

Вулканизм

УДК 551.2+552.11 (571.53)

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.4.80>

Трассирование потенциальной сейсмической структуры в Тарятской впадине Центральной Монголии вулканическими извержениями из ОИВ-подобного источника 50–9 тыс. лет назад

И.С. Чувашова^{1,2}, С.В. Рассказов^{1,2}, Т.А. Ясныгина²

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Характеризуются самые молодые вулканы Центральной Монголии, извергавшиеся в Тарятской впадине. Устанавливается смена субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый (возраст около 50 тыс. лет) линией построек северо-восточного простирания вулкана Хорго (возраст около 9 тыс. лет). Эта смена воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры Чулутынской зоны. На основе геохимических данных о вулканических породах предполагается извержение вулканов из однородного ОИВ-подобного источника, который эпизодически активизировался на Тарят-Чулутынском вулканическом поле начиная с 1.2 млн лет назад. Источники этого типа различаются с источниками коромантийного перехода, для которых свойственна существенная пространственно-временная изменчивость компонентов.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, голоцен, базальт, базанит, Центральная Монголия, Тарятская впадина.

Tracing of a Potential Seismic Structure in the Taryat Basin of Central Mongolia by Volcanic Eruptions from an OIB-like Source at 50–9 Ka

I.S. Chuvashova^{1,2}, S.V. Rasskazov^{1,2}, T.A. Yasnygina²

¹Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

²Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The youngest volcanoes of Central Mongolia that erupted in the Taryat basin are described. Change of the west-east line of the Odnobokiy, Listvennichny, and Sosnovy volcanoes (age about 50 Ka) by the one of edifices of the northeastern strike of the Khorgo volcano (age about 9 Ka) is established. This change is considered as a prototype of a seismically active structure in the Chulutyn zone. From geochemical data on volcanic rocks, volcanic eruptions are argued to be from a homogeneous OIB-like source that episodically reactivated in the Taryat-Chulutyn volcanic field starting from 1.2 Ma ago. Sources of this type differ from those of the crust-mantle transition region, which are characterized by a significant spatial-temporal variability of components.

Keywords: Late Pleistocene, Holocene, basalt, basanite, Central Mongolia, Taryat basin.

Введение

Развитие сейсмичности Центральной Азии согласуется с пространственно-временной эволюцией позднекайнозойского

вулканизма (Рассказов и др., 2018, 2022). С одной стороны, наблюдается пространственное совмещение сейсмических процессов с вулканическими. Например, эпицентр сильного Быстринского землетрясения ($M_w=5.4$), произошедшего в восточной части

Тункинской долины 21 сентября 2020 г., пространственно совпал со среднемиоценовым Анчукским вулканом Быстринской вулканической зоны. С другой стороны, в пределах, казалось бы, единой структуры выявляются участки с прямо противоположными механизмами сильных землетрясений. Пример такой структуры – Тункинская долина. Изучение источников вулканизма и структурных условий его проявления открывает возможность для понимания причин аномального развития сейсмогенных деформаций и внесения поправок в прогнозные оценки сейсмичности.

В позднем плейстоцене и голоцене вулканические извержения проявились на всей территории нестабильной Азии. Геохимические характеристики извергнувших в это время вулканических пород свидетельствуют об источниках вулканизма, находившихся в коре, мантийной части литосферы и более глубокой части мантии. Наибольшую вероятность извержений, которые могут случиться в ближайшем будущем, представляют собой вулканы, имеющие магматические камеры в коре (кратер Тианчи на границе Китая и Северной Кореи и вулканы Аку, Чепе, Долинный на хр. Удокан).

В кайнозойе различаются вулканические породы с геохимическими характеристиками, подобными характеристикам базальтов

океанических островов (ОИВ) и отличающимися от них. Первые относятся к мантии, не лишенной коровых компонентов (в общем случае к глубокой части мантии), вторые – к комплементарной области коромантийного перехода (в общем случае к литосфере). В Центральной Монголии вулканизм позднего кайнозоя связан в основном с источниками коромантийного перехода. ОИВ-подобные источники проявились только на Верхнечулутынском и Тарят-Чулутынском вулканических полях Чулутынской зоны, которая была активной в последние 10 млн лет. В позднем плейстоцене вулканические извержения продолжались на трех вулканических полях Центральной Монголии: Верхне-Орхонском, Селенгинском и Тарят-Чулутынском. Два первых поля принадлежали, соответственно, Восточно-Хангайскому и Орхон-Селенгинскому вулканическим ареалам (рис. 1). На этих полях вулканизм завершился в неоплейстоцене, а в голоцене не возобновлялся. Голоценовая вулканическая активность была производной источников, подобных ОИВ. На Тарят-Чулутынском вулканическом поле, в Тарятской впадине, извергался вулкан Хорго. С активностью этого вулкана были пространственно связаны предшествующие позднеплейстоценовые извержения.

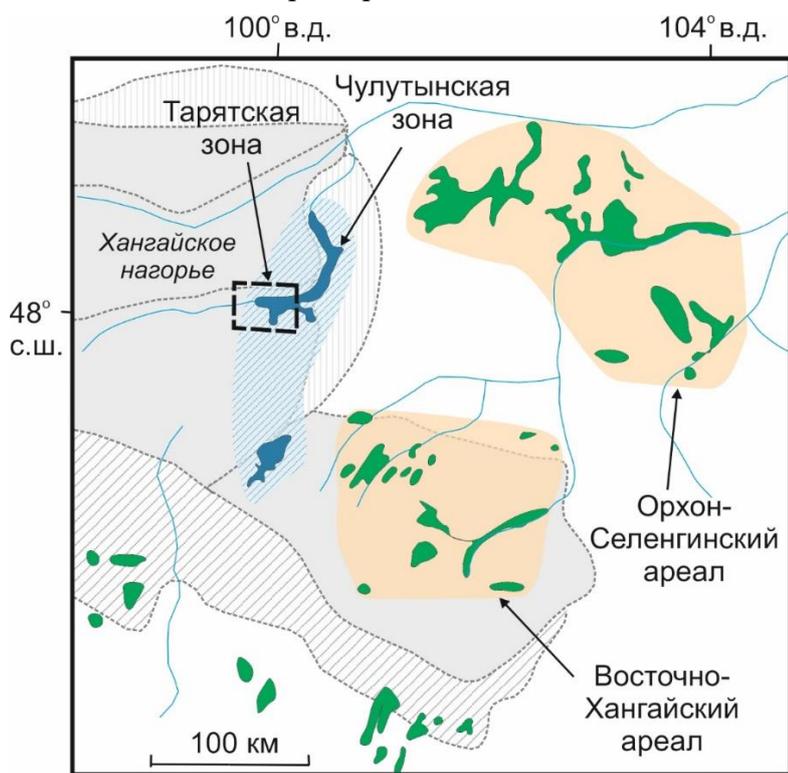


Рис. 1. Схема пространственного распределения верхнекайнозойских вулканических пород в Центральной Монголии из источников коромантийного перехода и источников, подобных ОИВ (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022а). Зеленым цветом показаны кайнозойские вулканические поля, образовавшиеся при вулканических извержениях из источников коромантийного перехода, синим цветом – из источников, подобных ОИВ. Краевые морфоструктурные элементы Хангайского нагорья и Восточно-Хангая показаны по работе (Корина, 1982).

Fig. 1. Scheme of spatial distribution of Upper Cenozoic volcanic rocks in Central Mongolia from sources of the crust-mantle transition and those similar to OIB (Rasskazov et al., 2012; Chuvashova et al., 2022). Green color shows Cenozoic volcanic fields formed during volcanic eruptions from sources of crust-mantle transition, blue color shows those from sources similar to OIB. Marginal morphostructural elements of the Hangay Highlands and East Hangay are shown after (Korina, 1982).

Хангайское нагорье представляет собой область слабой сейсмичности, ограниченная с севера сейсмоактивным Болнайским разломом, с юга – сейсмоактивным Гобийским Алтаем. Северо-восточная граница Хангайской области слабой сейсмичности обозначается Могодским эпицентральной полем (Dugarmaa, Shlupp, 2003) (рис. 2). Предполагалось, что накопление тектонических

напряжений и уменьшение эффективной упругой толщины коры под Хангаем до 10 км и менее обусловлено повышенным разогревом коры (Bayasgalan et al., 2005). Об аномально высоком тепловом потоке в коре свидетельствовало широкое распространение термальных источников с температурой до 89 °С (Pissarsky et al., 2003).

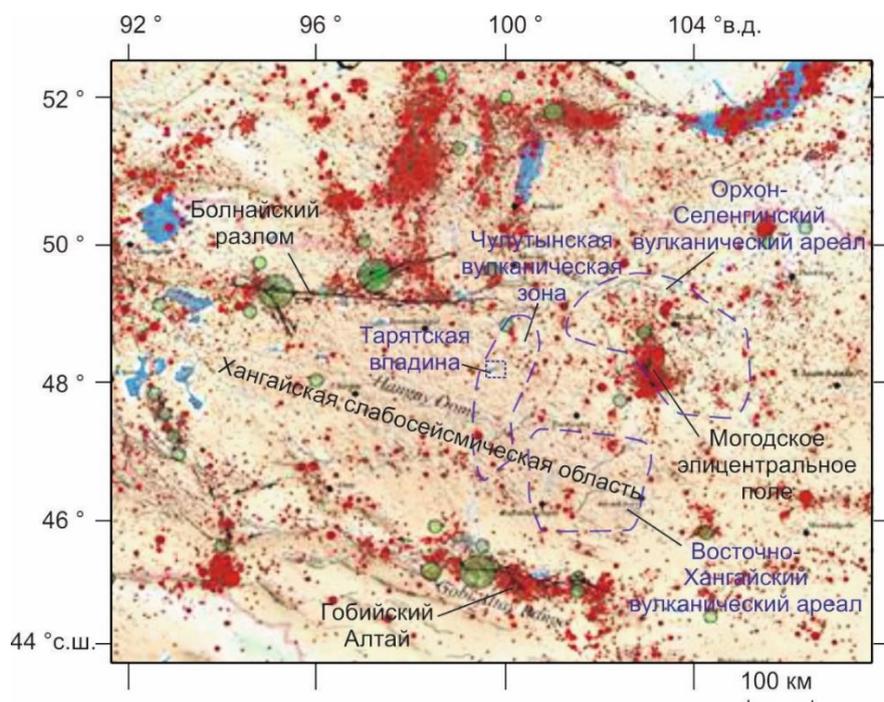


Рис. 2. Схема пространственного соотношения верхнекайнозойских вулканических пород Чулутынской зоны, Восточно-Хангайского, Орхон-Селенгинского ареалов с распределением эпицентров землетрясений в 20 веке на территории Центральной Монголии и сопредельной части юга Сибири. Для землетрясений в качестве основы схемы использован фрагмент карты (Dugarmaa, Shlupp, 2003).

Fig. 2. Scheme of spatial relationships between Upper Cenozoic volcanic rocks of the Chulutyn zone, East Khangai, Orkhon-Selenga areas and distribution of earthquake epicenters in Central Mongolia and adjacent part of Southern Siberia in the 20th century. A fragment of the map (Dugarmaa and Shlupp, 2003) was used as the basis for earthquakes.

Между тем, слабо сейсмическая область Хангайского свода рис. 2 пространственное соответствует Хангайскому гранитному батолиту, т. е. предопределена геологическим строением территории. Чулутынская вулканическая зона OIB-подобных источников находится в ее центральной части, а Восточно-Хангайский вулканический ареал с источниками коромантийного перехода – в

восточной. Орхон-Селенгинский вулканический ареал также с источниками коромантийного перехода соответствует Могодскому эпицентральному полю и протягивается северо-восточнее его. Ядро Хангайского нагорья в целом авулканично. Периферические вулканические поля (одиночное Дзабханское на юго-западе и серия полей на севере) имеют

источники коромантийного перехода (Чувашова и др., 2022а).

Кора Хангайского нагорья утолщена до 60 км (Зорин и др., 1990), тогда как под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной она не превышает 40 км (Мордвинова и др., 2007). Слабо сейсмическая область воспринимается как современное выражение Хангайского орогена, унаследованного от Хангайского гранитного батолита. Кора ядра орогена утолщалась до 60 км в результате ее сжатия при правостороннем смещении Центрального Хангая относительно Восточного Хангая и Орхон-Селенгинской седловины по Чулутынской зоне в последние 10 млн лет. Корневая часть орогена под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной оказалась в то же время деламирированной до уровня 40 км. Пространственный переход от коромантийных источников, характерных для Хангайского орогена, к ОИВ-подобным источникам Чулутынской зоны, рассекающей ороген, отражает основной мотив глубинных деформаций литосферы территории, который может проявиться в будущих сейсмических активизациях не только в самом орогене, но и в литосферных структурах, расположенных севернее и южнее его.

Молодые вулканы Тарятской впадины обозначают последние вулканические события Чулутынской зоны. Цель настоящей работы – охарактеризовать структурную группу молодых вулканов и их источники как прообраз локальной сейсмической структуры.

Общая характеристика молодых тарятских вулканов

Сведения о составе пород молодых тарятских вулканов и о времени извержений приводились в работах (Кеpezинскас и др., 1975; Кеpezинскас, 1979; Девяткин, 1981, 2004; Логачев и др., 1982; Геншафт, Салтыковский, 1990), в том числе в контексте анализа одновозрастных вулканических событий Центральной и Восточной Азии (Чувашова и др., 2007; Рассказов и др., 2012).

Группа молодых вулканов позднего плейстоцена – голоцена протягивается на 4 км. Ее западную часть образуют вулканы Однобокий, Лиственничный и Сосновый, выстраивающиеся в субширотную линию, восточную часть – линия построек вулкана Хорго, протягивающаяся на северо-восток (рис. 3).

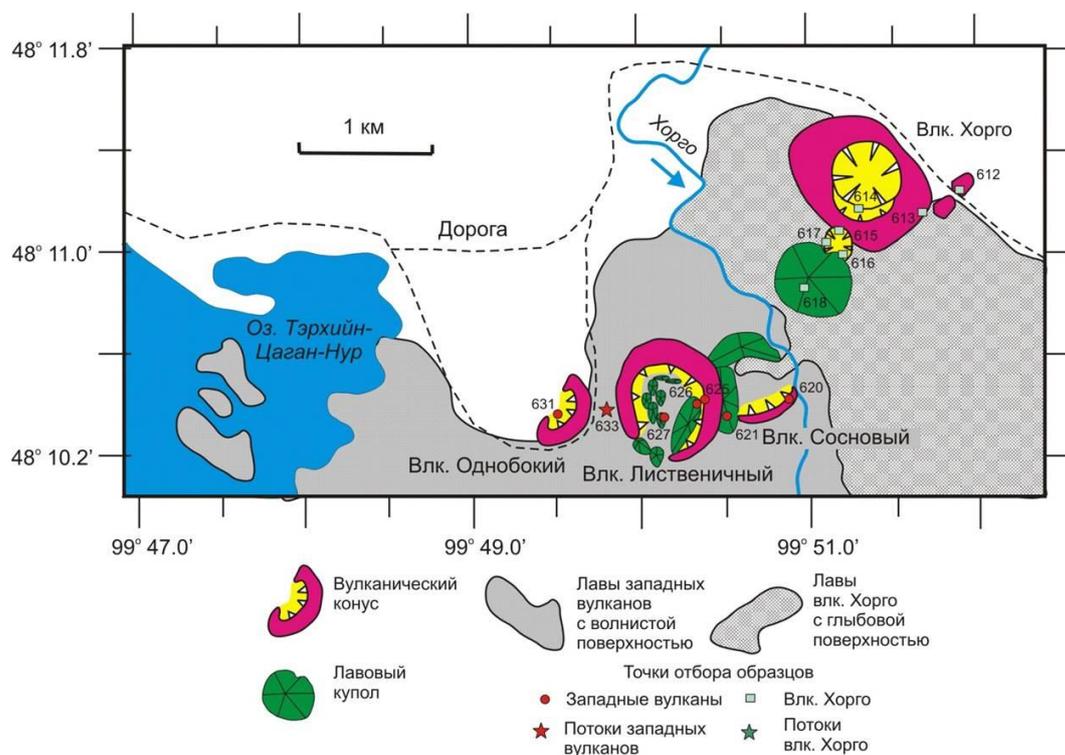


Рис. 3. Схема опробования позднеплейстоценовых и голоценовых построек Тарятской впадины. Граница между вулканическими покровами, связанными с извержениями западных вулканов и вулкана Хорго, частично унаследована руслом р. Хорго.

Fig. 3. Sampling scheme for Late Pleistocene and Holocene edifices of the Taryat basin. The boundary between volcanic covers associated with eruptions of the western volcanoes and the Khorgo volcano is partially inherited by the Horgo River.

Крайнее западное положение в субширотной вулканической линии занимает вулкан Однобокий (рис. 4). Вулканический взрыв затронул склон горы, к которому прилепился серповидный кратерный вал, вытянутый на 400 м. Он сложен бомбами и крупными глыбами пористых базальтов и базальтоидов.

Следующая постройка вулкана Лиственничный имеет кратер диаметром около 1 км с видимой высотой кратерного вала до 60 м. Кратер затоплен лавами. Обнажена только его верхняя часть. Лавовые потоки в днище переходят в купола с поперечником от десятков до первых сотен метров.

Третий вулкан Сосновый имеет диаметр 700–800 м при видимой высоте кратерного

вала не более 30 м. Кратерный вал сложен бордовыми, местами пемзовидными лапиллями и редкими крупными (до 2 м) базальтовыми бомбами. Этот кратер затоплен лавами еще сильнее. Преобладают короткие лавовые потоки. В центральной части находится осевший лавовый купол (рис. 5).

Западные вулканы окружены лавовым покровом со слабоволнистой поверхностью. Ложе покрова было слегка наклонено к югу, поэтому при образовании трещины в его внешней закристаллизовавшейся корочке остаточный магматический расплав покидал внутреннюю часть покрова с образованием лавового туннеля (рис. 6).



Рис. 4. Заполненный лавами кратер вулкана Лиственничный (на переднем плане) и конус вулкана Однобокий без лав (на заднем плане). Внутрикратерная лава вулкана Лиственничный имеет слабоволнистую поверхность.

Fig. 4. Lava-filled crater of the Listvennichny volcano (in the foreground) and a cone of the Odnobokiy volcano without lavas (in the background). The intracrater lava of the Listvennichny volcano has a slightly undulating surface.



Рис. 5. Осевший лавовый купол в кратере вулкана Сосновый. На переднем плане – фрагмент кратерного вала, сложенного бордовыми лапиллями и бомбами (фонобазанит из бомбы, т.н. 620).

Fig. 5. Collapsed lava dome in the crater of Sosnovy volcano. In the foreground is a fragment of a crater rampart made up of burgundy slats and bombs (phonobasanite from a bomb, site 620).



Рис. 6. Частично обрушенный туннель в лавовом покрове западных вулканов (базальты т.н. 633).

Fig. 6. Partly collapsed tunnel in a lava cover of western volcanoes (basalts from site 633).

Сравнивая западные вулканы между собой, можно говорить об относительном уменьшении роли пирокластического материала и увеличении роли лавовых продуктов извержений от постройки вулкана Однобокий через постройку вулкана Лиственничный к постройке вулкана Сосновый. Еще дальше, на вулкане Хорго, увеличение объема лавовой фации проявляется в образовании южнее конуса обширной лавовой равнины, связанной с извержением этого вулкана. Растительность на поверхности лав отсутствует, появляясь местами лишь в их краевых частях (рис. 7). Выделяются провалы глубиной до 15 м. В результате затопления обширной долины лавами вулкана Хорго образовалась дамба, перегородившая долину и явившаяся причиной образования оз. Тэрхийн-Цаган-Нур. Из этого озера вытекает р. Сумын-Гол, исток которой прижат к южному борту Тарятской впадины. Левый (северный) борт здесь слагают лавы Хорго, а правый (южный) – породы фундамента и лавы более ранних извержений (возможно, именно эта генерация лав распространялась вниз по речной долине).

Кровля покрова лав вулкана Хорго взламывалась под напором его нераскристаллизованной внутренней части. Деформированная (глыбовая) поверхность центральной части

покрова была подвижной, тогда как поверхность его краевых частей оставалась недеформированной (слабоволнистой) (рис. 8).

Пирокластический конус Хорго (рис. 9) имеет диаметр в основании 1200 м, высоту – 120 м, угол внешнего склона конуса 45° и более, диаметр кратера 180 м и глубину кратера – 70 м. Верхняя кромка конуса сложена агглютинатами и пористыми базальтами (рис. 10). Бомбы скатывались по склону конуса. Некоторые из них достигали в поперечнике 6 м. Лавы внутри кратера отсутствуют. Борта кратера в верхних частях субвертикальны (рис. 11). У восточного и северо-восточного подножий конуса образовался насыпной шлейф пемзовидных шлаков с включениями вулканических бомб размером до 1 м (рис. 12). В юго-западный край вулканического конуса Хорго врезана боковая кратерная воронка (рис. 13). Она частично заполнена лавами. Несколько крупных бомб скатилось в воронку со склона основного вулканического конуса. Рядом с боковым кратером выступает лавовый купол, часть которого распространилась на склон кратера. Основной конус и пространственно связанные с ним кратерная воронка и лавовый купол имели общий питающий канал северо-восточного простирания.



Рис. 7. Глыбовая лавовая равнина южнее конуса Хорго. Снимок сделан с вершины конуса. На заднем плане видны дома и юрты сомона Тарят.

Fig. 7. Blocky lava plain south of the Khorgo cone. The picture was taken from the top of the cone. In the background are houses of the Taryat sum.



Рис. 8. Краевая часть лавовой равнины вулкана Хорго. Слабоволнистая лавовая поверхность края лавового покрова (на переднем плане) сменяется ближе к его центру глыбовой поверхностью (на заднем плане).

Fig. 8. Marginal part of the lava plain of the Khorgo volcano. Slightly undulating lava surface of the edge of the lava cover (in the foreground) is getting a blocky appearance in its center (in the background).



Рис. 9. Конус и лавовый поток вулкана Хорго. Фотография сделана с юга.

Fig. 9. Cone and lava flow of the Khorgo volcano. The photograph was taken from the south.



Рис. 10. Пористый глыбово-агглютинативный материал, слагающий кромку кратера Хорго (базальтовый трахиандезит, т.н. 614).

Fig. 10. Porous blocky-agglutinate material of a rim in the Khorgo crater (basaltic trachyandesite, site 614).



Рис. 11. Фрагмент внутренней стенки кратера Хорго.

Fig. 11. Fragment of the inner wall in the Khorgo crater.



Рис. 12. Фрагменты вулканических бомб в насыпном пирокластическом материале вулкана Хорго (базанит, т.н. 612).

Fig. 12. Fragments of volcanic bombs in desinigrated pyroclastic material of the Khorgo volcano (basanite, site 612).



Рис. 13. Боковая воронка вулканического взрыва юго-западнее вулканического конуса Хорго (базаниты, т.н. 615–617). Снимок сделан с вершины конуса Хорго.

Fig. 13. Lateral crater of volcanic explosion southwest of the Khorgo volcanic cone (basanites from sites 615–617). The photograph was taken from the top of the cone.

Возраст вулканов

Верхний временной предел вулканических извержений в Тарятской впадине определяется по датировкам ^{14}C органического материала из перекрывающих лавы донных озерных отложений подпрудного оз. Тэрхийн-Цаган-Нур: 4930 ± 150 лет (Логачев и др., 1982) и 6890 ± 400 лет (Девяткин, 2004). Календарные даты отложений составляют, соответственно, 5690 ± 260 лет и 7710 ± 810 лет².

Возраст вулканических пород непосредственно не определялся и оценивается исходя из предположения о синхронности голоценового вулканизма Тарятской впадины и хр. Удокан. В качестве нижнего предела времени извержения вулкана Хорго и излияний лавовых потоков, затопивших территорию, принимается время извержения вулкана Долинный, обозначившего структурную перестройку вулканической зоны хр. Удокан 8780 ± 260 лет назад (скорректированная календарная дата) (Рассказов, 1999). Таким образом, для вулкана Хорго и его лавовых потоков получается оценка возраста около 9 тыс. лет.

По результатам измерений изотопов неравновесной ^{238}U -серии в породах субширотной линии трех западных вулканов Тарятской впадины (Однобокий, Лиственничный и Сосновый) получена изохронная оценка возраста около 50 тыс. лет. На диаграмме $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ фигуративные точки пород голоценового вулкана Хорго резко смещены от точек пород западных вулканов к линии изотопного равновесия $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ (Чувашова и др., 2007а, 2009; Рассказов и др., 2014).

С извержением вулкана Хорго обычно связывалось образование потока, распространявшегося вниз по долинам рек Сумын-Гол и Чулутын-Гол. Слабая сохранность этого потока, однако, делает такую возрастную корреляцию сомнительной. Для определения возрастного соотношения долинного потока с извержениями самых молодых вулканов в

Тарятской впадине, необходимы дополнительные геохронометрические исследования.

Методика аналитических исследований химического состава вулканических пород

Подготовка проб для аналитических исследований проводилась в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Каждый образец дробился молотком на навальне до частиц размером менее 2 мм. Для исключения заражения пробы, истирание проводилось на шариковом истирателе с доведением до пудры вручную в агатовой ступке. Петрогенные оксиды определялись классическим методом химического анализа (Сизых, 1985).

Микроэлементный состав пород определялся методом ИСП-МС. Навеску массой 50 мг помещали во фторопластовый контейнер с крышкой и закручиваемым колпаком, заливали смесью HF и HNO_3 в пропорции 3:1, затем разлагали в микроволновой печи. Для разложения использовали дважды перегнанные кислоты ОСЧ и воду, очищенную в системе Elix-3 Millipore (Франция). Для более полного удаления кремния пробу повторно выпаривали с 1.5 мл HF , затем, добавив HNO_3 , H_2O_2 и воды, снова выпаривали. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+. С целью учета влияния матрицы и временного дрейфа прибора в пробу вводили два внутренних стандарта: In и Bi. Поправку для каждого отдельного элемента получали путем интерполяции. Контроль правильности анализа осуществляли по международным стандартным образцам: BIR-1, BHVO-1, BCR-2, JB-2 (базальты), AGV-1 (андезит). Значения предела обнаружения составляли от 0.005 – 0.009 мкг/г (Lu, Tb, Yb, Ho, Er) до 2–4 мкг/г (Ni, Zn, Sr, Ba).

Для изотопного анализа стронция разложение проб осуществляли на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделяли на одноразовых хроматографических колонках с использованием

² Здесь и далее календарные даты, пересчитанные к 1950 г., отнесены к середине доверительного интервала, калибровка выполнена по программе Calib Rev

5.1 beta с использованием кривой IntCal04 (Reimer et al., 2004).

анионообменной смолы Sr.Spec, EICrom Industries по методике с малым расходом реактивов (HNO_3 , H_2O). Изотопный анализ стронция и определения его концентраций методом изотопного разбавления проводили на масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования. В период измерений значения для изотопных стандартных образцов стронция составили: NBS SRM 987 0.710264 ± 0.000015 (среднее 2-х измерений), ВНИИМ 0.707992 ± 0.000020 (среднее 6-ти измерений). В результатах получалась погрешность измерений изотопных отношений стронция по последним цифрам (2σ).

Петрохимическая характеристика пород

Породы вулканов Тарятской впадины подобны по составу породам четвертичного вулканического комплекса Тарят-Чулутынского поля, представленного преимущественно промежуточными членами ряда (базанитами–фонобазанитами) при подчиненном проявлении его крайних членов (фонобазанитов–фоидитов и трахиандезибазальтов). В качестве особого репера четвертичной лавовой последовательности служат

трахиандезибазальты возрастом около 1.9 млн лет. Породы подобного химического состава (но отличающиеся по изотопному составу Sr) встречаются на более высоких уровнях разреза, датируемого интервалом последних 1.2 млн лет. Фонобазаниты–фоидиты распространены преимущественно на конечных стадиях развития четвертичного вулканизма.

На вулканах Тарятской впадины, активных около 50 и 9 тыс. лет назад, представлен широкий спектр составов от фонобазанитов–фоидитов до базальтовых трахиандезитов (табл. 1). По содержаниям петрогенных оксидов породы субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Сосновый большей частью сопоставимы с вулканическими породами линии построек Хорго (рис. 14). Но на вулканах Сосновый и Лиственничный встречаются более щелочные фоновтефриты, а в кромке кратера вулканического конуса Хорго встречен сравнительно низкощелочной трахиандезибазальт. Сумма щелочей в породах молодых вулканов в целом снижаются с возрастанием содержания SiO_2 . Лавы, отобранные из потоков на расстоянии до 10 км от молодых вулканов, относятся исключительно к преобладающей группе базанитов–фонобазанитов.

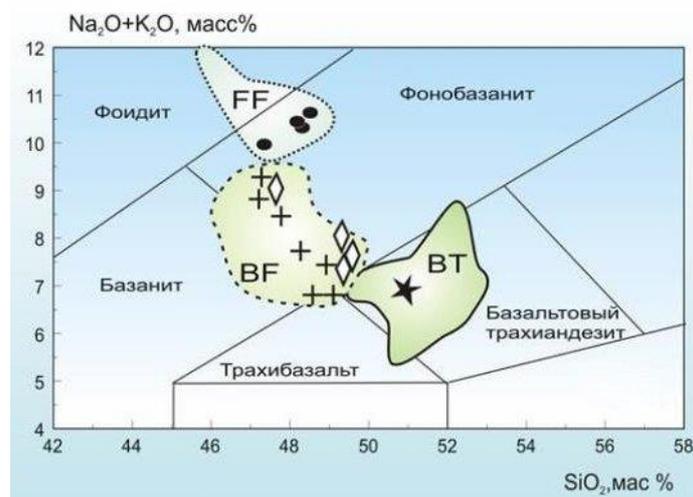


Рис. 14. Группирование пород голоценовых вулканов Тарятской впадины на диаграмме щелочи–кремнезем. Петрогенные оксиды вулканических пород приведены к 100 %. Показаны разделительные линии классификации вулканических пород, принятой Международным союзом геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991). Здесь и далее показаны фигуративные поля пород четвертичных вулканов (BT – базальтового трахиандезита или трахиандезибазальта; BF – базанита-фонобазанита; FF – фонобазанита–фоидита) из работ (Чувашова и др., 2007а; Рассказов и др., 2012).

Fig. 14. Grouping of rocks from Holocene volcanoes of the Taryat basin in diagrams of alkali–silica. Major oxides of volcanic rocks are recalculated to 100 %. Diagram *A* shows the dividing lines of the International Union of Geological Sciences classification for volcanic rocks (Le Bas, Streckeisen, 1991). Here and further data fields of rocks from Quaternary volcanoes of the Taryat basin (BT – basaltic trachyandesite; BF – basanite-phonobasanite; FF – phonobasanite-foidite) are shown after (Chuvashova et al., 2007a; Rasskazov et al., 2012).

Т а б л и ц а 1

Содержания петрогенных оксидов (масс %) и микроэлементов (мкг/г) в представительных породах вулканов верхнего плейстоцена и голоцена Тарятской впадины

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	Mn-613	Mn-615	Mn-614	Mn-626	Mn-621	Mn-625	Mn-633
Широта, град.	48°11.14'	48°11.65'	48°11.15'	48°10.39'	48°10.35'	48°10.40'	48°10.38'
Долгота, град.	99°51.66'	99°51.19'	99°51.28'	99°50.33'	99°50.51'	99°50.38'	99°49.8'
SiO ₂	48.16	49.79	50.51	47.90	47.59	48.26	48.67
TiO ₂	2.24	2.13	2.11	2.35	2.29	2.32	2.04
Al ₂ O ₃	14.03	14.65	15.23	14.57	15.48	15.71	14.15
Fe ₂ O ₃	2.48	3.25	3.16	2.71	3.03	2.91	2.60
FeO	8.04	7.17	6.92	7.85	6.93	7.30	7.83
MnO	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14
MgO	8.16	7.75	7.43	7.46	4.94	4.86	9.47
CaO	7.00	7.00	6.85	6.09	7.84	5.97	7.02
Na ₂ O	4.88	4.46	4.55	4.95	5.14	5.54	4.36
K ₂ O	3.52	2.68	2.00	4.30	4.71	4.75	2.80
P ₂ O ₅	0.90	0.62	0.70	1.18	1.18	1.24	0.72
H ₂ O ⁻	0.14	0.19	0.13	0.09	0.16	0.25	0.10
H ₂ O ⁺	0.65	0.55	0.45	0.87	0.87	0.84	0.33
Сумма	100.34	100.38	100.17	100.44	100.29	100.08	100.23
Sc	14.6	14.1	15.4	10	8.6	7.8	16.9
Cr	227	195	181	199	84	66	363
Co	42	41	42	38	32	32	49
Ni	198	155	158	204	82	80	291
V	155	157	165	121	112	106	176
Cu	37	36	39	30	29	32	40
Zn	106	95	98	110	123	131	99
Rb	43	41	44	49	54	54	39
Sr	966	714	774	1306	1365	1410	812
Y	20.3	18.5	21.9	20.8	21.8	21.5	20.0
Zr	332	198	239	378	432	392	233
Nb	62	45	55	78	90	90	53
Mo	4.7	2.9	3.8	5.5	6.0	5.8	7.2
Cs	0.40	0.43	0.49	0.49	0.54	0.54	0.40
Ba	540	530	587	606	608	591	518
La	53.0	32.2	38.6	77.7	77.2	78.7	41.1
Ce	103	66.4	78.8	195	195	149	82.3
Pr	11.8	7.54	8.9	16.3	16.4	16.4	9.2
Nd	44.4	31.4	36.4	60.6	63.4	64.9	37.5
Sm	8.27	6.85	7.85	10.7	11.5	12.2	7.60
Eu	2.64	2.24	2.23	3.40	3.51	3.57	2.32
Gd	6.86	6.03	6.84	8.54	9.04	8.48	6.18
Tb	0.99	0.81	0.96	1.16	1.18	1.13	0.93
Dy	4.77	4.41	5.00	5.71	5.37	5.10	4.59
Ho	0.80	0.72	0.86	0.79	0.79	0.77	0.79
Er	2.07	1.93	2.10	1.93	2.05	2.00	1.85

Tm	0.3	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
Yb	1.42	1.43	1.74	1.15	1.32	1.25	1.47
Lu	0.20	0.19	0.23	0.16	0.16	0.19	0.18
Hf	6.88	4.98	5.56	7.59	8.45	9.29	5.50
Ta	3.9	3.0	3.5	4.9	5.6	5.6	3.4
W	0.7	0.5	0.6	1.0	0.9	1.0	0.4
Pb	7.6	6.4	7.0	8.8	9.0	9.5	5.7
Th	5.50	4.41	5.10	7.09	7.73	7.38	4.90
U	1.55	1.25	1.40	1.73	2.04	2.05	1.29
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704697	0.704795	0.704699	Не опр.	0.704722	0.704674	0.704670±1
	±15	±15	±12		±11	±12	4

Примечание: 1–3 – породы вулкана Хорго; 4–6 – породы субширотной линии вулканов; 7 – базанит из обрушенного туннеля фрагмента покрова между вулканами Однобокий и Лиственничный. Не опр. – не определялось. Не обн. – не обнаружено.

Микроэлементная характеристика пород

На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (рис. 15) фигуративные точки вулканических пород

Тарятской впадины выстраиваются в ряд, соответствующий направлению OIB+MORB. Иными словами, источник вулканических пород подобен OIB.

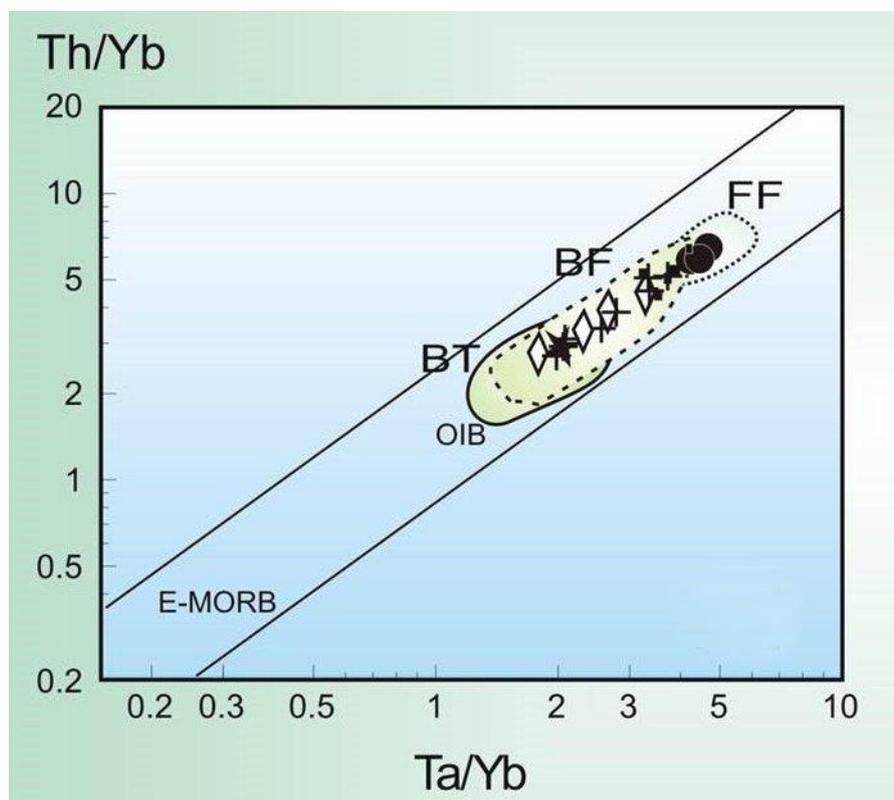


Рис. 15. Соотношения Ta/Yb – Th/Yb в молодых вулканических породах Тарятской впадины. Усл. обозн. см. рис. 14.

Fig. 15. Ta/Yb vs Th/Yb ratios in young volcanic rocks from the Taryat basin. Symbols are as in Fig. 14.

На рис. 16 показано распределение в вулканических породах несовместимых микроэлементов Ba и Zr в зависимости от магнезиального числа $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$. В группе базанитов–фонобазанитов $Mg\#$ в целом выше, чем в группах фонобазанитов–

фоидитов и базальтовых трахиандезитов. Концентрация Ba во всех трех группах пород составляет 500–800 мкг/г. Концентрация Zr в трахиандезиобазальтах в целом ниже, чем в базанитах–фонобазанитах, а в фонобазанитах–фоидитах – выше. Концентрация Zr в

базанитах–фонобазанитах Тарятской впадины составляет интервал от 200 до 380 мкг/г, в базальтовом трахиандезите кромки

кратера конуса Хорго – 239 мкг/г, а в фонобазанитах–фоидитах вулканов Сосновый и Лиственничный – 390–430 мкг/г.

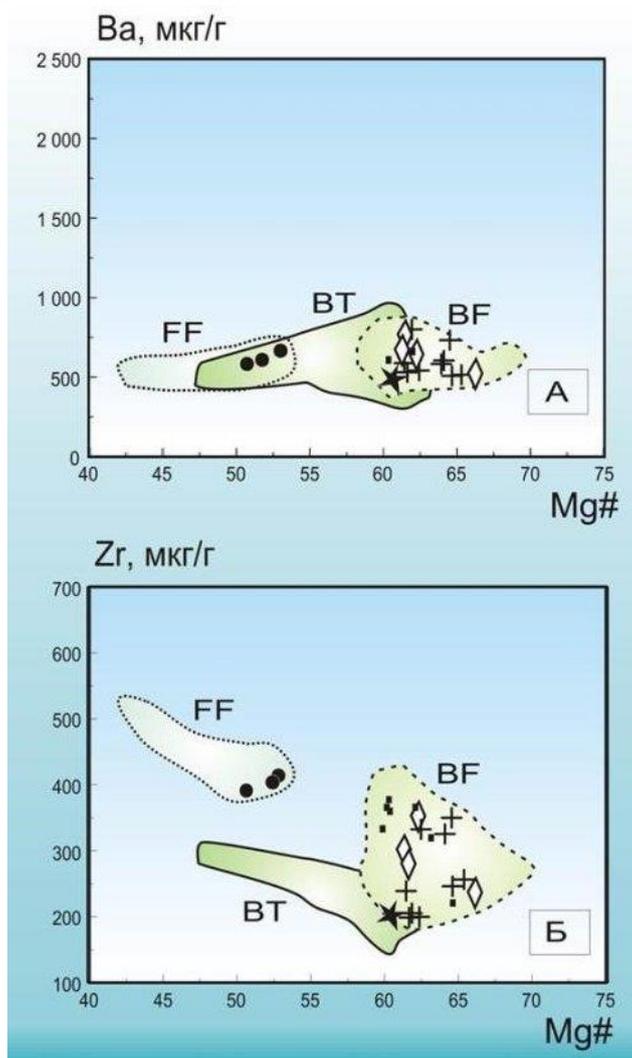


Рис. 16. Диаграмма соотношений Ba и Zr с $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (магнезиальное число рассчитано с корректировкой $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{общ.}$, а.е.м.) в молодых вулканических породах Тарятской впадины в сопоставлении с фигуративными полями четвертичных вулканических пород Тарят-Чулутынского вулканического поля. Усл. обозн. см. рис. 14.

Fig. 16. Diagram of Ba and Zr vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ (magnesian number is calculated with correction $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{tot}$, a.m.u.) in young volcanic rocks from the Taryat basin in comparison with data fields of Quaternary volcanic rocks from the Taryat-Chulutyn volcanic field. Symbols are as in Fig. 14.

Изотопный состав Sr вулканических пород

Около 1.9 млн лет назад в Тарятской впадине изверглись расплавы магматического источника, обогащенного радиогенным ^{87}Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7052-0.7053$). В последние 1.2 млн лет назад установился более низкий

уровень $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7046–0.7047) при широких вариациях концентрации Sr (от 2000 до 625 мкг/г) (Чувашова и др., 2007а). Содержание этого элемента возрастает от группы трахиандезитбазальтов через группу базанитов–фонобазанитов к группе фонобазанитов–фоидитов (рис. 17).

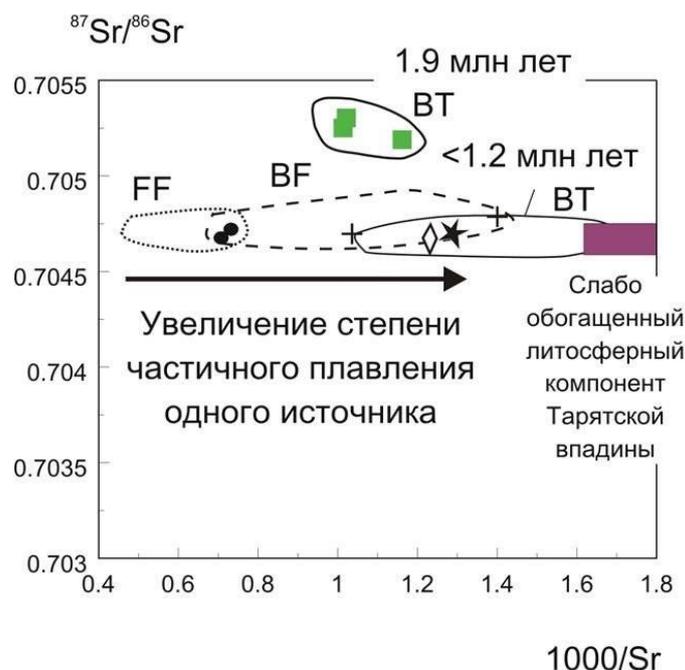


Рис. 17. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $1000/\text{Sr}$ для вулканических пород. Усл. обозн. см. на рис. 14. Дополнительно показано поле базальтовых трахиандезитов (БТ) (трахиандезиобазальтов) возрастом 1.9 млн лет. Снижение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах возрастом 1.2 млн лет и менее свидетельствует о смене источника. Широкий диапазон значений $1000/\text{Sr}$ объясняется вариациями степени частичного плавления в едином мантийном источнике.

Fig. 17. Diagram $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $1000/\text{Sr}$ for volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 14. In addition, data field of the 1.9 Ma basaltic trachyandesite (BT) (trachyandesite basalt) is shown. Decreasing in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in volcanic rocks of the past 1.2 Ma indicates a change of the source. The wide range of $1000/\text{Sr}$ values is explained by variations in the degree of partial melting in a single mantle source.

Обсуждение

Гипотеза происхождения спектра вулканических пород Тарятской впадины в результате частичного плавления единого мантийного источника

Вариации концентрации несовместимого элемента Sr при одинаковом изотопном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 17) свидетельствуют об образовании всего спектра пород молодых вулканов Тарятской впадины из единого мантийного источника с меняющейся степенью частичного плавления, поскольку изменение степени частичного плавления в источнике не влечет за собой изменения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Этот источник производил расплавы Тарят-Чулутынского вулканического поля в последние 1.2 млн лет и получил полное выражение в спектре вулканических пород, извергнутых в Тарятской впадине около 50 и 9 тыс. лет назад.

Повышенные значения Mg# (содержание MgO до 10 масс %) в основной группе четвертичных пород (базанитов–фонобазанитов) соответствует образованию их выплавов в условиях потенциальной температуры мантии до 1300 °C (Чувашова, Рассказов, 2014). Относительное снижение значений Mg# (понижение содержания MgO) в группах четвертичных фонобазанитов–фоидитов и трахиандезиобазальтов отражает относительное снижение потенциальной температуры процессов плавления. Судя по положению фигуративной точки трахиандезиобазальта (обр. MN–05–614), отобранного с кромки кратера вулкана Хорго, в области перекрытия фигуративных полей базанитов–фонобазанитов и трахиандезиобазальтов на диаграмме Zr – Mg# (рис. 15б), эта порода отличается от группы базанитов–фонобазанитов по петрогенным оксидам (K_2O), но сопоставляется с ней по микроэлементам (Zr и др.).

Микроэлементное моделирование частичного плавления

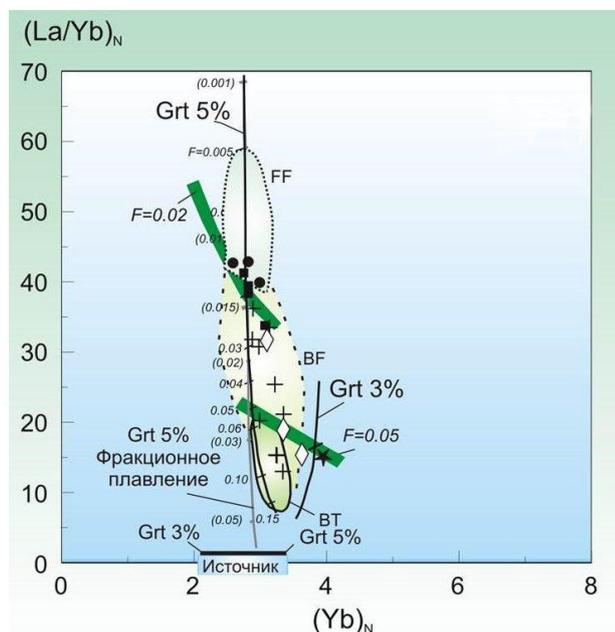
Мантийные источники молодых вулканов Тарятской впадины определялись методами прямого и обратного моделирования частичного плавления. Коэффициенты распределения минерал–расплав и использованные уравнения приведены в работах (Чувашова и др., 2007а; Рассказов и др., 2012). В прямом моделировании составы расплавов рассчитывались исходя из предполагаемого состава источника, а затем сопоставлялись с составами вулканических пород. В обратном моделировании использовались те же уравнения, что и в прямом моделировании, но осуществлялся переход к составу источника от концентраций микроэлементов в реальных вулканических породах.

В спектрах двадцати семи химических элементов отношение C_{La}/C_i , прямо пропорциональны C_{La} с высоким коэффициентом корреляции (R^2 выше 0.79, для Се – 0.62). Это служит показателем генетического единства магматических расплавов как производных одного мантийного источника. Относительное снижение R^2 для Ni (0.79) может отражать эффект слабого искажения состава первичных выплавки кристаллизационной дифференциацией оливина. Сравнительно низкий R^2 для Се может быть следствием осложняющего влияния карбоната на плавление в источнике. Коэффициенты корреляции, рассчитанные для выборки вулканических

пород верхнеплейстоценовых западных вулканов Тарятской впадины, практически не отличаются от значений, полученных для пород голоценового вулкана Хорго.

Прямым моделированием, согласованным с результатами обратного моделирования, определен состав метасоматизированного мантийного источника, содержащего оливин (41 %), ортопироксен (20 %), клинопироксен (30 %), гранат (5 %), флогопит (3.4 %), ильменит (0.5 %) и апатит (0.1 %). Содержания микроэлементов в источнике приняты на основе состава недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995) с учетом данных о среднем составе апатита из шпинелевых лерцолитов (тип А) (O'Reilly, Griffin, 2000) и флогопита из мантийных ксенолитов вулкана Шаварын-Царам Тарят-Чулутынского вулканического поля (Ionov et al., 1997).

Результаты прямого моделирования для вулканических пород Тарятской впадины иллюстрируются в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ (рис. 18). По модели равновесного плавления, фонобазаниты–фоидиты вулканов Сосновый и Лиственничный интерпретируются как частичные выплавки с $F = 1.5-2.0$ %. Часть базанит–фонобазанитовых расплавов субширотной линии вулканов образовалась при более высокой степени плавления, но не превышающей 3.0 %. Подобные низкие величины F (1.0–1.7 %) рассчитаны для пород субширотной линии построек по модели фракционного плавления.



Расплавы линии построек Хорго образовались из того же мантийного источника, но при более высоких степенях плавления (по

Рис. 18. Диаграмма $(La/Yb)_N - Yb_N$ для вулканических пород. Усл. обозн. см. на рис. 14. Показаны рассчитанные линии частичного плавления источников с различным содержанием граната (объяснения в тексте). Составы нормированы к недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 18. Diagram $(La/Yb)_N$ vs Yb_N for volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 14. Shown are the calculated lines of partial melting of sources with different garnet content (explanations in the text). Data are normalized to the undifferentiated mantle composition (McDonough and Sun, 1995).

модели равновесного плавления – 2–5 %, за исключением двух составов, попадающих в интервал 5–10 %, по модели фракционного плавления – 1.5–4.0 %). В базальтовом трахиандезите из кромки кратера вулкана Хорго

(обр. MN-05-614) концентрация иттербия повышена, что интерпретируется как следствие уменьшения доли граната в мантийном субстрате от 5 % до 3 %. Степень плавления в мантийном источнике лавовых потоков, окружающих вулканы, сопоставима с плавлением в источнике вулканических пород линии построек Хорго.

Расчеты по модели равновесного плавления с использованием концентраций редкоземельных элементов, а также Nb, Ta, Ti, Zr, Hf, Rb, Ba, K, Th, U, Sr, Y и Cr (рис. 19) в целом подтверждают результаты расчетов,

полученных в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ для интервала частичных выплавов 1.5–5.0 %. Однако степени частичного плавления 5–10 % по концентрациям Th, U, Nb и Ta не достигаются. Смещение двух точек на диаграмме $(La/Yb)_N - Yb_N$ (рис. 17) в интервал частичных выплавов 5–10 % объясняется полным истощением граната в источнике при максимальной степени частичного плавления. При его отсутствии $(La/Yb)_N$ должен заметно снизиться, приближаясь к этому отношению в безгранатовом парагенезисе.

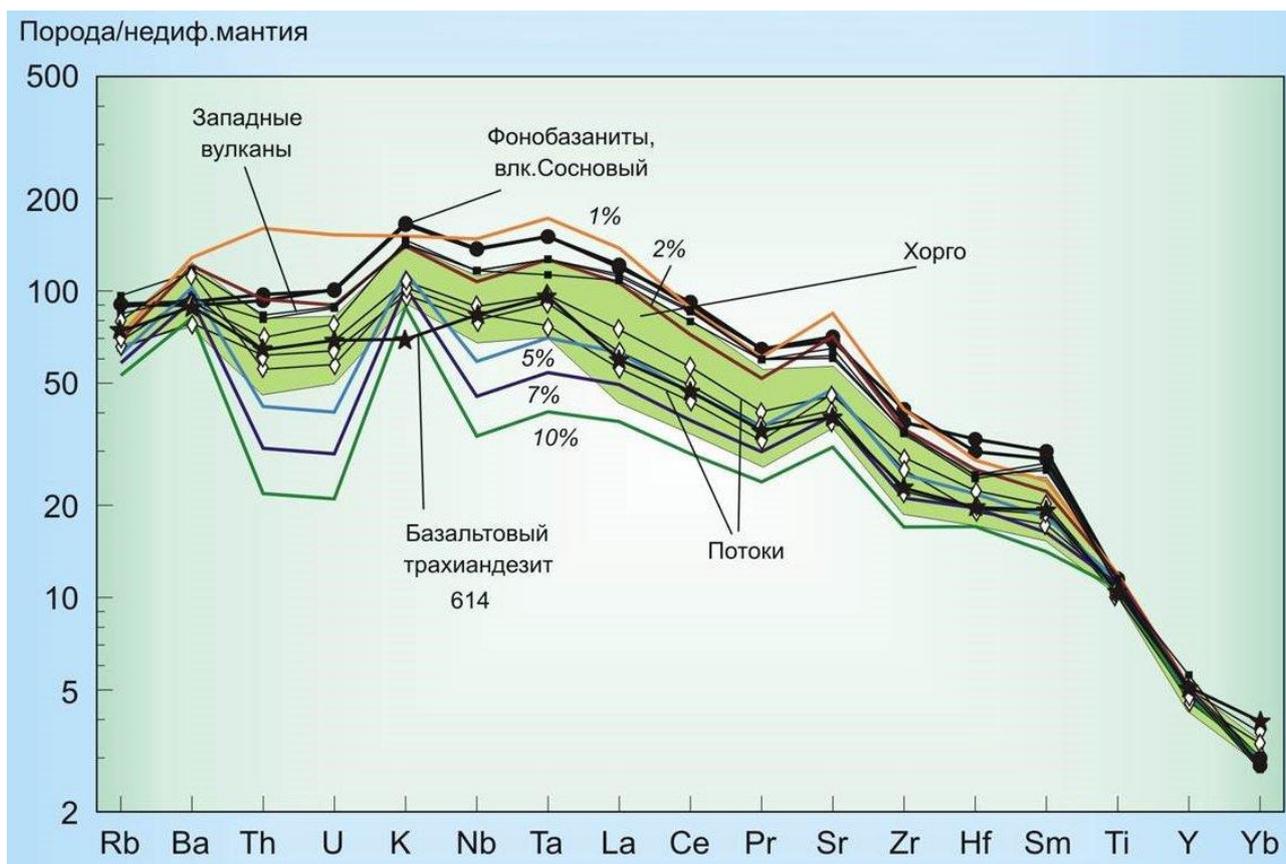


Рис. 19. Содержания несовместимых микроэлементов в породах молодых вулканов и в расплавах из модельного источника, полученных по уравнениям равновесного плавления (1) (штриховые линии без маркеров). Цифрами показана степень частичного плавления. Усл. обозн. см. на рис. 14. Данные нормированы к составу недифференцированной мантии (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 19. Contents of incompatible trace elements in rocks of young volcanoes and in melts from a model source, obtained from equilibrium melting equations (dashed lines without markers). Numbers indicate the degree of partial melting. Symbols are as in Fig. 14. Data are normalized to the undifferentiated mantle composition (McDonough and Sun, 1995).

Обстановка плавления мантии под Таятской впадиной

Воздействие Индийского индентора на Азию запечатлено в кайнозойских

тектонических деформациях верхней части коры. Из результатов фрактального анализа размерности тектонических блоков следует максимальный суммарный эффект этого воздействия в зоне Индо-Азиатской коллизии и

его последовательное ослабление в северном направлении. В Центральной Монголии суммарный эффект воздействия Индийского индентора ничтожно мал, а в Байкальской рифтовой системе ярко выражено растяжение коры, обусловленное местным источником тектонических сил (England, Molnar, 1997). Судя по механизмам очагов землетрясений, современное сжатие коры распространяется от зоны Индо-Азиатской коллизии до юго-западной части Байкальской рифтовой системы (Zoback, 1992). Субширотный сдвиг Гобийского Алтая переходит в сжатие коры (Bayasgalan et al., 2005). Северные отроги хр. Мунку-Сардык надвигались на юг Окинского плоскогорья в результате субмеридионального сжатия коры в последние 2.6 млн лет (Рассказов, 1990). Восточная и западная части Тункинской долины сжимались с поднятием и эрозийным расчленением осадочных и вулканогенно-осадочных толщ рифтовых впадин (Рассказов и др., 2018).

Кора Центральной Монголии и юго-западной части Байкальской рифтовой системы, по-видимому, сокращалась короткими импульсами. При анализе вулканической эпизодичности последних 2 млн лет установлено несовпадение вулканических импульсов во внутренней части Азии и на ее восточной и южной конвергентных межплитных границах в интервале 2.0–1.5 млн лет назад, которое связывалось с отсутствием заметного влияния межплитных процессов на внутриплитные, а синхронизация внутриплитных и межплитных вулканических эпизодов, наступившая около 1.2 млн лет назад, рассматривалась как свидетельство усиления этого влияния (Рассказов и др., 2000).

Режим эпизодического воздействия коллизийного тектонического стресса последних 1.2 млн лет вызывал неоднократные извержения в Тарятской впадине в субширотной тектонической зоне протяженностью не менее 80 км, в том числе широко известный

вулкан Шаварын-Царам. Молодой вулканизм Тарятской впадины явился результатом последнего тектономагматического импульса. Он начинался в условиях действия касательных тектонических напряжений, реализовавшихся в левосторонних сдвиговых смещениях по магмоконтролирующему разлому субширотной ориентировки. Магмовыводящий канал построек вулкана Хорго образовался вследствие нарастания тангенциального северо-восточного сжатия со стороны зоны Индо-Азиатской коллизии.

Установленный характер эволюции базальтоидных расплавов объясняется плавлением локального объема мантии по механизму синтетектонической адиабатической декомпрессии. Магмообразование этого типа развивается за счет собственного теплосодержания системы при перемещении плавящейся порции мантийного субстрата из области высоких давлений в область более низких давлений (Кадик, Френкель, 1982). В Тарятской впадине сначала извергались расплавы, отделившиеся от глубинного мантийного материала, который дренировался зоной сдвига, а затем – расплавы, отделившиеся от этого же материала, выдвинутого вверх в области концентрации тангенциальных напряжений. Из субширотного канала извергались магматические расплавы малых степеней частичного плавления (1.5–3 %), из северо-восточного канала – расплавы более высоких степеней (до 5 %) с низкими содержаниями граната (вплоть до его полного истощения) в источнике менее глубинного уровня.

Тектономагматический импульс проявился в субширотной линии вулканов около 50 тыс. лет назад и в северо-восточной линии вулканических построек Хорго около 9 тыс. лет назад. Последующая релаксация напряжений не способствовала декомпрессионному магмообразованию, поэтому вулканизм не возобновлялся (рис. 20).

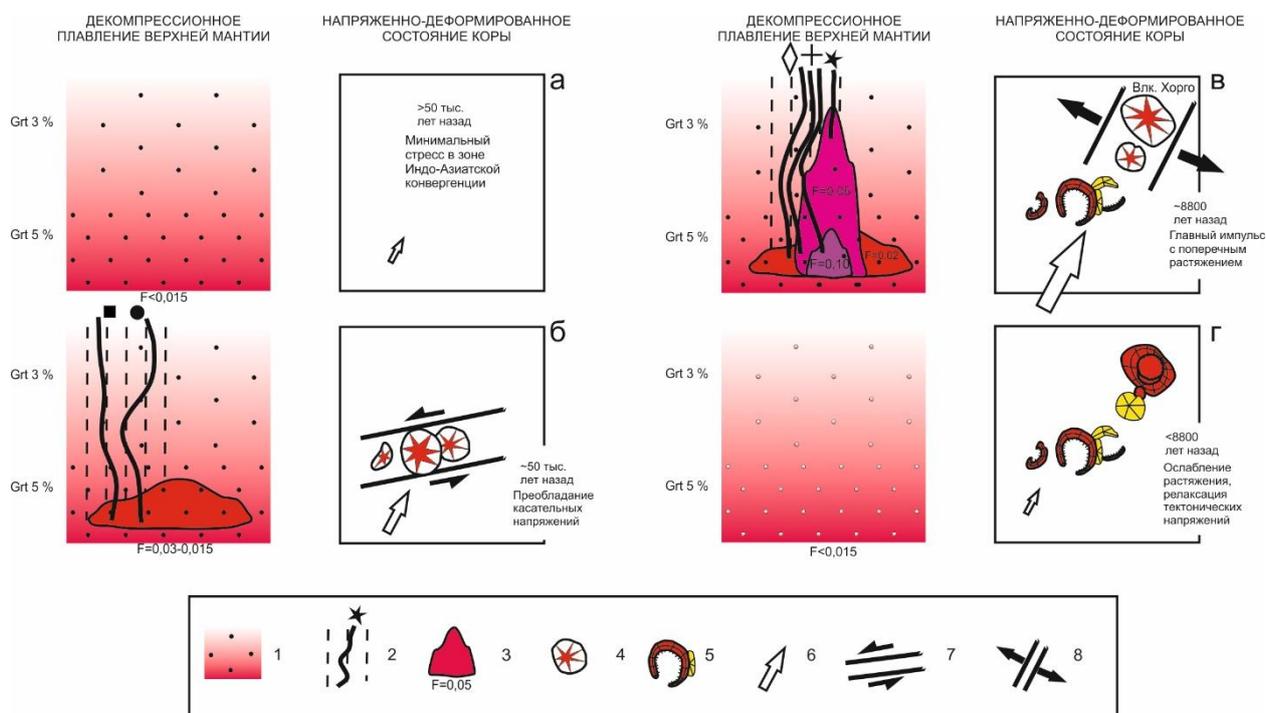


Рис. 20. Последний тектономагматический импульс развития декомпрессионного плавления мантии под Тарятской впадиной, начавшийся около 50 тыс. лет назад и завершившийся около 9 тыс. лет назад. 1 – мантийные породы с содержанием граната от 3 до 5 %; 2 – магматические каналы (значки составов расплавов соответствуют значкам составов пород на рис. 14); 3 – область плавления с содержанием частичного расплава от 1.5 до 5 %; 4 – активные вулканы; 5 – постройки угасших вулканов; 6 – направление сжатия со стороны зоны Индо-Азиатской конвергенции (увеличение размера стрелки соответствует увеличению сжатия); 7 – сдвиг (реализация касательных напряжений); 8 – раздвиг (растяжение, сопряженное с тангенциальным сжатием).

Fig. 19. The last tectonomagmatic impulse of the development of decompression melting in the mantle under the Taryat basin that began about 50 thousand years ago and finalized about 9 thousand years ago. 1 – mantle rocks with garnet content from 3 to 5 %; 2 – magma channels (symbols of melt compositions correspond to those of rocks in Fig. 14); 3 – melting region with partial melt content from 1.5 to 5 %; 4 – active volcano; 5 – edifice of extinct volcano; 6 – direction of compression from the Indo-Asian convergence zone (an increase in the size of the arrow corresponds to an increase in compression); 7 – shear (realization of tangential stresses); 8 – extension (stretching associated with tangential compression).

Противопоставление источника, подобного ОИВ, источнику коромантийного перехода

Продвижение вулканических извержений в Тарятской впадине от субширотной линии западных вулканов к северо-восточной линии построек вулкана Хорго не привело к смене источника поступавших выплавов. В извержениях молодых вулканов сохранился компонентный состав материала, подобного ОИВ, который вовлекался в плавление на Тарят-Чулутынском вулканическом поле в последние 1.2 млн лет.

Однородность источника магматических расплавов, извергавшихся в Тарятской

впадине, противопоставляется неоднородному составу источников комплементарного коромантийного перехода. Примером молодых вулканов, извергавшихся из источников этого типа, являются вулканы поля Удаляньчи Северо-Восточного Китая. В процессе извержений последних 2.5 млн лет на этих вулканах проявились разновозрастные компоненты обогащенной литосферной мантии. Здесь получила сквозное развитие северо-восточная вулканическая линия Лаошантоу–Хуошаошан, в которой на юго-западном конце извергался лавовый поток Лаошантоу 2.5 млн лет назад, а на северо-западном – вулканы Лаохейшан и Хуошаошан в доисторическое и историческое время.

Последние извержения этих вулканов происходили в 1720–1776 гг. По мере продвижения извержений вдоль линии вулканов источники выплавки менялись; в плавление вовлекался разнородный дифференцированный по составу разновозрастный материал коромантийного перехода (Rasskazov et al., 2016; Чувашова и др., 2022б).

Следовательно, в потенциальных сейсмических структурах различаются активизированные области плавления мантии с однородным субстратом, деформации которого, скорее всего, не окажут влияния на концентрацию сейсмогенных деформаций в литосфере, и активизированные области плавления мантии с резко неоднородным субстратом, в котором сейсмогенные деформации будут концентрироваться в унаследованных геологических структурах.

Заключение

Выполнено исследование наиболее молодых вулканов Тарятской впадины, извергавшихся около 50 и 9 тыс. лет назад с образованием в ней обширных лавовых покровов и пирокластических конусов с кратерами. При обследовании строения западных вулканов выявлено общее возрастание роли эффузивных излияний в кратерах от крайнего западного вулкана Однобокий (в котором излияния отсутствовали) через промежуточный вулкан Лиственничный (с кратером, слегка затопленным лавами) к крайнему восточному вулкану Сосновый (с кратером, сильно затопленным лавами). В центральном кратере пирокластического конуса Хорго лав не обнаружено. Они извергались вне кратера.

На основе геохимических данных о вулканических породах сделан вывод об извержении вулканов из однородного ОИВ-подобного источника, который эпизодически активизировался на Тарят-Чулутынском вулканическом поле начиная с 1.2 млн лет назад. Микроэлементным моделированием получен состав полиминеральной гранатсодержащей мантии в источнике магматических расплавов западных вулканов и относительное уменьшение роли граната до его полного исчезновения из парагенезиса в источнике магматических расплавов вулкана Хорго.

Установленная смена субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и

Сосновый линией построек северо-восточного простирания вулкана Хорго воспринимается как прообраз сейсмоактивной структуры в Чулутынской зоне. Однородный ОИВ-подобный источник отличается от источников коромантийного перехода, для которых свойственна пространственно-временная изменчивость компонентов. Источники, подобные ОИВ, и источники коромантийного перехода обозначают, соответственно, однородную и неоднородную глубинные потенциально сейсмические структуры.

Благодарности

Полевые экспедиционные работы на территории Монголии проводились авторами с 2000 до 2013 гг. при содействии С. Дэмбэрэла. Определения микроэлементов методом ICP-MS выполнено на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Оба масс-спектрометра использовались в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Химическая подготовка для микроэлементного анализа проводилась М.Е. Марковой с измерениями А.П. Чебыкина и обработкой данных измерений Т.А. Ясныгиной. Химическая подготовка для изотопного анализа Sr проводилась Е.В. Сараниной. Петрогенные оксиды определялись в аналитическом центре ИЗК СО РАН (аналитики: М.М. Самойленко, Г.В. Бондарева и Н.Н. Ухова).

Литература

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // М.: Наука, 1990. 71 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) // Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции, 1981. Вып. 27. 196 с.

Девяткин Е. В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

- Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение. 1990. С. 143–154.
- Кадик А.А., Френкель М.Я. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982. 120 с.
- Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // М.: Наука, 1979. 311 с.
- Кепежинскас В.В., Девяткин Е.В., Луцицкий И.В. и др. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии // Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 7. М.: Наука, 1973. С. 7–12.
- Кепежинскас В.В., Девяткин Е.В., Дашдаваа З. Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР) // Геология и геофизика. 1975. № 4. С. 3–14.
- Корина Н.А. Хангайское нагорье // Геоморфология Монгольской народной республики. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 28. М.: Наука, 1982. С. 87–108.
- Логачев Н.А., Девяткин Е.В., Малаева Е.М. и др. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) // Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1982. № 8. С. 76–86.
- Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.
- Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.
- Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканонология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.
- Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Вариации $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах Мондинского полигона как отклики землетрясений на окончании Тункинской долины в Байкальской рифтовой системе // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 4. С. 1217–1234. doi:10.5800/GT-2018-9-4-0392.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука. Сибирское отделение, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Примина С.П., Чувашова И.С. История и методология геологических наук в Иркутском Госуниверситете: развитие гипотез о кайнозойском рифтогенезе, вулканизме и землетрясениях в Байкало-Монгольском регионе // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 139–157. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.139.
- Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Чувашова И.С., Воднева Е.Н., Степанова О.Н. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контроль плавления мантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.
- 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.
- Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.
- Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Иркут. ун-т, 2014. 291 с.
- Чувашова И.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Первые результаты исследований изотопов ^{238}U -серии в вулканических породах конца плейстоцена и голоцена Центральной Монголии и

Восточного Саяна // XVIII Симпозиум по геохимии изотопов имени В.И. Вернадского. М.: Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, 2007. С. 281–282.

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

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Жученко Н.А., Степанова О.Г. Радионуклиды ^{238}U -серии в вулканических породах позднего плейстоцена и голоцена Центральной Монголии и Восточного Саяна // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Т. II. Санкт-Петербург: ИП Каталкина, 2009. С. 108–110.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения // Геология и окружающая среда. 2022б. Т. 2, № 3. С. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Фефелов Н.Н. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии // Вулканология и сейсмология. 2007. № 6. С. 19–45.

Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е. и др. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования. М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Bayasgalan A., Jackson J., McKenzie D. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 1151–1179.

Dugarmaa T., Schlupp A. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000). RCAG – DASE 2003.

England P., Molnar P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics // Science. 1997. V. 278. P. 647–650.

Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle // Chem. Geol. 1997. V. 141. P. 153–184.

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

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // Lithos. 2000. V. 53. P. 217–232.

Pissarsky B.I., Nambar B., Ariyadagva B. Map of mineral waters in Mongolia. Scale 1:2500000. Ulaanbaatar 2003.

Rasskazov S. V., Chuvashova I. S., Sun Yimin, Yang Chen, Xie Zhenhua, Yasnygina T. A., Saranina E. V., Zhengxing Fang Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // Geodynamics & Tectonophysics, 2016. V. 7, No. 4. P. 495–532.

Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 Cal Kyr BP // Radiocarbon. 2004. V. 46, No. 3. P. 1029–1058.

Доцент кафедры динамической геологии,
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,
Associate Professor of the Dynamic Geology chair,
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, геологический 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 Chair,
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.

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,
664033 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,
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51-16-59,
email: ty@crust.irk.ru.