## Вулканизм

УДК 552.3:551.14 + 550.93 (51) https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.2.61

# <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>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

И.С. Чувашова <sup>1,2</sup>, С.В. Рассказов <sup>1,2</sup>, Е.В. Саранина <sup>1,3</sup>

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

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

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

Аннотация. Приводятся результаты определений изотопных отношений Pb в позднекайнозойских вулканических породах юго-западной части Байкальской рифтовой системы вдоль Китойско-Байдрагского трансекта. Полученные <sup>207</sup>Рb-<sup>206</sup>Рb-оценки времени инкубации реститового материала в источниках хорошо согласуются с докембрийскими датировками ансамблей древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, экспонированных на земной поверхности. Вдоль трансекта различаются источники: древнего Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) с гадейским протолитом и архейско-неопротерозойскими событиями, Хамардабанского аккреционно-коллизионного ядра, ограниченного Ильчиро-Тункинским и, возможно, Джидино-Тункинским слэбами, Хангайского континентального домена, ограниченного Баянхонгор-Хангайским и, возможно, Джидино-Хангайским слэбами, и древнего Байдрагского блока – фрагмента Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента. Судя по датировкам источников, тектоносфера ранней и средней мантийных геодинамических эпох в Байкало-Монгольском регионе включала 3 слоя: нижний (протомантийный), средний (мантийный эволюционированный) и верхний (коро-мантийного перехода, КМП). В Хангайском континентальном домене протолиты широкого докембрийского возрастного спектра источников были в целом модифицированы около 660 млн лет назад. В конце неопротерозоя и в раннем-среднем фанерозое мантия стабилизировалась на фоне преобразований зоны КМП. В тектоносфере новейшего геодинамического этапа вновь активизировались процессы преобразования трех слоев: протомантийного, мантийного эволюционированного и КМП.

**Ключевые слова**. Конвергенция, <sup>207</sup>Pb—<sup>206</sup>Pb датирование, вулканические породы, офиолиты, гадей, архей, протерозой, кайнозой.

# <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>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: transect Kitoi–Baydrag of the Baikal-Mongolian region

I.S. Chuvashova <sup>1,2</sup>, S.V. Rasskazov <sup>1,2</sup>, E.V. Saranina <sup>1,3</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> Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, A.P. Vinogradov SB RAS, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The results of determinations of Pb isotope ratios in Late Cenozoic volcanic rocks of the southwestern part of the Baikal rift system along the Kitoi-Baidrag transect are presented. The

obtained <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>Pb estimates of the restite material incubation time in the springs are in good agreement with the Precambrian dating of ensembles of ancient continental blocks and ophiolite belts exposed on the Earth's surface. The sources are distinguished along the transect: the ancient Gargan block of the Tuva-Mongolian microcontinent (massif) with the Hadean protolith and Archean-Neoproterozoic events; Khangai and, possibly, Dzhida-Khangai slabs, and the ancient Baidrag block, a fragment of the Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent. According by the dating of the sources, the tectonosphere of the early and middle mantle geodynamic epochs in the Baikal-Mongolian region included 3 layers: lower (proto-mantle), middle (mantle evolved), and upper (crust-mantle transition, CMP). In the Khangai continental domain, the protoliths of a wide Precambrian age range of sources were generally modified about 660 Ma ago. At the end of the Neoproterozoic and in the Early-Middle Phanerozoic, the mantle stabilized against the background of transformations of the ILC zone. In the tectonosphere of the latest geodynamic stage, the processes of transformation of three layers became active again: the proto-mantle, the evolved mantle, and the IMF.

*Keywords.* Convergence, <sup>207</sup>Pb–<sup>206</sup>Pb dating, volcanic rocks, ophiolites, Hadean, Archean, Proterozoic, Cenozoic.

### Введение

Геологическое строение юго-востока Восточного Саяна и сопредельной Центральной Монголии было предметом многочисленных геологических исследований и тектонических интерпретаций (Пинус и др., 1984; Беличенко, 1985; Tseden et al., 1992; Şengör, Natal'in, 1996; Zorin, 1999; Добрецов и др., 1989; Парфенов и др., 1999, 2003; Коваленко и др., 1996, 2003; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Беличенко и др., 2006; Козаков и др., 2007, 2011, 2017, 2020; Windley et al., 2007; Jian et al., 2010, 2014; Buriánek et al., 2017). В одной из ранних обзорных работ (Zorin et al., 1993) демонстрировался геологический разрез коры по трансекту Южная Сибирь – Центральная Монголия, составленному по геологическим структурам земной поверхности. Продолжение структур трассировалось до подошвы Мохо по геофизическим данным, но возраст пород глубинных уровней коры не определялся. Трансект начинался от Сибирплатформы, пересекал ской северную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) (Ильин, 1971) и протягивался в Центральную Монголию приблизительно вдоль меридиана 100 ° в.д. через Байдрагский массив, занимающий пограничное положение между южной окраиной Тувино-Монгольского микроконтинента и Баянхонгорской складчатой зоной (рис. 1). На разрезе был показан коллаж докембрийских террейнов и микроконтинентов, образовавшийся, предположительно, в фанерозое.

Позже Тувино-Монгольский микроконтинент был разделен на два самостоятельных микроконтинента (с фундаментом древнее эдиокария): на территории Северной Монголии и сопредельной части Восточного Саяна микроконтинент по-прежнему назывался Тувино-Монгольским, тогда как подобный древний массив, расположенный южнее, рассматривался как самостоятельный Тарбагатай-Дзабханский микроконтинент (Коваленко и др., 2003; Козаков и др., 2011; Ваzhenov et al., 2016) (рис. 2).



Рис. 1. Пространственное положение геофизического корового разреза на трансекте Южная Сибирь – Центральная Монголия (линия АБ) относительно Сибирской платформы, Тувино-Монгольского микроконтинента и других террейнов юга Сибири и Центральной Монголии (Zorin et al., 1993). Показана также линия Китойско-Байдрагского трансекта источников КМП (КБ) (настоящая работа). Вдоль линии проводились определения изотопных отношений Рb на участках: К – Китойских гольцов, T3 – Тункинской зоны, ЗН – верховьев Зун-Мурина в осевой части Хамар-Дабана, ДЖ – бассейна Джиды, ОС – Орхон-Селенгинской межгорной седловины, ВХ – Восточного Хангая, ЧЗ – Чулутынской зоны. Штриховой линией оконтурена Хангайская области источников КМП, в центре которой находится субмеридиональная Чулутынская зона (ЧЗ) источников, подобных OIB.

**Fig. 1.** Spatial position of the geophysical crustal section at the intersection of South Siberia – Central Mongolia (line AB) relative to the Siberian Platform, the Tuva-Mongolian microcontinent and other terranes in southern Siberia and Central Mongolia (Zorin et al., 1993). The line of the Kitoi-Baidrag transect of the sources of the CMT (KB) is also indicated (this work). Along the high density of determination of Pb isotope ratios in the areas: K – Kitoi goltsy, T3 – Tunka zone, 3H – the upper reaches of the Zun-Murin in the axial part of Khamar-Daban,  $\mathcal{J}\mathcal{K}$  –Dzhida basin, OC – Orkhon-Selenga intermountain saddle, BX – Eastern Khangai , 43 – Chulutyn zone. The dashed line outlines the Khangai region of CMT sources, in the center of which is the submeridional Chulutyn zone (43) of OIB sources.



Рис. 2. Тектоническая схема юга Сибири и Центральной Монголии. Обозначения: ТД – Тарбагатай-Дзабханский микроконтинент, ТМ – Тувино-Монгольский микроконтинент, ХХ – Хангай-Хэнтэйский пояс. Серой штрих-пунктирной линией показана государственная граница России и Монголии. Использован фрагмент схемы из работы (Bazhenov et al., 2016) с изменениями. Жирная черная линия (КБ) – Китойско–Байдрагский трансект источников КМП.

**Fig. 2.** Tectonic scheme of southern Siberia and Central Mongolia. Designations:  $T \square - Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent; TM – Tuva-Mongolian microcontinent; XX – Khangai-Khentei belt. The gray dash-dotted line shows the state border of Russia and Mongolia. A fragment of the scheme from the work (Bazhenov et al., 2016) with changes was used. The thick black line (KE) is the Kiti–Baidrag transect of the CMT sources.$ 

В последние годы в юго-восточной части Байкальской рифтовой системы (БРС) были установлены литосферные источники кайнозойских вулканических пород коромантийного перехода (КМП). В расплавных аномалиях по геохимическим данным был идентифицирован комплементарно-связанный обогащенный материал коры и реститовой мантии. Геохимические характеристики источников КМП реститового типа были выявлены сначала для пород вулканических полей Орхон-Селенгинской межгорной седловины и Восточного Хангая в Центральной Монголии (Рассказов и др., 2012), а затем – для пород групп вулканических полей, рассредоточенных южнее Хангая (Долиноозерское, Байдарикское, Дзабханское) и севернее этого горного сооружения (Тацийнгольское, Верхнетацийнгольское, Хужиртайское, Цаганульское и Муренское (Чувашова, Рассказов, 2014) и для пород центральной и восточной частей Тункинской долины (Аило и др., 2021; Rasskazov et al., 2021). Геохимические характеристики OIB-подобных источников были обозначены В вулканических породах Верхне-Чулутынского и Тарятского вулканических полей субмеридиональной Чулутынской зоны (Рассказов и др., 2012). Для

источников позднефанерозойских вулканических пород Азии была предложена генеральная систематика на основе изотопных отношений ураногенного Pb с оценкой возраста протолитов и определением общих компонентов протомантии LOMU (low µ) и ELMU (elevated µ) (Rasskazov et al., 2020a).

Источники вулканических пород глубокой мантии не имеют связи с геологической структурой литосферы, тогда как источники КМП, по определению, должны характеризовать литосферу, в которой комплементарно разделяется ее мантийная и коровая части. Мы проводим Рb-изотопные исследования протолитов источников кайнозойских вулканических пород вдоль трансекта, начинающегося от Китойских гольцов юго-восточной части Восточного Саяна и проходящего через Тункинскую долину, хр. Хамар-Дабан, Джидинское Забайкалье и Орхон-Селенгинскую межгорную седловину и хр. Восточный Хангай Центральной Монголии до Байдрага. При выборе трансекта (см. рис. 1) мы исходили из гетерогенности источников, установленной по изотопным отношениям торогенного свинца (<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb). Для кайнозойские базальтов, излившихся в контуре северной части Тувино-Монгольского микроконтинента, была обозначена аномалия DUPAL ( $\Delta 8/4 >$ 60). В кайнозойских базальтах, излившихся за пределами Тувино-Монгольского микроконтинента, в Хамсаринской (Восточно-Тувинской) и Джидинской зонах каледонид аномалии не определялось ( $\Delta 8/4 < 60$ ) (Рассказов и др., 2002). Цель настоящей работы – связать пространственную смену источников кайнозойских вулканических пород с геологическим содержанием поверхностных структур континентальной литосферы.

## Вулканические объекты Pbизотопных исследований и методика

Для определения характера источников кайнозойских вулканических пород мы используем образцы из разрезов вулканических толщ Китойских гольцов, Тункинской долины, хр. Хамар-Дабан, бассейна Джиды, Орхон-Селенгинской межгорной седловины, Восточного Хангая и Чулутынской зоны. Разрезы вулканических пород участков опробования охарактеризованы в работах (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2012, 2013б).

Изотопный анализ свинца проводился на приборе MC-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в статье (Rasskazov et al., 2020b). В работе используются также данные по изотопным отношениям Pb, полученные при выполнении совместных российско-американских исследований вулканизма бассейна Джиды, Тункинской долины и юго-восточной части Восточного Саяна в начале 1990-х гг. С.В. Рассказовым совместно с американскими геологами. Измерения изотопных отношений Pb проводилось в университете Сан Луиса и в Массачусетском технологическом институте С.А. Баурингом и его сотрудниками. Характеристика использованного оборудования, методик, а также результаты, полученные при совместных работах, приведены в диссертационном исследовании (Harris, 1998).

## Рb-изотопные характеристики источников кайнозойских вулканических пород

## Китойские гольцы

Серия образцов, отобранных в разрезе г. Малгайта и р. Арлык-Гол, на диаграмме изотопных отношений ураногенного Pb дает ряд точек, которые аппроксимируются вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.72 млрд лет. Меньший наклон (возраст около 0.92 млн лет) дают две точки базальтов разреза Самарта. По пересечению вторичных изохронных линий кайнозойских вулканических пород Китойских гольцов реконструируется общий компонент вязкой протомантии, соответствующий геохроне с наклоном 4.5 млрд лет. Общий компонент вязкой протомантии LOMU служил в качестве исходного состава для разновозрастных источников вулканических пород. Базальты разреза Тумелик образуют рассеянное поле точек, перекрывающее состав общего компонента (рис. 3).



**Рис. 3.** Диаграммы <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (*a*) и <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (*б*) для кайнозойских вулканических пород Китойских гольцов.

**Fig. 3.** Diagrams  ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  (*a*) and  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  (*b*) for Cenozoic volcanic rocks of the Kitoi bald mountains.

#### Тункинская зона

На диаграмме изотопных отношений Рb для пород источников Тункинской впадины центральной части одноименной долины определен общий компонент вязкой протомантии, соответствующий геохроне 4.53 млрд лет. Вторичная изохрона 2.44 млрд лет направлена от общего компонента в область нерадиогенного Pb, две другие вторичные изохроны (1.63 и 1.31 млрд лет) – от общего компонента в область радиогенного Pb (рис. 4).

Наклон, соответствующий возрасту 2.44 млрд лет, дает строй точек четвертичных вулканических пород Тункинской впадины. Направленность вторичной изохроны обусловлена обеднением материала общего компонента с относительным снижением  $^{238}$ U/ $^{204}$ Pb (µ), которое с течением времени реализовалось в разных амплитудах смещения фигуративных точек от общего компонента. Вторичная изохрона 1.63 млрд лет получена для генераций вулканических пород Еловского отрога возрастом 16-15 млн лет, вторичная изохрона 1.31 млрд лет – для вулканических пород разреза Козьей Шейки и Еловского отрога возрастом 16–11 млн лет. Смещение фигуративных точек вторичных изохрон правее геохроны свидетельствует об относительном повышении µ в обогащенном протолите источника. Рассеянные точки вулканических пород возрастной генерации 11– 9 млн лет с глубинными нодулями группируются в виде ареала вокруг состава общего компонента.

Подобный общий компонент, слегка смещенный вверх по геохроне 4.53 млрд лет, обозначается для базальтов восточной части Тункинской долины. Породы двух вулканов (Метео и Сухого) дают взаимосвязанную последовательность вариаций Рb-изотопных отношений (рис. 5а). Начальные лавы вулкана Метео (пачка 1, возраст 18.1 млн лет) и конечные – вулкана Сухого (возраст 13-12 млн лет) аппроксимируются единой линией с наклоном, соответствующим возрасту 1.76 млрд лет. Фигуративные точки пород пачки 2 вулкана Метео смещаются от общего компонента правее геохроны и выше изохронной линии, а фигуративные точки пород пачки 3 этого же вулкана (возраст 17.6 млн лет) -

правее геохроны, но ниже изохронной линии. Фигуративные точки следующей возрастной генерации базальтов вулкана Сухого (16–15 млн лет) смещаются от общего компонента левее геохроны и сопоставляются с начальными лавами вулкана Метео (пачки 1), а точки заключительной возрастной генерации базальтов вулкана Сухого (13–12 млн лет) смещаются от общего компонента правее геохроны. При отчетливой связи групп точек этой последовательности с общим компонентом линейность в них отсутствует, за исключением вторичной изохроны начальных и конечных лав.



**Рис. 4.** Диаграмма <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb для вулканических пород Тункинской впадины. Вторичная изохрона 1.63 млрд лет определяется для пород разреза Иркута (обр. 654/1–4). Вблизи аппроксимирующей изохронной линии находятся точки пород оз. Хобок (обр. p516, p517). Вторичная изохронная линия с меньшим наклоном (1.31 млрд лет) получается для точек базальтов из разреза Козьей Шейки.

**Fig. 4.** Diagram  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  for volcanic rocks of the Tunka depression. The secondary isochrone of 1.63 Ga is determined for the rocks of the Irkut section (sample 654/1–4). Near the approximating isochron line, there are points of rocks from the lake Hobok (samples p516, p517). A secondary isochron line with a lower slope (1.31 Ga) is obtained for basalt points from the Koz'ya Sheika section.



**Рис. 5.** Диаграммы  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb –  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb для вулканических пород двух вулканов Камарского хр. (Метео и Сухого) (*a*) и пяти вулканов Тункинской зоны (Култукского, Широкого, Карьерного, Анчукского и Зыркузунского) (*б*).

**Fig. 5.**  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb –  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb diagrams for volcanic rocks from two volcanoes of the Kamarsky Ridge. (Meteo and Sukhoi) (*a*) and five volcanoes of the Tunkinskaya zone (Kultuksky, Shirokoye, Karerny, Anchuksky and Zyrkuzunsky) ( $\delta$ ).

На диаграмме 5б наблюдается линейное распределение точек пород разных вулканов. Выделяется общий компонент, соответствующий геохроне 4.53 млрд лет, относительно которого линейные совокупности фигуративных точек пород Култукского вулкана, дающие максимальную датировку (2.22 млрд лет), смещаются в нерадиогенную область диаграммы, а линейные совокупности фигуративных точек более молодых датировок (интервал 1.43–0.9 млрд лет) пород вулканов Култукского, Широкого, Карьерного и Анчукского – в радиогенную область диаграммы. Такое же смещение наблюдается для точки базальта Зыркузунского вулкана. По общему характеру вариаций Рb-изотопных отношений протолиты источников базальтов объединяются в единую группу пяти вулканов. Линейные тренды точек этой группы перекрываются между собой в области общего компонента протолитов источников Тункинской зоны.

Фигуративные точки базальтов вулкана аппроксимируются Широкого линией. наклон которой соответствует возрасту 1.43 млн лет. Часть точек смещена правее этой лис узким интервалом отношения нии <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb. Отклонение от изохронной линии свидетельствует о частичной кайнозойской конвективной гомогенизации и дифференциации материала источника этого вулкана. Меньшие наклоны с датировками 1.3 и 1.2 млрд лет дают точки базальтов Карьерного и Анчукского вулканов, минимальную оценку возраста (около 0.9 млрд лет) показывают точки базальтов Култукского вулкана.

Приведенные данные свидетельствуют о сходном характере вариаций изотопных отношений Pb в источниках базальтов пяти вулканов восточной части Тункинской долины и ее центральной части (Тункинской впадины) и о явном отличии источников базальтов двух вулканов (Метео и Сухого).

## Джидинское Забайкалье и осевая часть хр. Хамар-Дабан

На диаграмме изотопных отношений Рь фигуративные точки разновозрастных групп

пород бассейна Джиды рассеяны и не могут аппроксимироваться вторичными изохронами. Между тем, фигуративные поля пород разного возраста сходятся в одной точке  $^{207}$ Pb/ $^{204}$ Pb = 15.523,  $^{206}$ Pb/ $^{204}$ Pb = 18.123. Этот состав интерпретируется как общий компонент, соответствующий геохроне с наклоном около 4.49 млрд лет.

Фигуративные точки джидинских базальтов ранней генерации (возрастного интервала 21-14 млн лет) смещены правее этой геохроны, что свидетельствует об обогащении источников (повышении µ). Точки базальтов возрастной генерации около 3 млн лет распределяются вдоль геохроны и частично смещаются левее ее, в область обедненных источников (с пониженным μ). Точки более щелочных базанитов и фонотефритов возрастной генерации 1.1-0.8 млн лет обнаруживают более существенное смещение вдоль оси абсцисс в область обедненных источников. Точки базальтов заключительного извержения вулкана Цакир (около 0.6 млн лет) смещаются правее геохроны и перекрывают фигуративное поле базальтов ранней генерации (рис. 6).



**Рис. 6.** Диаграмма <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb для кайнозойских вулканических пород бассейна Джиды. Использованы датировки вулканических пород из работы (Рассказов и др., 1996).

Fig. 6. Diagram  ${}^{207}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb –  ${}^{206}$ Pb/ ${}^{204}$ Pb for Cenozoic volcanic rocks of the Dzhida basin. The dates of volcanic rocks from (Рассказов и др., 1996) were used.

Во-первых, явно выявляется возрастная смена источников: ранние (21–14 млн лет) и поздние (0.6 млн лет) базальты обогащены относительно первичного состава геохроны 4.49 млрд лет, промежуточные по возрасту базальты и щелочные базальтоиды (3.0–0.8

млн лет) обеднены. Во-вторых, отталкиваясь от общего компонента как состава вязкой протомантии, смещение точек от геохроны параллельно оси абсцисс нужно рассматривать как показатель процессов, наложенных в позднем кайнозое на этот первичный состав, эволюционированный вдоль геохроны. Точки ранних и поздних джидинских базальтов при смещении вправо дают большой разброс вдоль геохроны. Точки промежуточных по возрасту щелочных базальтоидов возрастом 1.1–0.8 млн лет при смещении влево сохраняют тренд, субпараллельный геохроне.

Вулканические породы из разрезов осевой части хр. Хамар-Дабан (в истоках р. Зун-Мурин) возрастом около 14 млн лет дают рассеяние фигуративных точек субпараллельно оси абсцисс со смещением правее геохроны. Зунмуринские точки практически не смещены вдоль геохроны, поэтому дают тренд с минимальным рассеиванием по ординате. Эти базальты характеризуют материал позднекайнозойского протомантийного источника.

И джидинские, и зунмуринские источники вулканических пород обозначают позднекайнозойскую генерацию расплавов, произошедшую в источниках с относительным обогащением материала вязкой протомантии. В джидинских источниках эта преобладающая тенденция сменялась тенденцией обеднения во временном интервале 3.0–0.8 млн лет назад.

Хангайская группа вулканических полей (Орхон-Селенгинская межгорная седловина, хр. Восточный Хангай и Чулутынская зона)

Породы возрастной генерации базальтов 16–15 млн лет Восточного Хангая имеют максимальное отношение <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb. Учитывая общее смещение точек хангайских пород левее тренда гобийских пород, радиогенное окончание вторичной изохроны этих базальтов принимается как исходный состав (общий компонент) протомантии, из которой генерировались источники базальтов вулканических полей Хангайской группы. Геохрона этого состава (4.47 млрд лет) имеет более пологий наклон чем геохроны компонентов протомантии LOMU, но не достигает предельного наклона протомантийной геохроны ELMU (4.44 млрд лет).

Точки базальтов, соответствующие составу общего компонента и расположенные вблизи него, продолжаются линейной совокупностью точек фонотефритов вдоль линии с наклоном 3.23 млрд лет (рис. 7а). Для хангайских вулканических пород этот источник имеет наиболее древний возраст. Выделяются также еще 3 возрастные генерации источников: 1) 1.9–1.8, 2) 1.5–1.1 млрд лет и 3) позднекайнозойская. Первый возрастной интервал представлен источниками базальтов Тарят-Чулутынского поля (возраст извержений 2.7-1.0 млн лет), Онгийн-Гольского поля (возраст извержений около 1 млн лет) и Хархоринского поля (возраст извержений 5-4 млн лет). На диаграмме рис. 76 слегка рассеянные фигуративные точки базальтов этих источников образуют вытянутое ядро в центре более рассредоточенного поля точек базальтов возрастного интервала последних 13 млн лет.

Точки базальтов Нижне-Орхонского поля аппроксимируются линией с наклоном 1.87 млрд лет, близким к наклону тренда базальтов Тарят-Чулутынского, Онгийн-Гольского и Хархоринского полей, при низком отношении <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb. Для фонотефритов вулканов, извергавшихся в районе голоценового вулкана Хорго около 50 тыс. лет назад, получена оценка возраста источника 1.45 млрд лет. Для пород вулкана Того и Верхне-Чулутынского вулканического поля протолиты источников оцениваются датой 1.12 млрд лет. Самый молодой (позднекайнозойский) возраст источника определен для пород вулкана Эрдэнэ-Цогт, извергавшегося около 1.3 млн лет назад.



**Рис.** 7. Диаграмма  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  для пород Хангайской группы вулканических полей источников с возрастом <1.9 млрд лет (*a*) и других пород этой же группы вулканических полей с возрастом около 1.81 млрд лет и древнее (б) (объяснение в тексте).

**Fig. 7.** Diagram  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  for rocks of the Khangai group of volcanic source fields with an age of <1.9 Ga (*a*) and other rocks of the same group of volcanic fields with an age of about 1.81 Ga and older ( $\delta$ ) (explanation in the text).

### Обсуждение результатов

Полученные датировки реститовых источников КМП позднекайнозойских базальтов относятся к докембрийскому становлению мантийной части литосферы и сопоставляются с датировками древних блоков и офиолитов, экспонированных на земной поверхности. В анализе полученных данных по источникам вулканических пород Китойско-Байдрагского трансекта решается 6 задач: 1) определить геологическое значение литосферы Гарганского блока и соответствующих ему источников кайнозойских вулканических пород, 2) обозначить тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны, 3) выявить характер смены источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеоостроводужному) террейнам, 4) сопоставить возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и Баянхоногорской зоны офиолитов, 5) провести анализ полученных данных для северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re-Os датировками мантийных ксенолитов и 6) показать значение Pb-изотопных данных источников кайнозойских вулка-Китойско-Байдрагского пород нических трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли.

Геологическое значение литосферы Гарганского блока и соответствующих ему источников кайнозойских вулканических пород

Этот блок рассматривается как выход пород фундамента Тувино-Монгольского

микроконтинента (Беличенко, 1985). Мы определяем Рb-изотопные характеристики источников кайнозойских вулканических пород, извергнутых на Гарганском блоке, в сопоставлении с Pb-изотопными характеристиками рудного свинца золотых месторождений блока. По этим данным Гарганский блок получает Pb-изотопные характеристики экспонированной коры и недоступной для непосредственных наблюдений литосферной части мантии как типичные для фундамента микроконтинента или его фрагментов, игравших роль аккреционных ядер.

Для галенитов золотых месторождений Гарганского блока на диаграмме изотопных отношений по сопряженной модели конкордии Холмса-Хоутерманса и диффузионной дискордии Вассербурга получена оценка возраста протолита T=4.31 млрд лет ( $\mu$ =11) и возрастного интервала отторжения Pb 2.4– 1.45 млрд лет. Большинство точек рудного Pb находится в интервале отторжения 2.4–2.2 млрд лет (Rasskazov et al., 2010) (рис. 8).

Общий компонент протомантии 4.5 млрд лет в источниках вулканических пород Китойских гольцов превышает оценку возраста протолита, служившего в качестве исходного субстрата в эволюции рудного Рb. Вязкая протомантия LOMU, образовавшаяся 4.5 млрд лет назад при отвердевании гадейского магматического океана, перерабатывалась во внешней оболочке Земли около 4.31 млрд лет назад. Время переработки совпало с завершением бомбардировок Земли космическими телами при первичной аккреции Земли и широким распространением обломочных цирконов (Rasskazov et al., 2010). Подобной переработкой характеризовался материал ELMU (elevated µ) в источниках базальтов о-ва Чеджу и глубинных мантийных ксенолитах из этих базальтов (Rasskazov et al., 2020a).



**Рис. 8.** Диаграмма отторженного рудного Pb из золотых месторождений Гарганского блока. Кривая диффузионной дискордии Вассербурга, сопряженной с конкордией Холмса-Хоутерманса аппроксимирует составы свинца галенитов (черные треугольники) с параметрами: T = 4.31 млрд лет и  $\mu = 11$ . Штриховой линией показана изохрона галенитов Водораздельного месторождения (косые кресты). Изохрона пересекает кривую роста диффузионной дискордии при значениях ~2.35–2.40 млрд лет (Rasskazov et al., 2010).

**Fig. 8.** Diagram of rejected ore Pb from gold deposits of the Gargan block. The curve of the Wasserburg diffusion discordia conjugated with the Holmes-Houtermans concordia approximates the Pb compositions of galena (black triangles) with the parameters: T = 4.31 Ga and  $\mu = 11$ . The dashed line shows the galena isochrone of the Vodorazdelnoe deposit (oblique crosses). The isochron intersects the diffusion discordia growth curve at ~2.35–2.40 Ga (Rasskazov et al., 2010).

Очевидно, что Гарганский блок представляет собой фрагмент древнейшей литосферы Земли. Именно к таким блокам часто приурочены крупные золотые месторождения (Doe, 1970). Можно предположить, что источником рудного вещества явился добавленный в Гарганский блок импактный первородный (primordial) космический материал, содержавший повышенные концентрации золота, платиноидов и других металлов, характерных для недифференцированного космического материала. В ходе послегадейской эволюции внешний слой гарганской литосферы, контаминированный импактным космическим материалом, был переработан в континентальный субстрат.

Раннеархейская датировка 3.72 млрд лет источника базальтов Малгайты-Арлык-Гола относится к позднему этапу ранней мантийной геодинамической эпохи Земли. К этому же этапу принадлежит датировка 3.58 млрд лет, полученная для источника базальтов возрастом 17–16 млн лет (источник Тува-1) на северо-западном краю Тувино-Монгольского массива (Rasskazov et al., 2020а). Конечный этап ранней мантийной геодинамической эпохи не обозначен в развитии рудного процесса, наступившего позже в связи с резким изменением окислительно-восстановительного режима на Земле около 2.4–2.2 млрд лет назад.

Датировка 0.92 млрд лет источника самартинских базальтов сопоставляется с неопротерозойским этапом развития Гарганского блока, во время которого образовались крупные массивы сумсунурского тоналит-трондьемитового комплекса, датированного U–Pb методом по циркону в интервале 785–700 млн лет и формировался офиолитовый меланж (Kuzmichev, 2015; Kiseleva et al., 2020).

Тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны

Гарганский блок окружен офиолитами, образующими три протяженные ветви: (1) южную (Ильчирскую) возрастом >1200–1100 млн лет, (2) северную Дунжугурскую возрастом 1020–850 млн лет и (3) Эхе-ШигнаШишхидскую возрастом 850–800 млн лет (Khain et al., 2002; Kuzmichev et al., 2005; Kuzmichev, Larionov, 2013; Kiseleva, Zhmodik, 2017; Kiseleva et al., 2020). Предполагалось, что слэб Дунжугурской ветви офиолитов погружался под Окинскую структуру (к северу от Гарганского блока в современных координатах), и что в том же направлении погружался слэб Ильчирской ветви офиолитов, ныряя под Гарганский блок (Kiseleva et al., 2020).

При решении вопроса о связи глубинного реститового материала с офиолитами, обнажающимися на поверхности, мы исходим из характера развития позднефанерозойской субдукции. На восточной окраине Азии фанерозойские островные дуги развивались в течение первых десятков млн лет над короткими субдуцирующими слэбами, сменяясь активностью новых дуг и новых слэбов. Погружение океанического слэбового материала обеспечивало его короткопериодное поступление в континентальную мантию. До Тихоокеанского слэба (т.е. в мелу и палеогене) под Восточную Азию погружались слэбы, материал которых объединяется под общим названием слэба Кула-Изанаги (или Палео-Пацифика). Погружение Тихоокеанского слэба под активную континентальную окраину Восточной Азии было ограничено временным интервалом надсубдукционного вулканизма в островной дуге Северо-Восточной Японии последних 18 МЛН лет (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Рассказов, Чувашова, 2018).

Современные океанические слэбы часто уходят в мантию субвертикально. В случае некоторого наклона слэбов, их передовые, продвинутые на глубину части входят по латерали в область КМП континентальной литосферы. Мог ли слэб Ильчирской офиолитовой ветви погрузиться не к северу, а к югу (т.е. под Тункинский террейн)? Если да, то под Тункинской зоной можно ожидать распространение законсервированного реститового океанического материала, возраст которого должен приблизительно соответствовать или несколько превышать датировку (или датировки) ильчирских офиолитов.

Для вулканических пород Тункинской зоны определены геохимические

характеристики источников КМП реститового типа в Камарско-Становой зоне горячей транстенсии восточной части Тункинской долины и в ее центральной части (в Тункинской впадине) (Аило и др., 2021а; Rasskazov et al., 2021). По полученным геохронометрическим данным корневая часть Ильчирского палеоокеанического слэба трассируется в область источников КМП кайнозойских вулканических пород под центральной и восточной частями Тункинской впадины и сопредельного склона Хамар-Дабана (рис. 9).

Протолит Гарганского блока образовался в гадейское время. Блок претерпел существенное преобразование с развитием рудных процессов 2.4–2.2 млрд лет назад и последующие рудообразующие события, продолжавшиеся до 1.45 млн лет назад. Запущенные 2.4–2.2 млрд лет назад рудообразующие события Гарганского блока соответствовали по времени флюидному преобразованию пород источников Тункинской зоны КМП, которое характеризовалось широкими вариациями окисленности–восстановленности, ярко выраженной в ксенолитах фассаитовых шпинелевых и бесшпинелевых клинопироксенитов (Рассказов и др., 1989).

В это время получили распространение различные окислительно-восстановительные процессы. Учитывая маркирующую роль фассаитов, мы предполагаем, что имела место реакция взаимодействия ортопироксена и кальцита с образованием диопсидового компонента фассаита и высвобождением углекислого газа + оксида железа: (Mg,Fe)2Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> + CaCO<sub>3</sub>  $\rightarrow$  (Mg,Ca)<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub> + CO<sub>2</sub> + FeO. Coдержание SiO<sub>2</sub> в ортопироксене из ксенолитов вулканических пород Тункинской впадины составляет 56-58 мас. %, тогда как в фассаите пироксенитовых ксенолитов около 49 мас.%. В этой реакции высвобождается не только FeO, но и SiO2. Оба компонента присутствуют в аморфных Fe-Si фазах, обнаруженных в группе ксенолитов метасоматитов с низкими отношениями Mg/Si и Al/Si (Аило и др., 2021а,б). Рудообразующие события Гарганского блока и процессы фассаитизации с образованием Fe-Si фаз в области источников КМП Тункинской зоны совпали с проявлением Великого Окислительного События, произошедшего на Земле 2.42.2 млрд лет назад (Yokota et al., 2013; Bindeman et al., 2016; Маслов, Подковыров, 2018; Eguchi et al., 2020).



**Рис. 9.** Трассирование мезопротерозойской границы Гарганского блока – Ильчирского пояса гипербазитов к источникам КМП позднекайнозойских вулканических пород Тункинской зоны на карте–схеме (*a*) и в разрезе (б). Вулканы Тункинской зоны: ТВ – группа Тункинской впадины, ЗВ – Зыркузунский, КВ – Култукский. Вулканы Хамардабанской зоны: КШ – Козья Шейка, КР – Карьерный, АВ – Анчукский, ВМ – Метео.

**Fig. 9.** Tracing of the Mesoproterozoic boundary of the Gargan block – the Ilchir belt of hypermafic rocks to the sources of the CMT of Late Cenozoic volcanic rocks of the Tunka zone on the map-scheme (*a*) and in section ( $\delta$ ). Volcanoes of the Tunka zone: TB – the Tunka depression group, 3B – Zyrkuzun, KB – Kultuk. Volcanoes of the Khamardaban zone: KIII – Kozya Sheika, KP – Karerny, AB – Anchuk, BM – Meteo.

Рудный Рb отторгался в Гарганском блоке до образования гипербазитового меланжа Ильчирского пояса. Соответственно, граница Гарганского блока и Ильчирского гипербазитового пояса трассируется к источникам КМП Тункинской зоны, обозначающей корневую пограничную часть Хамардабанского аккреционно-коллизионного (метаморфического) ядра (рис. 10).

Смена источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеоостроводужному) террейнам

Тункинская зона источников кайнозойских вулканических пород пространственно соответствует одноименной рифтовой долине, которая унаследовала тектоническую границу между Тункинским и Хамардабанским террейнами (Беличенко и др., 2006). Хамардабанскому террейну пространственно соответствует поднятие хр. Хамар-Дабан. На юге Хамардабанский террейн граничит с Джидинским островодужным террейном, на который наложен плиоцен-четвертичный периферический предрифтовый прогиб.



**Рис. 10.** Схематичный разрез Ильчиро-Тункинской палеосубдукционной зоны (объяснение в тексте). Наиболее молодые события, связанные с Ильчиро-Тункинским слэбом, возможно, имели место 0.9–0.8 млрд лет назад.

**Fig. 10.** Schematic section of the Ilchira-Tunka paleosubduction zone (explanation in the text). The youngest events associated with the Ilchiro-Tunkinka slab probably took place 0.9–0.8 Ga ago.

Источники кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны и Хамар-Дабана отчетливо различаются в восточной части Тункинской долины. Пять вулканов (Култукский, Широкий, Карьерный, Анчукский и Зыркузунский) дренируют КМП Тункинской зоны, два вулкана хр. Камар (Метео и Сухой) - КМП Хамардабанского террейна. Базальты источников Тункинской зоны дают линейные совокупности точек интервалов 2.44-2.22 и 1.6-0.9 млн лет, базальты источников двух камарских вулканов - тренд точек соответствующий промежуточному возрасту 1.76 млрд лет начальных и конечных изверженных лавовых порций и рассеянные составы промежуточных продуктов извержений с отклонениями от общего компонента (см. рис. 5а,б). Характер временной смены источников вулканических пород бассейна Джиды и короткой фазы извержений около 14 млн лет назад в осевой части хр. Хамар-Дабан (в верховьях Зун-Мурина) подобен смене источников двух камарских вулканов (Метео и Сухого).

Источники базальтов Камара, Зун-Мурина и Джиды связаны с общими компонентами, но разного состава. Общий компонент продуктов извержений двух камарских вулканов, соответствующий геохроне 4.53 млрд лет, подобен общему компоненту базальтов Тункинской зоны. Этот компонент характеризует протомантийный материал, который служил в качестве основы для генерации протерозойских (2.4-0.9 млрд лет) протолитов КМП в Тункинской зоне, на северном краю Хамардабанского террейна, и получил особое выражение в источниках, формировавшихся под двумя вулканами около 1.76 млрд лет. Общий компонент джидинских и зунмуринских пород, соответствующий геохроне 4.49 млрд лет, свидетельствует о более молодом возрасте протомантийного материала, поступавшего из глубокой мантии под южный край Хамардабанского террейна и сопредельный Джидинский террейн в позднем кайнозое (см. рис. 6).

Вывод о разделении Хамардабанским метаморфическим террейном протерозойских источников КМП протомантии 4.53 млрд лет его северного края и позднекайнозойских источников более молодой протомантии 4.49 млрд лет его южного края и Джидинского террейна дополняет установленную прежде смену источников по изотопным отношениям торогенного свинца (<sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb). Аномалия DUPAL свойственна источникам кайнозойских базальтов, излившихся в северной части Хамардабанского террейна, и не характерна для источников кайнозойских базальтов, излившихся в его южной части и на Джидинском террейне (Рассказов и др., 2002). В связи с выявленным различием ураногенного Рь источников северного и южного краев Хамардабанского террейна образование аномалии DUPAL объясняется накоплением торогенного <sup>208</sup>Pb в ходе длительной инкубации протолитов в источниках под северной частью Хамардабанского террейна и отсутствием фактора инкубации под южной частью Хамардабанского террейна и Джидинским террейном. Здесь протомантийный материал поступал в источники из глубокой мантии в кайнозое, поэтому времени для накопления торогенного <sup>208</sup>Pb не было.

В геологическом отношении Тункинский и Хамардабанский террейны рассматривались как единое целое с Тувино-Монгольским массивом (Хаин и др., 1995) или как террейны с разной геологической историей (Беличенко и др., 2006). Обращаясь к метаморфическому содержанию Хамардабанского террейна, мы рассматриваем его как результат генерации континентальной литосферы Земли при конвергенции континентальных блоков. Идеальный сформировавшийся и распавшийся коллизионный ороген ограничен встречными, спускающимися на глубину океаническими слэбами (рис. 11). В его поперечном разрезе присутствуют структурные, седиментационные, петрологические и метаморфические признаки разновозрастных процессов. Фрагменты древних аккреционных орогенов участвовали в более позднем коллизионном горообразовании и, таким образом, обнаруживаются в более молодых коллизионных террейнах (Kusky et al., 2016; Windley et al., 2021). Глубинные геологические структуры встречных слэбов определены в сейсмотомографических моделях Тянь-Шаньского и Гималайско-Тибетского орогенов (Gao et al., 2013; Li et al., 2009). В верхней части субмеридионального профиля MANAS (Тянь Шань) ширина зоны слэбов составляет около 400 км. На глубине ~300 км ширина уменьшается до 250 км. Палеослэбовые стагнирующие фрагменты интерпретируются как фрагменты литосферы Туркестанского палеоокеана, закрывшегося в позднем палеозое.



**Рис. 11.** Схематичный разрез идеального коллизионного орогена, ограниченного встречными слэбами. Упрощенный вариант схемы из работы (Kusky et al., 2016).

**Fig. 11.** Schematic section of an ideal collisional orogen bounded by opposing slabs. Simplified version of the scheme from (Kusky et al., 2016).

С одной стороны, мы получили серию датировок 1.43, 1.3, 1.2 и 0.9 млн лет для источников вулканических пород КМП восточной части Тункинской долины и датировки 1.63 и 1.31 млрд лет для источников вулканических пород КМП ее центральной части. Реститы КМП Тункинской зоны могли генерироваться неоднократным конвергентным поступлением слэбового материала. По крайней мере часть конвергентных фаз (1.3, 1.2, 0.9 млрд лет назад) можно рассматривать как производные субдукции Ильчиро-Тункинского слэба. Отсутствие конкретных геохронологических данных о конвергентных событиях в Ильчирском офиолитовом поясе древнее 1.2 млрд лет (Kiseleva et al., 2020) пока не позволяет проводить уверенные корреляции с протолитами источников Тункинской зоны.

Джидинский палеоостроводужный террейн реконструируется, наряду с другими палеоостроводужными террейнами неопротерозоя и палеозоя Центральной Азии (Гордиенко, 2019). Для джидинских офиолитов определен возраст 570-560 млн лет и предполагается субдукция слэба от офиолитов в сторону Сибирского палеоконтинента (Гордиенко и др., 2015; Елбаев и др., 2018; Гордиенко, 2019). Если это так, то Джидинский слэб мог погружаться в конце неопротерозоя навстречу Ильчиро-Тункинскому слэбу, способствуя созданию ядра континентального коллизионного орогена (см. рис. 10, 11). Более древние протолиты источников вулканических пород Тункинской зоны также могли быть производными слэбов, субдуцированных от джидинских офиолитов. Это предположение требует проведения дополнительного датирования офиолитов. Слэб мог погружаться от джидинских офиолитов и в противоположную сторону (т.е. к югу в современных координатах).

Для пика метаморфизма в Слюдянском метаморфическом субтеррейне Хамардабанского террейна приведена оценка возраста 0.488 млрд лет (Sal'nikova et al., 1998). Датировки источников КМП под Тункинской долиной 2.44-2.22 и 1.6-0.9 млрд лет свидетельствуют о мезо-неопротерозойском соединении литосферных блоков Хамардабанского и Тункинского террейнов, т.е. намного раньше метаморфизма Слюдянского субтеррейна. Если реститовый слэбовый материал генерировался в Тункинской зоне в одну из ранних фаз конвергенции от северной ветви Джидинского офиолитового меланжа, возраст такого меланжа должен в этом случае приблизительно соответствовать или быть несколько моложе реститового материала, субдуцированного в Тункинскую зону. Хамардабанское аккреционно-коллизионное ядро могло первоначально оформиться во временном интервале встречной субдукции 1.6–0.9 млрд лет назад и в раннем палеозое получить дополнительный конвергентный эффект с переработкой коры.

Возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород в сопоставлении с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и офиолитов

Подобно Гарганскому блоку Тувино-Монгольского микроконтинента, Тарбагатайский и Байдарикский террейны считаются фундаментом Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента. Они сложены древними (2650-1830 млн лет) и более молодыми (но древнее 850 млн лет) комплексами ювенильной и коровой природы. Становление структуры раннедокембрийских блоков Тарбагатайского и Байдарикского террейнов произошло в интервале 1860-1850 млн лет (Козаков и др., 2011). Наиболее древний возраст, имеющийся к настоящему времени для Тарбагатайского террейна, - Pb-Pb датировка циркона анортозитового плутона около 3.05 млрд лет (Митрофанов и др., 1981). Байдрагский террейн содержит архейские парагнейсы, тоналитовые гнейсы (U–Pb возраст цирконов 2650 ± 30 млн лет и  $2833 \pm 35$  млн лет; Kozakov et al., 2001), гранулиты и амфиболиты, а также палеопротерозойские гнейсы, гранулиты (SHRIMP возраст циркона 1826 ± 27 Ма, Demoux et al., 2009), сланцы, мраморы и кварциты, прорванные гранитно-гранодиоритовыми дайками (U-Pb возраст циркона 1854 ± 5 млн лет (Kotov et al., 1995) и роговообманково-биотитовые пегматиты (U-Pb возраст циркона 1825 млн лет, Kozakov et al., 2001).

Тарбагатай–Дзабханский массив пространственно индивидуализирован по модельным (TNd 2 ст) датировкам гранитов более молодого возрастного интервала 1715– 1058 млн лет (Коваленко и др., 1996).

Промежуточные процессы между становлением древних террейнов и переработкой источников гранитов обозначены датировками анортозитов. Для Олонхудукского массива Байдарикского террейна (в районе самона Тарят) получена датировка 1772 ± 1 млн лет (U–Pb метод по циркону, ID TIMS). Сходная датировка 1784 ± 10 млн лет получена для анортозитов Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна (Анисимова и др., 2009; Козаков и др., 2020).

В Дзабханском террейне установлены островодужные комплексы, формировавшиеся в интервалах 890–860 и 810–780 млн лет назад. В зоне меланжа юго-западной части террейна определены породы островодужного комплекса Хараулинского блока, для метатрондьемитов которого получены значения возраста циркона  $959 \pm 8$  и  $944 \pm 6$  млн лет, для метагаббро –  $930 \pm 6$  млн лет (Козаков и др., 2017). Древние офиолиты южных склонов хр. Эрдэнэ-Уул имеют толеитовый осроводужный состав и охарактеризованы U–Pb датировками  $1493 \pm 33$  и  $973 \pm 12$  млн лет (Jian et al., 2010).

Между Байдраг-Дзабханским и Хангайским (Тарбагатайским) микроконтинентами расположена Баянхонгорская зона (см. рис. 2). Она состоит из различных тектонических единиц, простирающихся с северо-запада на юго-восток с падением на юго-запад, – неопротерозойского меланжа, раннеордовикской терригенной вулканокластической толщи, меланжа с преобладанием осадочных пород, офиолитового меланжа и меланжа с преобладанием осадочных пород, реликтами симаунтов (Levashova et al., 2010; Wilhem et al., 2012).

Вулкано-плутонические и осадочные формации океанической коры баянхонгорских офиолитов датированы интервалом 665–636 млн лет (Ковач и др., 2005; Терентьева и др., 2010; Jian et al., 2010). Имеются и более молодые возрастные определения. U–Pb датировки циркона из классических выходов Хан-Тайширских офиолитов к югу от Алтая (180 км северо-западнее Эрдэнэ Уул) составляют 568 ± 4 (Gibsher et al., 2001) и 566–573 млн лет (Jian et al., 2010). Подобные датировки были получены и для других офиолитов Главного монгольского линеамента, например, для плагиогранитов из даривских офиолитов (571 ± 4 млн лет) (Kozakov et al., 2002), для амфиболового габбро из Баянхонгорских офиолитов (Sm-Nd изохронные данные, 569 ± 21 млн лет) Кереzhinskas et al., 1991. Для офиолитов приведены также средневзвешенные  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U датировки цирконов из микрогаббро и четырех плагиогранитов: 568 ± 5 млн лет, 567 ± 4 млн лет, 560 ± 8 млн лет (Дарив), 573 ± 8 млн лет и 566 ± 7 млн лет (Хан-Тайшир) (интервал 573–560 млн лет) (Jian et al., 2014).

В целом датировки событий Байдрагского блока и баянхонгорских офиолитовых меланжей укладываются в возрастной интервал с 0.97 до 0.56 млн лет (Buriánek et al., 2017).

Сравнивая полученные оценки возраста протолитов источников кайнозойских вулканических пород и датировки пород древних блоков и офиолитов, мы идентифицируем в источниках компонент протомантии возрастом 4.47 млрд лет, но не видим признаков проявления ранней мантийной геодинамической эпохи в поверхностных структурах коры. Протолит источника образовался 3.2 млрд лет и первый анортозитовый массив внедрился 3.05 млрд лет назад перед началом средней мантийная геодинамической эпохи, в течение которой шло становление древних террейнов. Датировки источников КМП 1.9-1.8 млрд лет совпали с завершением их становления и проявлением анортозитового магматизма. Затем была перекличка между событием в мантийном источнике 1.45 млрд лет назад и событием офиолитового меланжа Эрдэнэ-Уул. За событием мантийного источника 1.1 млрд лет назад последовали события офиолитовых меланжей временных интервалов 0.97-0.78 и 0.665-0.56 млрд лет назад (рис. 12).

Для базальтов Хангайской группы вулканических полей получены источники древнее неопротерозоя. Однако на Pb–Pb изохронной диаграмме вся рассеянная совокупность точек этих базальтов дает общий тренд, наклон которого соответствует возрасту 660 млн лет (рис. 13). Вероятно, в это время источники КМП Хангайского домена претерпели общую модификацию в связи с развитием офиолитов (рис. 13).



**Рис. 12.** Корреляция датировок пород древних террейнов Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента и офиолитов (*a*) и источников кайнозойских вулканических пород Хангайской группы полей ( $\delta$ ). В Байдраг-Хангайской зоне около 0.66 млн лет назад новых индивидуальных источников не генерировалось, но имело место общее преобразование глубинного материала.

**Fig. 12.** Correlation of dating of rocks of ancient terranes of the Tarbagatai-Dzabkhan microcontinent and ophiolites (*a*) and sources of Cenozoic volcanic rocks of the Khangai group of fields ( $\delta$ ). About 0.66 Ma ago, no new individual sources were generated in the Baidrag-Khangai zone, but a general transformation of the deep material took place.



**Рис. 13.** Диаграмма <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb для общего тренда пород Хангайской группы вулканических полей в сопоставлении с общим трендом пород Гобийской группы. Из работы (Rasskazov et al., 2020a) с изменениями.

**Fig. 13.** Diagram  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} - {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  for the general trend of rocks of the Khangai group of volcanic fields in comparison with the general trend of rocks of the Gobi group. From (Rasskazov et al., 2020a) with modifications.

Генеральный наклон тренда базальтов Хангайской группы вулканических полей резко отличается от генерального наклона тренда базальтов Гобийской группы вулканических полей. Фигуративные точки гобийских базальтов распределяются приблизительно вдоль геохроны.

Анализ полученных данных по источникам северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re–Os-датировками мантийных ксенолитов

Кайнозойские вулканические породы Гаргано-Тункинской и Байдраго-Хангайской зонах микроконтинентов и офиолитов дают в целом близкие возрастные спектры источников кайнозойских вулканических пород. В источниках Гаргано-Тункинской зоны проявлена тенденция к удревнению датировок относительно датировок источников в Байдраго-Хангайской зоне, в гадее (в первой зоне – от 4.53 млрд лет, во второй – до 4.47 млрд лет), в архее (соответственно, от 3.7 до 3.2 млрд лет) и в палеопротерозое (соответственно, от интервала 2.4–2.2 до интервала 1.9–1.8 млрд лет). За последней сменой начинается ряд асинхронного чередования датировок протолитов источников с квазипериодичностью 0.4 и 0.2 млрд лет. Байдрагохангайский протолит возрастом 1.9-1.8 млрд лет сменяется гаргано-тункинским протолитом возрастом около 1.6 млрд лет, гарганотункинский протолит 1.3 млрд лет сменяется байдраго-хангайским протолитом 1.1 млрд лет и гаргано-тункинским протолитом 0.9 млрд лет. Наблюдается синхронизация источников с возрастом протолитов около 1.8 млрд лет для вулканов Метео, Сухого хр. Камар – базальтов Тарят-Чулутынского, Онгийн-Гольского и Хархоринского полей и 1.45 млрд лет для базальтов вулкана Широкого (Тункинская зона) – фонотефритов вулканов, извергавшихся рядом с голоценовым вулканом Хорго около 50 тыс. лет назад. К синхронным относятся также источники, частично модифицированные в обеих зонах в позднем кайнозое. Особое состояние мантии Хангайского континентального домена устанавливается в общей модификации компонентов его источников около 0.66 млрд лет назад (рис. 14).



**Рис. 14.** Корреляция датировок источников кайнозойских вулканических пород Гаргано-Тункинской (*a*), Байдраго-Хангайской (*б*) зон микроконтинентов и офиолитов и с Re–Os датировками ксенолитов из вулканических пород (*в*). Для источников вулканических пород использованы данные, приведенные в настоящей работе, для ксенолитов – данные из работы (Wang et al., 2013).

**Fig. 14.** Correlation of datings of sources of Cenozoic volcanic rocks of the Gargano-Tunka (*a*), Baidrago-Khangai ( $\delta$ ) zones of microcontinents and ophiolites and with Re–Os dating of xenoliths from volcanic rocks (*b*). For the sources of volcanic rocks, the data presented in this work were used, for xenoliths, the data from (Wang et al., 2013).

Сравнивая полученные датировки источников кайнозойских вулканических пород изпод Байдраго-Хангайской зоны с Re-Os датировками, полученными для сульфидов глубинных ксенолитов из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам (Чулутын-Тарятское поле) (Wang et al., 2013), можно видеть отражение в кристаллизации сульфидов в основном событий с 1.5 до 0.5 млрд лет. Начальные события этого интервала (около 1.5-1.4 млрд лет), запечатленные в изохронных и модельных (ТмА) датировках, сопоставляются с Pb-Pb датировками источников вулканических пород Байдраго-Хангайской зоны, синхронизированными с источниками Гаргано-Тункинской зоны (модельная Re-Os T<sub>RD</sub> датировка снижается до 1.3 млрд лет). Модельный возраст TNd(DM) 1.5-1.0 млрд лет определялся для коровых ксенолитов из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам (Kovalenko et al., 2004). Воспроизводимость датировок около 1.5-1.4 млрд лет в разных изотопных системах подчеркивает общее синхронное вступление мантийных процессов в начале мезопротерозоя и их последующее развитие с перерывами на протяжении мезо-неопротерозоя.

Модельный  $T_{RD}$  возраст 3.0 млрд лет близок к возрастной оценке источников ранних базальтов (16–15 млн лет) и плиоценовых фонотефритов (4–3 млн лет) 3.2 млрд лет и соответствует наиболее древней датировке анортозита (см. рис. 12, 14). В связи с датированными источниками вулканических пород 1.9–1.8 млрд лет отметим также датировку TNd(DM) 2.0 млрд лет, полученную для перидотитовых ксенолитов из вулканических пород Тарят-Чулутынского поля (Stosch et al., 1986).

Экзотическая датировка сульфида 4.524 млрд лет (Wang et al., 2013) получена с большой погрешностью ( $\pm$ 2.4 млрд лет), но, наряду с модельными Re–Os возрастными оценками, свидетельствует о том, что по крайней мере часть континентальной мантии исследуемого региона была изолирована от конвектирующей мантии с раннего докембрия. 4524  $\pm$  2400 Ма Точки сульфидов даты 4.524 млрд лет дают низкое начальное значение <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os 0.108  $\pm$  0.012 (2 $\sigma$ , CKBO = 2.7), что соответствует модельному возрасту T<sub>RD</sub>

2.8 млрд лет. Эта оценка возраста совпадает с началом становления древних террейнов Тарбагатай-Дзабханского массива (см. рис. 12).

По Pb–Pb генеральной систематике источников вулканических пород (Rasskazov et al., 2020a), древние сульфиды 3.0–2.8 млрд лет относятся к началу средней мантийной геодинамической эпохи эволюции Земли, тогда как более представительная группа 1.5–0.5 млрд лет – к поздней мантийной геодинамической эпохе. Отсутствие более молодых сульфидов средней мантийной геодинамической эпохи объясняется их перераспределением в конце этой эпохи (около 2 млрд лет назад) из мантии в ядро (Hart, Gaetany, 2006).

Источники кайнозойских вулканических пород южной части трансекта (Хангайской группы полей) отличаются от источников его северной (Китойско-Тункинской) и средней (Хамардабан-Джидинской) частей. Во-первых, общие компоненты базальтов северной и средней частей трансекта дают тренды обеднения и обогащения производных составов. Общий компонент базальтов южной части трансекта соответствует наиболее радиогенному начальному составу источника вязкой протомантии Хангая, принадлежащему геохроне 4.47 млрд лет (см. рис. 7). Смещение всех фигуративных точек хангайских базальтов левее геохроны свидетельствует о преобладании в источниках производных протолитов процессов обеднения. Во-вторых, базальты северной и средней частей трансекта не дают оценок времени инкубации материала источников моложе 0.9 млн лет. Точки базальтов южной части трансекта образуют отчетливый тренд от общего компонента с наклоном, соответствующим возрасту 660 млн лет.

Ильчиро-Тункинский и Баянхонгоро-Хангайский слэбы спускаются в мантию от древних блоков, соответственно, Гарганского и Байдрагского. Переход от древнего Гарганского блока к Тункинской зоне через Ильчирский офиолитовый меланж сопоставляется с переходом от древнего Байдрагского блока к Хангайской зоне через Баянхонгорский офиолитовый меланж (рис. 15). События Гарганского блока и Ильчирского офиолитового меланжа согласуются с событиями в источниках КМП вулканических пород Тункинской зоны, восходящими к раннему докембрию и завершившимися около 0.9 млрд лет назад. Полученный ряд древних мантийных датировок накладывает ограничения на участие мантийных процессов в генерации коры после 0.9 млрд лет назад. События Байдрагского блока, как одного из составляющих Тарбагатай-Дзабханского массива, и Баянхонгорского офиолитового меланжа согласуются с событиями в источниках КМП вулканических пород Хангайской группы полей, которые также по протолиту восходят к раннему докембрию, но проявляются на поверхности коры и в мантии, начиная с 3.2–3.0 млрд лет назад. Мантийные датировки источников накладывают ограничения на участие мантийных процессов в генерации коры после 0.66 млрд лет назад.



**Рис. 15.** Схема соотношений разновозрастных литосферных источников кайнозойских вулканических пород с древними блоками и слэбами, субдуцирующими от офиолитовых поясов вдоль Китойско-Байдрагского трансекта. Джидино-Тункинский и Джидино-Хангайский слэбы показаны штриховыми линиями предположительно.

**Fig. 15.** Scheme of relationships between lithospheric sources of Cenozoic volcanic rocks of different ages with ancient blocks and slabs subducting from ophiolite belts along the Kitoi-Baidrag transect. The Dzhida-Tunka and Dzhida-Khangai slabs are presumably shown by dashed lines.

Отчетливый тренд источников всей совокупности вулканических пород Хангайской группы полей, соответствующий приблизительной <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb оценке возраста около 660 млн лет, несколько превышает имеющиеся датировки офиолитов Джидинского террейна и Баянхонгорской зоны (до 560 млн лет), но сопоставляется с начальными датировками баянхонгорских офиолитов (700-600 млн лет) и пиком Re-Os модельных датировок (см. рис. 14б,в). Следовательно, Рb-Рb изотопные отношения всей совокупности хангайских мантийных источников были модифицированы около 660 млн лет назад перед запуском (или во время запуска) субдукции слэба Баянхонгорской зоны от Байдрагского континентального блока.

Значение Pb-изотопных данных источников кайнозойских вулканических пород Китойско-Байдрагского трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли

Клод Аллегро (Allégre, 1997, 2002) предполагал, что в течение большей части геологической истории (в докембрии) в мантии существовал режим с двумя отдельными слоями конвекции (нижне- и верхнемантийной), который сменился в фанерозое современным режимом с двумя типами поведения слэбов – задерживающихся в переходном слое мантии на глубине 660 км и проникающих в нижнюю мантию. В разработке гипотезы о скорости генерации и роста континентальной коры в процессе эволюции Земли привлекалась гистограмма датировок гранитоидов, составляющих главный максимум в фанерозое. Считалось, что кора интенсивно перерабатывалась после 3.2 млрд лет назад с относительным снижением степени ее преобразования в фанерозое (Hawkesworth et al., 2019).

На примере данных, полученных для источников позднекайнозойских базальтов Байкало-Монгольского региона, мы также видим смену роли мантии в процессах образования коры от позднего докембрия к

фанерозою. В источниках позднекайнозойских базальтов выстраивается эволюция Земли по смене объема тектоносферы, который оценивается вовлекавшимися в преобразования слоями мантии и коры. После отвердевания гадейского магматического океана в интервале 4.54-4.44 млрд лет назад, запечатленного компонентами протомантии LOMU и ELMU (Rasskazov et al., 2020а), за счет протомантийного материала сформировались две внешние оболочки Земли: оболочка переработанной мантии и оболочка коро-мантийного перехода (КМП). В конце докембрия (около 0.66 млрд лет назад) тектоносфера вошла в аномальный режим общего преобразования компонентов источников. В дальнейшем мантия стабилизировалась, поскольку датировки протолитов источников позднего докембрия и раннего-среднего фанерозоя отсутствуют. Между тем, в верхней части коры в это время запечатлены многочисленные магматические тела разного состава. Следовательно, коровые компоненты генерировались из мантии в докембрии, а после аномального преобразования компонентов источников (около 0.66 млрд лет назад) докембрийский коровый материал перерабатывался без добавления нового мантийного материала (см. например, последовательную смену коровых источников в палеозое юговосточной части Восточного Саяна (Рассказов и др., 2013а). На новейшем геодинамическом этапе (в последние 90 млн лет) расплавные аномалии вновь генерировались в трехуровневой тектоносфере (рис. 16).

#### Заключение

Мы представили результаты Pb-изотопной генеральной систематики источников кайнозойских вулканических пород вдоль Китойско-Байдрагского трансекта с датированием реститового материала источников КМП и на этой основе провели анализ мезопротерозойских и неопротерозойских событий, связанных со становлением древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, обнаженных на земной поверхности.



Рис. 16. Смена объемов тектоносферы (вовлекавшейся в преобразования мантии и коры) в источниках позднекайнозойских базальтов Байкало-Монгольского. первичная a гетерогенность мантии Земли, образовавшаяся в ходе затвердевания гадейского магматического океана, б – преобладающая в истории Земли трехуровневая тектоносфера, в общее аномальное преобразование слоев тектоносферы, г – ограниченное преобразование внешнего слоя Земли при стабильной нижележащей мантии,  $\partial$  – новейшая трехуровневая тектоносфера.

**Fig. 16.** Change in the volumes of the tectonosphere (involved in the transformation of the mantle and crust) in the sources of the Late Cenozoic basalts of the Baikal-Mongolian. a – primary heterogeneity of the Earth's mantle formed during the solidification of the Hadean magmatic ocean,  $\delta$  – the three-level tectonosphere prevailing in the Earth's history, e – general anomalous transformation of the layers of the Earth's outer layer with a stable underlying mantle,  $\partial$  – the latest three-level tectonosphere.

В юго-восточной части Восточного Саяна мы определили геологическое значение Гарганского континентального блока, имеющего гадейский протолит (возраст 4.50–4.31 млрд лет) и Рb-изотопные метки: 1) архейского события преобразования источника (возраст 3.72 млрд лет), 2) существенных палеопротерозойских рудообразующих событий (возраст 2.4–2.2 млрд лет), которые продолжались до середины мезопротерозоя (возраст 1.45 млрд лет), и 3) неопротерозойского события преобразования источника (возраст 0.9–0.8 млрд лет).

Рассматривая тектонические соотношения Гарганского блока и Ильчирского офиолитового пояса с источниками кайнозойских вулканических пород Тункинской зоны, мы обозначили Ильчиро-Тункинское крыло Хамардабанского аккреционно-коллизионного ядра орогена, отделенного мезопротерозойским реститовым слэбом (возраст 1.3–1.2 млрд лет). В источниках КМП Тункинской зоны мы определили реститовый материал с общим компонентом гадейского протолита (возраст 4.53 млрд лет) и производные от него источники (возраст 2.44, 2.22 млрд лет, 1.76, 1.63, 1,43, 1.31 и 0.9 млрд лет).

Мы выявили резкую смену источников кайнозойских вулканических пород от Тункинской зоны к Хамардабанскому (метаморфическому) и Джидинскому (палеоостроводужному) террейнам. Докембрийские источники Тункинской зоны протомантии 4.53 млрд лет с аномалией DUPAL северного края Хамардабанского террейна сменяются позднекайнозойскими источниками протомантии возрастом 4.49 млрд лет без аномалии DUPAL ее южного края и Джидинского островодужного террейна. Мы связали эту смены с образованием структуры Хамардабанского аккреционно-коллизионного ядра, вовлеченного в новейшее поднятие хр. Хамар-Дабан.

Мы сопоставили возрастные характеристики протолитов источников кайнозойских вулканических пород Хангайской группы полей с датировками пород Тарбагатай-Дзабханского массива и офиолитов Баянхоногорской зоны и показали общую согласованность полученных датировок протолитов источников, производных протомантии возрастом 4.47 млрд лет, с событиями, запечатленными в структурах земной поверхности, получивших развитие до 0.9 млрд лет назад с общей переработкой протолитов источников около 0.66 млрд лет назад.

Мы провели анализ полученных данных для северной и южной частей трансекта в сопоставлении с Re–Os датировками мантийных ксенолитов и пришли к выводу о становлении мантии территории в начале ранней геодинамической эпохи, на рубеже ранней и поздней эпох, в среднюю геодинамическую эпоху и на ее рубеже с поздней эпохой.

Наконец, мы показали значение Рb-изотопных данных источников кайнозойских вулканических пород Китойско-Байдрагского трансекта для понимания характера эволюции территории в ходе общей геологической эволюции Земли. Объем тектоносферы (вовлекавшейся в преобразования мантии и коры) менялся с течением времени. В ранней Земле образовалась первичная гетерогенность мантии в ходе затвердевания гадейского магматического океана. В ходе эволюции Земли преобладала трехуровневая тектоносфера (протомантии, преобразованной мантии и КМП), но около 0.66 млрд лет назад эти слои испытали общее аномальное преобразование, за которым установился режим ограниченного преобразования внешнего слоя Земли (КМП) при стабилизации нижележащей мантии. Этот режим был нарушен на новейшем геодинамическом этапе с возобновлением развития глубинных процессов на трех уровнях тектоносферы.

## Благодарности

В аналитических работах использовался прибор MC-ICP-MS Neptune Plus Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» (Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН).

## Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021а. Т. 21, № 4. С. 517–545.

Аило Ю., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С. Находка Fe–Si включений в глубинных нодулях из трахибазальтов вулкана Карьерный (Тункинская долина Байкальской рифтовой системы) и ее значение для понимания происхождения железистых кварцитов события Великого Окисления // XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) «Петрология и геодинамика геологических процессов». 06–13 сентября. Иркутск: ИГХ СО РАН и ИЗК СО РАН. 2021б. С. 18–23.

Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 1. С. 80–86.

Беличенко В.Г. Палеотектоническое районирование палеозоид юго-восточной части Восточного Саяна, Западного Хамар-Дабана и Прихубсугулья // Геология и геофизика. 1985. № 5. С. 11– 20.

Беличенко В.Г., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры монголо-забайкальского региона: по структурногеологическим, геохронологическим и Sm–Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12, № 1. С. 1–47. doi:10.5800/GT-2021-12-1-0510

Гордиенко И., Гороховский Д., Елбаев А., Баянова Т. Новые данные о возрасте раннепалеозойского габброидного и гранитоидного магматизма Джидинской зоны каледонид (Юго-Западное Забайкалье, Северная Монголия) // Доклады АН. 2015. Т. 463, № 5. С. 576–576.

Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Геология и рудоносность Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 127 с.

Елбаев А., Гордиенко И., Баянова Т., Гороховский Д., Орсоев Д., Бадмацыренова Р., Зарубина О. U–Pb-возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Джидинской зоны (Юго-Западное Забайкалье) // Доклады академии наук. 2018. Т. 478, № 4. С. 452–455.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве. // Мат-лы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: Недра. 1971. С. 67–73. (Тр. НИИ «Зарубежгеология», вып. 22). Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm–Nd-изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699–712.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 3. С. 1280–1293.

Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий образования Палео-Азиатского океана: геологические и геохимические данные офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Доклады АН. 2005. Т. 404, № 2. С. 229–234.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическое положение, возраст // Петрология. 2020. Т. 28, № 2. С. 139–149. DOI: 10.31857/S0869590320020041

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента ЦАСПа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25, № 5. С. 3–16.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3–24.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезные ископаемые. 2018. № 3. С. 207–231.

Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палие И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с. Парфенов Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 7–41.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и транстенсия на северо-востоке Байкальской риф-товой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 383 с.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Меньшагин Ю.В., Ясныгина Т.А., Ильясова А.М., Саранина Е.В., Скопинцев В.Г. Хушагольский полихронный массив: гетерогенность источников палеозойских щелочных сиенитов и гранитов в Восточном Саяне, Юг Сибири // Литосфера. 2013а. № 4. С. 88–109.

Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Аг– Аг и К–Аг датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 6. С. 3–15.

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 АН. 2002. Т. 382, № 1. С. 110–114.

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

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно–временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Геодинамика и тектонофизика. 20136. Т. 4, № 2. С. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Терентьева Л.Б., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Анисимова Л.В., Козловский

А.М., Кудряшова Е.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., ФедосеенкоА.М., Плоткина Ю.В. Конвергентные процессы в эволюции Ранних каледонид Баян-Хонгорской зоны Центральной Азии: геологические и геохронологические исследования Хан-Улинского габброидного плутона // Доклады АН. 2010. Т. 433, № 2. С. 237–243.

Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Доклады РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 776–780.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.

Allégre C. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth and Planetary Science Letters. 1997. V. 150. P. 1–6.

Allégre C.J. The evolution of mantle mixing // Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2002. V. 360. P. 2411– 2431. Doi: 10.1098/rsta.2002.1075.

Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondwana Research. 2016. V. 40. P. 124–141.

Bindeman I.N., Bekker A., Zakharov D.O. Oxygen isotope perspective on crustal evolution on early Earth: Arecord of Precambrian shales with emphasis on Paleoproterozoic glaciations and Great Oxygenation Event // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 437. P. 101–113.

Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Han žl P., Janou šek V., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.

Demoux D., Kröner A., Badarch G., Jian P., Tomurhuu D., Michael T.D.W. Geochronological constraints on Cambrian accretion-related magmatism in central Mongolia: evidence from the Bayankhongor and Baydrag terrains // Journal of Geology. 2009. V. 117. P. 377–397.

Doe B.R. Lead isotopes. Springer-Verlag, Berlin, 1970. 137 p.

Eguchi J., Seales J., Dasgupta R. Great Oxidation and Lomagundi events linked by deep cycling and enhanced degassing of carbon // Nature Geoscience. 2020. V. 13. P. 71–76.

Gao R., Hou H., Cai X., Knapp J.H., He R., Liu J., Xiong X., Guan Y., Li W., Zeng L., Roecker S.W. Fine crustal structure beneath the junction of the southwest Tian Shan and Tarim Basin, NW China // Comparative evolution of past and present accretionary orogens: Central Asia and the circum-Pacific / R. Hall, B.-M. Jahn, J.Wakabayashi, W. Xiao (eds.). Lithosphere GSA Data Repository Item 2013224. Geological Society of America, 2013. doi: 10.1130/L248.1

Gibsher A.S., Khain E.V., Kotov A.B., Salnikova E.V., Kozakov I.K., Kovach V.P., Yakovleva S.Z., Fedorenko A.M. Late Vendian age of the Han– Taishiri ophiolite complex in western Mongolia // Russ. Geol. Geophys. 2001. V. 42. P. 1110–1117.

Jian P., Kröner A., Jahn B.M., Windley B. F., Shi Y., Zhang F., Miao L., Tomurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // Earth-Science Reviews. 2014. V.133. P. 62–93.

Jian P., Kröner A., Windley B.F., Shi Y., Zhang W., Miao L., Tojurhuu D., Zhang W., Liu D. Zircon ages of the Bayankhongor ophiolite mélange and associated rocks: time constraints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precambrian Research. 2010. V. 177. P. 162–180.

Harris N.R. Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia. Cambridge: PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. 440 p.

Hart S.R., Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 295–308.

Hawkesworth C., Cawood P.A., Dhuime B. Rates of generation and growth of the continental crust // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10. P. 165–173. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.004

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Pukhtel I.S. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian

Caledonides: Sm–Nd isotope and trace element data // Geophysical Research Letters. 1991. V. 18. P. 1301–1304.

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. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.

Kiseleva O., Zhmodik S. PGE mineralization and melt composition of chromitites in Proterozoic ophiolite complexes of Eastern Sayan, Southern Siberia. // Geosci. Front. 2017. V. 8. P. 721–731. doi:10.1016/j.gsf.2016.04.003.

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. V. 10. P. 1077.

Kotov A.B., Kozakov I.K., Bibikova E.V. Duration of regional metamorphic episodes in areas of polycyclic endogenic processes: a U–Pb geochronological study // Journal of Petrology. 1995. V. 3. P. 567–575.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 605.

Kozakov I.K., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P., Nutman A.P., Bibikova T.I., Kirnozova T.I., Todt W., Kröner A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. Timing of the structure evolution of metamorphic rocks in the Tuva-Mongolian Massif // Geotectonics. 2001. V. 35. P. 165–184.

Kozakov I.K., Salnikova E.B., Khain E.V., Kovach V.P., Berezhnaya N.G., Yakovleva N.G., Plotkina Y.V. Early Caledonian crystalline rocks of the Lake zone, Mongolia: stages and tectonic environments as deduced from U–Pb and Sm–Nd isotopic data // Geotectonics. 2002. V. 36. P. 156–166.

Kusky T.M., Polat A., Windley B.F., Burke K.C., Dewey J.F., Kidd W.S.F., Maruyama S., Wang J.P., Deng H., Wang Z.S., Wang C., Fu D., Li X.W., Peng H.T. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: a record of outward growth of Precambrian continents // Earth Sci. Rev. 2016. V. 162. P. 387–432. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.002.

Kuzmichev A.B. The Central Asian Fold Belt. Geology, Evolution, Tectonics and Models. / Kröner A. (Ed.). Burntraeger Science Publisher: Studgart, Germany, 2015. 200 p.

Kuzmichev A.B., Larionov A.N. Neoproterozoic island arcs of East Sayan: Duration of magmatism (from U–Pb zircon dating of volcanic clastics) // Russ. Geol. Geophys. 2013. V. 54. P. 34–43.

Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E., Liu D.Y., Wan Y.S. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in Central Asia // Precambrian Res. 2005. V. 138. P. 125–150.

Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Jessica Yff, Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485, P. 306–320.

Li Z.W., Roecker S., Li Z.H., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. V. 477 (1-2). P. 49–57.

Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.

Rasskazov S.V. Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 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. V. 10, № 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. V. 10, No 9. P. 319. doi:10.3390/min10040319

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. V. 11, № 5. P. 487. Sal'nikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U–Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // Gondwana Research. 1998. V. 1. P. 195–205.

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia / Eds. A. Yin, M. Harrison. Cambridge: Cambridge University Press. 1996. V. 21. P. 486– 640.

Stosch H.-G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1986. V. 50. P. 2601–2614.

Tseden T., Murao S., Dorjgotov D. Introduction to geology of Mongolia // Bulletin of the Geol. Survey of Japan. 1992. V. 43, № 12. P. 735–744.

Wang K-L., O'Reilly S.Y., Kovach V., Griffin W.L., Pearson N.J., Yarmolyuk V., Kuzmin M.I., Chieh C-J., Shellnutt J.G., Iizuka Y. Microcontinents among the accretionary complexes of the Central Asia Orogenic Belt: In situ Re–Os evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 37–50. doi:10.1016/j.jseaes.2011.09.016

Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // Earth Science Reviews. 2012. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.04.001

Windley B.F. Alexeiev D., Xiao Wenjiao et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 31–47.

Windley B.F., Kusky T., Polat A. Onset of plate tectonics by the Eoarchean // Precambrian Research. 2021. V. 352. P. 105980

Yokota K., Kanzaki Y., Murakami T. Weathering model for the quantification of atmospheric oxygen evolution during the Paleoproterozoic // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. V. 117. P. 332–347.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Ruzhentsev S.V., Dergunov A.B., Filippova I.B., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Bayasgalan Ts., Biambaa Ch., Khosbayar P. The South Siberia-Central Mongolia transect // Tectonophysics. 1993. V. 225. P. 361–378.

#### Чувашова Ирина Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геол. факультет, доиент 664033 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 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, assistant professor 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Senior Researcher tel.: (3952) 51-16-59 Email: chuvashova@crust.irk.ru Рассказов Сергей Васильевич доктор геолого-минералогических наук, профессор 664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, Иркутский государственный университет, геол. факультет, заведующий кафедрой динамической геологии 664033 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 664003 Irkutsk, st. Lenina, 3, Irkutsk State University, Faculty of Geology, Head of Dynamic Geology Char 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies tel.: (3952) 51-16-59 Email: rassk@crust.irk.ru Саранина Елена Владимировна кандидат геолого-минералогических наук 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН, ведущий инженер тел.: (3952) 51-16-59 Saranina Elena Vladimirovna candidate of geological and mineralogical sciences 664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lead Engineer tel.: (3952) 51-16-59