

# Региональная геология

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.3.7>

## Гарганский тип континентальной тектоносферы: Pb-изотопные оценки возраста событий ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли в слоях внешней оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Е.В. Саранина<sup>1,3</sup>, А.М. Ильясова<sup>1</sup>, В.Г. Скопинцев<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>4</sup>Индивидуальный предприниматель, г. Улан-Удэ, Россия

**Аннотация.** По Pb-изотопным возрастным оценкам протолитов в источниках кайнозойских вулканических пород и более древних даек и силлов, а также по возрастным оценкам отторженного Pb галенита рудных месторождений в Гарганской зоне Восточного Саяна определяются события ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. Эволюция тектоносферы ранней геодинамической эпохи связывается с импактными событиями Земли в гадее, средней – с событием Великого окисления в начале палеопротерозоя, поздней – с тектонической интеграцией Гарганской зоны в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента в неопротерозое и раннем палеозое. Полученные выводы служат основанием для выделения Гарганского типа континентальной тектоносферы.

**Ключевые слова:** базиты, магматические источники, Гарганский блок, кайнозой, неопротерозой, палеопротерозой, архей, микроэлементы, изотопы Pb.

## The Gargan-Type Continental Tectonosphere: Pb-isotope Age Estimates for Events of the Early, Middle, and Late Geodynamic Epochs of the Earth in Layers of Outer Shell, Crust-Mantle Transition, and Lithospheric Mantle

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, T.A. Yasnygina<sup>1</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, E.V. Saranina<sup>1,3</sup>, A.M. Ilyasova<sup>1</sup>, V.G. Skopintsev<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>4</sup>Individual entrepreneur, Ulan-Ude, Russia

**Abstract.** From Pb-isotope age estimates of protoliths in sources of Cenozoic volcanic rocks and older dikes and sills, as well as Pb age estimates of galena from ore deposits, we define events of the early, middle, and late geodynamic epochs of the Earth's evolution in the Gargan zone of Eastern Sayans. We connect the tectonosphere development in the early geodynamic epoch with impact events of the Earth in the Hadean and Archean, in the middle one – with the Great Oxidation event in the Early Paleoproterozoic, and in the late one – with tectonic integration of the Gargan zone into the basement of the Tuva-Mongolian microcontinent in the Neoproterozoic and early Paleozoic. The conclusions obtained serve as a basis for identifying the Gargan-type continental tectonosphere.

**Keywords:** mafic rocks, magmatic sources, Gargan zone, Cenozoic, Neoproterozoic, Paleoproterozoic, Archean, trace elements, Pb isotopes.

## Введение

В ранней Земле в течение продолжительного времени существовал магматический океан. Временной интервал его отвердевания с переходом от конвектирующей мантии в вязкую оценивается по изотопным характеристикам Pb позднефанерозойских вулканических пород Азии интервалом геохрон от 4.54 до 4.44 млрд лет. Разновозрастные порции закристаллизовавшегося магматического океана сохранялись в глубокой мантии в ходе дальнейшей эволюции в раннюю (4.54–3.6 млрд лет), среднюю (2.8–1.7 млрд лет) и позднюю (<1 млрд лет) геодинамические эпохи Земли и служили в качестве исходного материала для генерации протолитов ее верхних частей (Rasskazov et al., 2020a). С течением времени протолиты давали магматические выплавки, изливавшиеся на земную поверхность и частично застревавшие в верхней части коры в виде интрузивных массивов, даек и силлов.

В источниках кайнозойских вулканических пород Китайско-Байдрагского трансекта юга Сибири и Монголии по изотопным отношениям ураногенного Pb был обозначен древнейший протолит Гарганской зоны 3.72 млрд лет (Чувашова и др., 2022). В настоящей работе приводятся результаты исследований протолитов источников магм этой зоны как тектонотипа структуры, в которой проявились события ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли. Исследуются протолиты в источниках кайнозойских вулканических пород и пород более древних даек и силлов.

## Аналитические методы исследований

В работе используются данные, полученные для магматических пород Гарганского блока в лаборатории Массачусетского технологического института (MIT) (США) и в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) (Россия). Методика изотопных измерений в MIT с использованием масс-спектрометра «Sector-54» приведена в работе (Harris, 1998), с использованием масс-спектрометра «Finnigan MAT 262» в ИЗК СО РАН – в

работе (Рассказов и др., 2012). Часть данных получена с использованием прибора MS-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в работе (Rasskazov et al., 2020b).

Концентрации малых элементов измерялись методом ICP-MS (индуктивно связанной плазменной масс-спектрометрии). Химическая подготовка проб проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Использовались дважды очищенные особо чистые кислоты. Рабочие растворы кислот готовились на основе воды, очищенной в системе Elix-3 Millipore (Франция). Навеска массой 50 мг помещалась в закрытый фторопластовый (тефлоновый) контейнер, заливалась смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот (HF и HNO<sub>3</sub>) в пропорции 3:1 и разлагалась в микроволновой печи. Для полного удаления кремния проба подвергалась повторному выпариванию с 1.5 мл HF, затем с добавлением HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O снова выпаривалась до сухих солей. Образцы даек Барунхолбинского комплекса, предположительно содержащие труднорастворимые минералы, такие как циркон или бадделейт, анализировались дополнительно после сплавления с метаборатом лития LiBO<sub>2</sub> (производство Intertek). Сплавление проводилось в муфельной печи SNOL 7.2/1200 при 1100°C в течение 7 мин. Затем для полного разложения силикатов добавляли HF и HNO<sub>3</sub>, выпаривали и после центрифугирования аликвоту разводили в 2 %-ной HNO<sub>3</sub>. Измерения проводились на квадрупольных масс-спектрометрах Agilent 7500 се и VG PlasmaQuad 2+. Для градуировки и контроля правильности результатов измерений использовались международные стандартные образцы AGV-1, BHVO-1, BIR-1, BCR-2 (микроволновое разложение), BHVO-1, W-2, STM-1 (сплавление).

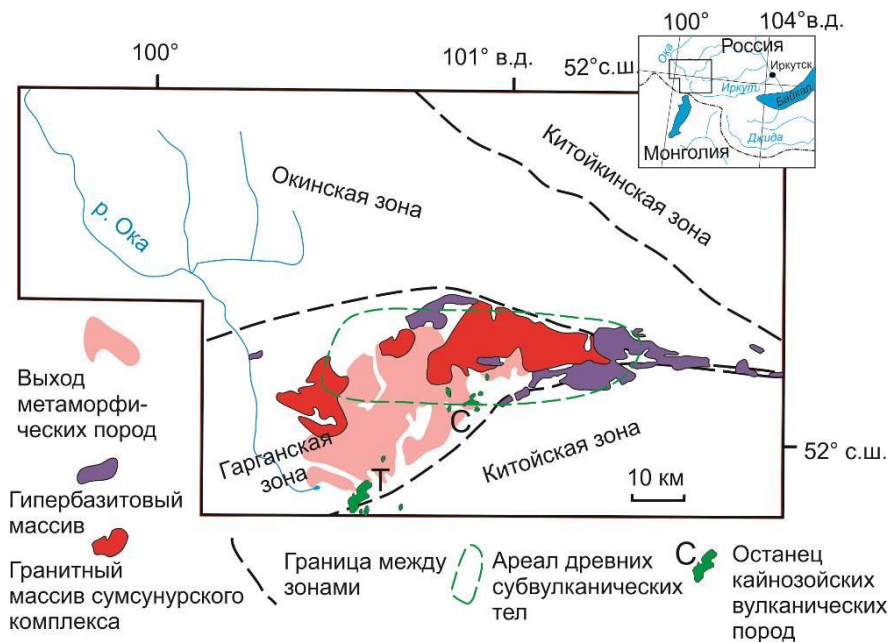
Петрогенные оксиды анализировались комплексом методов классической “мокрой” химии в аналитическом центре Института земной коры СО РАН и в химической лаборатории РАЦ (г. Улан-Удэ).

## Общая характеристика Гарганской зоны

Гарганская зона имеет структуру веера. Нагромождения гипербазитовых массивов офиолитов в суженной восточной части веера сменяются выходами метаморфических пород Гарганского блока его расширенной западной части. Возраст офиолитов Дунжугурского пояса, обрамляющего Гарганский метаморфический блок с севера, составляет около 1.02 млрд лет (Khain et al., 2002), а Ильчирского пояса, обрамляющего Гарганский блок с юга, – более 1.2 млрд лет. Кроме мезопротерозойских офиолитов, во внутренней части Гарганской зоны имеется неопротерозойский офиолитовый фрагмент возрастом 0.8 млрд лет (Kiseleva et al., 2020). Ильчирский офиолитовый пояс погружается к югу и имеет

продолжение в протолитах литосферных источников позднекайнозойских вулканических пород Тункинской долины возрастом от 1.6 до 0.9 млрд лет (Чувашова и др., 2022).

Веерная структура Гарганской зоны подчеркивается полосой гранитных интрузивов сумсунурского комплекса, протянувшейся вдоль северной границы метаморфического блока. Возраст сумсунурских гранитов определяется U–Pb датировкой по циркону 790 млн лет (Кузьмичев, 2004). С полосой сумсунурских гранитов пространственно связан ареал древних субвулканических тел. В южной части веера Гарганской зоны, вдоль южной границы метаморфического блока, протягивается полоса останцов кайнозойских вулканических пород (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема структурного положения кайнозойских вулканических полей и поясов более древних субвулканических тел в веерной структуре Гарганской зоны. Кайнозойские вулканические поля: С – Самартинское, Т – Тумеликское.

**Fig. 1.** Schematic structural position of Cenozoic volcanic fields and belts of older subvolcanic bodies in a fan structure of the Gargan zone. Cenozoic volcanic fields: С – Samarta, Т – Tumelik.

События раннего и среднего докембрия, реконструированные в современном эрозионном срезе коры, дают последовательность становления континентальной мантии и коры в литосфере Гарганской зоны, завершившегося формированием офиолитов в интервале 1.6–0.8 млрд лет назад. В это время Гарганская зона была интегрирована в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента,

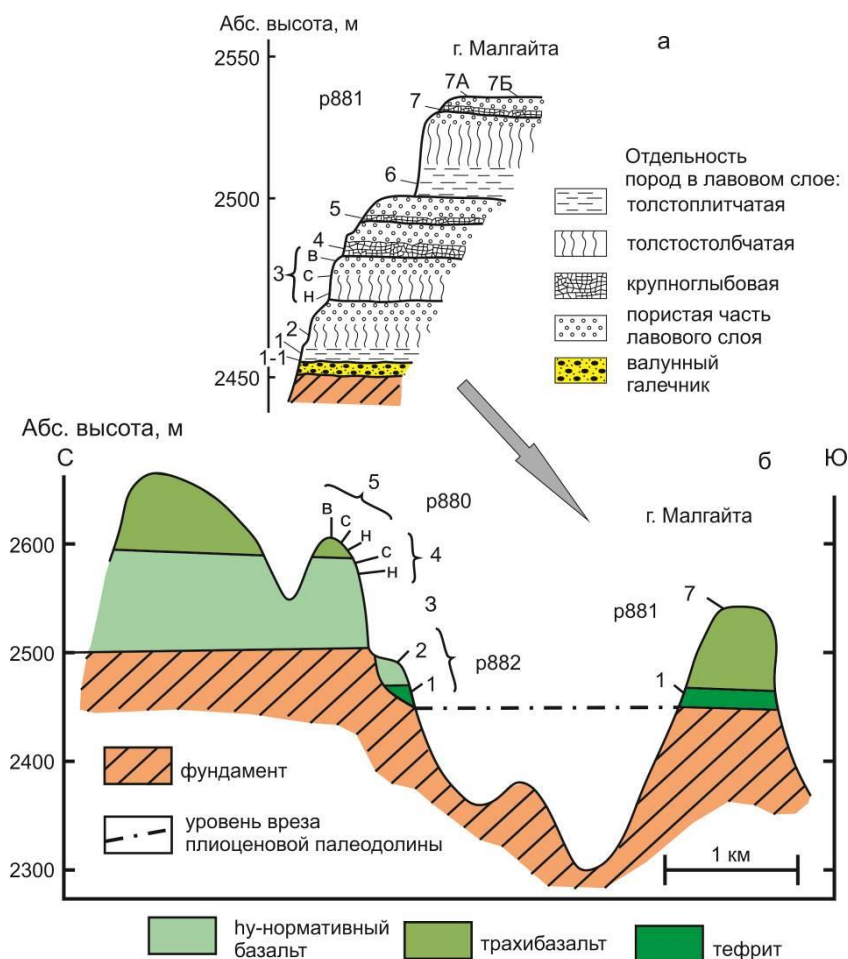
который имел дальнейшую длительную историю геологических преобразований позднего докембрия и фанерозоя. В ходе преобразований в плавление вовлекался материал литосферных протолитов, запечатленный в субвулканических породах Гарганской зоны. Ее активизация обозначилась внедрением древних субвулканических базитов, одиночной трахитовой дайки 154 млн лет назад на

границе Гарганской и Окинской зон и вулканическими извержениями базальтовых лав в последние 20 млн лет (Рассказов, 1993).

### Кайнозойские вулканические породы и более древние дайки и силлы

Кайнозойский вулканизм проявился вдоль южной окраины Гарганской зоны на

Самартинском поле, расположенном в ее внутренней части, и на Тумеликском поле, расположенном на границе Гарганской и Китойской зон. В разрезах наблюдаются многочисленные лавовые потоки, слагающие толщу 100–200 м, сохранившуюся в виде останцов в вершинном поясе гор (рис. 2).



**Рис. 2.** Вариации отдельности в лавовой последовательности г. Малгайта (а) и состава пород в субмеридиональном разрезе лавовых останцов на водоразделе Самарты и Арлык-Гола (б). В некоторых лавовых слоях, опробовались нижняя (н), средняя (с) и верхняя (в) части.

**Fig. 2.** Variations in joints of the Malgayta lava sequence (a) and rock compositions along the north-south section of lava remnants on the Samarta–Arlyk-Gol watershed (b). In some lava layers, lower (n), middle (c), and upper (v) parts are sampled.

В основании лавовой толщи горы Малгайта находится 4-метровая линза валунных галечников. Перекрывающие ее наслоения темно-серых базальтов имеют мощность 76 м. Отдельные потоки состоят из нижней массивной части с небольшим количеством газовых пустот в подошве и более пористой кровли. Нижний 17-метровый поток обладает толстоплитчатой (0–5 м) и толстостолбчатой

(5–13 м) отдельностью. Выше по разрезу мощность потоков последовательно уменьшается, исчезает плитчатая отдельность, затем толстостолбчатая отдельность сменяется крупноглыбовой. Снизу вверх последовательно возрастают отношения толщины пористой прикровельной части к массивной части потока (в м): 4:13, 5:8,5:5, 6:1. Затем вновь идет мощный 23-метровый поток с

плитчатой и толстостолбчатой отдельностью (отношение пористой части к массивной 3:20). Венчают толщу более пористые лавы с отношением пористой части к массивной 4:2. В целом по характеру смены пористости в разрезе вулканической толщи можно говорить о двух фазах вулканизма, начинавшихся излияниями крупных порций лав без отделения летучих компонентов с постепенным уменьшением продуктивности вулканизма и возрастанием роли летучих компонентов.

Состав всех базальтовых потоков г. Малгайта трахибазальтовый, за исключением нижнего потока, имеющего тефритовый состав. В порах подошвы нижнего лавового потока отмечены миндалины глинистых минералов. В глинистых миндалинах образуется периферическая смоляно-черная корочка толщиной 1–2 мм. В некоторых пустотах глинистый материал отсутствует, но смоляно-черная корочка сохраняется.

Древние дайки группируются в пояса различной ориентировки. В верховьях р. Барун-Холбо, в бассейнах рек Дэдэ-Зун-Салы и Онот дайки ориентированы субширотно, в верховьях р. Урик – в северо-восточном направлении, в верховьях р. Зун-Оспы, в бассейне р. Хойто-Улзыта – субмеридионально, в бассейнах рек Урда-Улзыта, Иркутный Гарган и в районе Зун-Холбинского золотого месторождения – преимущественно в северо-западном направлении. Мощность древних даек и силлов варьирует от нескольких до 60 м, протяженность – от нескольких десятков метров до 4 км. Вкрест простирания дайковых поясов насчитывается до 10 даек на 1 км.

Субвулканические породы представлены зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми массивными метадолеритами, габбро, метагаббро, габбро-диоритами и диоритами. Они различаются между собой по структуре и минеральному составу, сложены преимущественно роговой обманкой и плагиоклазом. В меньшем количестве присутствуют пироксен, биотит, кварц, титанит и рудный минерал.

Породы даек и силлов частично метаморфизованы в амфиболиты и апобазитовые сланцы. Амфиболиты – породы темно-зеленого, темно-серого цвета, сложенные роговой обманкой, плагиоклазом, эпидотом,

кварцем, хлоритом, мусковитом, титанитом. Иногда присутствуют гранат, рутил, титаномагнетит. Апобазитовые сланцы состоят из плагиоклаза, хлорита, карбоната, эпидота, мусковита, кварца, актинолита, дающих в различном количественном сочетании все многообразие их разновидностей. В акцессорном количестве отмечаются тальк, лейкоксен, рутил, гидроокислы железа, апатит.

Древние базитовые дайки и силлы описывались в составе различных комплексов Гарганской зоны: барунхолбинского, холбинского, урдаокинского, сумсунурского и хойтоокинского. Отмечались дайки, формировавшиеся до внедрения гранитоидов сумсунурского комплекса. Они должны иметь возраст около 800 млн лет или древнее. В бассейнах рек Барун-Холбо, Хойто-Улзыта, Урик, Иркутный Гарган, Дэдэ-Зун-Салы и Онот дайки прорывают карбонатные отложения иркутной свиты, а силлы распространены на контакте пород этой свиты и кристаллического фундамента Гарганского блока. По соотношению с фаунистически охарактеризованными отложениями иркутной свиты (венд-нижний кембрий) и ильчирской толщи (нижний-верхний ордовик) для базитовых субвулканических тел принимается ордовикский возраст (Скопинцев, 2021а,б).

### ***Pb-изотопные группы протолитов источников вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны***

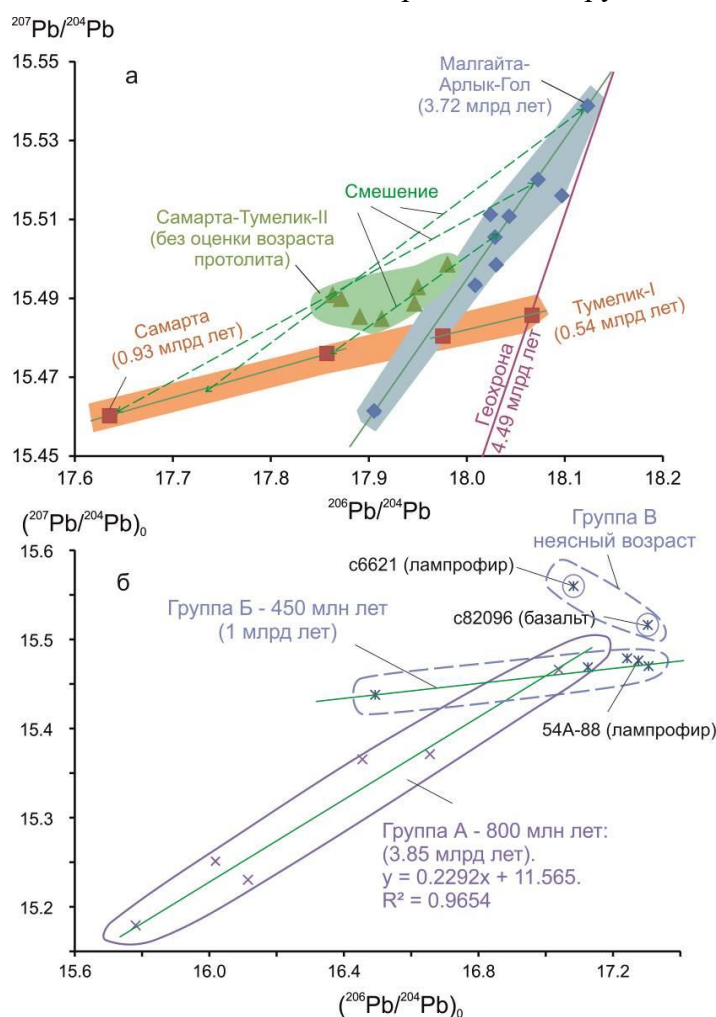
По изотопным отношениям Pb совокупность точек кайнозойских пород Самартинского и Тумеликского вулканических полей разделяется на 3 группы: 1) Малгайта-Арлыкгольскую; 2) Самарта-Тумеликскую–I и 3) Самарта-Тумеликскую–II. Серия образцов, отобранных в разрезах г. Малгайта и р. Арлык-Гол, дает ряд точек, который аппроксимируется изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту протолита 3.72 млрд лет. Четыре точки базальтов Самарты и Тумелика дают общую линию с малым наклоном (возраст около 0.54 млрд лет). Семь точек базальтов Самарты и Тумелика располагаются во входящем углу между изохронными линиями. Такое положение точек

может быть следствием смешения материала протолитов 3.72 и 0.54 млрд лет (рис. 3а). В данном случае наблюдается результат смешения разновозрастного материала с образованием дополнительных точек вне изохронных линий.

Совокупность точек древних субвулканических тел отчетливо разделяется на 2 группы: А и Б. Серия образцов группы А, датированная неопротерозоем (800 млн лет), дает ряд точек, которые аппроксимируются изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.85 млрд лет. Серия пород группы Б, предположительно ордовикского возраста (450 млн лет), дает оценку возраста протолита в источнике 1.0 млрд лет (рис. 3б). В данном случае линейность точек определяется не только гомогенизацией протолита с

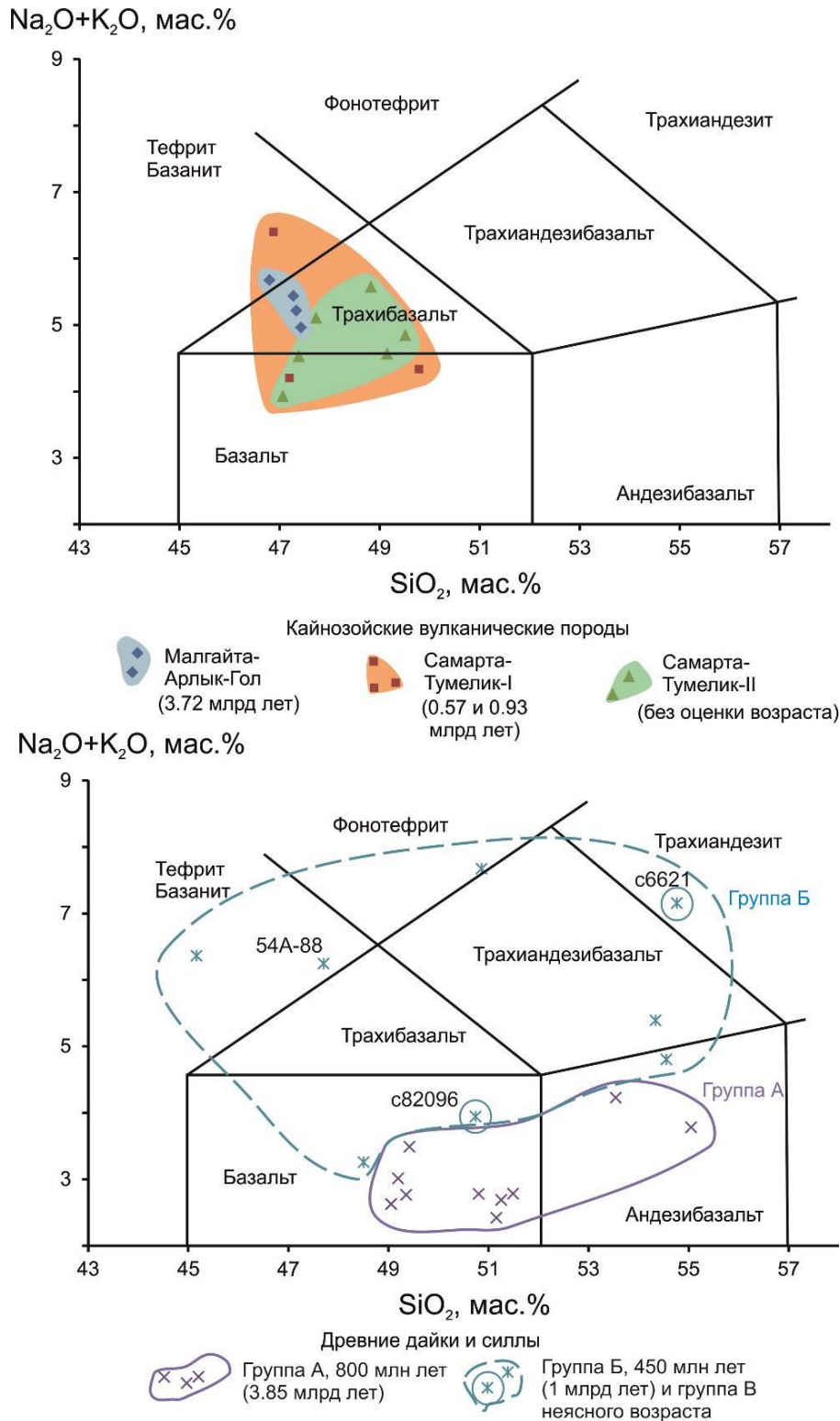
последующей дифференциацией, но и смешением одновозрастного материала (см. далее).

Точка слюдяного лампрофира 54А-88 попадает на линию пород группы Б. Точка амфиболового лампрофира с6621 не вписывается в линейное распределение точек пород групп А и Б, что может свидетельствовать об особом составе протолита этого лампрофира, обозначенного в составе отдельной группы В. Неопределенное возрастное положение занимает также точка базальта с82096. По петрогенным оксидам базальт с82096 близок к породам группы А, но по микроэлементным параметрам (см. далее) базальт с82096 подобен группе Б. Его точка на панели б рис. 3 смещается выше тренда точек группы Б. В то же время, она находится на продолжении тренда точек группы А.



**Рис. 3.** Диаграммы  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для пород Гарганского блока: кайнозойских вулканических (а) и более древних субвулканических (б). На панели а породы разделяются по территориям, на панели б – по разновозрастным группам А, Б и В. В скобках показаны оценки возраста протолитов.

**Fig. 3.**  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plots for rocks from the Gargan block: Cenozoic volcanic (a) and older subvolcanic ones (b). In panel a, rocks are divided by areas, in panel b – by different-age groups А, Б, and В. Age estimates of protoliths are shown in brackets.



**Рис. 4.** Классификационная диаграмма щелочи – кремнезем для вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны. Принято деление на группы разновозрастных протолитов источников с условными обозначениями рис. 3. На панели б выделены точки лампрофиров (54А-88 – слюдяного, с6621 – амфиболового) и базальта с82096. Используется классификация Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991).

**Fig. 4.** Alkali-silica classification diagram for volcanic and subvolcanic rocks from the Gargan zone. The division into groups of different-aged protoliths of sources with the designations in Fig. 3 is accepted. In panel б, mica and amphibole lamprophyres (54A-88, and с6621, respectively) and also basalt с82096 are indicated. The classification of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991) is used.

Для кайнозойских лав наблюдается отчетливое линейное распределение точек вдоль линии со значительным наклоном, соответствующим древнему возрасту 3.72 млрд лет и слабое трассирование более молодых протолитов в области низких значений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  левее древней изохронной линии 3.72 млрд лет (Самарта-I) и правее ее (Тумелик-I). Для пород древних субвулканических тел также наблюдается отчетливо выраженное линейное распределение точек вдоль линии со значительным наклоном, соответствующим древнему возрасту 3.85 млрд лет, и трассирование шестью точками более молодого протолита возрастом около 1.0 млрд лет в области высоких значений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ .

### **Петрогенные оксиды**

На классификационной диаграмме щелочи – кремнезем (рис. 4) фигуративные точки кайнозойских вулканических пород из разновозрастных протолитов распределяются в поля базальта, трахибазальта и тефрита. Фигуративные точки древних субвулканических пород группы А попадают в поля базальта и андезибазальта, тогда как точки пород группы Б распределяются также в поля трахибазальта, трахиандезибазальта, трахиандезита, тефрита и фонотефрита. Точка амфиболового лампрофира с6621 попадает в классификационное поле трахиандезита, точка слюдяного лампрофира 54А-88 – в классификационное поле тефрита.

### **Микроэлементы**

Индивидуальность выделенных геохимических групп разных протолитов вулканических и субвулканических пород подтверждается распределением редкоземельных элементов (РЗЭ).

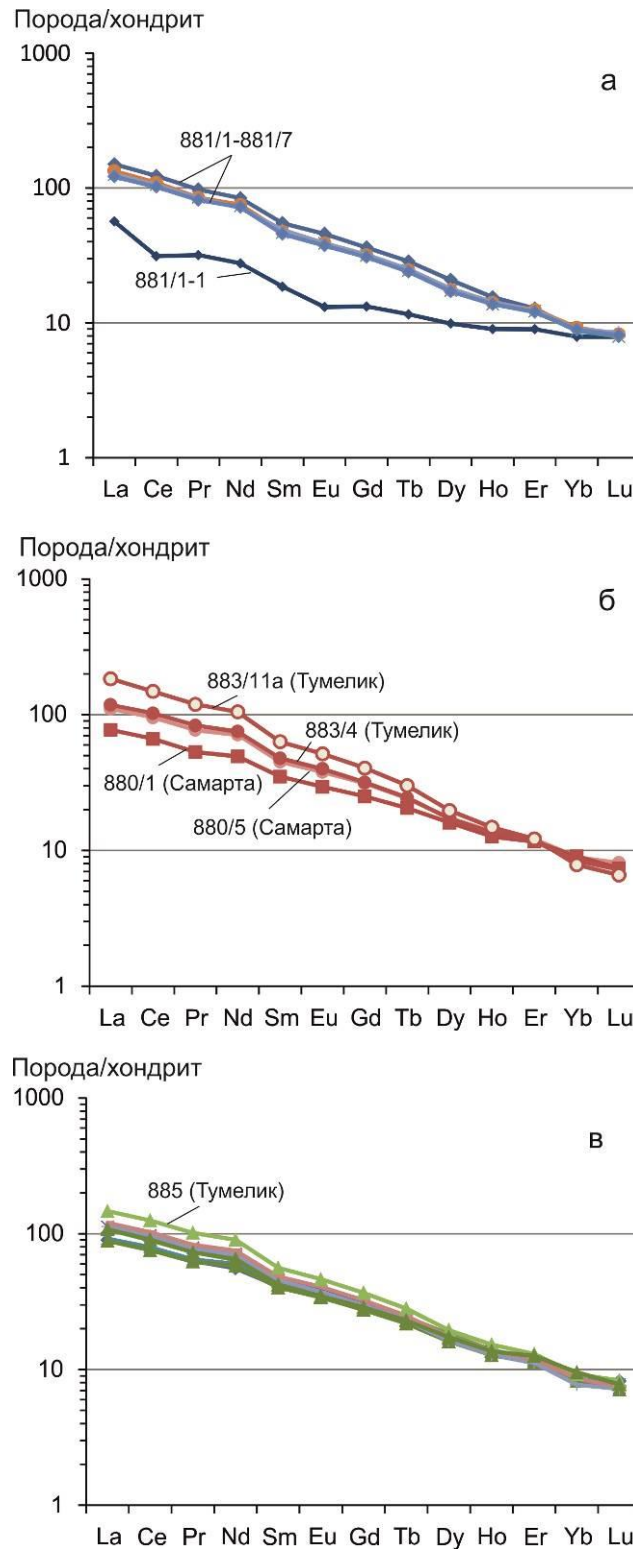
Нормированные к хондриту спектры РЗЭ кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны прямые. Они характеризуются содержанием тяжелых РЗЭ (Yb, Lu) ниже 10 хондритовых единиц и легких РЗЭ (La, Ce)

около 100 хондритовых единиц. В Малгайта-Арлыкгольской группе (рис. 5а) заметных относительных вариаций РЗЭ по образцам не наблюдается, за исключением образца 881/1-1, отобранного из основания нижнего потока г. Малгайта, залегающего на галечниках. В этой породе визуально отмечалось заполнение пор глинистым материалом вследствие инфильтрации подземных вод (Рассказов и др., 1992). Концентрации легких и средних РЗЭ образца 881/1-1, очевидно, отражают контаминацию породы глинистым материалом. РЗЭ в этой пробе не имеют отношения к первичному составу магматической породы. Аналитические данные по этой породе в дальнейшем исключаются из интерпретации компонентов магматических расплавов.

В группе Самарта-Тумеликская-I линии РЗЭ спектров сходятся в тяжелой части спектра и расходятся в его легкой части. Веерообразный характер спектров может свидетельствовать о принадлежности пород к общему источнику. Следовательно, Рb-изотопные оценки возраста 0.93 и 0.54 млрд лет могут отражать геохимическую специфику такого источника. В группе Самарта-Тумеликская-II линии РЗЭ спектров имеют промежуточный характер между сконцентрированной совокупностью спектров пород Малгайта-Арлыкгольской группы и веерообразной совокупностью спектров группы Самарта-Тумеликская-I (рис. 5б,в).

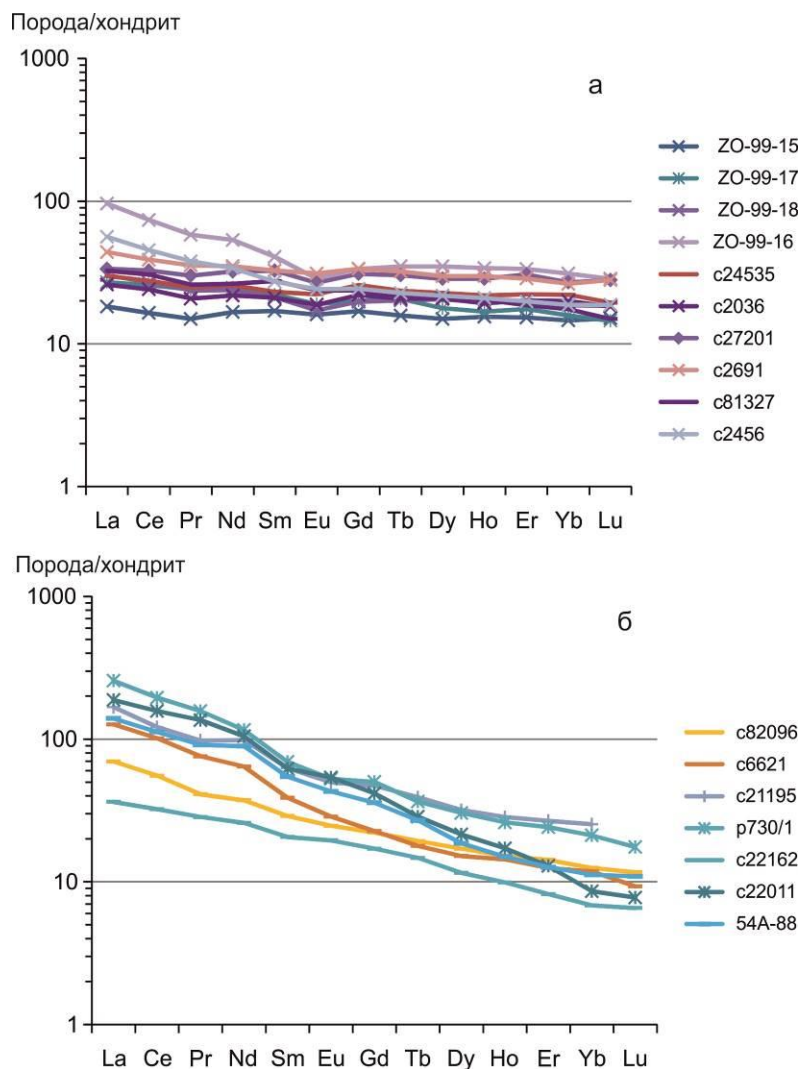
Нормированные к хондриту спектры РЗЭ древних субвулканических пород групп А и Б существенно различаются между собой. Линии спектров пород группы А располагаются субпараллельно оси абсцисс. Часть линий осложнена слабой отрицательной Eu аномалией. Линия породы с наиболее высоким содержанием легких РЗЭ (ZO-99-16) показывает V-образную форму спектра, которая часто наблюдается в спектрах РЗЭ гранитоидов. Линии спектров пород групп Б и В имеют слабый наклон, в основном единообразный, но имеются пересечения линий. Eu аномалия в спектрах отсутствует (рис. 6).





**Рис. 5.** Нормированные к хондриту спектры РЗЭ кайнозойских вулканических пород групп: 1) Малгайты-Арлыкгольской (а); 2) Самарта-Тумеликской-I (б) и 3) Самарта-Тумеликской-II (в). Для нормирования используется состав хондрита (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 5.** Chondrite-normalized REE patterns of Cenozoic volcanic rocks of the following groups: 1) Malgayta-Arlykgol (a); 2) Samarta-Tumelik-I (b), and 3) Samarta-Tumelik-II (c). For normalizing, the composition of chondrite C1 (Sun, McDonough, 1989) is used.

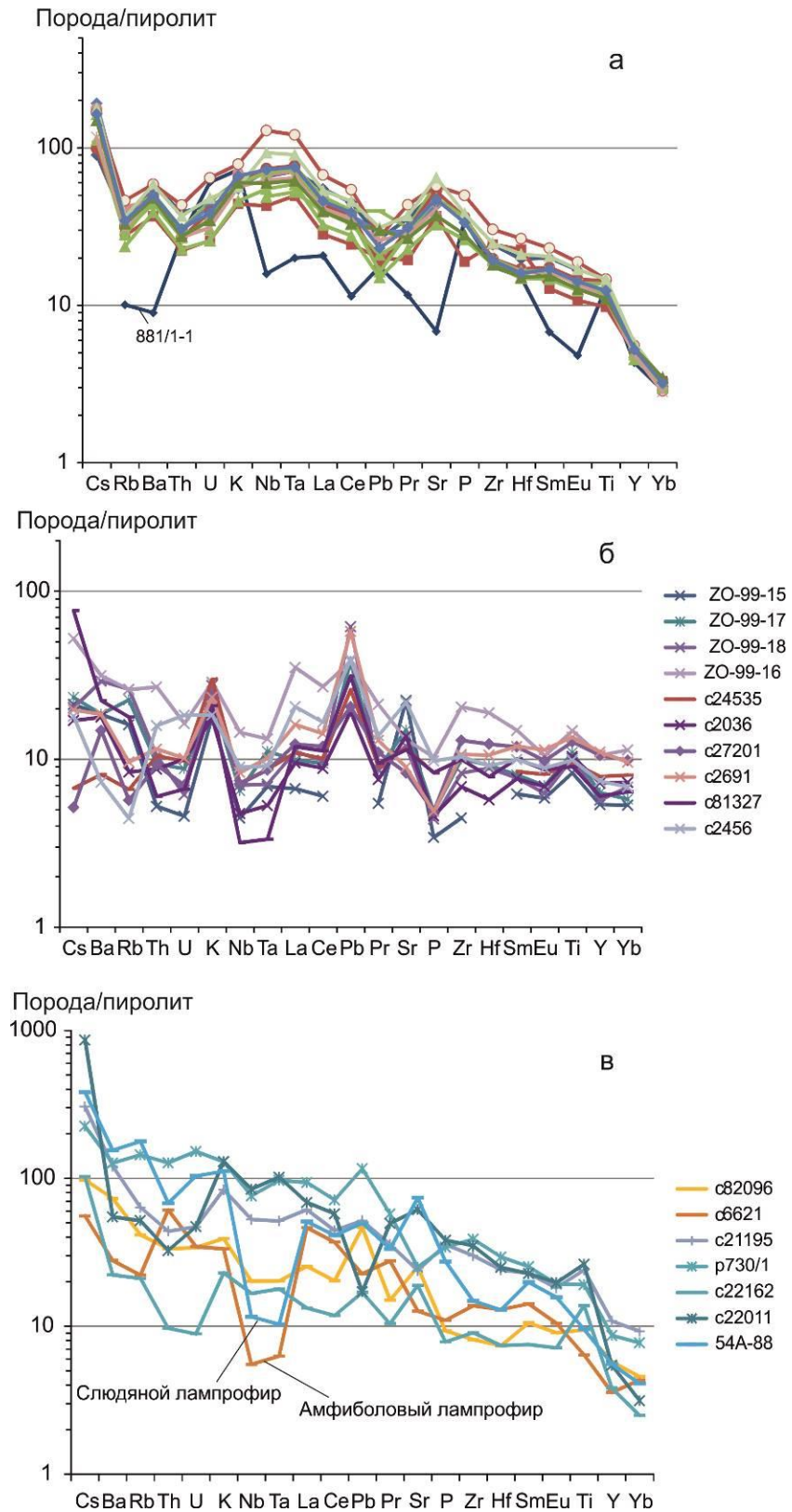


**Рис. 6.** Нормированные к хондриту спектры РЗЭ древних субвулканических пород групп А (а) и Б, В (б). Для нормирования используется состав хондрита (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 6.** Chondrite-normalized REE patterns of old subvolcanic rocks of groups А (а) and Б, В (б). For normalizing, the composition of chondrite C1 (Sun, McDonough, 1989) is used.

Нормированные к пиролиту элементные спектры кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны имеют одинаковую конфигурацию с максимумом Nb–Ta при слабо выраженных минимумах Rb–Th–U и Pb. Особый спектр обр. 881/1-1 отражает контаминацию подошвы базальта глинистым материалом. Нормированные к пиролиту элементные спектры более древних субвулканических пород разных групп отличаются. Для пород группы А характерны отрицательные Th–U и Ta–Nb аномалии при положительных аномалиях K, Pb и частично Sr, Ti. В породах

групп Б и В хорошо выражена отрицательная Ta–Nb аномалия лампрофиров (обр. 54А-88 и с6621). Обр. с82096 с неясным систематическим положением на Pb-изотопной диаграмме с82096 (см. рис. 3б) характеризуется плавной нисходящей линией спектра, подобной линиям спектров пород группы Б, со слабыми максимумами Pb и Sr, свойственными породам группы А. Спектр обр. с22162 подобен породам группы А по наличию отрицательной аномалии Th–U и положительных – Sr и Ti, но отличается от них обогащением РЗЭ (рис. 6, 7).



**Рис. 7.** Нормированные к пиролиту спектры элементов кайнозойских вулканических пород (а) и более древних субвулканических пород групп А (б) и Б, В (в). Для нормирования используется состав пиролита (McDonough, Sun, 1995).

**Fig. 7.** Pyrolite-normalized elemental patterns of Cenozoic volcanic rocks (a) and older subvolcanic rocks of groups A (б) and Б, В (в). For normalizing, the composition of pyrolite (McDonough, Sun, 1995) is used.

## Обсуждение

В гипотезе тектоники литосферных плит предполагаются перемещения геологических блоков на расстояние в тысячи и первые десятки тысяч километров. При таких значительных перемещениях первичные неоднородности верхних слоев Земли должны были менять свое первоначальное положение относительно разновозрастных глубинных протолитов магматического океана. В случае дрейфующего континентального блока в его глубинных магмах могли проявляться разновозрастные порции материала, поступавшего из нижнемантийных глубин застывшего магматического океана. Если дрейфовавший континентальный блок не подпитывался глубинным мантийным материалом, компоненты верхней мантии содержали один и тот же материал отвердевшего магматического океана. В этом случае в протолите источников глубинных магм в разное время воспроизводился материал, обозначающий тектоносферу, которая изначально принадлежала континентальному блоку ранней Земли. В корневой части тектоносферы такого блока материал области застывшего магматического океана не вовлекался в плавление. Глубинный материал тектоносферы, представленный в поднимающихся расплавах, перемещался вместе с блоком.

### *Гипотезы о происхождении Гарганского блока метаморфических пород и его роли в геологической структуре территории*

Юго-восточная часть Восточного Саяна в геологическом отношении представляет собой территорию сложного строения, на которой находятся геологические структуры, имеющие ключевое значение для решения вопросов, связанных со становлением и развитием коры и мантии юга Сибири. В зависимости от того, какой гипотезы придерживается тот или иной автор относительно геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна, выстраиваются представления о характере геологической структуры сопредельных территорий.

В одной из ранних работ (Ильин, 1971) Гарганский блок метаморфических

пород включался в состав рифейского фундамента Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), имеющего венд-кембрийский осадочный чехол. Подобный единый микроконтинент под названием «Боксон-Хубсугул-Дзабханский» выделялся в работе (Беличенко, Боос, 1988). Позже идея микроконтинента была принята в качестве рабочей гипотезы еще в серии работ этих авторов с признанием приоритета названия ранней работы (Ильин, 1971). Предполагалось, что Тувино-Монгольский массив откололся от Восточной Гондваны в венде и дрейфовал по Палеоазиатскому океану до его соединения с Сибирским континентом в середине кембрия (Диденко и др., 1994; Хераскова и др., 1995).

Кроме гипотезы об участии Гарганского метаморфического блока в структуре Тувино-Монгольского массива (микроконтинента), предлагались альтернативные построения. Гарганский блок относился к системе микроконтинентов, не связанных с Тувино-Монгольским массивом (Моссаковский и др., 1993) или рассматривался в качестве отторженца фундамента Сибирской платформы (Берзин и др., 1994; Кузьмичев, 2001). Предполагалось также, что метаморфические породы представляют собой ядерный комплекс, выведенный на поверхность из средней части коры (Склярков, 1994). По этой гипотезе, коровый протолит Гарганского блока не должен отличаться от протолитов сопредельных территорий. В интерпретации геологического строения юго-восточной части Восточного Саяна (Kiseleva et al., 2020) понятие «микроконтинент» отсутствует и предполагается образование коры в результате последовательной аккреции островодужных комплексов пород.

В пользу самостоятельного значения структуры Тувино-Монгольского микроконтинента свидетельствуют изотопные характеристики позднекайнозойских базальтов, указывающие на присутствие в его литосферной мантии аномалии DUPAL и на отсутствие такой аномалии в мантийных источниках Хамсаринской и Джидинской островодужных зон. В отличие от сопредельных островодужных структур, микроконтинент мог иметь восточногондванское происхождение (Расказов и др., 2002).

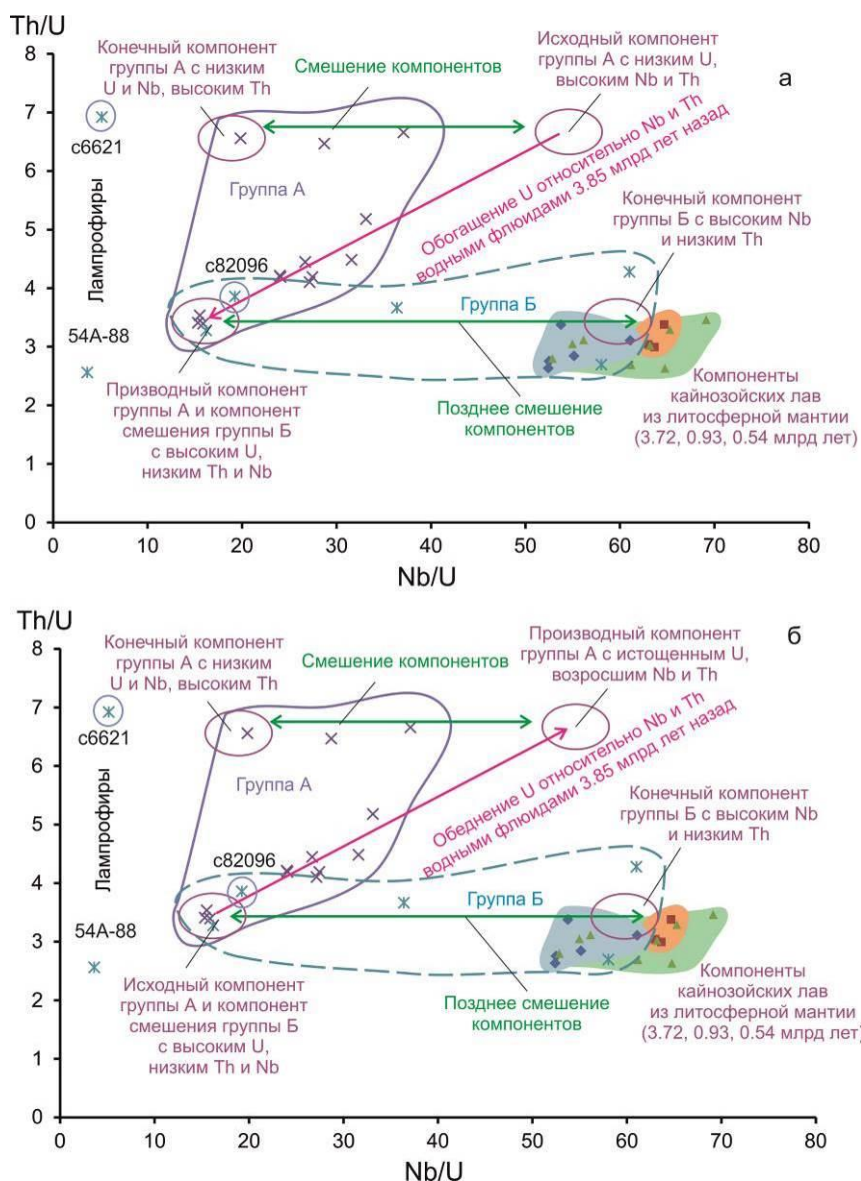
Гарганская зона как часть Тувино-Монгольского массива проявляет геологическую индивидуальность в изотопном составе обыкновенного свинца галенита из рудных месторождений. Галенит содержит свинец В-типа (Barberton). По сопряженной модели накопления радиогенных изотопов Pb Холмса–Хаутерманса и диффузионной дискордии Вассербурга для протолита коры Гарганской зоны по галениту рассчитывается возраст  $T$  около 4.31 млрд лет при значении  $\mu = 11$  и возраст отторжения  $t$  в основном в интервале 2.4–2.2 млрд лет. Рудные месторождения юга Сибирской платформы отличаются от рудных месторождений Гарганского блока аномальным изотопным составом Pb J-типа (Jorlin). По сопряженной модели накопления радиогенных изотопов для них по галениту получается более молодой коровый протолит возрастом  $T$  около 3.82 млрд лет при значении  $\mu = 20.1$  и возраст отторжения  $t$  в основном в интервале 1.5–1.0 млрд лет. Разный изотопный состав обыкновенного Pb свидетельствует о резком различии ранней геологической истории накопления руды в месторождениях Гарганской зоны и юго-западного края фундамента Сибирской платформы (Рассказов, Брандт, 2009; Rasskazov et al., 2010).

#### *Распределение урана в источниках базитовых магм*

Для понимания происхождения источников кайнозойских вулканических и более древних субвулканических пород в Гарганской зоне обратимся сначала к распределению урана, как материнского элемента U–Pb изотопной системы, обеспечивающей возрастное группирование протолитов источников. Распределение U, Nb и Th в магматических расплавах зависит от степени частичного плавления субстрата. Для анализа источников магматических расплавов важны

отношения этих элементов. Предполагается, что U, Nb и Th в геохимическом отношении тесно взаимосвязаны и имеют одинаковую степень несовместимости с породами мантии. Между тем, уран в окислительной обстановке растворим в воде, тогда как торий и ниобий труднорастворимы. Следовательно, уран легко мигрирует, тогда как торий и ниобий остаются в источнике. Обогащение или обеднение источника ураном, захваченным и перенесенным водными флюидами, должно выражаться в одновременном возрастании Th/U и Nb/U отношений. Если меняется одно отношение, а другое остается неизменным, линейное распределение точек интерпретируется как показатель смешения компонентов разных источников.

На рис. 8а в качестве исходного компонента пород группы А древних субвулканических тел Гарганской зоны принимается состав с низким U, высоким Nb и Th. Одновременное снижение Th/U и Nb/U отношений воспринимается как показатель переноса урана в источник водными флюидами. В результате образуется компонент группы А. Процесс обогащения источника ураном запускается около 3.85 млрд лет назад. В группе А наблюдается также смешение исходного компонента с конечным компонентом, не обогащенным ураном, имеющим такую же высокую концентрацию Th как в исходном компоненте, но низкую концентрацию Nb. Несколько позже (около 3.72 млрд лет назад) образуется обогащенный ураном компонент кайнозойских лав. В дальнейшем наблюдается смешение компонентов группы Б. В качестве низко-Nb компонента смешения выступает материал производного компонента группы А, в качестве высоко-Nb компонента – материал, близкий по составу компоненту кайнозойских лав из литосферной мантии.



**Рис. 8.** Варианты обогащения (а) и обеднения (б) ураном исходного источника древних субвулканических пород Гарганской зоны на диаграмме Th/U – Nb/U. Условные обозначения групп см. рис. 3.

**Fig. 8.** Variants of enrichment (a) and depletion (б) of uranium in the initial old source of subvolcanic rocks from the Gargan zone on the Th/U versus Nb/U plot. Symbols are as in Fig. 3.

На кайнозойских вулканических полях Азии обнаружены источники с существенным малоглубинным обогащением и обеднением ураном в Приморье, Приамурье, Тянь-Шане и Тункинской долине (Рассказов и др., 2015; Rasskazov et al., 2021). Пока неясно, происходит ли начальная дифференциация материала Гарганской зоны из исходного состава с низким U при высоких концентрациях Nb и Th или из исходного состава с высоким U при низких концентрациях Nb и Th? На панели б рис. 8 представлен вариант развития процесса переноса U водными флюидами с противоположной направленностью по

отношению к варианту, представленному на панели а. По-видимому, около 3.85 млрд лет назад одни источники обогащались ураном, другие – обеднялись.

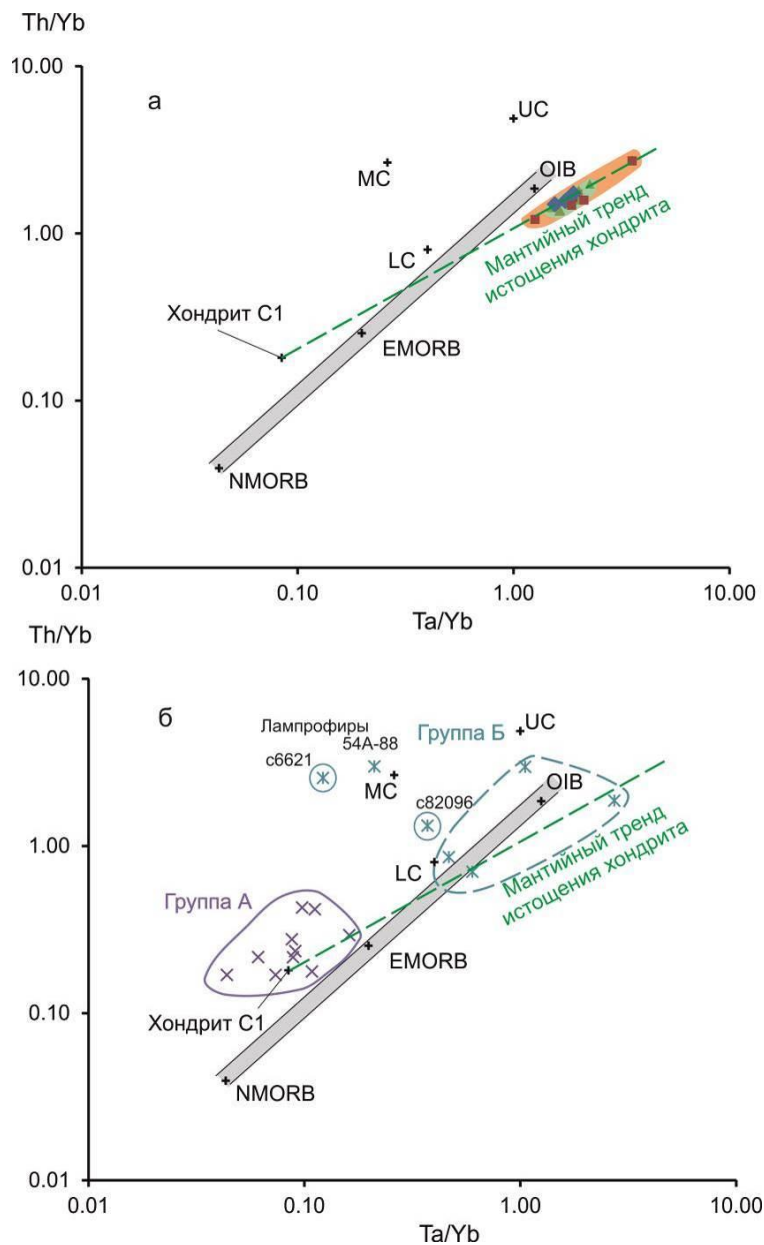
Низкие значения Th/U и Nb/U в слюдяном лампрофигре 54А-88 отражают минимальные концентрации обоих труднорастворимых компонентов в источнике при его относительном обогащении ураном. Концентрация U могла возрасти в результате его привноса в источник слюдяного лампрофигра водным флюидом. Высокое отношение Th/U и низкое отношение Nb/U в амфиболовом лампрофигре с6621 (группа В) показывает резкое отличие

его источника от источника пород группы Б, что объясняет смещение точки лампрофира с6621 от линейных трендов на Rb-изотопной диаграмме рис. 3.

### Сопоставление с источниками океанических базальтов и континентальной коры

Вопрос об источниках базитовых магм континентов обычно сводится к выявлению сходства и различий их геохимических параметров с параметрами современных

океанических базальтов срединных хребтов (MORB), островов (OIB) и островных дуг или коллизионных зон. Предполагается, что подобные процессы спрединга, подъема горячего материала с мантийных глубин, субдукции и коллизии существовали в истории Земли и порождали магмы с характеристиками, свойственными современным процессам. Но выражены ли в источниках базитовых магм континентов характеристики протолитов ранней Земли? Это требует изучения.



**Рис. 9.** Диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны (а) и ее древних субвулканических пород (б). Условные обозначения групп см. рис. 3. Составы хондрита C1 и океанических базальтов (NMORB, EMORB и OIB) показаны по работе (Sun, McDonough, 1989), составы коры (LC, MC и UC) – по работе (Rudnick, Fountain, 1985).

**Fig. 9.** Th/Yb – Ta/Yb plot for Cenozoic volcanic rocks of the Gargan zone (a) and older subvolcanic rocks (b). Group symbols are as in Fig. 3. The compositions of chondrite C1 and oceanic basalts (NMORB, EMORB, and OIB) are shown after (Sun, McDonough, 1989), and the crust compositions (LC, MC and UC) after (Rudnick, Fountain, 1985).

Для вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны компоненты океанических базальтов не характерны, хотя в современном эрозионном срезе находятся комплексы пород, которые относятся к офиолитам (Добрецов, 1985). На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb точки кайнозойских лав смещены ниже направления MORB–OIB. Такое смещение в целом свойственно кайнозойским вулканическим породам юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Лавы Гарганской зоны не являются исключением. Эта геохимическая характеристика свидетельствует об относительном истощении протолита в мантийном источнике литосферы в результате извлечения легкоплавких компонентов. Тренд кайнозойских лав пересекает направление океанических базальтов под острым углом. Направление тренда может обозначать истощение первичной (primordial) мантии хондритового состава (рис. 9а). Судя по Rb-изотопной датировке протолита источника (рис. 3а), он должен был оформиться 3.72 млрд лет назад (до генерации источников MORB+OIB). Позже, 0.93–0.54 млрд лет назад, протолит источника был только слегка модифицирован. Компоненты протолитов типа MORB+OIB в Гарганской зоне так и не проявились.

На панели 9б диаграммы Th/Yb – Ta/Yb точки древних субвулканических пород Гарганской зоны также не обнаруживают какой-либо связи с направлением MORB+OIB. Группа А образует изометричное облако, перекрывающее состав хондрита. Это облако оформилось 3.85 млрд лет назад, до процессов, повлекших за собой образование тренда кайнозойских лав. Об этом же свидетельствуют линии спектров РЗЭ, параллельные оси абсцисс (см. рис. 6а). Наличие Eu аномалии указывает на малую глубину источника пироксен-плагиоклазовой фации. Из этого следует вероятное положение источника в области коромантийного перехода (КМП).

### **Сопоставление с источниками магм надсубдукционных и коллизионных обстановок**

При отсутствии связи вулканических и субвулканических пород Гарганской зоны с источниками океанических базальтов возникает вопрос о генетической связи этих пород с процессами, сопровождающими субдукцию и/или коллизию. Вопрос о субдукции в ранней Земле решается неоднозначно. В классическом варианте субдукционной гипотезы требуется участие океанического слэба с материалом NMORB и/или EMORB. При использовании диаграммы  $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$  для кайнозойских лав мы принимаем гипотезу об их генерации из мантийного источника, представляющего собой истощенный хондритовый материал (рис. 10а) и вынуждены отказаться от гипотезы о слэбовом источнике.

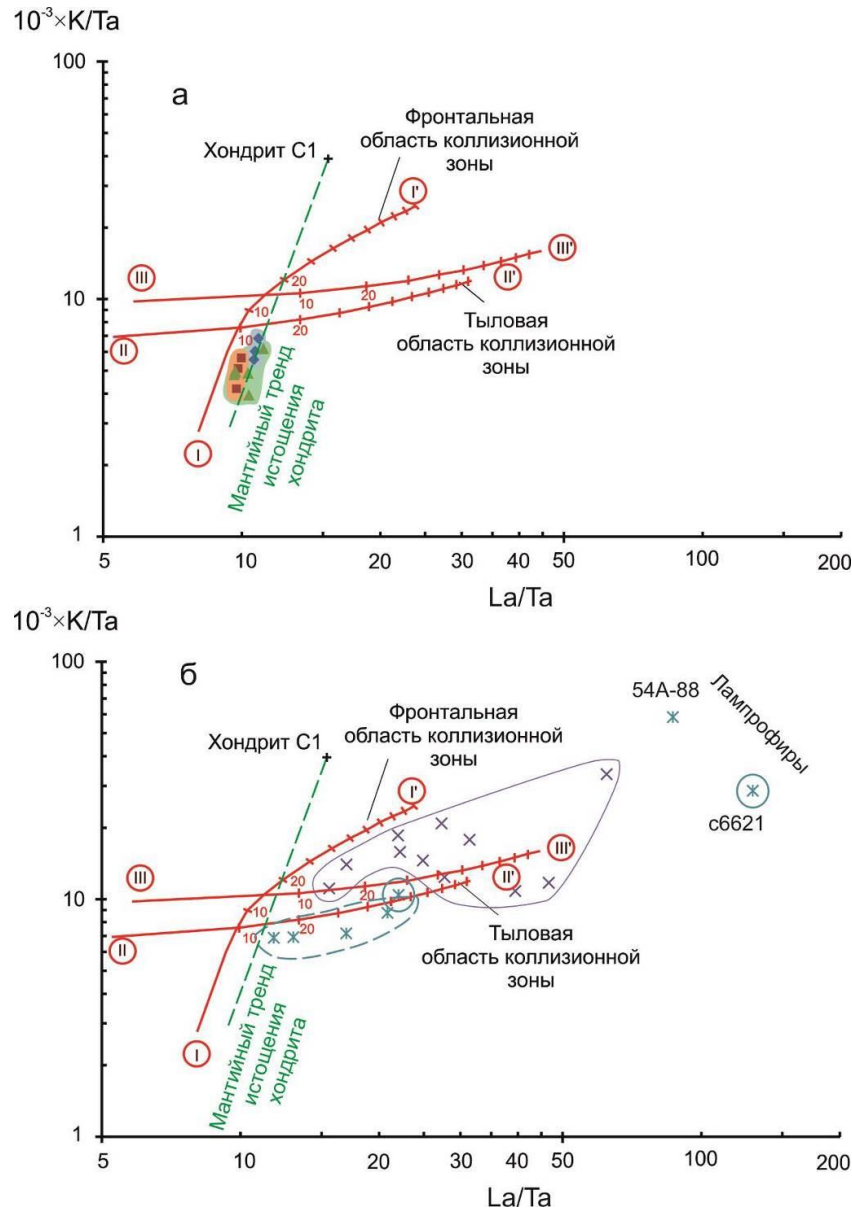
Древние субвулканические породы групп А и Б отчетливо разделяются между собой на диаграмме рис. 10б. Точки пород группы А смещаются от составов, лежащих на мантийном тренде истощенного хондрита, с возрастанием отношений  $10^{-3} \times K/Ta$  и  $La/Ta$ . Крупноионные литофильные элементы К и La накапливаются относительно высокозарядного элемента Та при их флюидном переносе в источник по подобию концентрации этих элементов в надсубдукционной области. Поле точек пород группы А распределяется между трендами фронтальной и тыловой областей современной Гималайско-Тибетской коллизионной зоны. Источник формировался 3.72 млрд лет назад и должен был сохраняться в дальнейшем изохимически, поскольку этот же процесс переноса компонентов водным флюидом определил высокое  $\mu$  – интегрированное во времени существенное обогащение  $^{238}U$  относительно  $^{204}Pb$ .

Распределение точек диаграммы  $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$  (рис. 10б) в общем дополняет вывод, сделанный с использованием диаграммы Th/Yb – Ta/Yb о более продвинутой дифференциации протолита в источнике пород группы Б относительно протолита в



источнике пород группы А, произошедшей около 1 млрд лет назад. Группа Б разделяется на подгруппы основной совокупности и более редких лампрофиров. По сравнению с породами группы А, в лампрофирах сильно выражена тенденция обогащения калием и лантаном относительно тантала. Точки основной подгруппы группы Б смещаются от поля

пород группы А к полю истощенных мантийных пород. Фигуративное поле этой преобладающей подгруппы пород группы Б совмещается с трендом пород тыловой области коллизионной зоны, а фигуративное поле пород группы А смещается к тренду фронтальной области коллизионной зоны.



**Рис. 10.** Диаграмма  $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$  для кайнозойских вулканических пород Гарганской зоны (а) и ее древних субвулканических пород (б). Условные обозначения групп см. рис. 3. Состав хондрита C1 показан по работе (Sun, McDonough, 1989), линии I-I' (комплементарных обедненных и обогащенных надслэбовых источников коллизионного фронта), линии II-II' и III-III' (комплементарных обедненных и обогащенных источников коллизионного тыла) – по работе (Рассказов и др., 2012).

**Fig. 10.**  $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$  plot for Cenozoic volcanic rocks from the Gargan zone (a) and its older subvolcanic rocks (b). Group symbols are as in Fig. 3. The chondrite C1 composition is shown after (Sun, McDonough, 1989), lines I-I' (complementary depleted and enriched supra-slab sources of a collisional front), lines II-II' and III-III' (complementary depleted and enriched sources of a collisional back side) – after (Rasskazov et al., 2012).

*Сопоставление источников магматизма ранней Земли с импактными процессами на Луне*

При отсутствии в кайнозойских вулканических и более древних субвулканических породах Гарганской зоны компонентов океанических базальтов современных геодинамических обстановок, в источниках древних субвулканических тел имеются признаки проявления коллизионных процессов в компоненте ранней Земли. Можно предположить, что в гадее и в начале архея роль протолита играл недифференцированный протопланетный (хондритовый) материал и продукты его преобразования в ее верхних слоях.

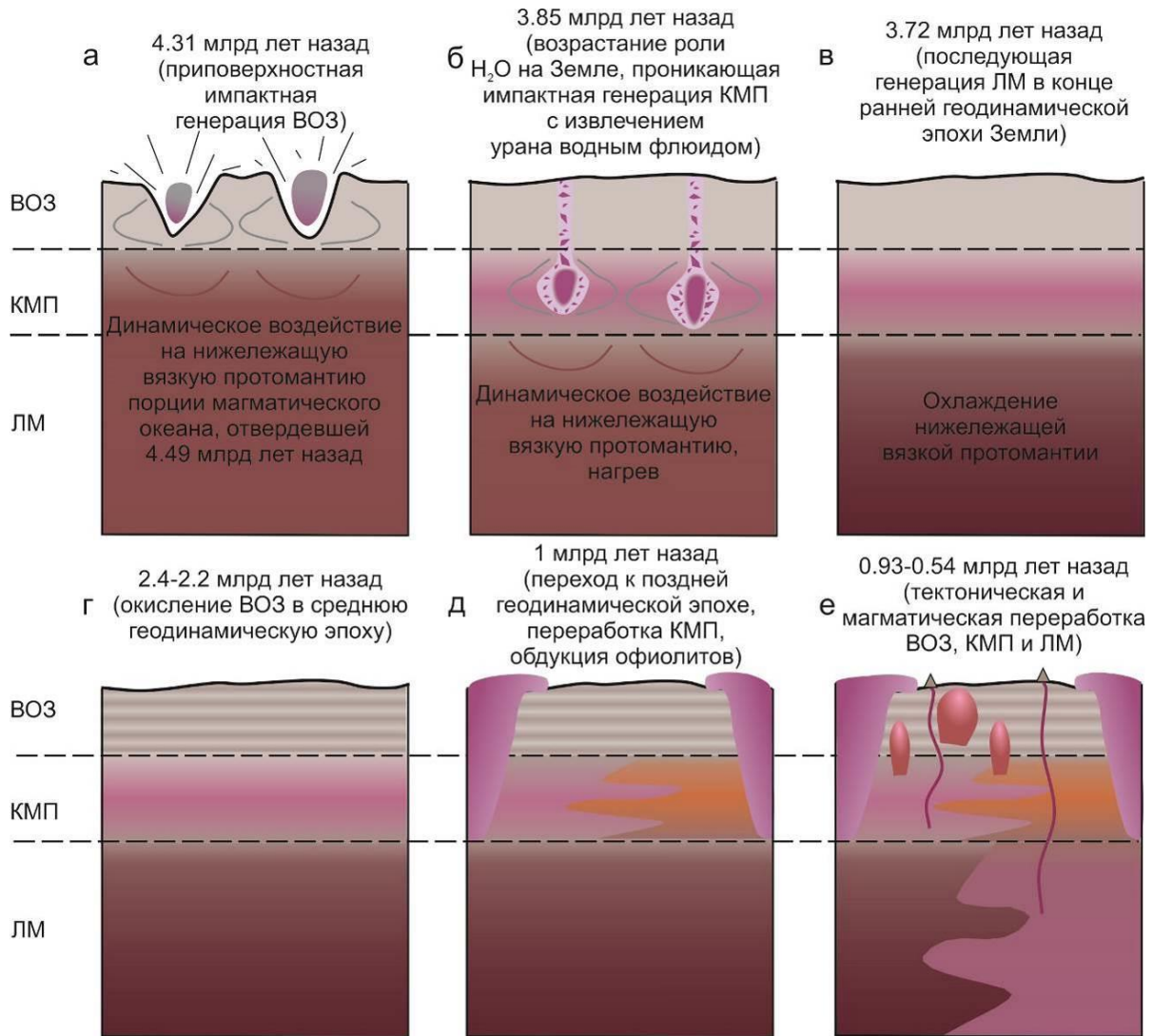
Для решения вопроса о процессах ранней Земли решающую роль играет исследование пород Луны, которые обеднены железом и летучими элементами. Луна содержит во много раз меньше К, Na и других летучих элементов по сравнению с углистыми хондритами и заметно обеднена летучими компонентами по сравнению с породами Земли (Ringwood, 1986; Jones, Palme, 2000). Судя по одинаковому распределению изотопов кислорода, как, впрочем, и изотопов других элементов, Луна образовалась из вещества, подобного веществу Земли, т.е. Луна и Земля принадлежали к единому телу без каких-либо дополнений веществом из других тел Солнечной системы (Clayton, Mayeda, 1975; Lugmair, Shukolyukov, 1998). В раннюю эпоху процессы верхней части Земли, связанные с импактными событиями, были подобны процессам, происходившим на Луне. Истощение хондрита на поверхности Земли и в ее верхних слоях могло происходить без дифференциации изотопов по сценарию испарения материала в газопылевое облако, окружающее планету (Галимов, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005).

*Последовательность геологических событий в Гарганской зоне*

Положение параметрической линии магматического океана ранней Земли устанавливается в тектоносфере Гарганской зоны по смещению всех точек кайнозойских лав левее геохроны 4.49 млрд лет (панель *a* на рис. 3). На панели *б* рис. 3 геохроны 4.49 млрд лет соответствует линия с наклоном 4.04 млрд лет с корректировкой на время 450 млн лет назад. Чем моложе закристаллизовавшаяся порция магматического океана Земли, тем положение геохроны. В данном случае она проходит за правой рамкой диаграммы панели *б* на рис. 3 через точки со значениями ординаты и абсциссы, соответственно, 15.3 – 20.7 и 9.306 – 10.307 (первичная мантия). Точки протолитов древних субвулканических пород сдвинуты левее этой линии. Следовательно, их протолиты отличаются от протолитов кайнозойских лав гораздо более низким значением  $\mu$  ( $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ).

Кайнозойские вулканические породы и породы древних субвулканических тел Гарганской зоны образуются из протолитов взаимосвязанных источников двух геодинамических эпох: ранней (гадей-архейской) и поздней (неопротерозойской). Протолиту ранней эпохи 3.72 млрд лет кайнозойских лав близок по возрасту протолит 3.85 млрд лет древних субвулканических тел. Протолиту поздней эпохи с датировками начала и конца неопротерозоя (0.93 и 0.54 млрд лет) кайнозойских лав близок по возрасту протолит с датировкой начала неопротерозоя 1.0 млрд лет древних субвулканических тел.

По результатам Pb-изотопного датирования протолитов источников магматизма и галенита рудных месторождений в Гарганской зоне выделяется 6 эпизодов становления трех слоев тектоносферы: внешней оболочки Земли (ВОЗ), коромантийного перехода (КМП) и литосферной мантии (ЛМ) (рис. 11).



**Рис. 11.** Схема эволюции тектоносферы в Гарганской зоне: внешней оболочки Земли (ВОЗ) (а), коромантийного перехода (КМП) (б), литосферной мантии (ЛМ) (в) с последующим преобразованием ВОЗ (г), ВОЗ–КМП (д) и ВОЗ–КМП–ЛМ (е).

**Fig. 11.** Schematic evolution of the tectonosphere in the Gargan zone: the outer shell of the Earth (ВОЗ) (а), crust-mantle transition (КМП) (б), lithospheric mantle (ЛМ) (в) with subsequent transformation of ВОЗ (г), ВОЗ–КМП (д), and ВОЗ–КМП–ЛМ (е).

Эпизод 1 (4.31 млрд лет назад). Генерируется ВОЗ. По Pb-изотопным датировкам обыкновенного Pb типа В Гарганский метаморфический блок соответствует древнейшим блокам Земли (Джек Хиллз в Западной Австралии и др.), в которых обнаружены детритовые цирконы с преобладающим возрастом около 4.3 млрд лет. Протолит таких блоков формируется на поверхности Земли в конце ее начальной планетарной аккреции. Поздний шпон космического материала содержит повышенные концентрации золота и элементов платиновой группы. В слое ВОЗ Гарганской зоны создается потенциал для образования рудных месторождений.

Эпизод 2 (3.85 млрд лет назад). В это время Земля подвергается последней тяжелой бомбардировке космическими телами. На Земле появляются геологические признаки существования воды. Слой КМП образуется в результате глубокого проникновения импактных тел. Крупные импактные тела проникают на глубину до 60 км. В источниках КМП субвулканических пород Гарганской зоны маркируются специфические условия, создающиеся под слоем кристаллического фундамента. Под воздействием водных флюидов область КМП Гарганской зоны существенно обедняется ураном. В других регионах Земли создаются условия для

накопления урана в ее верхней оболочке. Такая область маркируется аномальным отторженным Рb типа J с модельным возрастом  $T = 3.82$  млрд лет и высоким  $\mu$  (20.1) на юге Сибирского палеоконтинента.

Эпизод 3 (3.72 млрд лет назад). Нарастивается нижележащий слой ЛМ. Этому способствует предшествующее тектоническое воздействие на него импактных тел. После заключительной тяжелой бомбардировки на Земле снижается геодинамическая активность. Периферические слои Земли продолжают охлаждаться. Близится к завершению ранняя геодинамическая эпоха, соответствующая в целом этапу проявления импактных событий.

Эпизод 4 (2.4–2.2 млрд лет назад). В Гарганской зоне перерабатывается ВОЗ. Отторгается рудный Рb. Рудогенерирующие процессы развиваются в связи с событием Великого окисления Земли.

Эпизод 5 (1 млрд лет назад). Намечается переход к поздней геодинамической эпохе. По границам Гарганской зоны обдуцируют офиолиты. Одновременно во внутренней части Гарганской зоны перерабатывается КМП.

Эпизод 6 (0.93–0.54 млрд лет назад). В Гарганской зоне развиваются тектонические и магматические процессы в слоях ВОЗ, КМП и ЛМ, способствующие перераспределению рудных компонентов с концентрацией в рудные месторождения.

В работе (Рассказов, Чувашова, 2024) допущалось глобальное разделение обыкновенного Рb типа В и J в связи с образованием нижнемантийной аномалии ASITA. В Гарганской зоне обнаружен факт пространственного совмещения процессов миграции урана около 4.3 и 3.9–3.8 млрд лет назад, связанной с импактными событиями, происходившими в слое ВОЗ (на поверхности Земли) и в малоглубинной области КМП. Следовательно, ранняя и поздняя тяжелые бомбардировки Земли, скорее всего, не были пространственно разъединены. Можно предположить, что импактные тела распределялись неравномерно. Неравномерность распределения импактных кратеров наблюдается на Луне. Область прото-Земли, подвергнутая более сильной последней тяжелой бомбардировке, могла приобрести большую плавучесть, чем

область с меньшим количеством импактных ударов. Плавучая область выступала на поверхности прото-Земли и эродировалась до слоя 3.9–3.8 млрд лет, тогда как в менее плавучей области сохранялся импактный слой 4.3 млрд лет. По такому механизму на земной поверхности зародилась начальная латеральная гетерогенность в пространственных переходах слоев ВОЗ (пример – Гарганская зона, ВОЗ 4.31 млрд лет с низким  $\mu$ ) и КМП (пример – юг Сибирского палеоконтинента, КМП 3.82 млрд лет назад с высоким  $\mu$ ).

Для объяснения факта пространственного совмещения процессов миграции урана около 4.3 и 3.9–3.8 млрд лет назад в Гарганской зоне может привлекаться модель ABEL ранней Земли (Advent of bio-elements – water components model, Появления модели биоэлементов – водных компонентов), в которой предполагается начальное образование гарцбургитовой основы прото-Земли без летучих компонентов и последующая импактная добавка  $H_2O$  (Maruyama, Ebisuzaki, 2019). Такая модель в общем согласуется с полученными выводами о характере смены процессов ранней эволюции тектоносферы Гарганской зоны, хотя в деталях требует дальнейшего обоснования и уточнения.

### Заключение

В настоящей работе представлены результаты анализа Рb-изотопных оценок возраста протолитов источников кайнозойских вулканических пород и более древних даек и силлов, а также Рb-изотопных оценок возраста галенита из рудных месторождений Гарганской зоны юго-восточной части Восточного Саяна. Для кайнозойских вулканических пород определены протолиты источников литосферной мантии, а для более древних даек и силлов – источники коромантийного перехода, для галенита из рудных месторождений – источники внешней оболочки тектоносферы Земли выше коромантийного перехода.

В эволюции тектоносферы Гарганской зоны выявлены события ранней, средней и поздней геодинамических эпох эволюции Земли. В качестве протолита–основы обозначен протопланетный (хондритовый) материал порции вязкой протомантии

магматического океана, отвердевшей 4.49 млрд лет назад. Об эволюции Гарганской зоны сделаны следующие выводы:

1) в раннюю геодинамическую эпоху тектоносфера Гарганской зоны генерировалась импактными телами в последовательности сверху вниз: сначала, 4.31 млрд лет назад, – во внешней оболочке Земли, затем, 3.85 млрд лет назад, – в области коромантийного перехода, и, наконец, 3.72 млрд лет назад, – в области литосферной мантии;

2) в среднюю геодинамическую эпоху рудогенерирующие процессы развивались во внешней оболочке Земли в связи с событием Великого окисления 2.4–2.2 млрд лет назад;

3) в позднюю геодинамическую эпоху проявились процессы тектонической и магматической активизации тектоносферы Гарганской зоны в связи с ее интеграцией в фундамент Тувино-Монгольского микроконтинента, начиная с 1 млрд лет назад.

Полученные выводы об эволюции Гарганской зоны служат основанием для выделения Гарганского типа тектоносферы, представительного для обозначения процессов ранней, средней и поздней геодинамических эпох Земли, протекающих в слоях внешней оболочки, коромантийного перехода и литосферной мантии.

### **Благодарности**

Аналитические данные с подготовкой первой версии настоящей работы были получены в 2001–2012 гг. К настоящему времени аналитические данные дополнены. Изотопный анализ Rb проводился в MIT (США) на масс-спектрометре «Sector-54» (измерения С.А. Бауринга и Н. Харрис), в ИЗК СО РАН – на масс-спектрометре «Finnigan MAT 262» в 2001–2016 гг. в рамках работы Байкальского аналитического ЦКП ИНЦ СО РАН (измерения Н.Н. Фелелова) и позже в ИГХ им. А.П. Виноградова СО РАН с использованием MS-ICP-MS Neptune Plus в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» (измерения Н.С. Герасимова, Е.В. Сараниной). Состав микроэлементов определялся на квадрупольных масс-спектрометрах Agilent 7500se (2010 г.) и VG PlasmaQuad 2+ (2001–2002 гг.) (измерения А.П. Чебыкина, пробоподготовка М.Е. Марковой).

Силикатные анализы выполнялись в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики: Г.В. Бондарева и М.М. Самойленко) и MIT (США).

### **Литература**

Беличенко В.Г., Боос Г.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре Центрально-Азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.

Галимов Э.М. Происхождение Луны // Земля и Вселенная. 2005. № 6. Обзорная статья: <http://ziv.telescopes.ru/rubric/astronomy/index.html?pub=9>

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.

Добрецов Н. Л. О покровной «тектонике» Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. N 1. С. 39–50.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: 1971. С. 67–71. (Труды НИИ Зарубежгеология, вып. 22).

Кузьмичев А.Б. Раннебайкальские тектонические события в Тувино-Монгольском массиве: коллизия островной дуги и микроконтинента // Геотектоника. 2001. № 3. С. 44–59

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел–2000, 2004. 192 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Брандт С.Б. Рудные свинцы Гарганского блока и южного края Сибирского кратона: параметры сопряженной модели

Холмса–Хаутерманса и конкордии – дискордии // Известия ИГУ, серия «Науки о Земле». 2009. Т. 2. № 1. С. 127–143.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Образование глобальной Азиатской изотопной термальной аномалии (ASITA) в зарождающейся системе Земля–Луна: Мегаимпакт или фрагментация газопылевого облака? // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 1. С. 7–41. doi:10.26516/2541-9641.2024.1.7

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Логачев Н.А., Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Брандт С.Б. Мантийная аномалия DUPAL Тувино-Монгольского массива и ее палеогеодинамическое значение // Доклады Академии наук. 2002. Т. 382. №1. С. 110–114.

Рассказов С.В., Тихонова Г.А., Нартова Н.В. О находках глинистых минералов в неогеновых базальтах Восточного Саяна // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1992. С. 168–181.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Миколайчук А.В., Собель Э.Р., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 308–336. doi:10.7868/S0869590315010033

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Склярков Е.В. Петрологические индикаторы тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса (северо-восточный сегмент). Диссертация ... доктора геолого-минералогических наук. г. Иркутск, 1994. 52 с.:

Скопинцев В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXV (Сорок). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021а.

Скопинцев В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Восточно-Саянская. Лист N-47-XXXVI (Самарта). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021б.

Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный пояс Восточной Гондваны //

Доклады Академии наук. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61

Clayton R.N., Mayeda T.K. Genetic relation between the Moon and meteorites // Proc. 6th Lunar. Sci. Conf., Houston. P. 1761–1769.

Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Earth-Moon system // J. Earth Syst. Sci. 2005. Vol. 114, No. 6. P. 593–600. doi:10.1007/BF02715942

Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia; PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 230 p.

Jones H.J., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon // Origin of the Earth and Moon (eds) Canup R M and Righter K Univ. Arizona Press: Tucson, 2000. P. 197–216.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet Sci Letters. 2002. Vol. 199. P. 311–325. doi:10.1016/s0012-821x(02)00587-3

Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Dmitriy K. Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Kovalev S.A. Multistage magmatism in ophiolites and associated metavolcanites of the Ulan-Sar'dag mélange (East Sayan, Russia) // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 1077. doi:10.3390/min10121077

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 825–833.

Lugmair G. Shukolyukov A.Yu. Early solar system timescale according to  $^{53}\text{Mn}$ – $^{53}\text{Cr}$  isotope systematics // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. P. 2863–2886.

Maruyama, S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // Geoscience Frontiers. 2017. Vol. 8. P. 253–274. doi:10.1016/j.gsf.2016.10.005

- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. 306 p. doi:10.1007/978-90-481-2999-7
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487. doi:10.3390/min11050487
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals* 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S., Sun Y.-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals*. 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319; doi:10.3390/min10040319
- Ringwood A.E. Composition and origin of the Moon // *Origin of the Moon*. W.K. Hartmann, R.J. Phillips, and G.J. Taylor (eds), Lunar Planet. Inst. Houston, 1986. P. 673–698.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. Vol. 33, No. 3. P. 267–309. doi:10.1029/95RG01302
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. 1989. Vol. 42. P. 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- References**
- Belichenko V.G., Boos G.G. Boxon-Khuvsgol-Dzabkhan paleomicrocontinent in the structure of Central Asian Paleozooids // *Geology and Geophysics*. 1988. No. 12. P. 20–28.
- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonenshain L.P., Xiao Xiuchan, Chang E.Z. Geodynamic map of the western part of the Paleoasian Ocean // *Geology and Geophysics*. 1994. Vol. 35. No. 7–8. P. 8–28
- Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baidrag transect of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61
- Clayton R.N., Mayeda T.K. Genetic relation between the Moon and meteorites // *Proc. 6th Lunar. Sci. Conf.*, Houston. P. 1761–1769.
- Didenko A.N., Mossakovsky A.A., Pechersky D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Geodynamics of the Paleozoic oceans of Central Asia // *Geology and Geophysics*. 1994. Vol. 35, No. 7–8. P. 59–75.
- Dobretsov N. L. On the cover “tectonics” of the Eastern Sayan // *Geotectonics*. 1985. No. 1. P. 39–50.
- Galimov E.M. Origin of the Moon // *Earth and Universe*. 2005. No. 6. Review article: <http://ziv.tellescopes.ru/rubric/astronomy/index.html?pub=9>
- Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Earth-Moon system // *J. Earth Syst. Sci.* 2005. Vol. 114, No 6. P. 593–600. doi:10.1007/BF02715942
- Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia; PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 230 p.
- Ilyin A.V. About the Tuva-Mongolian massif // *Materials on regional geology of Africa and foreign Asia*. Moscow, 1971. P. 67–71. (Proceedings of the Scientific Research Institute Zarubezhgeology, issue 22).
- Jones H.J., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon // *Origin of the Earth and Moon* (eds) Canup R M and Righter K Univ. Arizona Press: Tucson, 2000. P. 197–216.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet Sci Letters*. 2002. Vol. 199. P. 311–325. doi:10.1016/s0012-821x(02)00587-3
- Kheraskova T.N., Samygin S.G., Ruzhentsev S.V., Mossakovsky A.A. Late Riphean continental

margin volcanic belt of East Gondwana // *Doklady Earth Sciences*. 1996. Vol. 344, No. 7. P. 146–150.

Kiseleva O.N., Airiyants E.V., Dmitriy K. Belyanin D.K., Zhmodik S.M., Ashchepkov I.V., Kovalev S.A. Multistage magmatism in ophiolites and associated metavolcanites of the Ulan-Sar'dag mélangé (East Sayan, Russia) // *Minerals*. 2020. Vol. 10. P. 1077. doi:10.3390/min10121077

Kuzmichev A.B. Early Baikal tectonic events in the Tuva-Mongolian massif: collision of an island arc and a microcontinent // *Geotectonics*. 2001. No. 3. P. 44–59.

Kuzmichev A.B. Tectonic history of the Tuva-Mongolian massif: early Baikal, late Baikal and early Caledonian stages. Moscow: Probel–2000, 2004. 192 p.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. Vol. 148. P. 825–833.

Lugmair G. Shukolyukov A.Yu. Early solar system timescale according to  $^{53}\text{Mn}$ - $^{53}\text{Cr}$  isotope systematics // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. P. 2863–2886.

Maruyama, S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // *Geoscience Frontiers*. 2017. Vol. 8. P. 253–274. doi:10.1016/j.gsf.2016.10.005

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4

Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation // *Geotectonics*. 1993. No. 6. P. 3–33.

Rasskazov S.V. Magmatism of the Baikal rift system. Novosibirsk: VO "Science". Siberian publishing company, 1993. 288 p.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Dordrecht, Heidelberg, London, New York: Springer, 2010. 306 p. doi:10.1007/978-90-481-2999-7

Rasskazov S.V., Brandt S.B. Ore lead of the Gargan block and the southern edge of the Siberian craton: parameters of the conjugated Holmes–Hautermands and concordia–discordia model // *News of the Irkutsk State University, series "Earth Sciences"*. 2009. Vol. 2, No. 1. P. 127–143.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. Generation of the Global Asian Isotope Thermal Anomaly (ASITA) in the incipient Earth-Moon system: Gas-dust cloud

fragmentation versus mega-impact // *Geology and Environment*. 2024. Vol. 4, No. 1. P. 7–41. doi:10.26516/2541-9641.2024.1.7

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Mikolaichuk A.V., Sobel E.P., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Lateral change of sources for Cretaceous–Paleogene magmatism in the Tian-Shan // *Petrology*. 2015. Vol. 23, No. 3. P. 281–308. doi:10.1134/s0869591115010038

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic-sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2012. 351 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals* 2020a. Vol. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. Vol. 11, No. 5. P. 487. doi:10.3390/min11050487

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Logatchev N.A., Ivanov A.V., Demonterova E.I., Maslovskaya M.N., Brandt S.B. The DUPAL mantle anomaly of the Tuva-Mongolian massif and its paleogeodynamic implication // *Doklady Earth Sciences*. 2002. Vol. 382, No. 1. P. 44–48.

Rasskazov S., Sun Y.-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China. *Minerals*. 2020b. Vol. 10, No. 9. P. 319; doi:10.3390/min10040319

Rasskazov S.V., Tikhonova G.A., Nartova N.V. On the findings of clay amygdules in Neogene basalts of the Eastern Sayan // *Applied mineralogy of Eastern Siberia*. Irkutsk, ISU Publ., 1992. P. 168–181. (In Russian)

Ringwood A.E. Composition and origin of the Moon // *Origin of the Moon*. W.K. Hartmann, R.J. Phillips, and G.J. Taylor (eds), Lunar Planet. Inst. Houston, 1986. P. 673–698.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal



perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33, No. 3. P. 267–309. doi:10.1029/95RG01302

Sklyarov E.V. Petrological indicators of tectonic evolution of the Central Asian fold belt (northeastern segment). Dissertation... Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. Irkutsk, 1994. 52 p.

Skopintsev V.G. State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000. Second Edition. East Sayan Series. Sheet N-47-XXXV (Forty). Explanatory Note [Electronic Resource]. Moscow: Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution "VSEGEI", 2021a.

Skopintsev V.G. State Geological Map of the Russian Federation, Scale 1:200,000. Second Edition. East Sayan Series. Sheet N-47-XXXVI (Sarmat). Explanatory Note [Electronic Resource]. Moscow: Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution "VSEGEI", 2021b.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. 1989. No. 42. P. 313–345. doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

**Рассказов Сергей Васильевич,**

доктор геолого-минералогических наук, профессор,  
664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,  
заведующий кафедрой динамической геологии,

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

**Rasskazov Sergei Vasilievich,**

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Char,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

**Ясныгина Татьяна Александровна,**

кандидат геолого-минералогических наук,

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

**Yasnygina Tatyana Alexandrovna,**

candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

**Чувашова Ирина Сергеевна,**

кандидат геолого-минералогических наук,

664025, г. Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Доценткафедры динамической геологии,

664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

*Институт земной коры СО РАН,  
старший научный сотрудник,  
тел.: (3952) 51–16–59,  
email: chuvashova@crust.irk.ru.*

**Chuvashova Irina Sergeevna,**  
*candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher,  
664025, Irkutsk, Lenin st., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
Associate Professor of the Dynamic Geology chair,  
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Senior Researcher,  
tel.: (3952) 51–16–59,  
email: chuvashova@crust.irk.ru.*

**Саранина Елена Владимировна,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
ведущий инженер,  
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,  
email: e\_v\_sar@mail.ru.*

**Saranina Elena Vladimirovna,**  
*candidate of geological and mineralogical sciences,  
664033, Irkutsk, st. Lermontova, 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Lead Engineer,  
664033, Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",  
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,  
email: e\_v\_sar@mail.ru.*

**Ильсцова Айгуль Маратовна,**  
*кандидат геолого-минералогических наук,  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
ведущий инженер,  
e-mail: ila@crust.irk.ru.*

**Ilyasova Aigul Maratovna,**  
*candidate of geological and mineralogical sciences,  
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
leading engineer,  
email: ila@crust.irk.ru.*

**Скопинцев Виктор Германович,**  
*г. Улан-Удэ, индивидуальный предприниматель,  
email: vgskopin@gmail.com.*

**Skopintsev Viktor Germanovich,**  
*Ulan-Ude, individual entrepreneur,  
email: vgskopin@gmail.com.*

---