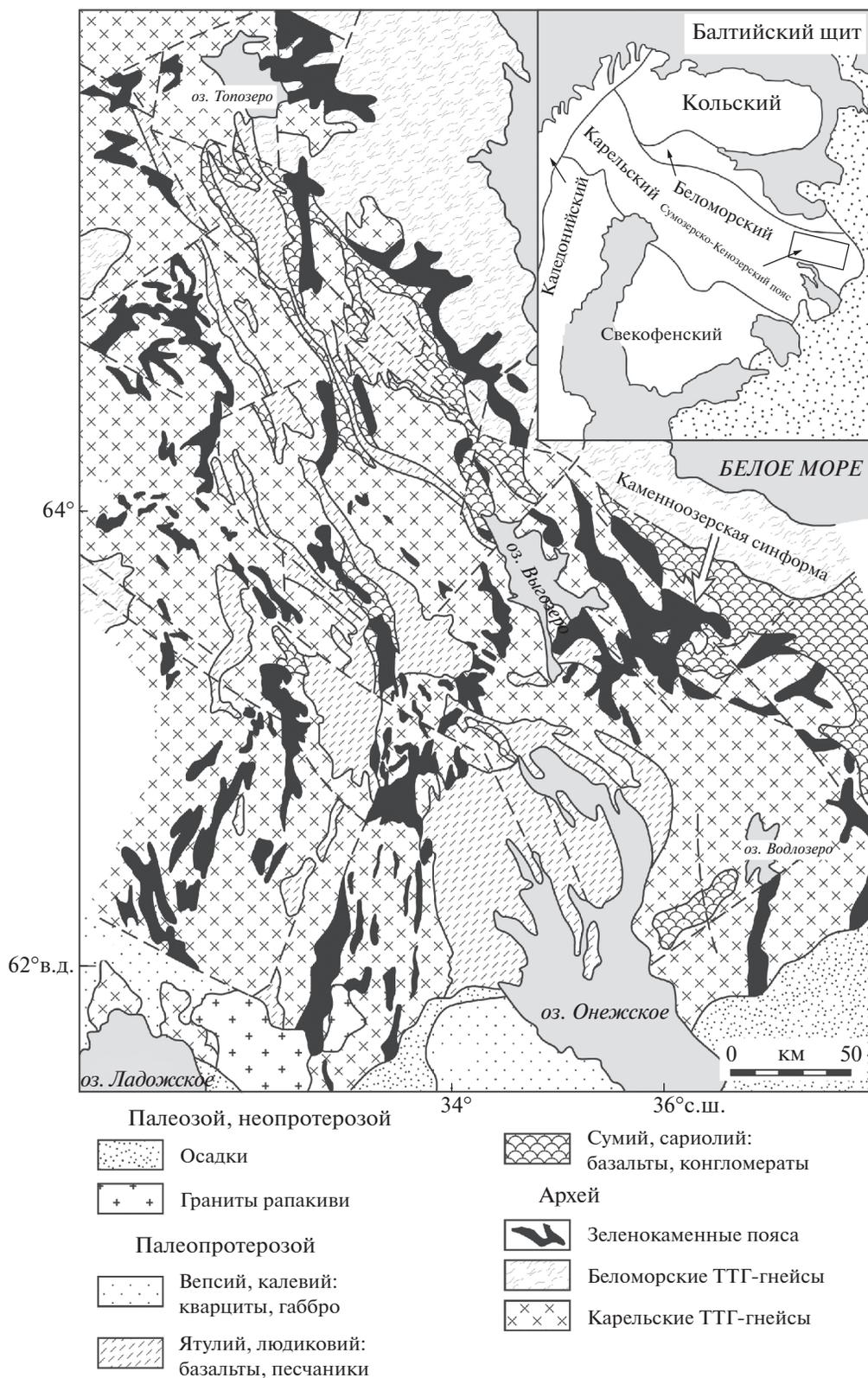


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской гранит-зеленокаменной области в юго-восточной части Фенноскандинавского щита и положение Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса и Каменноозерской структуры, по (Puchtel et al., 1999).

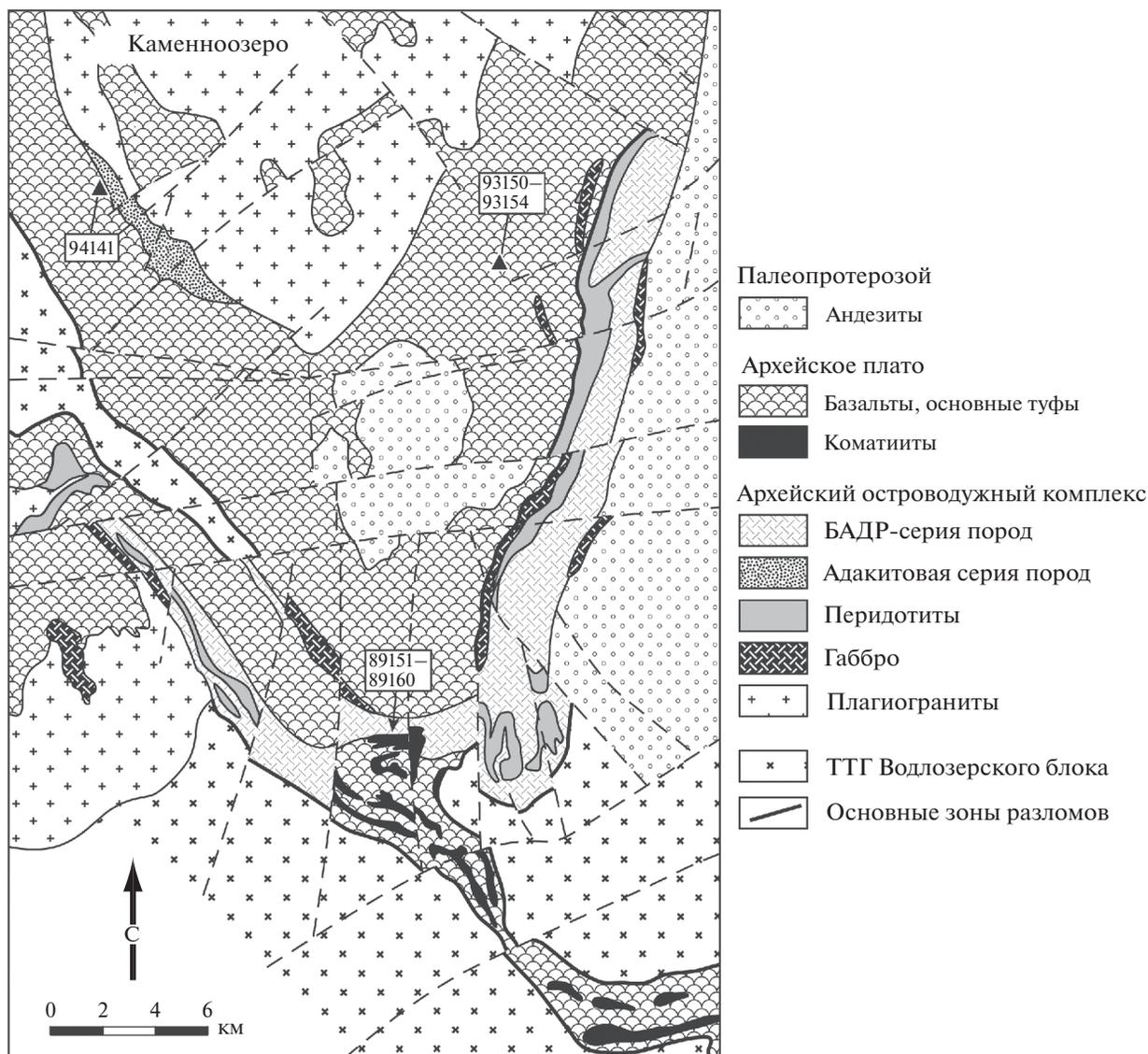


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Каменноозерской структуры, по (Puchtel et al., 1999).

Точки отбора и номера образцов из работы (Puchtel et al., 1999), использованные в настоящем исследовании, показаны заключенными в прямоугольные рамки.

другу скелетных кристаллов оливина длиной до 50 см. Пакеты кристаллов ориентированы под острыми углами друг к другу и примерно перпендикулярно к верхней границе потока. Переход между подзонами A_2 и A_3 является постепенным. Верхняя подзона беспорядочного оливинового спинифекса (A_2) состоит из пакетов лезвиеподобных скелетных кристаллов оливина длиной 1–3 см и шириной 0.5–1 мм (рис. 4), погруженных в матрицу, состоящую из замещенного тонкозернистым агрегатом актинолита и тремолита вулканического стекла. Верхняя зона закалки (A_1) имеет мощность 10–25 см и сложена вулканической автобречией, состоящей из угловатых обломков стекловатого коматиита. Обломки диаметром в

несколько сантиметров содержат до 10 об. % идиоморфных кристаллов оливина размером 0.1–0.3 мм в стекловатой основной массе. Сами обломки погружены в матрицу, состоящую из закаленного коматиита с беспорядочной структурой оливиново-микроспинифекса.

В связи с возможной контаминацией металлом новые порошки образцов были подготовлены для данного исследования из раздробленных, но не истертых аликвот пород, оставшихся от работы (Puchtel et al., 1999). Кроме того, три дополнительных образца, отобранных для работы (Puchtel et al., 1999), но оставшихся нераздробленными, были раздроблены, истерты и проанализированы для данного исследования.

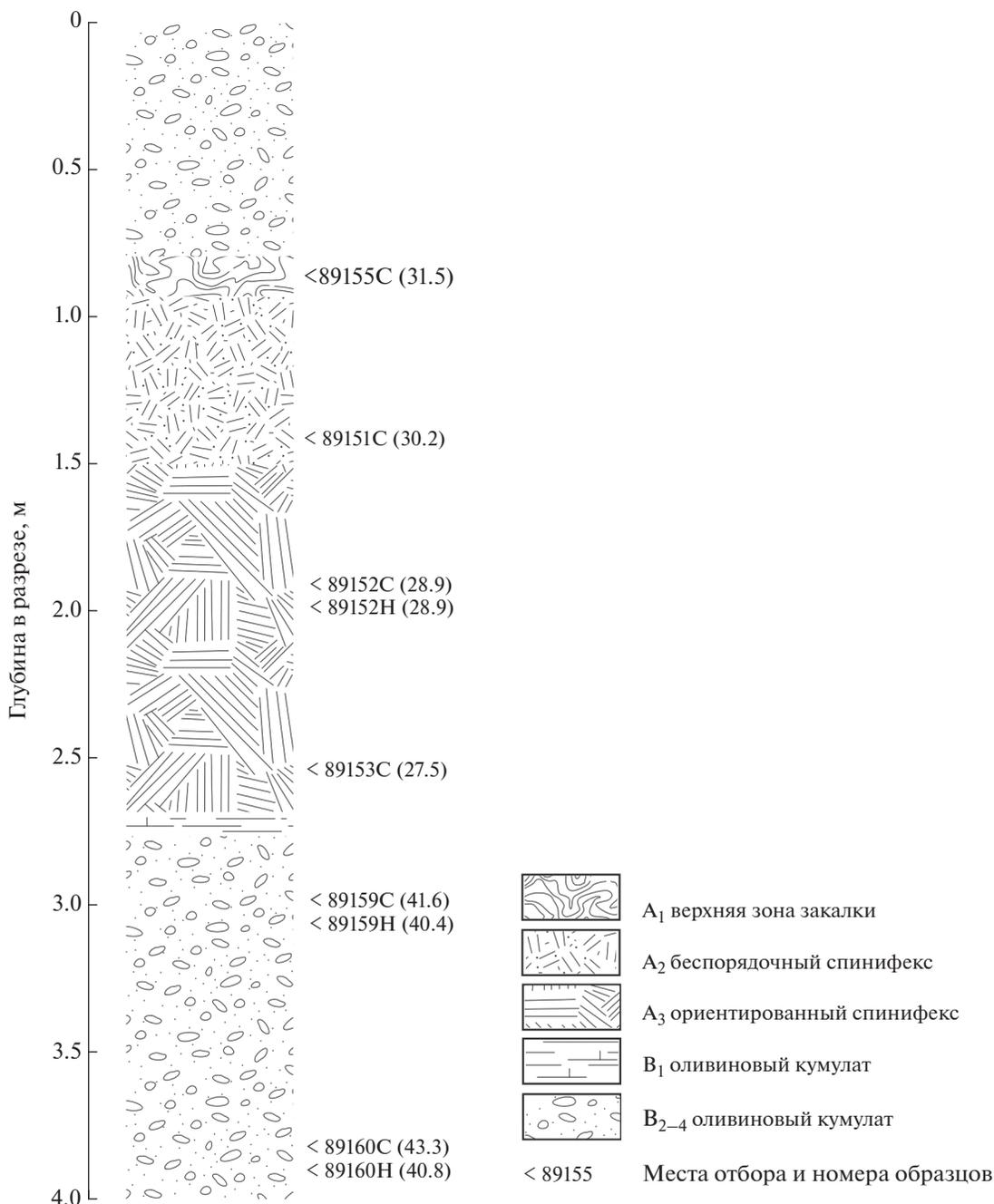


Рис. 3. Схематический разрез изученного коматиитового лавового потока и местоположение точек отбора образцов. В скобках после номеров образцов указано содержание MgO в мас. %. Буквы “С” и “Н” в номерах образцов обозначают аликвоты порошков пород, подготовленных для настоящей работы из раздробленных и нераздробленных образцов пород, соответственно, оставшихся от исследований в работе (Puchtel et al., 1999).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Подготовка образцов

Процедура подготовки образцов, использованная в настоящей работе, близка к детально описанной в работах (Puchtel et al., 2016b, 2018) и лишь кратко суммирована ниже.

Образцы пород весом 0.5–1 кг, отобранные в поверхностных обнажениях, были распилены алмазной пилой на плоские прямоугольные плитки толщиной ~1 см с целью удаления видимых следов вторичных изменений. Грани плиток были затем отшлифованы с помощью SiC-наждачной бумаги для удаления следов пилы, вымыты в

дистиллированной воде, высушены и раздроблены в щековой дробилке, армированной корундовыми рабочими пластинами. Аликвота дробленого материала весом ~100 г была сначала истерта в порошок в вибрационном истирателе, состоящем из корундового контейнера и корундовой шайбы, и затем дотерта до пылевидного состояния в дисковом истирателе, армированном корундовыми дисками. Полученные порошки пород были использованы для анализа содержаний главных, малых и сильно сидерофильных элементов и Re-Os изотопного состава.

Стограммовые аликвоты дробленого, но не истертого материала всех образцов из работы (Puchtel et al., 1999) были также сначала истерты в виброистирателе и затем дотерты в дисковом истирателе. Полученные порошки образцов пород были использованы для анализа содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава, тогда как данные по содержанию главных и малых элементов для этих образцов были взяты из работы (Puchtel et al., 1999).

Анализ главных и малых элементов

Анализы главных и малых (Cr, V, Co, Ni) элементов были выполнены в Колледже Франклина и Маршалла с использованием стеклянных дисков на Phillips 2404 XRF-спектрометре, следуя протоколу (Mertzman, 2000). Типичная погрешность анализов составляла ~1 отн. % для главных элементов с концентрациями >0.5% и ~5 отн. % для остальных главных и всех малых элементов. Точность и аккуратность анализов контролировалась путем параллельных измерений справочных материалов BCR-1 и BIR-1 Геологической Службы США.

Анализ Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ

Для анализа Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ 1.3–1.6 г порошка породы, 6 мл дважды очищенной от осмия и трижды перегнанной конц. HNO_3 , 3 мл трижды перегнанной конц. HCl и необходимые количества смешанных трасеров ^{185}Re - ^{190}Os и ССЭ (^{99}Ru , ^{105}Pd , ^{191}Ir , ^{194}Pt) были запаяны в предварительно дважды вымытые внутри царской водкой 25 мл Ругех™ боросиликатные Трубки Кариуса (ТК) и оставлены в конвекционной печи на 96 ч при температуре 270°C.

Осмий был извлечен из HNO_3 - HCl раствора с помощью CCl_4 -экстракции (Cohen, Waters, 1996), затем обратно-экстрагирован и восстановлен в HВг и далее дочищен с помощью микродистиляции (Birck et al., 1997). Рутений, Pd, Re, Ir и Pt были выделены и дочищены с помощью анионно-обменного хроматографического протокола, модифици-

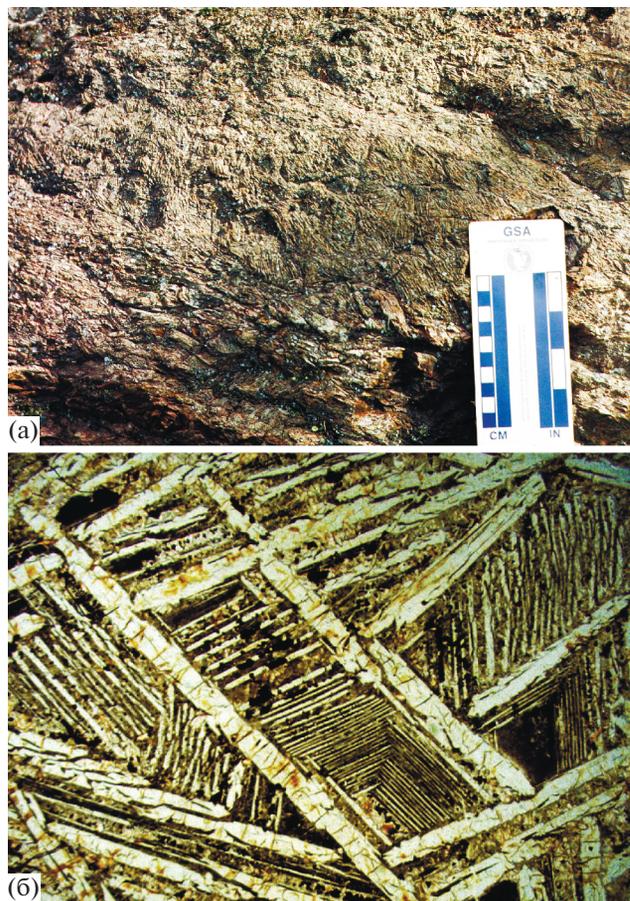


Рис. 4. (а) Фотография поверхностного обнажения лавового потока коматиитов района Золотые Пороги, расположенного в пределах Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

(б) Микрофотография структуры беспорядочного оливинового спинифекса, обр. 89151. Размеры поля зрения 2.0×1.8 см, плоскополяризованный свет. Дополнительные детали приведены в тексте.

рованного относительно протокола (Rehkämper, Halliday, 1997). Средние общие аналитические бланки в течение всего периода выполнения данной работы составили (в пикограммах): Re 0.29 ± 0.06 , Os 0.21 ± 0.06 , Ir 0.38 ± 0.17 , Ru 1.5 ± 0.8 , Pt 14 ± 9 , и Pd 7 ± 2 ($\pm 2\text{SD}$, $N = 9$). Средние общие аналитические бланки для Re и Os составили менее 0.3 и 0.2% соответственно, а для остальных ССЭ – менее 0.7% от общего количества извлеченного и проанализированного элемента.

Измерения изотопного состава Os были выполнены с помощью термо-ионизационной масс-спектрометрии в отрицательных ионах (NTIMS: Creaser et al., 1991). Все образцы были проанализированы на вторичном электронном умножителе масс-спектрометра ThermoFisher Triton® в лаборатории изотопной геохимии (ИГЛ) Университета штата Мэрилэнд в Коллэдж-Парке. Измеренные

изотопные отношения были откорректированы с учетом эффектов масс-фракционирования, используя отношение $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.083$. Внутренние погрешности измерений (2SE) для $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения во всех образцах составляли 0.05–0.07 отн. %. Среднее значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ во внутри лабораторном стандарте Johnson-Matthey в течение всего периода измерений составило 0.11376 ± 10 (2SD, $N = 10$). Данная величина характеризует внешнюю погрешность изотопного анализа (0.10 отн. %). Мы использовали это значение для оценки реальной погрешности на измеренное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для каждого образца. В пределах погрешности это среднее значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения идентично отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.113790 \pm 3$ (2SD, $N = 11$), измеренному в стандарте Johnson-Matthey на Фарадей-коллекторах ThermoFisher Triton® в ИГЛ в течение того же промежутка времени. В связи с этим никаких других коррекций в измеренное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образцах не вводилось.

Измерения содержаний Ru, Pd, Re, Ir и Pt были выполнены в ИГЛ с использованием индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии на приборе Nu Plasma на электронных умножителях в тройной конфигурации в статическом режиме. Эффекты изотопного масс-фракционирования контролировались и корректировались путем очередного измерения образцов и стандартов. Точность анализа оценивалась путем сравнения Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ в справочных материалах UB-N и GP-13, полученных в ходе данной аналитической кампании, с аналогичными результатами для этих материалов, полученными в других лабораториях; эти результаты характеризуются высокой степенью сходимости (Puchtel et al., 2014). В качестве вторичных стандартов в течение каждой сессии измерялись разбавленные аликвоты растворов железных метеоритов, которые ранее в неразбавленном виде были точно измерены на коллекторах Фарадея того же инструмента с интенсивностью сигнала >100 мВ на наименьшем по интенсивности сигнале изотопе. Результаты этих параллельных измерений изотопных отношений, откорректированные на масс-фракционирование, согласуются в пределах 1.0% для Re и Ir, 2.0% для Ru, Pt и Pd. Мы, таким образом, оцениваем погрешности на измерение концентраций Re и Ir, равные $\pm 1.0\%$, Ru, Pt, Pd — $\pm 2.0\%$ и Os — $\pm 0.2\%$. Погрешность измерения концентрации Re являлась основным источником погрешности определения значения Re/Os отношения; последняя оценивается в 1.0%.

Все расчеты для линий регрессии были выполнены с помощью программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003). Погрешности на концентрации и изотопные отношения, использованные в этих расчетах,

указаны выше. Первичное значение $\gamma^{187}\text{Os}$ было рассчитано как отклонение (в %) отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образце на момент времени, определяемого Re-Os изохроной, относительно среднего хондритового значения этого отношения из работы (Shirey, Walker, 1998), рассчитанного на тот же момент времени. Среднее хондритовое значение изотопного состава Os на момент времени, определяемого Re-Os изохроной, было рассчитано с использованием константы распада ^{187}Re ($\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$) и первичного изотопного состава Os Солнечной системы на момент времени 4.558 млрд лет: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.40186$ (Smoliar et al., 1996; Shirey, Walker, 1998).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержания главных и малых элементов

Полная подборка данных по содержаниям главных, малых и редких литофильных элементов в коматиитах и базальтах СКЗП представлена в работе (Puchtel et al., 1999). Для полноты информации мы привели содержания главных и малых элементов для всех образцов коматиитов и базальтов из работы (Puchtel et al., 1999), которые были изучены в настоящей статье на предмет содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава, а также для трех образцов коматиитов, которые не были проанализированы ранее в работе (Puchtel et al., 1999). Эти данные представлены в табл. 1; содержания отдельных главных и малых элементов относительно MgO показаны на рис. 5.

В пределах коматиитового лавового потока, изученного в настоящей работе, содержание MgO уменьшается от 31.5 мас. % в верхней зоне закалки до 27.5 мас. % в нижней части спинифекс-зоны, а затем увеличивается до 43.3 мас. % в нижней части кумулятивной зоны (см. рис. 3). На вариационных диаграммах (рис. 5) в распределении TiO_2 , Al_2O_3 и Cг наблюдается отрицательная корреляция с содержанием MgO, тогда как Ni обладает сильной положительной корреляцией; вариации этих элементов согласуются с фракционированием единственной минеральной фазы, оливина, в пределах всего диапазона составов лавового потока. По оценкам (Puchtel et al., 1999), излившаяся коматиитовая лава содержала ~30 мас. % MgO.

Три образца базальтов, проанализированные в настоящей работе, содержат от 6.8 до 9.9 мас. % MgO; составы этих образцов ложатся вблизи коматиитового тренда для Al и выше коматиитового тренда для Ti, вероятно, отражая присутствие кумулятивного пироксена (рис. 5).

Согласно (Puchtel et al., 1999), коматииты и базальты обладают сходными распределениями редких литофильных элементов и идентичными пер-

Таблица 1. Содержания главных (мас. %) и малых (ppm) элементов в коматиитах и базальтах СКЗП

Компоненты	Коматииты (оливиновый спинифекс)					Коматииты (оливиновый кумулат)				Базальты		
	89155C	89151C	89152C	89152H	89153C	89159C	89159H	89160C	89160H	93150C	93154C	94141C
SiO ₂	44.6	44.8	45.3	45.1	45.9	43.4	43.9	42.7	41.6	50.4	50.6	51.0
TiO ₂	0.312	0.336	0.360	0.354	0.375	0.162	0.158	0.131	0.157	0.972	0.989	0.847
Al ₂ O ₃	6.12	6.52	6.92	6.65	7.30	3.10	3.08	2.51	2.99	15.0	14.4	14.1
Fe ₂ O _{3tot}	11.7	12.0	12.4	12.3	12.7	10.5	10.6	10.2	10.6	13.2	14.0	12.1
MnO	0.200	0.195	0.197	0.215	0.209	0.160	0.158	0.160	0.126	0.195	0.175	0.185
MgO	31.5	30.1	28.9	28.9	27.5	41.6	40.4	43.3	40.8	6.80	8.14	9.91
CaO	5.62	5.87	5.85	5.62	5.80	1.07	0.710	1.14	2.43	12.2	10.3	10.4
Na ₂ O	0.012	0.011	0.011	0.043	0.011	0.010	0.032	0.016	0.034	1.11	1.28	1.09
K ₂ O	0.012	0.033	0.033	0.030	0.022	0.011	0.014	0.023	0.017	0.072	0.206	0.350
P ₂ O ₅	0.035	0.048	0.044	0.032	0.074	0.010	0.023	0.020	0.023	0.069	0.051	0.064
П.п.п.	9.50	7.93	8.20	7.26	9.25	12.41	11.93	13.48	13.15	2.53	2.89	2.79
Cr	2750	2913	3223	3126	3370	2240	2420	2128	2357	320	335	553
V	130	141	150	161	159	71	70	57	65	295	314	249
Co	127	120	117	127	111	141	137	147	158	47	46	51
Ni	1777	1584	1497	1549	1396	2618	2438	2785	2373	152	144	151
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	19.6	19.4	19.2	18.8	19.5	19.1	19.5	19.2	19.0	15.4	14.5	16.7

Примечание. Содержания пересчитаны на сухой остаток с использованием значений потерь при прокаливании (П.п.п.). Здесь и в табл. 2 буквы "С" и "Н" в номерах образцов означают аликвоты порошков пород, приготовленных для данного исследования из раздробленного материала и целых кусков образцов пород, соответственно, оставшихся от работы (Puchtel et al., 1999).

вичными изотопными составами Nd [(Gd/Yb)_N = 1.0 ± 0.1, (La/Sm)_N = 0.70 ± 0.10, Nb/Nb* = 1.2 ± 0.2, ε¹⁴³Nd(T) = +2.7 ± 0.3]. Приведенные выше данные указывают на вероятную генетическую связь между коматиитами и базальтами. Эта генетическая связь могла быть результатом кристаллизации единой коматиитовой магмы или обусловлена образованием из единого мантийного источника, либо являлась следствием и того, и другого процесса (Puchtel et al., 1999).

Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ

Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах приведены в табл. 2; Re-Os изотопные данные – на рис. 6; содержания ССЭ – на рис. 7 и как нормализованные к CI-хондриту – на рис. 8.

Регрессионный анализ Re-Os изотопных данных для образцов коматиитов с помощью программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003) дает изохронный возраст 2906 ± 88 млн лет (модель 3, СКВО = 4.1), отвечающий первичному значению γ¹⁸⁷Os = +0.46 ± 0.52 (рис. 6а). Довольно значительная погрешность на возраст и значение первичного Os-изотопного отношения связаны с узким диапазоном вариаций Re/Os отношения среди проанализированных образцов коматиитов (¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os = 0.14–0.50). Регрессионный анализ

Re-Os изотопных данных одновременно для образцов и коматиитов, и базальтов с помощью программы ISOPLOT дает существенно более точный Re-Os изохронный возраст 2904 ± 18 млн лет (модель 3, СКВО = 2.6) и первичное значение γ¹⁸⁷Os = +0.45 ± 0.17 (рис. 6б). Этот возраст является первым *прямым* определением возраста образования нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП. Он хорошо согласуется с Sm-Nd и Pb-Pb изохронными возрастными 2916 ± 117 и 2892 ± 130 млн лет соответственно, полученными в (Puchtel et al., 1999) по валовым пробам коматиитов и базальтов из нижней толщи; эти датировки являлись *непрямыми* определениями возраста образования нижних толщ и отвечали, вероятнее всего, времени вторичных изменений лав, которые происходили сразу вслед за излиянием коматиит-базальтовых магм на океаническое дно.

Между содержаниями Os, Ir, Ru и MgO в коматиитовом лавовом потоке выявлена положительная корреляция; содержания этих ССЭ варьируют в пределах 1.2–5.4, 1.7–4.7 и 5.2–9.3 ppb соответственно (рис. 7). Поскольку ранее было показано, что Os и Ir являются умеренно несовместимыми элементами с оливином, тогда как коэффициент распределения для Ru между оливином и силикатным расплавом близок к 1.0 (например, Puchtel, Humayun, 2001; Puchtel et al., 2004b; Brenan et al., 2005), эти вариации, скорее

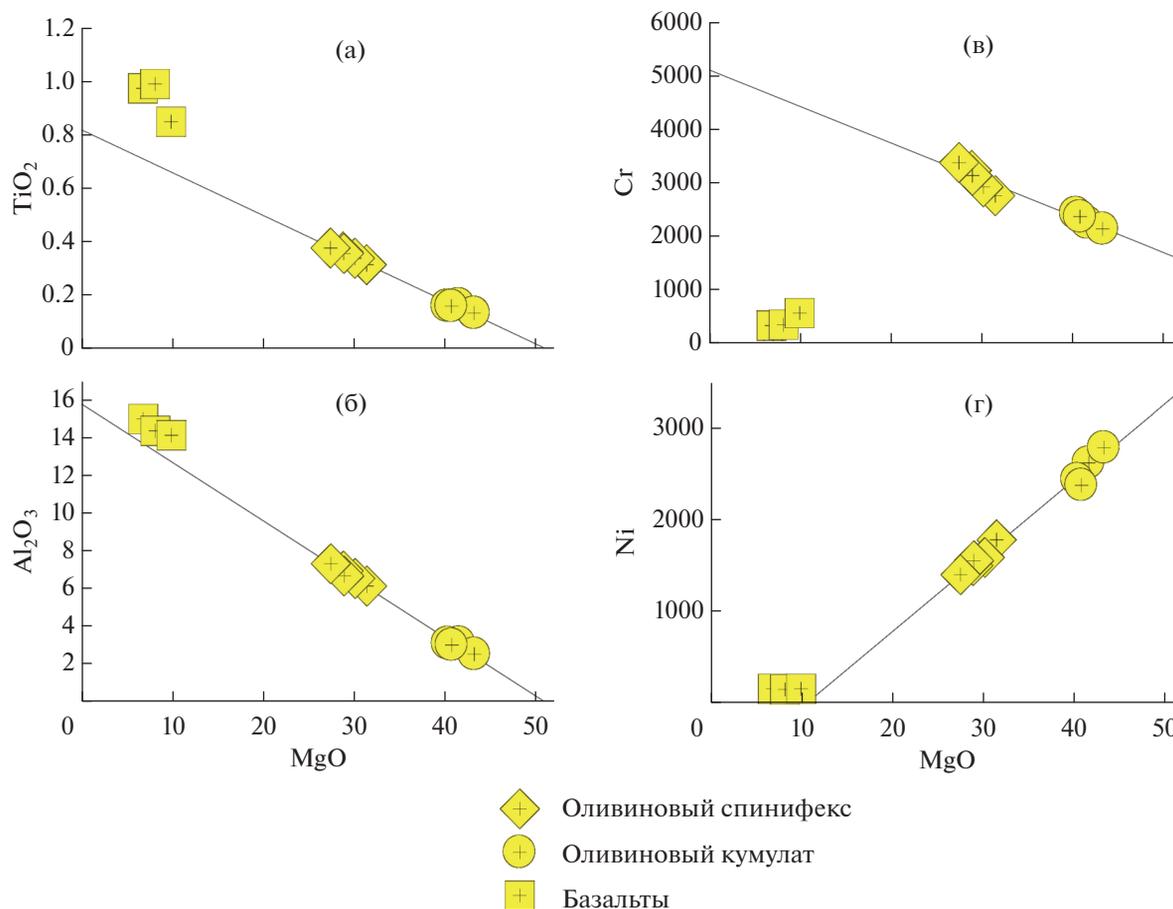


Рис. 5. Вариационные диаграммы содержаний некоторых главных (мас. %) и малых (ppm) элементов относительно содержания MgO (мас. %)

всего, контролировались совместной кристаллизацией металлических сплавов, богатых Os, Ir и Ru, и их гравитационным осаждением в кумулятивной зоне коматиитового потока одновременно с оливином.

В отличие от коматиитов, базальты характеризуются низкими содержаниями Os, Ir и Ru, варьирующими в пределах 0.06–0.12, 0.07–0.08 и 0.12–0.28 ppb соответственно. Содержания этих элементов слабо коррелируют с индексами магматической дифференциации, такими как содержание MgO. Это свидетельствует о том, что вариации Os, Ir и Ru в базальтах контролировались эффективным удалением этих элементов путем фракционирования богатых Os-Ir-Ru металлических сплавов в ходе магматической дифференциации.

Содержания Pt и Pd в коматиитовом потоке варьируют в пределах 3.3–7.7 и 2.8–6.7 ppb соответственно; их концентрации лежат на отчетливо выраженных линейных трендах с отрицательными наклонами, пересекающих MgO-оси в районе ~53 мас. %. Эти тренды, таким образом, совпадают с линиями оливинового контроля, свидетель-

ствуя о недосыщенной сульфидами природе изливавшейся коматиитовой магмы.

В базальтах содержания Pt и Pd варьируют в пределах 6.7–16.8 и 7.7–16.4 ppb соответственно; их концентрации лежат как ниже, так и выше трендов MgO–Pt и MgO–Pd для коматиитов. Это свидетельствует о фракционировании несмешиваемого сульфидного расплава при дифференциации базальтовых магм и, таким образом, предполагает насыщенность этих расплавов сульфидом.

Между содержаниями Re и MgO не выявлено какой-либо значимой корреляции, скорее всего, в связи со вторичными изменениями лав при излиянии их на океаническое дно. Однако, очевидно, что мобилизация Re произошла сразу после излияния лав, и после этого Re-Os изотопная система оставалась закрытой, о чем свидетельствует истинность возраста излияния лав, определяемого Re-Os изохроной.

На диаграммах содержаний ССЭ, нормализованных к CI-хондриту (рис. 8а), образцы коматиитов со спинифекс-структурой выявляют умеренную обогащенность Pt и Pd относительно Os и

Таблица 2. Содержания сильно сидерофильных элементов (ppb) и Re-Os изотопные данные для коматиитов и базальтов

Номер образца	Re	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\gamma^{187}\text{Os}(2904)$
Коматииты (оливиновый спинифекс)									
89151C	0.157	1.813	1.76	5.46	6.86	5.64	0.4185 ± 0.0042	0.12824 ± 7	+0.38
89152C	0.172	1.772	1.67	5.56	7.73	6.17	0.4671 ± 0.0047	0.13067 ± 7	+0.40
89152H	0.160	1.698	1.70	5.65	7.38	6.00	0.4551 ± 0.0046	0.12995 ± 6	+0.28
89153C	0.123	1.183	1.70	5.19	7.67	6.66	0.5001 ± 0.0050	0.13267 ± 7	+0.73
Коматииты (оливиновый кумулат)									
89159C	0.0925	3.227	4.35	7.70	3.76	3.10	0.1379 ± 0.0014	0.11455 ± 6	+0.58
89160C	0.342	5.217	4.84	9.03	3.26	2.83	0.3159 ± 0.0032	0.12337 ± 8	+0.58
89160H	0.250	5.422	4.69	9.32	3.61	3.07	0.2219 ± 0.0022	0.11835 ± 7	+0.24
Базальты									
93150C	1.84	0.1175	0.0752	0.284	6.66	7.79	146.9 ± 1.5	7.3927 ± 41	+3.3
93154C	1.00	0.07238	0.0664	0.140	6.74	7.69	116.9 ± 1.2	5.8976 ± 30	-3.6
94141C	1.12	0.06200	0.0675	0.124	16.8	16.4	197.8 ± 2.0	9.9140 ± 49	+1.8

Примечание. Содержания ССЭ пересчитаны на сухой остаток с использованием значений П.п.п. из табл. 1. Первичные значения $\gamma^{187}\text{Os}$ рассчитаны для времени 2904 млн лет, определяемого Re-Os изохроной и с использованием параметров, приведенных в тексте.

Ir, тогда как образцы коматиитов со структурой оливинового кумулата обогащены Os и Ir относительно Pt и Pd. Такой тип фракционирования Os и Ir относительно Pt и Pd является типичным для коматиитов (например, Puchtel et al., 2004b). В отличие от коматиитов, базальты характеризуются сильным обеднением Os, Ir и Ru относительно Pt и Pd (рис. 8б), что является типичным для архейских базальтов из других регионов (например, Puchtel, Humayun, 2000; Puchtel et al., 2022a).

ОБСУЖДЕНИЕ

Подвижность элементов

Поскольку коматииты и базальты, рассматриваемые в настоящей работе, претерпели вторичные изменения при излиянии на океаническое дно и затем региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, необходимо оценить возможные эффекты мобильности элементов, которая могла быть результатом воздействия этих процессов. Для решения данной задачи в работе (Puchtel et al., 1999) применялась методика, которая была впервые описана в (Arndt et al., 1977) и впоследствии использована в многочисленных работах по коматиитам (например, Arndt, 1986; Puchtel et al., 1996). Данная методика состоит в нанесении на графики содержаний интересующих компонентов относительно содержания MgO. Если содержания элементов образуют ожидаемые магматические корреляции, например, следуют линиям оливинового контроля, эти элементы рассматриваются как инертные в ходе

постмагматических процессов. Используя эту методику в (Puchtel et al., 1999), авторы пришли к заключению, что незакономерное распределение щелочей, Rb, Sr, Ba, U, Pb и, в меньшей степени, Si и Ca в коматиитах и базальтах СКЗП свидетельствует о мобильности этих элементов, тогда как остальные элементы, представляющие интерес, например Al, Ti, MgO, REE, HFSE, были отнесены этими авторами к инертным.

Используя аналогичный подход для анализа содержаний ССЭ и следуя наблюдениям, описанным в разделе Результаты, мы пришли к заключению, что вариации содержаний Os, Ir, Ru, Pt и Pd в коматиитах и базальтах СКЗП имеют магматическую природу, тогда как Re был подвижен в ходе постмагматических процессов.

Сидерофильные элементы в мантийном источнике коматиитов

В настоящей работе, как и в ряде предыдущих исследований (например, Puchtel et al., 2018, 2020, 2022a), абсолютные и относительные (т.е. Re/Os отношение) содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП были рассчитаны с применением проекционной методики (Puchtel et al., 2004b), предполагающей использование Re-Os изотопных данных и содержаний ССЭ для коматиитовых лав, которые образовались из единой коматиитовой магмы и связаны процессами кристаллизационного фракционирования оливина после излияния лав на поверхность.

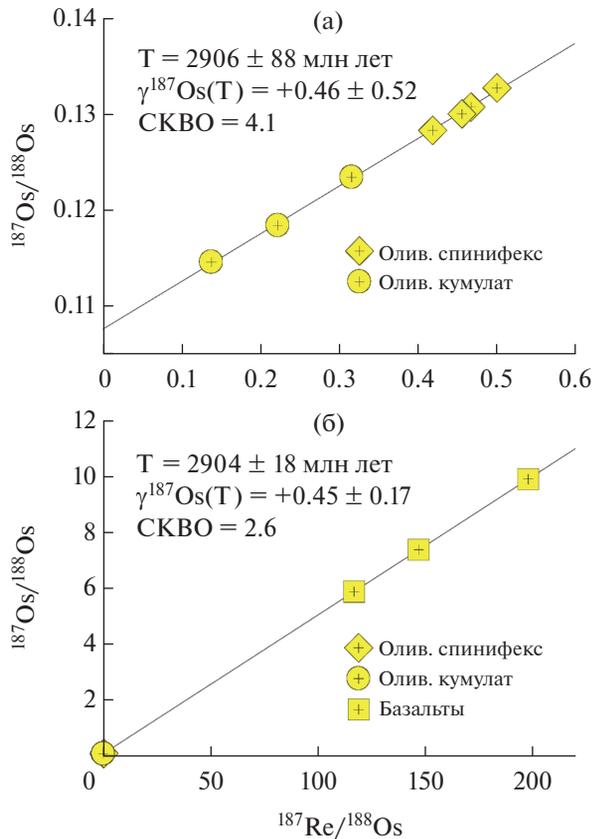


Рис. 6. Re-Os изохронные диаграммы для коматиитов (а) и совместно для коматиитов и базальтов (б) Сумо-зерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

При рассмотрении Re-Os изотопной систематики необходимо иметь в виду, что Os был инертен в ходе вторичных процессов, о чем свидетельствует закономерный характер вариаций концентрации Os относительно содержания MgO как в пределах коматиитового лавового потока, так и в базальтах (рис. 7). Кроме того, Re-Os изохрона с возрастом 2904 ± 18 млн лет, полученная для коматиитов и базальтов, представляет собой точное прямое определение возраста этих вулканитов, который хорошо согласуется с возрастными данными, полученными с использованием литофильных изотопных систем. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что, хотя Re и был мобилизован во время вторичных изменений, происшедших после излияния коматиитов и базальтов на океаническое дно, это, очевидно, случилось либо одновременно с, или вскоре после излияния, и затем Re-Os изотопная система оставалась закрытой до настоящего момента. Эти два наблюдения позволяют нам заключить, что первичное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os} = +0.45 \pm 0.17$), рассчитанное на основе Re-Os изохроны, отвечает таковому в мантийном источнике коматиитов и базальтов СКЗП.

Для того чтобы смоделировать интегрированную по времени эволюцию Re/Os отношения в этом мантийном источнике, было использовано первичное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ для расчета минимальной величины $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, требуемой для радиогенного развития системы до этого изотопного состава осмия 2904 млн лет назад, и исходя из предположения об образовании этого мантийного источника вскоре после возникновения Солнечной системы. Расчеты показывают, что для эволюции мантийного источника коматиитов от значения отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$ в Солнечной системе в момент времени 4558 млн лет назад (Shirey, Walker, 1998) до первичного значения отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ на момент времени 2904 млн лет требуется величина отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, равная 0.418 ± 6 . Это интегрированное по времени значение отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ находится в диапазоне такового для хондритовых метеоритов (среднее хондритовое отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, суммированное из работ (Walker et al., 2002; Brandon et al., 2005; Fischer-Gödde et al., 2010), составляет 0.410 ± 51 ($\pm 2\text{SD}$)), а рассчитанное первичное значение $\gamma^{187}\text{Os} = +0.45 \pm 0.17$ для источника коматиитов и базальтов СКЗП также находится в диапазоне вариаций таковых в большинстве источников архейских и протерозойских коматиитов (рис. 9).

Для того чтобы рассчитать содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП, необходимо установить степень сульфидного насыщения их первичных магм как в момент отделения от мантийного источника, так и при излиянии на поверхность. Степень сульфидного насыщения коматиитовой магмы является наиболее важным параметром при решении вопроса о том, насколько адекватно содержания ССЭ в коматиитовых лавах отражают таковые в их мантийном источнике. В работе (Steenstra et al., 2020) представлена уточненная модель параметризации для расчета концентрации серы при сульфидном насыщении силикатных расплавов в зависимости от P - T параметров и содержаний главных и редких элементов. Мы использовали эту модель в настоящей работе для определения степени сульфидного насыщения первичной коматиитовой магмы СКЗП.

Для расчета P - T параметров образования первичной коматиитовой магмы, мы использовали параметризационные модели мантийного плавления из (McKenzie, Bickle, 1988; Herzberg et al., 2010) и содержания главных и редких элементов в излившейся коматиитовой лаве из работы (Puchtel et al., 1999). Согласно нашим расчетам, потенциальная температура мантии T_{pot} при плавлении была 1850°C , ликвидусная температура T_{liq} при излиянии магмы на поверхность — 1594°C , глубина начала процесса плавления D_{init} составляла 469 км, что соответствует давлению 15.2 ГПа. Эта

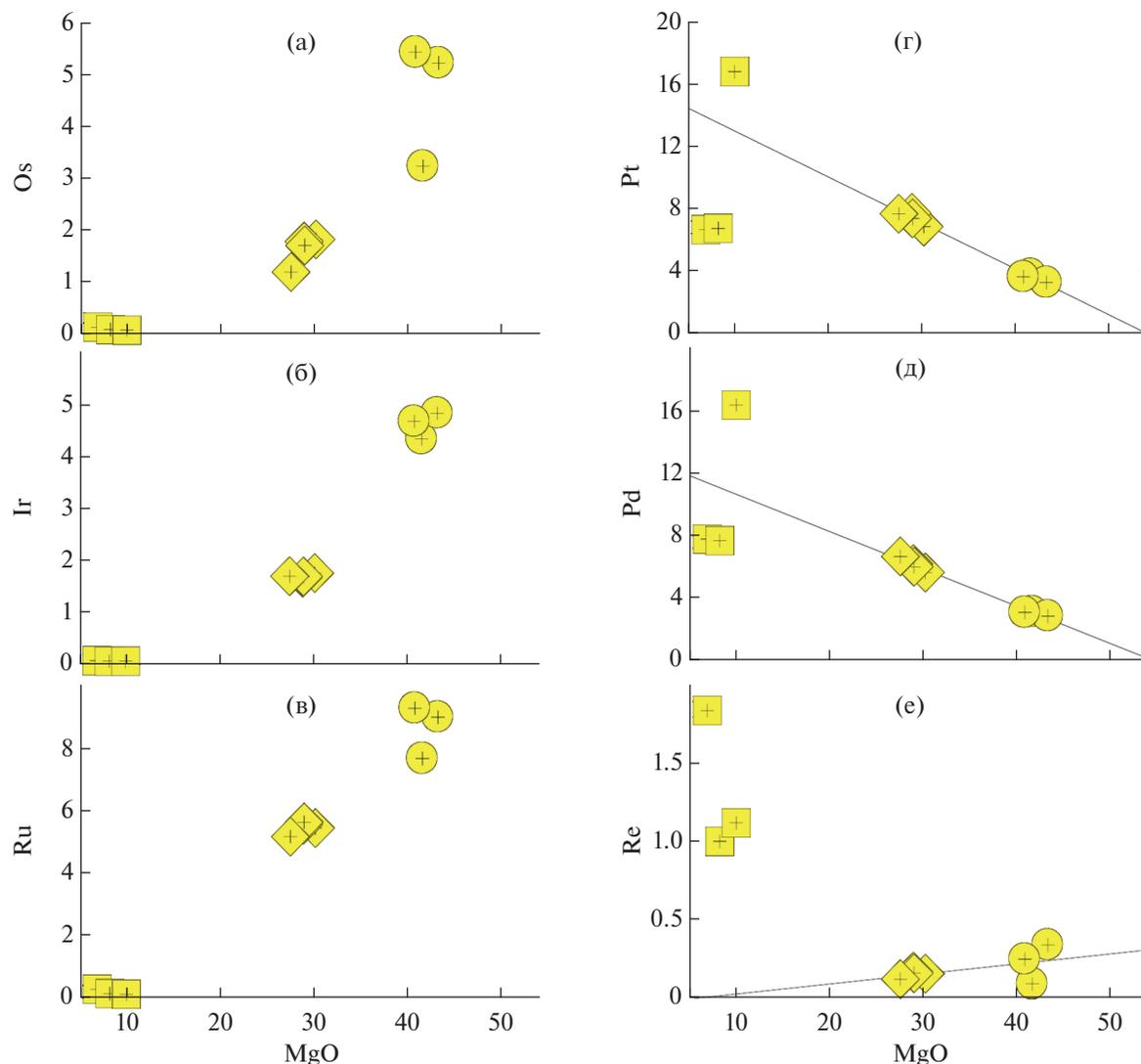


Рис. 7. Вариационные диаграммы содержаний ССЭ (ppb) относительно содержания MgO (мас. %) для коматиитов и базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

оценка, таким образом, определяет максимальную глубину отделения коматиитовой магмы от ее мантийного источника. Очевидно, что при отделении от источника на таких глубинах коматиитовая магма должна была бы быть в равновесии с мажоритовым гранатом в мантийном рестите и, следовательно, должна была бы быть обеднена Al (Ohtani et al., 1984; Herzberg et al., 1988). Поскольку коматииты СКЗП относятся к Al-необедненному типу (Puchtel et al., 1999), их первичные магмы, очевидно, отделялись от мантийного рестита в поле стабильности шпинелевого лерцолиита на глубинах менее 200 км и соответствующих им давлений <6.5 ГПа (Herzberg et al., 1988). Эта глубина консервативно оценивается нами как максимальная глубина завершения процесса плавления и отделения коматиитовой магмы от ее мантийного источника. Температура, при которой

завершилось плавление в коматиитовой системе СКЗП, нами рассчитана как равная 1750°C с использованием параметризационных моделей плавления из (Herzberg, Gazel, 2009; Herzberg et al., 2010). Используя полученные параметры, состав излившейся коматиитовой лавы из работы (Puchtel et al., 1999) и уравнение (4) из работы (Steenstra et al., 2020), концентрации серы, необходимые для сульфидного насыщения коматиитовой магмы при отделении от источника плавления и при излиянии на поверхность, оценены нами в 1380 и 2365 ppm соответственно.

Далее для того, чтобы оценить степень сульфидного насыщения коматиитовой магмы СКЗП, необходима информация о концентрации в ней серы. Для получения этой информации, необходимо знать ее концентрацию в мантийном источнике коматиитов и степень его плавления. Средняя кон-

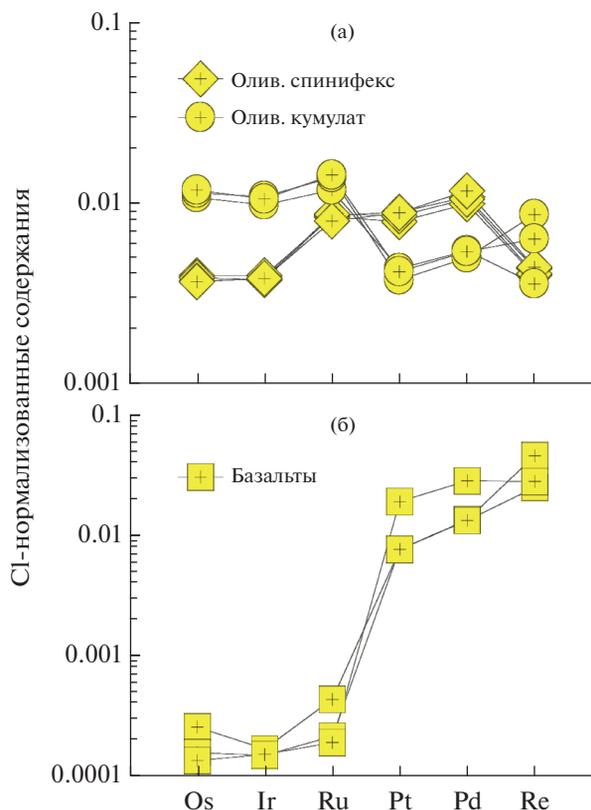


Рис. 8. Нормализованные к углестому хондриту CI содержания ССЭ в образцах коматиитов (а) и базальтов (б) Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Нормализующие значения взяты из работы (Horan et al., 2003).

центрация серы в ВСЗ составляет 250 ± 50 ppm (McDonough, Sun, 1995), а в современной деплетированной мантии (ДМ) – от 195 ± 45 до 206 ± 25 ppm (Nielsen et al., 2014; Sun et al., 2020). Так как мантийный источник коматиитов был обеднен сильно несовместимыми литофильными редкими элементами (Puchtel et al., 1999), в плане концентрации серы он, скорее всего, был более близок к ДМ. Однако, поскольку оценки концентрации серы в ВСЗ и ДМ идентичны в пределах погрешностей, мы использовали значение 250 ± 50 ppm в качестве консервативной оценки максимальной ее концентрации в источнике коматиитов СКЗП.

Для оценки степени частичного плавления, при котором образовалась первичная коматиитовая магма СКЗП, мы использовали валовую модель плавления, а также содержания умеренно несовместимых редких литофильных элементов (например, Nd, Sm) в этой магме и ее мантийном источнике, которые были рассчитаны с помощью проекционной методики (Puchtel et al., 2004b) и коэффициентов распределения для редких элементов между мантийными минеральными фазами и силикатным расплавом (Green, 1994). Учитывая, что сера является умеренно несовместимым элементом при высоких степенях частичного плавления,

при которых, вероятно, образовались коматииты СКЗП, со степенью несовместимости, близкой к таковой для Sm (например, McDonough, Sun, 1995), расчетная концентрация серы в коматиитовой магме составила 395 ppm. Таким образом, концентрация серы в коматиитовой магме была в 3.5 раза ниже, чем ее концентрация при сульфидном насыщении в момент отделения от мантийного источника плавления, и в 6 раз ниже, чем ее концентрация при сульфидном насыщении при излиянии коматиитовой магмы на поверхность. Приведенные выше данные моделирования, таким образом, представляют собой надежное свидетельство сульфидной недосыщенности первичной коматиитовой магмы СКЗП.

Учитывая рассчитанную выше высокую степень сульфидной недосыщенности первичной коматиитовой магмы СКЗП, содержания несовместимых ССЭ Pt и Pd в ее мантийном источнике были рассчитаны путем экстраполяции линий оливнового контроля (рис. 7) для каждого из этих элементов к содержанию MgO в мантии (38.0 мас. %) с использованием программы ISOPLOT. Рассчитанные содержания Pt и Pd составили 4.65 ± 0.31 и 3.88 ± 0.27 соответственно, что равно $58 \pm 7\%$ от суммы содержаний этих элементов относительно

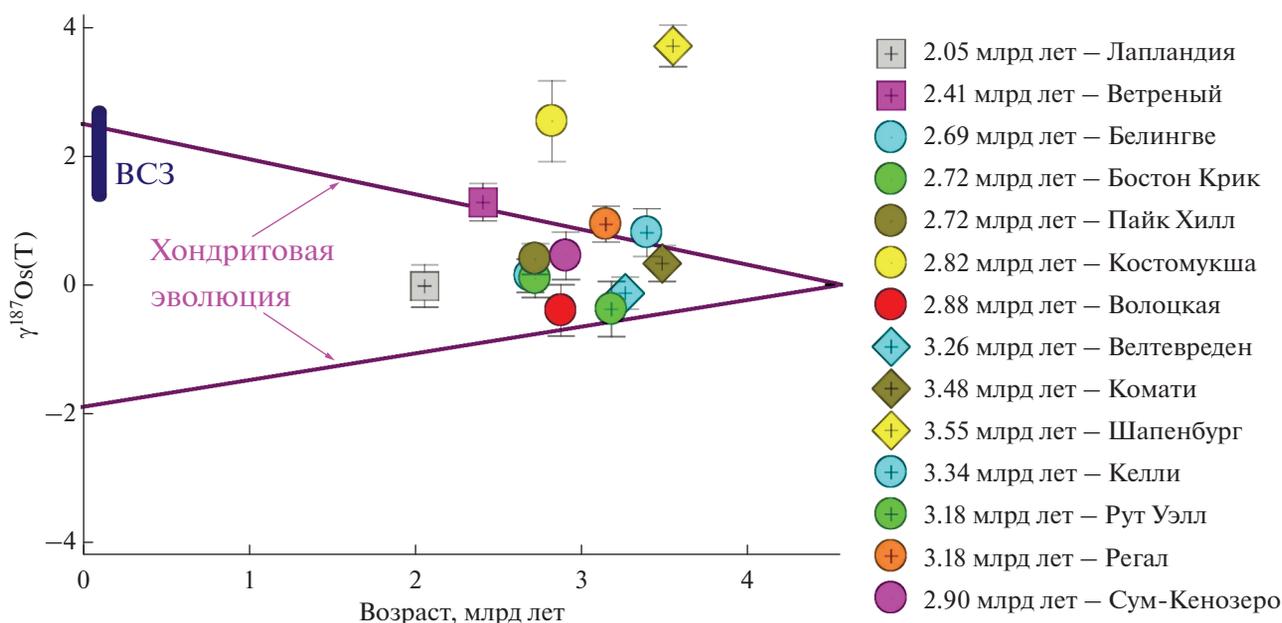


Рис. 9. Диаграмма вариаций первичных изотопных составов $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, выраженных в величинах $\gamma^{187}\text{Os}$, для архейских и протерозойских коматиитовых систем относительно их возраста.

Синяя вертикальная полоса для современной Валовой Силикатной Земли (ВСЗ) отвечает 2SD-погрешности на среднее значение этой величины из (Meisel et al., 2001). Источники данных: Лапландия – (Puchtel et al., 2020); Ветренный Пояс – (Puchtel et al., 2016b); Белингве – (Puchtel et al., 2009b); Пайк Хилл – (Puchtel et al., 2004a, 2009b); Бостон Крик – (Puchtel et al., 2018); Костомукша – (Puchtel et al., 2005); Волоцкая толща – (Puchtel et al., 2007); Велтевреден и Комати – (Puchtel et al., 2014); Шапенбург – (Puchtel et al., 2009a, 2016a), Келли, Рут Уэлл и Регал – (Puchtel et al., 2022a); Сумозеро-Кенозеро – настоящая работа. Os-изотопные данные для хондритовых метеоритов взяты из (Walker et al., 2002; Brandon et al., 2005; Fischer-Gödde et al., 2010) и представлены в виде сегмента, заключенного между двумя фиолетовыми сходящимися наклонными линиями и отвечающего полному диапазону вариаций современных значений величин $\gamma^{187}\text{Os}$, спроецированных во времени к первичному отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для Солнечной системы. Все погрешности отвечают 2SD от среднего значения.

таковой в оценках (Becker et al., 2006) для современной ВСЗ.

Рассчитанные содержания ССЭ в источнике коматиитов СКЗП мы нанесли как функцию их возраста на рис. 10 и сравнили с данными для других архейских и протерозойских коматиитовых систем, а также с оценками для современной ВСЗ. Рассчитанные содержания ССЭ в коматиитовой системе СКЗП находятся в середине диапазона вариаций для архейских коматиитов, располагаясь несколько ниже глобального тренда увеличения содержаний ССЭ во времени, который определяется всеми полученными на сегодняшний день высококачественными данными для коматиитов из работы (Puchtel et al., 2022a). В то же время эти рассчитанные концентрации ССЭ в источнике коматиитов СКЗП существенно ниже, чем концентрации, рассчитанные для мантийного источника близких по географическому положению и возрасту коматиитов Волоцкой толщи ($82 \pm 6\%$: Puchtel et al., 2007). Новые данные, таким образом, согласуются с нашими более ранними выводами о существенной неоднородности позднеархейской мантии в отношении содержаний ССЭ (рис. 10 и ссылки на работы в подписи к рисунку).

Ограничения на скорости перемешивания ранней мантии в отношении ССЭ

Скорости перемешивания мантии в отношении ССЭ изучались путем отслеживания изменений в содержаниях ССЭ в мантии на протяжении геологического времени (например, Maier et al., 2009; Puchtel et al., 2020, 2022a, 2022b). Поскольку породы лунной материковой коры, сформировавшейся ~4.40 млрд лет назад (Borg et al., 2014), лишь в незначительной степени контаминированы метеоритным веществом (например, Day et al., 2010), процессы поздней аккреции, по всей вероятности, завершились к моменту времени 4.40 млрд лет, т.е. в течение первых ~150 млн лет после образования Солнечной системы. В работе (Puchtel et al., 2022a) использованы рассчитанные содержания ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем (см. рис. 10) как функция их возраста и программа ISOPLOT для определения момента времени в прошлом, к которому материал поздней аккреции был полностью гомогенизирован в составе мантии Земли.

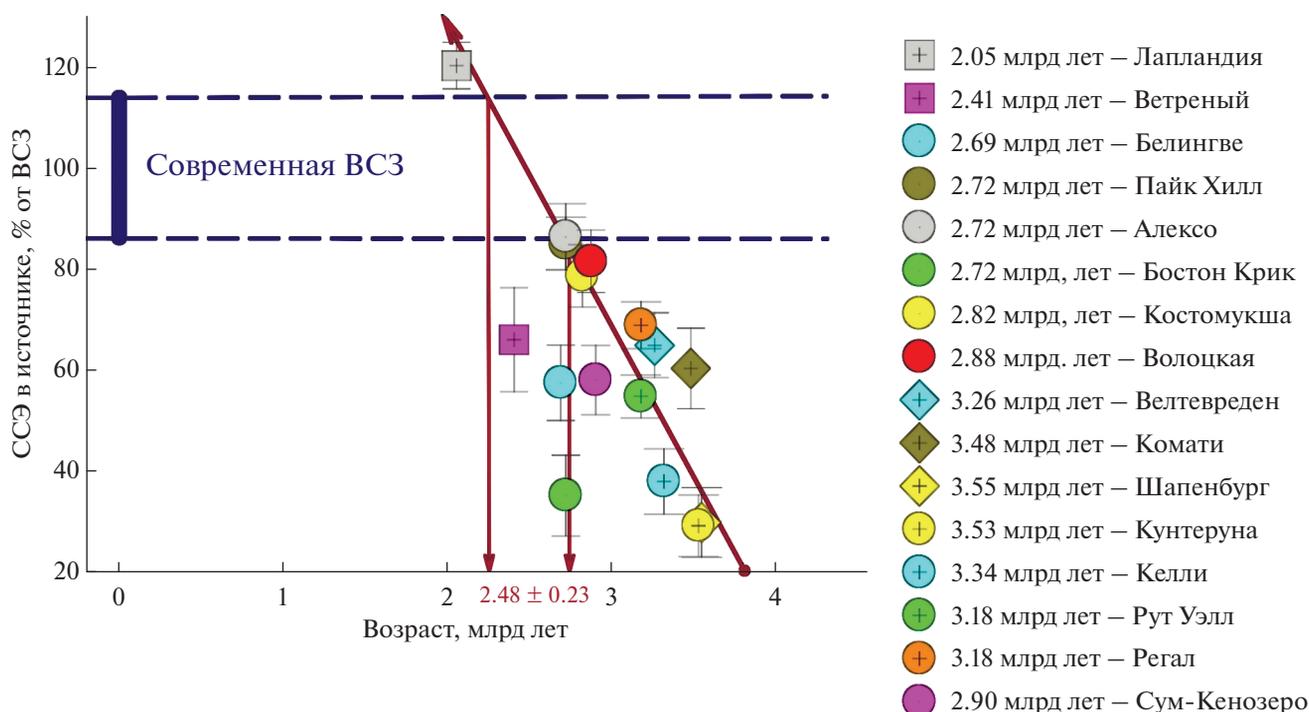


Рис. 10. Рассчитанные общие содержания сильно сидерофильных элементов (СЭ) в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем, показанные в % от таковых в оценках для современной Валовой Силикатной Земли (ВСЭ) из (Becker et al., 2006).

Горизонтальные синие штриховые линии отвечают диапазону вариаций содержаний СЭ в ВСЭ из (Becker et al., 2006). Красная наклонная стрелка является линией регрессии, выполненной с помощью программы ISOPLOT и с использованием всех данных, приведенных на рисунке. Красные вертикальные стрелки являются проекциями на ось абсцисс (возраст) от точек пересечения линии регрессии со штриховыми линиями диапазона вариаций содержаний СЭ в ВСЭ и, таким образом, характеризуют погрешность оценки среднего возраста полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли (2.48 ± 0.23 млрд лет назад). Источники данных: Лапландия – (Puchtel et al., 2020); Ветренный Пояс – (Puchtel et al., 2016b); Белингве – (Puchtel et al., 2009b); Пайк Хилл и Алексо – (Puchtel et al., 2004b, 2009b); Бостон Крик – (Puchtel et al., 2018); Костомукша – (Puchtel, Humayun, 2005); Волоцкая толща – (Puchtel et al., 2007); Велтевреден и Комати – (Puchtel et al., 2014); Шапенбург – (Puchtel et al., 2009a, 2016a), Кунтеруна, Келли, Рут Уэлл и Регал – (Puchtel et al., 2022a); Сумозеро-Кенозеро – настоящая работа.

Эти результаты регрессионного анализа дали цифру 2.5 ± 0.2 млрд лет.

Мы использовали новые данные по содержаниям СЭ для коматиитов СКЗП в совокупности с имеющимися данными для коматиитовых систем по всему земному шару для получения уточненной оценки возраста полной гомогенизации – 2.48 ± 0.23 млрд лет. Новые данные предполагают, что среднее время жизни позднеаккретированных планетезималей в мантии (до момента полной гомогенизации) составляло 1.92 ± 0.23 млрд лет (т.е. $4.40 - 2.48 = 1.92$), что представляет ограничение на среднюю скорость перемешивания земной мантии в отношении СЭ в катархее и архее. Как полагают некоторые исследователи (Brown, 2007; Brown, Johnson, 2018), этот момент времени в истории Земли (2.48 млрд лет назад) совпадает со временем начала функционирования процессов современной тектоники плит.

Наша оценка средней скорости перемешивания мантии в отношении СЭ предполагает, что большая часть материала поздней аккреции избежала гомогенизации и не была дезинтегрирована в течение ~ 2.0 млрд лет, несмотря на предположительно энергичное конвективное перемешивание мантии в катархее и архее. Очевидно, что для гомогенизации части этого материала требовалось значительно больше среднего времени в ~ 2.0 млрд лет, о чем свидетельствует существование таких коматиитовых источников, как Ветренный, Белингве и Бостон Крик, которые обеднены СЭ и лежат существенно ниже общего тренда на рис. 10. Возможно, что такая неэффективная гомогенизация, до определенной степени, была связана с тем, что тектонические режимы на ранних этапах развития Земли отличались от современного режима тектоники плит (например, O'Neill, Debaille, 2014). Наличие застойного или эпизоди-

ческого субдукционного режима в катархее согласуется с повсеместным присутствием в архейских породах аномалий короткоживущих изотопных систем (например, Puchtel et al., 2016a, 2022a; Carlson et al., 2019; Reimink et al., 2020; Tusch et al., 2021), хотя результаты недавнего моделирования показали, что такие изотопные аномалии могли сохраняться в мантии в течение миллиардов лет даже в условиях мобильного тектонического режима типа современного (Foley, Rizo, 2017).

Nd-Hf-Os изотопный парадокс в свете новых данных

В предыдущих работах (например, Puchtel et al., 2009b, 2020, 2022a) уже отмечалось, что существует очевидный конфликт между данными по радиогенным изотопным системам для литофильных элементов, таким как Sm-Nd и Lu-Hf, и сильно сидерофильной Re-Os изотопной системой для коматиитовых мантийных источников на планете в целом. Например, источники большинства архейских и протерозойских коматиитовых систем, таких как зеленокаменные пояса Абитиби в Канаде и Белингве в Южной Африке (Walker et al., 1988; Gangopadhyay, Walker, 2003; Puchtel et al., 2009b, 2018), Волоцкая толща (Puchtel et al., 2007), зеленокаменные пояса Центрально-Лапландский в Фенноскандии (Hanski et al., 2001; Puchtel et al., 2020) и Кратона Пилбара в Западной Австралии (Puchtel et al., 2022a), характеризуются варьирующими, но положительными первичными значениями $\epsilon^{143}\text{Nd}$ и $\epsilon^{176}\text{Hf}$, и, таким образом, эволюционировали с интегрированными по времени супрахондритовыми значениями Sm/Nd и Lu/Hf отношений. Источники этих коматиитовых систем должны были претерпеть ранние эпизоды плавления и экстракции расплавов, результатом которых явилось фракционирование Sm/Nd и Lu/Hf отношений до супрахондритовых значений, достаточно высоких для того, чтобы эти источники смогли эволюционировать до положительных первичных $\epsilon^{143}\text{Nd}$ и $\epsilon^{176}\text{Hf}$ значений, полученных для этих коматиитовых систем в упомянутых выше работах.

В то же время эти коматиитовые системы характеризуются близкими к хондритовым первичными значениями $\gamma^{187}\text{Os}$ и их источники, таким образом, эволюционировали с близкими к хондритовым величинами Re/Os отношений (см. рис. 9). Поскольку Re является умеренно несовместимым элементом при мантийном плавлении, тогда как Os — от умеренно- до сильно совместимым (например, Rehkämpfer et al., 1997; Mallmann, O'Neill, 2007; Gannoun et al., 2016), можно было

бы ожидать, что эти эпизоды плавления и экстракции расплавов, зафиксированные литофильными изотопными системами, приведут к фракционированию Re/Os отношений в источниках этих коматиитовых систем до субхондритовых величин. Результатом этого явления должно было бы явиться замедление роста ^{187}Os и, как следствие, эволюция коматиитовых источников до отрицательных первичных значений $\gamma^{187}\text{Os}$. Однако отрицательные первичные значения $\gamma^{187}\text{Os}$ не присутствуют в глобальной базе данных для коматиитов (рис. 9).

Это явление было названо Nd-Hf-Os изотопным парадоксом в работе (Puchtel et al., 2022a). И. Пухтель с соавторами (Puchtel et al., 2020, 2022a) предложили решение для этого парадокса путем разработки модели мантийного плавления, в которой мантийные источники коматиитов претерпели ранний (через 100 млн лет после образования Солнечной системы) эпизод низких степеней ($F = 1.5\text{--}2.5\%$) частичного плавления и экстракции расплавов, который привел к фракционированию Sm/Nd и Lu/Hf отношений, но имел ограниченное влияние на Re/Os отношение в связи с существенно более низкой несовместимостью Re по сравнению с Nd и Hf при частичном плавлении мантии. Применяя эту модель мантийного плавления к коматиитовой системе СКЗП и используя модельные параметры, описанные в (Puchtel et al., 2020, 2022a), мы рассчитали максимально допустимую степень мантийного плавления, при которой не возникает конфликта между Nd и Os изотопными системами в источнике коматиитов СКЗП. Рассчитанная степень плавления составила 1.5%, что согласуется с данными для других коматиитовых систем (Puchtel et al., 2022a).

Очевидно, что описанный выше Nd-Hf-Os изотопный парадокс является глобальным по своей природе явлением (Puchtel et al., 2022a, 2022b); предложенный сценарий решения этого парадокса предполагает раннее формирование и последующую полную изоляцию мафической коры, которая имела широкомасштабное распространение и была обогащена несовместимыми редкими литофильными элементами. Расчеты показывают, что такая мафическая кора, сформированная в результате 1.5–2.5% частичного плавления мантии состава BC3, содержала бы (в ppm): 31–27 Nd, 7.1–6.5 Sm, 0.62–0.59 Lu и 5.2–4.7 ppm Hf и имела бы значения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.140\text{--}0.145$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0166\text{--}0.0174$ (по сравнению с 0.1967 и 0.0336 соответственно, в BC3: Bouvier et al., 2008; Blichert-Toft,

Puchtel, 2010). В соответствии с оценками концентраций редких литофильных элементов в этой ранней мафической коре, ее масса должна была бы составлять $\leq 2.0\%$ от массы ВСЗ, что примерно равно массе слоя D" на границе ядро–мантия. О необходимости существования такой мафической коры в истории Земли ранее уже упоминалось в ряде работ (например, Chase, Patchett, 1988).

Время существования этой ранней мафической коры в мантии до ее полной гомогенизации трудно оценить. Имеющиеся изотопные данные по коматиитам и базальтам допускают ее существование в том или ином виде, по-крайней мере, до конца позднего архея, т.е. до того времени, когда в мантии все еще присутствовали изотопные аномалии ^{142}Nd (Debaille et al., 2013). Однако, вероятнее всего, эта кора не просуществовала в мантии до настоящего времени, о чем свидетельствуют хондритовые изотопные составы ^{138}Ce , 142 , ^{143}Nd и ^{176}Hf в современной ВСЗ (Jackson, Carlson, 2012; Horan et al., 2018; Willig, Stracke, 2019; Willig et al., 2020; Hyung, Jacobsen, 2020).

Как альтернатива, данная ранняя мафическая кора могла служить источником формирования древнейших тоналит-грандземит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов (Carlson et al., 2019), таких как Нуваджитук ТТГ (O'Neil et al., 2008, 2016; Touboul et al., 2014), гнейсовый комплекс Акаста (Roth et al., 2014; Willbold et al., 2015; Reimink et al., 2018) или ТТГ Водлозерского блока на Фенноскандинавском щите (Puchtel et al., 2016b), которые характеризуются присутствием ярко выраженных положительных изотопных аномалий ^{142}Nd и ^{182}W , предположительно, унаследованных от их древних мафических предшественников.

ВЫВОДЫ

(1) Коматииты являются надежным источником информации об эволюции содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава ранней мантии Земли. Эта информация является крайне важной для нашего понимания таких фундаментальных процессов, как планетарная аккреция, первичная дифференциация Земли и взаимодействие между ядром и мантией.

(2) Re-Os изотопные данные для образцов коматиитов и базальтов из самых нижних толщ СКЗП определяют точную изохрону с возрастом 2904 ± 18 млн лет и первичное значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). Эта датировка является первым **прямым**

определением возраста нижних основных-ультраосновных толщ СКЗП.

(3) Мантийный источник коматиитов и базальтов СКЗП эволюционировал с интегрированным по времени отношением $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$; эта величина находится в пределах среднего валового хондритового значения отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD) и согласуется с хондритовой эволюцией большинства коматиитовых мантийных источников на планете.

(4) Мантийный источник коматиитов СКЗП содержал $58 \pm 7\%$ от содержания ССЭ в современной ВСЗ. Эта величина находится в середине диапазона вариаций содержаний ССЭ в позднеархейских и протерозойских коматиитовых системах; новые данные являются дальнейшим свидетельством существенной гетерогенности мантии в отношении содержаний ССЭ в архее и протерозое.

(5) Оценка среднего момента времени полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли, полученная на основе анализа глобальной базы данных по содержанию ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитов, составляет 2.48 ± 0.23 млрд лет. Эти данные предполагают, что средняя продолжительность жизни аккрецированных планетезималей в мантии до полной их гомогенизации составляла 1.92 ± 0.23 млрд лет. Данная оценка является ограничением на среднюю скорость перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ в катархее и архее.

Благодарности. Автор благодарен рецензентам И.В. Чернышеву и А.В. Гирнису за конструктивные замечания. Автор также выражает глубокую благодарность В.В. Куликовой и В.С. Куликову за организацию и проведение полевых работ на Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе и познавательные дискуссии на предмет геологии и происхождения коматиитов Карелии.

Финансовые источники. Работа была финансирована из средств гранта по петрологии и геохимии EAR 1754186, полученного автором от Национального Научного Фонда США.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Arndt N.T. Differentiation of komatiite flows // J. Petrol. 1986. V. 27. № 2. P. 279–301.
- Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario // J. Petrol. 1977. V. 18. P. 319–369.
- Becker H., Horan M.F., Walker R.J. et al. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 17. P. 4528–4550.

- Birck J.L., Roy-Barman M., Capman F.* Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Newsletter*. 1997. 20. № 1. P. 19–27.
- Blichert-Toft J., Puchtel I.S.* Depleted mantle sources through time: Evidence from Lu-Hf and Sm-Nd isotope systematics of Archean komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 297. № 3–4. P. 598–606.
- Borg L.E., Gaffney A.M., Shearer C.K.* A review of lunar chronology revealing a preponderance of 4.34–4.37 Ga ages // *Meteorit. Planet. Sci.* 2014. V. 50. № 4. P. 715–732.
- Bottke W.F., Morbidelli A., Jedicke R. et al.* Debaised Orbital and Absolute Magnitude Distribution of the Near-Earth Objects // *Icarus*. 2002. V. 156. № 2. P. 399–433.
- Bottke W.F., Levison H.F., Nesvorny D., Dones L.* Can planetesimals left over from terrestrial planet formation produce the lunar Late Heavy Bombardment? // *Icarus*. 2007. V. 190. № 1. P. 203–223.
- Bottke W.F., Walker R.J., Day J.M.D. et al.* Stochastic Late Accretion to Earth, the Moon, and Mars // *Science*. 2010. V. 330. № 6010. P. 1527–1530.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 273. № 1–2. P. 48–57.
- Brandon A.D., Humayun M., Puchtel I.S., Zolensky M.* Re-Os isotopic systematics and platinum group element composition of the Tagish Lake carbonaceous chondrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 6. P. 1619–1631.
- Brenan J.M., McDonough W.F., Ash R.* An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium, and gold between olivine and silicate melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. № 3–4. P. 855–872.
- Brown M.* Metamorphism, plate tectonics, and the supercontinent cycle // *Earth Sci. Frontiers* 2007. V. 4. № 1. P. 1–18.
- Brown M., Johnson T.* Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *Amer. Mineral.* 2018. V. 103. № 2. P. 181–196.
- Carlson R.W., Garçon M., O'Neil J. et al.* The nature of Earth's first crust // *Chemical Geol.* 2019. V. 530. 119321.
- Chase C.G., Patchett P.J.* Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle differentiation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 91. № 1–2. P. 66–72.
- Chou C.-L.* Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle // *Proceedings of the 9th Lunar and Planetary Science Conference*. 1978. P. 219–230.
- Chou C.-L., Shaw D.M., Crockett J.H.* Siderophile trace elements in the Earth's oceanic crust and upper mantle // *J. Geoph. Res.* 1983. V. 88. S2. P. A507–A518.
- Cohen A.S., Waters F.G.* Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry // *Analytica Chimica Acta*. 1996. V. 332. № 2–3. P. 269–275.
- Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J.* Negative Thermal Ion Mass-Spectrometry of Osmium, Rhenium, and Iridium // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. № 1. P. 397–401.
- Day J.M.D., Walker R.J.* Highly siderophile element depletion in the Moon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 423. P. 114–124.
- Day J.M.D., Pearson D.G., Taylor L.A.* Highly siderophile element constraints on accretion and differentiation of the Earth–Moon system // *Science*. 2007. V. 315. № 5809. P. 217–219.
- Day J.M.D., Walker R.J., James O.B., Puchtel I.S.* Osmium isotope and highly siderophile element systematics of the lunar crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 289. № 3–4. P. 595–605.
- Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D. et al.* Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ¹⁴²Nd variations in late Archean rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 373. P. 83–92.
- Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F.* Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. № 1. P. 356–379.
- Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F.* Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths // *Chemical Geol.* 2011. V. 280. № 3–4. P. 365–383.
- Foley B.J., Rizo H.* Long-term preservation of early formed mantle heterogeneity by mobile lid convection: Importance of grain size evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 475. P. 94–105.
- Gangopadhyay A., Walker R.J.* Re-Os systematics of the ca. 2.7 Ga komatiites from Alexo, Ontario, Canada // *Chemical Geol.* 2003. V. 196. № 1–4. P. 147–162.
- Gannoun A., Burton K.W., Day J.M.D. et al.* Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings // *Rev. Mineral. Geochem.* 2016. V. 81. P. 651–724.
- Green T.H.* Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later // *Chemical Geol.* 1994. V. 117. № 1–4. P. 1–36.
- Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S.* The Paleoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 855–876.
- Herzberg C., Gazel E.* Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes // *Nature*. 2009. V. 458. № 7238. P. 619–622.
- Herzberg C., Feigenson M., Scuba C., Ohtani E.* Majorite fractionation recorded in the geochemistry of peridotites from South Africa // *Nature*. 1988. V. 332. № 6166. P. 823–826.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 292. № 1–2. P. 79–88.
- Horan M.F., Walker R.J., Morgan J.W. et al.* Highly siderophile elements in chondrites // *Chemical Geol.* 2003. V. 196. № 1–4. P. 5–20.

- Horan M.F., Carlson R.W., Walker R.J. et al.* Tracking Hadean processes in modern basalts with ^{142}Nd -Neodymium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 484. P. 184–191.
- Hyung E., Jacobsen S.B.* The $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variations in mantle-derived rocks provide constraints on the stirring rate of the mantle from the Hadean to the present // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2020. 202006950.
- Jackson M.G., Carlson R.W.* Homogeneous superchondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in the mid-ocean ridge basalt and ocean island basalt mantle // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2012. V. 13. № 6. Q06011.
- Kimura K., Lewis R.S., Anders S.* Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts; implications for abundance of siderophile elements on the Earth and Moon // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. № 5. P. 683–701.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al.* Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Precamb. Res.* 1993. V. 62. № 4. P. 375–397.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4. 70 p.
- Maier W.D., Barnes S.J., Campbell I.H. et al.* Progressive mixing of meteoritic veneer into the early Earth's deep mantle // *Nature.* 2009. V. 460. № 7255. P. 620–623.
- Mallmann G., O'Neill H.St.C.* The effect of oxygen fugacity on the partitioning of Re between crystals and silicate melt during mantle melting // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. № 11. P. 2837–2857.
- Marchi S., Canup R.M., Walker R.J.* Heterogeneous delivery of silicate and metal to the Earth by large planetesimals // *Nature Geosci.* 2018. V. 11. P. 77–81.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
- McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 3. P. 625–679.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.P.* Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65 № 8. P. 1311–1323.
- Mertzman S.A.* K-Ar results from the southern Oregon – northern California Cascade range // *Oregon Geol.* 2000. V. 62. № 4. P. 99–122.
- Nielsen S.G., Shimizu N., Lee C.T.A., Behn M.D.* Chalcophile behavior of thallium during MORB melting and implications for the sulfur content of the mantle // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2014. V. 15. № 12. P. 4905–4919.
- Ohtani E.* Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. № 2. P. 261–272.
- O'Neill C., Debaille V.* The evolution of Hadean-Eoarchaean geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 406. P. 49–58.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science.* 2008. V. 321. № 5897. P. 1828–1831.
- O'Neil J., Rizo H., Boyet M. et al.* Geochemistry and Nd isotopic characteristics of Earth's Hadean mantle and primitive crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 442. P. 194–205.
- Popov M.G., Sukholetova G.N., Morozov S.A.* Geology of the Kamennoozero area // Ed. V.I. Robonen. *Geology of the Early Precambrian of Karelia, Petrozavodsk*, 1979. P. 76–95.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Platinum group elements in Kostomuksha komatiites and basalts: Implications for oceanic crust recycling and core-mantle interaction // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. № 24. P. 4227–4242.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 17. № 65. P. 2979–2993.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Highly siderophile element geochemistry of ^{187}Os -enriched 2.8 Ga Kostomuksha komatiites, Baltic Shield // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. № 6. P. 1607–1618.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetroeny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 273–290.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M.* Precise Pt-Re-Os isotope systematics of the mantle from 2.7 Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004a. V. 224. № 1–2. P. 157–174.
- Puchtel I.S., Humayun M., Campbell A. et al.* Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004b. V. 68. № 6. P. 1361–1383.
- Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M., Walker R.J.* Evidence for the early differentiation of the core from Pt-Re-Os isotope systematics of 2.8 Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. № 1–2. P. 118–134.
- Puchtel I.S., Humayun M., Walker R.J.* Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Precamb. Res.* 2007. V. 158. № 1–2. P. 119–137.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Anhaeusser C.R., Gruau G.* Re-Os isotope systematics and HSE abundances of the 3.5 Ga Schapenburg komatiites, South Africa: Hydrous melting or prolonged survival of primordial heterogeneities in the mantle? // *Chemical Geol.* 2009a. V. 262. № 3–4. P. 355–369.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Brandon A.D., Nisbet E.G.* Pt-Re-Os and Sm-Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7 Ga Belingwe and Abitibi komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009b. V. 73. № 20. P. 6367–6389.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Touboul M. et al.* Insights into Early Earth from the Pt-Re-Os isotope and highly sidero-

- phile element abundance systematics of Barberton komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 125. P. 394–413.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M. et al.* The coupled ^{182}W - ^{142}Nd record of early terrestrial mantle differentiation // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2016a. V. 17. № 6. P. 2168–2193.
- Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al.* Lithophile and siderophile element systematics of the mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016b. V. 180. P. 227–255.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M., Walker R.J.* ^{182}W and HSE constraints from 2.7 Ga komatiites on the heterogeneous nature of the Archean mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 228. P. 1–26.
- Puchtel I.S., Mundl-Petermeier A., Horan M. et al.* Ultra-depleted 2.05 Ga komatiites of Finnish Lapland: Products of grainy late accretion or core-mantle interaction? // *Chemical Geol.* 2020. V. 554. 119801.
- Puchtel I.S., Nicklas R.W., Slagle J. et al.* Early global mantle chemical and isotope heterogeneity revealed by the komatiite-basalt record: The Western Australia connection // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022a. V. 320. P. 238–278.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Horan M.F. et al.* The komatiite testimony to ancient mantle heterogeneity // *Invited Rev. Article. Chemical Geol.* 2022b. V. 594. 120776
- Rehkämper M., Halliday A.N.* Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum-group and other siderophile elements from geological samples // *Talanta*. 1997. V. 44. № 4. P. 663–672.
- Reimink J.R., Chacko T., Carlson R.W. et al.* Petrogenesis and tectonics of the Acasta Gneiss Complex derived from integrated petrology and ^{142}Nd and ^{182}W extinct nuclide geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 494. P. 12–22.
- Reimink J.R., Mundl-Petermeier A., Carlson R.W. et al.* Tungsten isotope composition of Archean crustal reservoirs and implications for terrestrial $\mu^{182}\text{W}$ evolution // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2020. V. 21. № 7. e2020GC009155.
- Richter K., Walker R.J., Warren P.H.* Significance of highly siderophile elements and osmium isotopes in the lunar and terrestrial mantles // Eds. K. Richter, R.M. Canup. *Origin of the Earth and Moon*. University of Arizona Press. Tucson, AZ, 2000. P. 291–322.
- Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J. et al.* Combined ^{147}Sm - ^{143}Nd , ^{142}Nd constraints on the longevity and residence time of early terrestrial crust // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2014. V. 15. № 6. P. 2329–2345.
- Shirey S.B., Walker R.J.* The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 423–500.
- Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W.* Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites // *Science*. 1996. V. 271. № 5762. P. 1099–1102.
- Sokolov V.A.* *Volcanism of Archean Greenstone Belts in Karelia*. Leningrad: Nauka, 1981. 152 p.
- Steenstra E.S., Berndt J., Klemme S. et al.* An experimental assessment of the potential of sulfide saturation of the source regions of eucrites and angrites: Implications for asteroidal models of core formation, late accretion and volatile element depletions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 269. P. 39–62.
- Sun Z., Xiong X., Wang J. et al.* Sulfur abundance and heterogeneity in the MORB mantle estimated by copper partitioning and sulfur solubility modelling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 538. 116169.
- Touboul M., Liu J., O'Neil J. et al.* New insights into the Hadean mantle revealed by ^{182}W and highly siderophile element abundances of supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Quebec, Canada // *Chemical Geol.* 2014. V. 383. P. 63–75.
- Turekian K.K., Clark S.P.* Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 6. P. 346–348.
- Tusch J., Münker C., Hasenstab E. et al.* Convective isolation of Hadean mantle reservoirs through Archean time // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2021. V. 118. № 2. e2012626118.
- Walker R.J.* Highly siderophile elements in the Earth, Moon and Mars: Update and implications for planetary accretion and differentiation // *Chemie der Erde/Geochemistry* 2009. V. 69. № 2. P. 101–125.
- Walker R.J.* Siderophile element constraints on the origin of the Moon // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 2014. V. 372. 20130258.
- Walker R.J.* Siderophile elements in tracing planetary formation and evolution // *Geochem. Perspectives*. 2016. V. 5. № 1. P. 1–145.
- Walker R.J., Shirey S.B., Stecher O.* Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi belt, Ontario // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. № 1–2. P. 1–12.
- Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W. et al.* Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 23. P. 4187–4201.
- Walker R.J., Horan M.F., Shearer C.K., Papike J.J.* Low abundances of highly siderophile elements in the lunar mantle: Evidence for prolonged late accretion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. № 3–4. P. 399–413.
- Willbold M., Mojzsis S.J., Chen H.W., Elliott T.* Tungsten isotope composition of the Acasta Gneiss Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 419. P. 168–177.
- Willig M., Stracke A.* Earth's chondritic light rare earth element composition: Evidence from the Ce-Nd isotope systematics of chondrites and oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 509. P. 55–65.
- Willig M., Stracke A., Beier C., Salters V.J.M.* Constraints on mantle evolution from Ce-Nd-Hf isotope systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 272. P. 36–53.

Re-Os Isotope and HSE Abundance Systematics of the 2.9 Ga Komatiites and Basalts from the Sumozero-Kenozero Greenstone Belt, SE Fennoscandian Shield: Implications for the Mixing Rates of the Mantle

I. S. Puchtel

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742 USA

Rhenium-Os isotope and highly siderophile element (HSE, including Re, Os, Ir, Ru, Pt, and Pd) abundance systematics of Archean komatiites can be used to estimate the stirring rates of the mantle for the HSE and the timing of homogenization of late accreted materials within the mantle. In this study, we report Re-Os isotope and HSE abundance data for ~2.9 Ga komatiites and basalts from the Sumozero-Kenozero greenstone belt in the SE Fennoscandian Shield. The lavas are characterized by excellent preservation of the primary textural, chemical, and Re-Os isotope characteristics. The Re-Os isotopic data for spinifex-textured and cumulate komatiite and massive basalt samples from the lowermost sequences define a precise 10-point isochron (MSWD = 2.6) with an age of 2904 ± 18 Ma and an initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). This is the first direct age determination for the Sumozero-Kenozero lower komatiite-basalt sequences. Our modeling indicates that the mantle source of the komatiites and basalts evolved with a time-integrated $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$. This ratio is well within the uncertainty of the bulk chondritic average $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD), also consistent with the chondritic evolution of the majority of komatiite mantle sources observed globally. The mantle source of the Sumozero-Kenozero komatiites has been calculated to contain the total HSE abundances of $58 \pm 7\%$ of those in the estimates for modern BSE. This estimate is in the middle of the range for other late Archean and Proterozoic komatiite systems. Using the estimated HSE abundances in the sources of komatiite systems as a function of their ages and ISOPLOT regression analysis, we calculated the average time in the past by which the late accreted materials have been completely homogenized within the mantle to be 2.48 ± 0.23 Ga. These data require that residence times of the late accreted planetesimals within the mantle, before complete homogenization, were on average 1.92 ± 0.23 Ga. This estimate represents a constraint on the average mixing rates of the terrestrial mantle in terms of the HSE in the Hadean and the Archean.

Keywords: komatiites, grainy late accretion, highly siderophile elements, Re-Os isotope systematics, mixing rates of the mantle for the HSE, Sumozero-Kenozero Greenstone Belt