

УДК 550.36+551

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ И ЮЖНО-ХАНГАЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

© 2023 г. К. М. Рычкова^а, *, О. И. Кальная^а, **

^аТувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
ул. Интернациональная, 117а, Кызыл, 667007, Республика Тыва, Россия

*e-mail: klara6@inbox.ru

**e-mail: kalnaja@mail.ru

Поступила в редакцию 23.09.2022 г.

После доработки 27.02.2023 г.

Принята к публикации 10.04.2023 г.

В статье рассмотрен изотопный состав гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) в подземных водах Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской вулканических областях (ЮХВО) в позднекайнозойский период. Установлены различия в поведении и величине этого параметра. Установлено, что различия в содержаниях $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ЮБВО и ЮХВО отвечают мантийным резервуарам, имеющим разный изотопный состав гелия. Это подтверждает, что позднекайнозойский вулканизм ЮБВО и ЮХВО контролируется мантийными источниками, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии.

Ключевые слова: изотопный состав гелия, источники, подземные воды, тепловой поток, мантийный гелий, вулканы, Южно-Байкальская вулканическая область, Южно-Хангайская вулканическая область

DOI: 10.31857/S0203030623700207, EDN: WQQUCG

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические области в Центральной и Восточной Азии объединены во внутриплитную вулканическую провинцию [Коваленко и др., 2010]. В ней выделены Центрально-Азиатская и Дальневосточная вулканические субпровинции. Наиболее крупнейшими в Центрально-Азиатской вулканической субпровинции (ЦАВС) являются Южно-Байкальская и Южно-Хангайская вулканические области.

Позднекайнозойская эпоха Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической субпровинции характеризуется рифтогенной и вулканической активностью. На обширной площади возникли рифтовые зоны и вулканические области. Самой крупной является Байкальская рифтовая зона (БРЗ) протяженностью более 2200 км. На западном фланге БРЗ возникает Южно-Байкальская вулканическая область (ЮБВО) (рис. 1). В Центральной Монголии в позднем кайнозое возобновляется деятельность Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО). Формирование вулканических областей вызывает дискуссии. Часть исследователей связывают магматизм с коллизионными процессами Северной Азии с Индийским континентом и влиянием конвектив-

ных ячеек в верхней мантии с утонением литосферы по механизму активного рифтогенеза, обусловившим пространственное распределение вулканизма в рассматриваемом регионе [Расказов и др., 2000]. Есть взгляды, в которых магматизм ЦАВС связан с субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатский континент [Зорин и др., 2006]. Стагнированный слэб Тихоокеанской плиты является источником флюидов и инициирует конвективные ячейки, которые обуславливают поднятие горячей мантии к поверхности [Зорин и др., 2006]. Деятельность мантийных плюмов в образовании ЮБВО и ЮХВО подтверждена глубинными сейсмоотографическими данными [Кулаков, 2008; Бушенкова и др., 2008; Мордвинова и др., 2015]. Согласно работе [Zhao, 2009] плюм выявлен в основании ЮБВО. По мнению [Мордвинова и др., 2015, с. 337], генерация мантийных плюмов "... обусловлена оттоком тепла из-под ... литосферы Сибирского кратона и Гобийского Алтая ...". Есть представления, что позднекайнозойский вулканизм ЦАВС контролируется мантийными источниками внутриплитного типа, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии, входящими в ветвь Тихоокеанского суперплюма [Ярмолюк и др.,

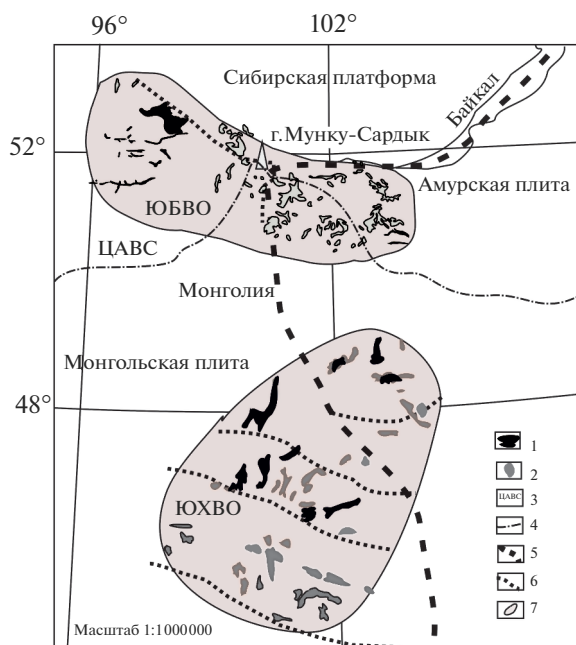


Рис. 1. Схема положения Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей в Центрально-Азиатской вулканической субпровинции (по [Ярмолюк и др., 2011]).

1, 2 – позднелавовые поля: 1 – позднелицен–плейстоцен–голоценовые, 2 – допозднелицен–голоценовые; 3 – территория ЦАВС; 4 – граница Монголии; 5 – граница между Амурской и Монгольскими плитами (по [Зоненшайн и др., 1990]); 6 – грабены; 7 – контуры вулканических областей: ЮБВО и ЮХВО.

1994, 2003, 2011; Грачев, 1998а; Геншафт, Салтыковский, 2000].

Вулканизм в этих областях сопровождался активной гидротермальной деятельностью, что позволяет определить изотопный состав гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), поставляемый циркулирующими водами. Согласно [Поляк и др., 1979; Мамырин, Толстихин, 1981; Поляк, 1988], изотопный состав гелия является надежным индикатором для плюмов. Отношение R в земных объектах варьирует в пределах трех порядков величин от $\approx n \times 10^{-5}$ до $n \times 10^{-8}$. Самое минимальное значение отвечает древней платформенной коре, в которой в результате распада урана и тория увеличивается содержание ^4He и изотопный состав гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ уменьшается до $\approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$ [Толстихин, 1986]. Такой гелий называют коровым ($R_{\text{кор}}$). В атмосфере R составляет 140×10^{-8} [Мамырин, Толстихин, 1981]. В первозданном солнечном гелии, захваченном Землей при аккреции, $R_{\text{SOLAR}} \approx$ составляло около 4.3×10^{-4} [Мамырин, Толстихин, 1981; Поляк и др., 2020]. За время эволюции Земли содержание его уменьшилось за счет диссипации и разбавления радиогенным гелием ^4He . Вы-

сокое содержание R в MORB = $(1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$ присуще базальтам и гидротермам срединно-океанических хребтов [Marty, Tolstikhin, 1998]. В расплавах более глубинного вещества мантийных плюмов изотопный состав гелия достигает 4×10^{-5} [Грачев, 2003, табл. 1]. Гелий мантии поступает в кору вместе с мантийными расплавами и затем диффундирует во вмещающие комплексы. Он смешивается с коровым гелием в разной пропорции и становится, как и тепловой поток, региональной характеристикой структурно-тектонических единиц. Между тепловым потоком (q) и изотопным составом гелия существует прямая корреляционная связь: $qR = 18.23 \lg R + 181.82$, свидетельствующая, что разнородные параметры – геохимический (R) и геофизический (q) – обусловлены единым процессом тепломассопереноса и являются его индикаторами [Поляк и др., 1979, 1988]. В настоящее время эта связь широко применяется как для уточнения, детализации, так и для оценки теплового потока во многих регионах земного шара [Хуторской и др., 1991; Du, 1992; Лысак, Писарский, 1999; Italiano F. et al., 2000; Bellani et al., 2015; Newell et al., 2015; Поляк, 2020].

В предлагаемой статье рассмотрено распределение изотопного состава гелия в подземных водах как единственно надежного критерия связи с мантией и объясняется различие этих величин в ЮБВО и ЮХВО.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ЮБВО охватывает хр. Хамар-Дабан на востоке, на северо-востоке – хр. Восточный Саян, включает в южной части Дархатскую котловину и Сангиленское нагорье, в западной части включает Тувинский межгорный прогиб. Заложение ЮБВО произошло на стыке Сибирской платформы и подвижных Монгольской и Амурской плит [Зоненшайн, Савостин, 1979]. Главный Саянский разлом разделяет Сибирскую платформу и Монгольскую плиту. Граница с Амурской плитой ограничена тройной системой грабенов БРЗ (рис. 2). Структура региона образовалась в результате нескольких этапов тектогенеза, протекавших от докембрия до ордовика включительно. Самый древний кристаллический фундамент, образующий структурно-формационную зону байкалид, представлен метаморфическим комплексом рифея и венда, а также венда-кембрия, слагающий центральную часть ЮБВО, Восточный Саян, а на юге – Сангиленское нагорье. Зона ранних каледонид занимает северо-западную часть ЮБВО и слагает Тувинский межгорный прогиб. Он образован вулканогенно-осадочными образованиями докембрия и нижнего кембрия с массивами гранитоидных нижнепалеозойских интрузий. На востоке ЮБВО высокометаморфизованные породы каледонид слагают хр. Хамар-Дабан [Геология

Таблица 1. Объем и интенсивность позднекайнозойского вулканизма в Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях (по данным [Ярмолюк и др., 1994, 2003; Сугоракова и др., 2003])

| Этапы | Длительность, млн лет | Объем излившихся лав, км ³ | | Интенсивность вулканизма, км ³ /млн лет | |
|---------------------------------|-----------------------|---------------------------------------|----------|--|--|
| | | ЮБВО | ЮХВО | ЮБВО | ЮХВО |
| Раннемиоценовый | 6 | 10000* | 275** | 1700 | 46 |
| Средне-позднемиоценовый | 10 | 3500* | 900** | 350 | 90 |
| Плиоценовый | 3 | 50 (?)* | 60** | 16 | 20 |
| Эоплейстоцен-голоценовый | <3 | 800*** | 300** | 267 | 100 |
| Итого | | 14300 | 1285 | 2333 | 256 |
| Размер области, км ² | | 157500* | 112500** | 0.01 км ³ /км ² | 0.002 км ³ /км ² |

Примечание. * – данные из статьи [Ярмолюк и др., 2003]; ** – данные из статьи [Ярмолюк и др., 1994]; *** – данные из статьи [Сугоракова и др., 2003].

СССР ..., 1966; Кузьмичев, 2004]. Для всего региона характерно общее поднятие, при этом скорость поднятия хребтов значительно выше той, которая отмечается для межгорных прогибов [Зяткова, 1977].

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) охватывает Хангайское нагорье и его северо-восточное обрамление с прилегающими к нему с юга Гоби-Алтайской, а с севера – Северо-Монгольской рифтовыми зонами (рис. 3). Разви-

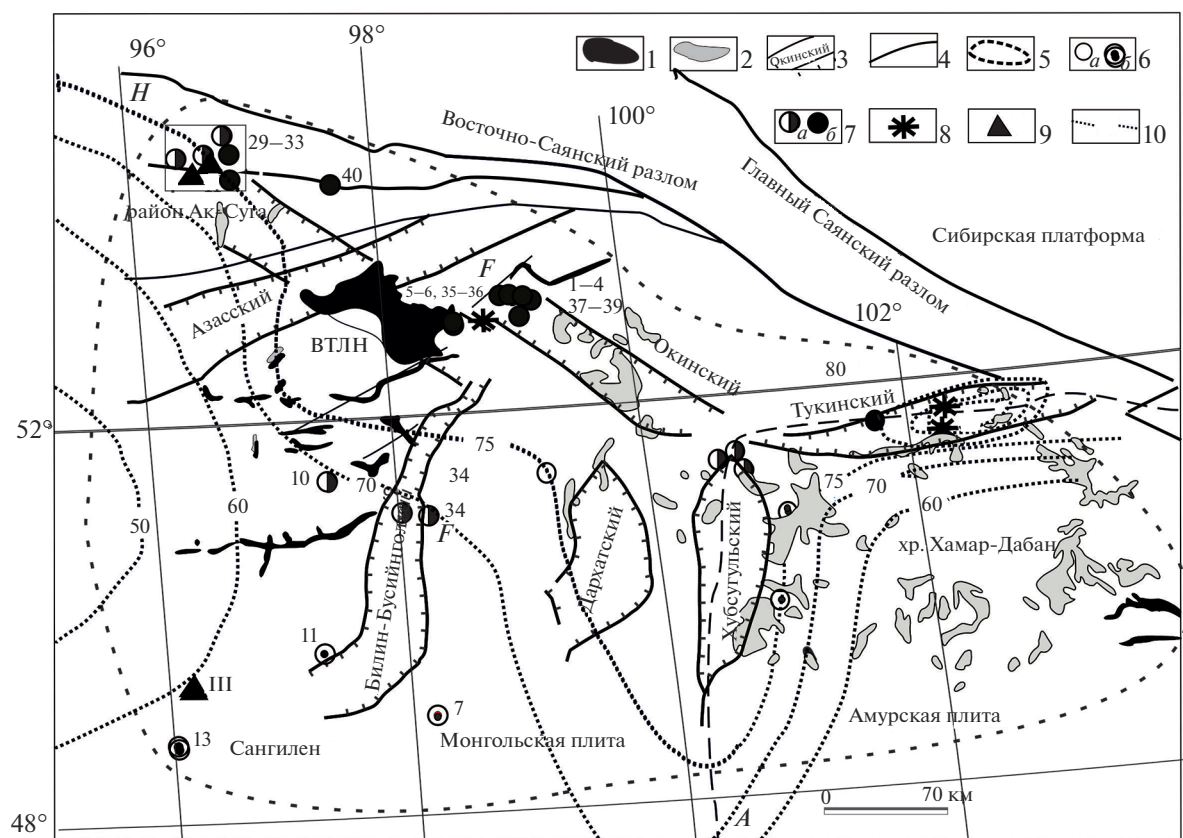


Рис. 2. Схема распределения изотопного отношения гелия и теплового потока в Южно-Байкальской вулканической области.

1, 2 – вулканические поля: 1 – позднеплиоцен–плейстоцен–голоценовые, 2 – допозднеплиоцен–голоценовые; 3 – грабен, его название; 4 – разломы; 5 – контур ЮБВО; 6–8 – пункт определения изотопного отношения гелия, его номер, величина (³He/⁴He) × 10⁻⁸ соответственно: 6 – (6–17) × 10⁻⁸ (а), (18–50) × 10⁻⁸ (б), 7 – (51–140) × 10⁻⁸ (а), (141–420) × 10⁻⁸ (б), 8 – >420 × 10⁻⁸; 9 – пункты измерений теплового потока в скважинах (мВт/м²); 10 – изолинии теплового потока, его величина (мВт/м²). Схема строения области – по [Ярмолюк и др., 2003].

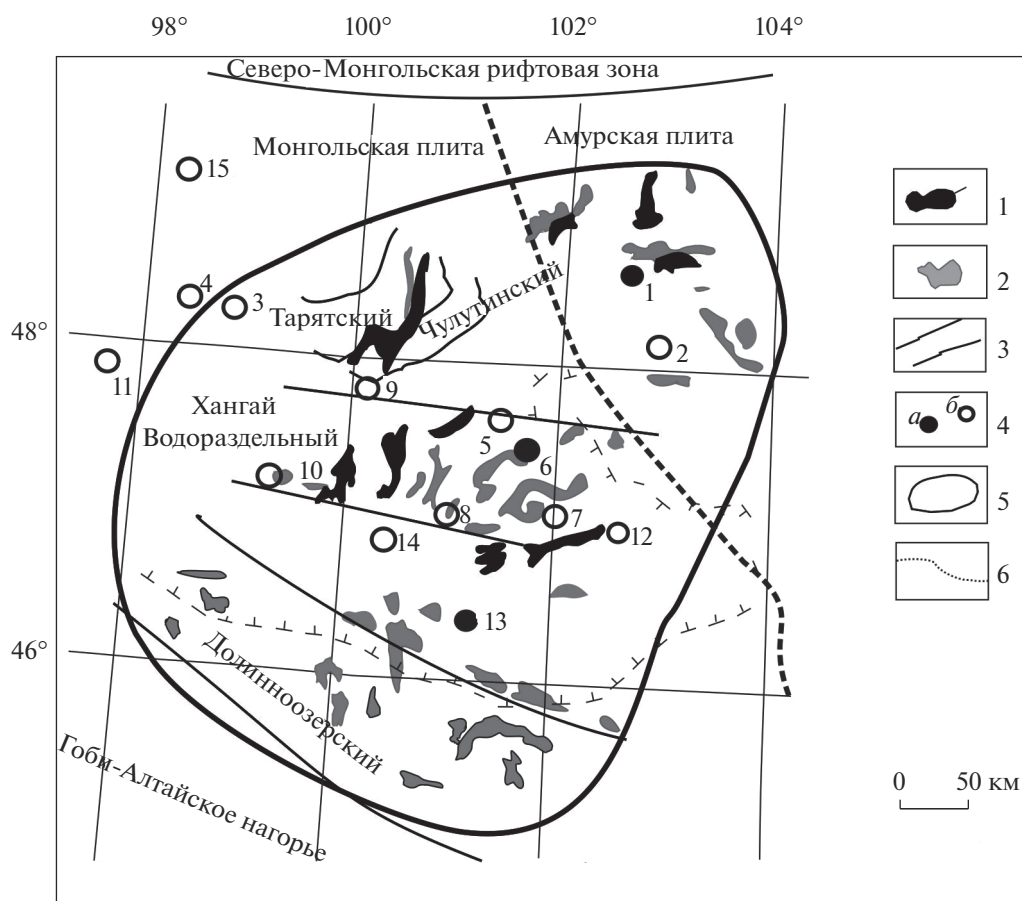


Рис. 3. Схема распределения отношения изотопов гелия Южно-Хангайской вулканической области. 1, 2 – вулканические поля: 1 – позднелицен–плейстоцен–голоценовые, 2 – допозднеплицен–голоценовые; 3 – грабены, их названия; 4 – пункты определения отношения изотопов гелия: $R < 20 \times 10^{-8}$ (а), $R > 20 \times 10^{-8}$ (б); 5 – контур ЮХВО; 6 – граница между Амурской и Монгольской плитами. Схема строения области – по [Ярмолюк и др., 2011].

тие ЮХВО прослеживается с поздней юры до настоящего времени [Ярмолюк и др., 1994, 1995]. Строение территории определяет комплекс разновозрастных террейнов, от раннедокембрийских до раннекаледонских. Вулканы допозднекайнозойского периода связаны с Гоби-Алтайской рифтовой зоной. Позднекайнозойский период вулканизма проявлен севернее Гоби-Алтайской рифтовой зоны и связан с рифтогенными процессами Хангайского нагорья. Хангайское нагорье представляет собой сводовое поднятие, сложенное позднепалеозойской корой с включением позднепротерозойского блока Западного Хангая, и выделяется системой протяженных грабенов преимущественно широтного простирания.

ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮБВО И ЮХВО

ЮБВО объединяет поля позднекайнозойских базальтов юго-запада Байкальской рифтовой зоны в пределах хребтов Хамар-Дабан и Восточный

Саян на площади $350 \times 450 \text{ км}^2$. Выделено несколько этапов формирования ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003]. Самый ранний – позднеолигоценый (34–24 млн лет) этап; его продукты рассредоточены на значительной площади и отнесены к ареальному типу излияний. Представлен реликтами глубоко эродированных щитовых вулканов. Раннемиоценовый (23–17 млн лет) этап характеризуется наиболее мощными излияниями около 10000 км^3 , что составляет около 70% всего объема вулканитов в ЮБВО (табл. 1) [Ярмолюк и др., 2003]. Наиболее масштабное вулканическое плато выделено в пределах западной части современного хр. Хамар-Дабан на площади 18000 км^2 и значительно меньшее плато – примерно в 200 км к северо-западу от первого, на правом борту современного Окинского грабена (см. рис. 2). Хотя оба плато находятся в пределах Тункинского, Хубсугульского и более позднего Окинского грабенов, установлено, что процессы грабенообразования имеют после раннемиоценовый возраст [Ярмолюк и др., 2003]. Предполагается трещин-

ная природа излияний. Подводящие каналы могут представлять субширотные рои даек. В средне—позднемиоценовом этапе (16—6 млн лет) отмечено снижение интенсивности вулканизма. Вулканизм представлен небольшими, пространственно разобщенными лавовыми полями преимущественно в пределах формирующейся структуры тройного сочленения грабенов: Тункинского, Хубсугульского и Окинского, объединенных вершиной г. Мунку-Сардык (3546 м). Такая трехлучевая система грабенов характерна для областей, сформированных над мантийными плюмами, и является их структурной особенностью [Ярмолюк и др., 2003]. Активность вулканизма постепенно снижалась и плиоценовый (6—3 млн лет) этап отвечает вулканическому затишью. Вспышка вулканизма проявилась в позднеплиоцен—плейстоцен—голоценовый (<3 млн лет) этап со смещением на периферию ЮБВО. В северо-западной части Окинского грабена возникло крупное Восточно-Тувинское лавовое нагорье (ВТЛН) и ряд уникальных по протяженности лавовых рек, как по долинам реки Енисей, так и по рекам южного склона хребта Хамар-Дабан [Ярмолюк и др., 2003]. К этому времени относится возникновение Билин-Бусийнгольского грабена, являющегося крайней западной ветвью системы меридиональных Хубсугульских впадин. В верховьях р. Бусийнгол выделены маломощные поля плейстоцен—голоценовых вулканитов.

Южно-Хангайская вулканическая область (ЮХВО) объединяет вулканические проявления Южной и Центральной Монголии, от Гобийского Алтая до Хангайского нагорья (см. рис. 3) [Ярмолюк и др., 1994, 2011; Саватенков и др., 2010]. Позднекайнозойский период вулканизма в ЮХВО отмечен излияниями в позднеолигоценном этапе (30—22 млн лет). Они связаны с образованием сквозьлитосферного Долиноозерского (ДО) грабена, разделяющего Хангайское нагорье и хребты Гобийского Алтая. Протяженность грабена около 450 км, ширина достигает 40 км. Вулканические проявления образуют крупные поля небольшой мощности на значительной площади более 9000 км², преимущественно в пределах ДО грабена. В раннемиоценовом этапе (22—16 млн лет) интенсивность вулканизма значительно снизилась. Распределение лавовых полей выделено в основном в пределах небольшого раннемиоценового грабена шириной до 5 км и протяженностью около 10 км, примыкающего к северному борту ДО грабена.

Среднемиоценовый этап (15—11 млн лет) характеризуется вспышкой вулканизма в центральной и частично северной части Хангайского нагорья [Ярмолюк и др., 1994]. В центральной части Хангайского нагорья возникает крупное лавовое плато. Позднее возникает Водораздельный грабен (ВГ) в осевой части хр. Хангай. О мощности

излияний (более 500 м) свидетельствуют сохранившиеся фрагменты лавовых потоков на вершинах гор. На протяжении позднемиоцен—плиоценового этапа (10—3 млн лет) активность вулканизма снижалась. Излияния отмечены в пределах среднемиоценового ВГ грабена, а позднее (<7.5 млн лет) проявились и севернее, в Орхон-Селенгинском и Тарягском грабенах, где возникли обширные лавовые плато, мощность которых достигала 70 м.

В плейстоцен голоценовый этап (<3 млн лет) возрастает вулканическая активность. Возникают лавовые потоки в верховьях рек северных склонов Хангайского нагорья. Мощные излияния лавовых потоков в западной части Тарягского грабена сформировали лавовую реку протяженностью не менее 70 км [Ярмолюк и др., 1994].

ЮБВО и ЮХВО имеют как общие закономерности в развитии вулканизма, так и свои особенности. Общие закономерности: приуроченность вулканических областей к границе Монгольской и Амурской плит (см. рис. 1), пульсационный характер (вспышка активности вулканизма и его снижение наблюдается практически одновременно в областях), миграция вулканизма [Ярмолюк и др., 2011]. Миграция вулканизма происходила с юга на север в ЮХВО и с востока на запад в ЮБВО. В петрохимическом отношении породы областей представляют собой основные высококальциевые породы. Отличия в развитии вулканизма состоят в разновременности начала вулканической деятельности. ЮХВО имеет допозднекайнозойскую историю вулканизма с конца поздней юры—начала раннего мела (150—138 млн лет), тогда как в ЮБВО начало вулканической деятельности отнесено к позднеолигоценному этапу в 34—24 млн лет. Вулканическая деятельность в ЮБВО предваряла грабенообразование и дальнейшее развитие вулканизма происходило при формирующейся системе грабенов [Ярмолюк и др., 2003].

Развитию грабенообразовательных процессов в ЮХВО предшествовало либо оно происходило одновременно с вулканической деятельностью [Ярмолюк и др., 1994]. Монолитное Хангайское сводовое поднятие, по-видимому, ограничивало прорыв вулканических масс на поверхность, и прорыв осуществлялся при начавшемся грабенообразовании. Объем извержений в ЮБВО составил >14350 км³, в ЮХВО — >1285 км³ [Ярмолюк и др., 1994, 2003] (см. табл. 1). Интенсивность вулканизма на единицу площади в ЮБВО почти на порядок выше, чем в ЮХВО (см. табл. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение изотопного состава гелия в подземных водах Байкальского рифта начато в 1976 г.,

когда в водах Тункинской впадины БРЗ были обнаружены величины R , практически совпадающие с типичными для резервуара MORB. Это послужило дальнейшему изучению R в БРЗ и прилегающих районах Монголии. В работе [Поляк, 2000] обобщены результаты изучения изотопного состава гелия в 104 пунктах наблюдений Байкало-Монгольского региона за последнюю четверть XX века. Определения R в подземных водах Тувы, включающей юго-западный фланг БРЗ, было начато в 2003 г. сотрудниками института ТувИКОПР СОРАН с целью определения и уточнения теплового потока Тувы. Опробовано более 44 источников. Результаты работ изложены в работах [Рычкова и др., 2007; Дучков и др., 2010; Рычкова, Монгуш, 2018; Рычкова, Аюнова, 2019]. Для ЮБВО изучены 36 пунктов наблюдений (табл. 2). Из них использованы данные по 10 пунктам из публикации [Поляк, 2000, табл. 1] и данные по 26 пунктам из статьи [Рычкова, Монгуш, 2018, табл. 1]. Для ЮХВО использованы данные по 14 пунктам — (табл. 3) по данным [Поляк, 2000, табл. 1].

Пробы на изотопный состав газов отбирались согласно апробированной методике [Каменский и др., 1976; Справочник ..., 1998]. Анализ проб производился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201. Дегазация (вакуумная) воды и газовый анализ осуществлялись на стеклянной ртутной установке типа Хлопина-Герлинга. В пробах определялись концентрации He , Ne , иногда Ar , а также отношения изотопов $R = {}^3He/{}^4He$, ${}^4He/{}^{20}Ne$, и ${}^{40}Ar/{}^{36}Ar$. Повторное опробование в течение 2–10 лет нескольких групп источников показало постоянство уровня изотопного состава гелия во времени, что позволяет обосновать возможность выявления их латеральных различий.

Чтобы исключить влияние контаминации проб атмосферным гелием ($R_{атм} = 1.4 \times 10^{-6}$), возможной при смешивании восходящих потоков с инфильтрационными водами, была введена поправка (см. табл. 1), исключая долю атмосферного гелия в балансе пробы согласно формуле [Поляк, 2000]:

$$R_{испр} = \left[R_{изм} \left(\frac{{}^4He/{}^{20}Ne}{изм} \right) - R_{атм} \left(\frac{{}^4He/{}^{20}Ne}{атм} \right) a \right] / \left[\left(\frac{{}^4He/{}^{20}Ne}{изм} \right) - \left(\frac{{}^4He/{}^{20}Ne}{атм} \right) \right]. \quad (1)$$

В большинстве исследованных образцов величина $R_{испр}$ практически близка к $R_{изм}$, что указывает на отсутствие либо на незначительную контаминацию атмосферным гелием. Полученные значения $R_{изм}$ и $({}^4He/{}^{20}Ne)_{изм}$ сравнивались с атмосферными значениями $R_{атм}$ и $({}^4He/{}^{20}Ne)_{атм} = 0.3$ (рис. 4). Практически все пробы ЮБВО находят-

ся в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами. Они в разной степени содержат глущинные коровый и мантийный гелий, за исключением источников 31, 33, находящихся вблизи точки, характеризующей атмосферу (AIR). Источники ЮХВО также расположены в зоне смешения между коровой и мантийной компонентами, но тяготеют к коровой составляющей. Оценка доли гелия мантии (He_m) в общем количестве гелия в пробе ($He_{изм}$) (см. табл. 1) была произведена по формуле [Поляк, 2000]:

$$He_m/He_{изм} = (R_{испр} - R_k)/(R_m - R_k), \quad (2)$$

где $R_k = 2 \times 10^{-8}$ и $R_m = 1200 \times 10^{-8}$ и варьирует в пробах от 3 до 38%. Значения $R_{испр}$ были использованы для оценки теплового потока по формуле [Поляк, 1988]:

$$qR = 18.23 \lg R + 181.82. \quad (3)$$

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ И ТЕПЛОвого ПОТОКА

Самые высокие, практически равные мантийным MORB, $R = 11 \times 10^{-6}$ [Грач, 2003, табл. 6, с. 628], значения R от $(620 \text{ до } 1120) \times 10^{-8}$ выявлены в центральной части Тункинской впадины в водах источников курорта “Аршан” и скважинах курорта “Жемчуг” (см. табл. 2, рис. 2). Как было сказано выше, вулканическая деятельность в районе Тункинской впадины неоднократно проявлялась в позднем кайнозое с наиболее мощными излияниями в раннем миоцене и плейстоцене. Максимальная мощность вулканического плато в миоцене достигала 500–600 м и оно граничило с современным положением Тункинской впадины [Ярмолюк, 2003]. Вспышка в плейстоцен–голоценовый период привела к образованию лавовых рек значительной протяженности на южных склонах хр. Хамар-Дабан и к распространению небольших вулканических полей непосредственно как в самой Тункинской впадине, так и по ее бортам.

Повторные инъекции магматизма и его объемы обусловили аномальные значения изотопного состава гелия, достигающие значений MORB. Мантийный гелий составляет 96–98%. На западном фланге Тункинской впадины в источниках и скважинах Ниловой пустыни значения R уменьшаются до 280×10^{-8} , а мантийный гелий до 19–27%. Уменьшение R от 214×10^{-8} до 62×10^{-8} показали источники Окинской впадины, расположенной к северо-западу по простиранию Восточно-Саянской разломной зоны. Мантийный гелий в среднем составляет 12% с максимальным значением 18%. Этот район характеризуется маломощными проявлениями лавовых полей средне–позднемиоценового возраста.

Таблица 2. Изотопы гелия и оценки теплового потока Южно-Байкальской вулканической области

| № источника | Название источника | $R_{\text{изм}} \times 10^{-8}$ | $R_{\text{глуб}} \times 10^{-8}$ | He, мант % | qR/qT , мВт/м ² | Литературный источник |
|---|----------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|------------|------------------------------|-----------------------|
| Тункинская впадина | | | | | | |
| 41 | Курорт Жемчуг, скважины | | 620–1120 | 62–94 | 84/95 | Поляк, 2000 |
| 42 | Курорт Аршан, источник, скважины | | 860–1100 | 82–92 | 84/76 | Поляк, 2000 |
| 43 | Нилова Пустынь, скважины | | 214–280 | 19–25 | 75/61 | Поляк, 2000 |
| Источники Окинского грабена | | | | | | |
| 1 | Холун-Угун, 1020 | 155 | 156 | 13 | 76/ | Рычкова и др., 2007 |
| 1 | Холун-Угун | 140 | | 12.5 | 75/ | Бадминов, 2013 |
| 2 | Шутхулай, 100 | 210 | 214 | 18 | 78/ | Рычкова и др., 2007 |
| 2 | Шутхулай | 180 | | 16 | 77/ | Бадминов, 2013 |
| 3 | Хойто-Гол, 3805 | 62 | 62 | 5 | 69/ | Рычкова и др., 2007 |
| 3 | Хойто-Гол | 68 | | 7 | 69 | Бадминов, 2013 |
| 4 | Красные камни, 7700 | 162 | 162 | 13 | 76/ | Рычкова и др., 2007 |
| 4 | Красные камни | 140 | | 12.5 | 75/ | Бадминов, 2013 |
| 37 | Даргал | 64 | | 5.7 | 69/ | Бадминов, 2013 |
| 38 | Дунду-Гол | 140 | | 12.5 | 75/ | Бадминов, 2013 |
| 39 | Родник, вулкан | 190 | | 17 | 78/ | Бадминов, 2013 |
| ИТОГО | | 140 | | 12 | 74 | |
| Источники Восточно-Тувинского лавового нагорья | | | | | | |
| 5 | Чойган, 158 | 420 | 422 | 38 | 84/ | Рычкова и др., 2007 |
| 5 | Чойган | 310 | | 28 | 81/ | Бадминов, 2013 |
| 6 | Биче-Соруг | 179 | 196 | 16 | 77/ | Рычкова и др., 2007 |
| 35 | Соруг | 280 | | 25 | 81/ | Бадминов, 2013 |
| 36 | Торпа | 370 | | 33 | 83/ | Бадминов, 2013 |
| ИТОГО | | 312 | | 28 | 82 | |
| Группа Кандатских источников | | | | | | |
| 40 | Исвен (Йи-Спен) | 217 | 250 | 21 | 79/ | Рычкова, Монгуш, 2018 |
| 30 | Шандал-Ой (Соруг) | 253 | 255 | 21 | 79/ | Рычкова и др., 2013 |
| 31 | Арыскан (Даштыг) | 144 | – | – | – | Рычкова и др., 2013 |
| 32 | Нижний Кадыр-Ос | 140 | 140 | 12 | 75/ | Рычкова и др., 2013 |
| 29 | Ак-Суг, скважина 8 | 103 | 97 | 8 | 72/ | Рычкова и др., 2013 |
| 33 | Кизи-Хемские (Чямджак) | 122 | | – | – | Рычкова и др., 2013 |
| I | Ак-Суг | – | | – | /75 | Дучков и др., 1987 |
| II | Арыскан | – | | – | /77 | Соколова, 2008 |
| ИТОГО | | | 185 | 16 | 76 | |
| Билин-Бусийгольский грабен | | | | | | |
| 7 | Тарыс | 41 | 41 | 3 | 65/ | Рычкова и др., 2007 |
| 9 | Уш-Бельдир | 54 | 54 | 5 | 68/ | Рычкова и др., 2007 |
| 34 | Шишхид-Гол | 80 | 55 | 5 | 68/ | Рычкова, 2013 |
| 10 | Маймалыш | 129 | 129 | 11 | 74/ | Рычкова и др., 2007 |
| 11 | Салдам | 44 | 43 | 4 | 66/ | Рычкова и др., 2007 |
| 13 | Нарын | 45 | 44 | 4 | /66 | Рычкова и др., 2007 |
| III | Улуг-Танзек | | | | /60 | Дучков и др., 1987 |
| ИТОГО | | | 61 | 5.34 | 67 | |
| Хубсугульская впадина | | | | | | |
| 44 | Булнай | | 46 | 4 | 64/ | Поляк, 2000 |
| 45 | Чжилгэ | | 30 | 3 | 67/ | Поляк, 2000 |
| 46 | Дэлгер-Булак | | 56 | 5 | 68/ | Поляк, 2000 |
| 47 | Нарани-Булаг | | 50 | 4 | 67/ | Поляк, 2000 |
| 48 | Обони | | 142 | 12 | 75/ | Поляк, 2000 |
| 49 | Билютыйн | | 74 | 6 | 71/ | Поляк, 2000 |
| 50 | Ульхен | | 296 | 25 | 77/ | Поляк, 2000 |

Примечание. Номера источников и скважин в таблице соответствуют номерам на рис. 2, 4.

Таблица 3. Изотопный состав гелия в подземных водах Южно-Хангайской вулканической области

| Название источника | He (He + Ne), ppm | $^3\text{He}/^4\text{He}_{\text{испр}}$ | Литературный источник |
|--------------------|-------------------|---|-----------------------|
| Сайхан-Хульджи | | 30 | Поляк, 2000 |
| Хульджи | 3800 | 34 | Поляк, 2000 |
| Зартын-Холун | 1040 | 5.2 | Поляк и др., 1994 |
| Худжулин | 2400 | 11.0 | Поляк и др., 1994 |
| Шиберту | 3740 | 9.7 | Поляк и др., 1994 |
| Халун-Ус | 5490 | 26 | Поляк, 2000 |
| Цаган-Сумеит | | 14.0 | Поляк, 2000 |
| Гьялгар | | 21 | Поляк, 2000 |
| Чулуту | 9700 | 12 | Поляк, 2000 |
| Цохот | 3170 | 12.4 | Поляк, 2000 |
| Богдо-Ула | 1200 | 6.0 | Поляк, 2000 |
| Худжирте | 7227 | 13.0 | Поляк, 2000 |
| Шаргалжут | 1740 | 36 | Поляк, 2000 |
| Бор-Тал | | 18 | Поляк, 2000 |

На периферии ЮБВО в источниках Восточно-Тувинского лавового нагорья (ВТЛН), в зоне сопряжения северо-западной части Окинско-Азасского грабенов изотопный состав гелия увеличивается от 196×10^{-8} до 422×10^{-8} при $R_{\text{cp}} = 316 \times 10^{-8}$. Доля мантийного гелия в среднем составляет 31%. Максимальное $R = 422 \times 10^{-8}$ превышает установленное на западном фланге Тункинской впадины $R = 280 \times 10^{-8}$, но уступает субмантийным значениям в ее центральной части. Высокие значения ($R = 422 \times 10^{-8}$) отвечают мощным излияниям позднеплиоцен–плейстоцен–голоценового этапа, где объем вулканизма составил более 700 км^3 (см. табл. 1). Восточно-Тувинский лавовый ареал является одним из крупнейших лавовых полей новейшего времени в Центральной Азии [Сугоракова и др., 2003]. О неоднократной магматической активизации этого района свидетельствуют продукты среднемиоценового вулканизма как под новейшими вулканитами ВТЛН, так и за его пределами. Далее на северо-запад по простиранию Восточно-Саянского разлома за пределы БРЗ в 250 км от ВТЛН (Кандатская группа), изотопный состав гелия уменьшается от 255×10^{-8} до 97×10^{-8} , мантийный гелий – от 8 до 21%, в среднем составляя 16%.

Таким образом, наличие мантийного гелия в подземных флюидах прослеживается по простиранию разломных зон до 600 км от Тункинского максимума на северо-запад за пределы БРЗ. Изотопно-гелиевая аномалия западного фланга БРЗ имеет два разновеликих максимума, отвечающих проявлениям новейшего вулканизма и понижается на флангах.

Хубсугульская и Билин-Бусийнгольская меридиональные впадины представляет собой единый структурный ансамбль. Формирование Хубсугульской впадины началось в среднем миоцене, тогда как Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) является новейшей структурой и вулканизм отмечен маломощными проявлениями плейстоцен–голоценовых вулканитов в верховье р. Бусийнгол [Геологическая карта ..., 1967]. Общее развитие впадин подтверждается согласованным поведением изотопного состава гелия. К югу по простиранию и вкост простирания впадин с востока на запад R уменьшается в Хубсугульской от 1022×10^{-8} до нормальных для древней коры со средним $R = 86 \times 10^{-8}$ [Поляк, 2004], в ББГ R снижается от 422×10^{-8} до 36×10^{-8} со средним 61×10^{-8} [Рычкова и др., 2007]. Убывание мантийного сигнала согласуется с уменьшением размера рифтовых впадин. Хубсугульская впадина является наиболее развитой в системе параллельных рифтов и отвечает прямой проекции горячей точки мантии. ББГ расположен в 180–200 км на крайней периферии ЮБВО и по размерам значительно уступает Хубсугульской. О продолжении мантийного сигнала на запад свидетельствует значение R , равное 66×10^{-8} (ист. Нарын, № 13), указывающее на скрытую разгрузку тепломассопотока на значительной территории.

Таким образом, изотопно-гелиевая аномалия в подземных водах Тункиско-Окинско-Саянской разломной зоны имеет черту, характерную для современных континентальных рифтов: упорядоченная изменчивость изотопного состава гелия по простиранию. Наибольшие значения с мантийным гелием 38% и 98% отвечают проявлению

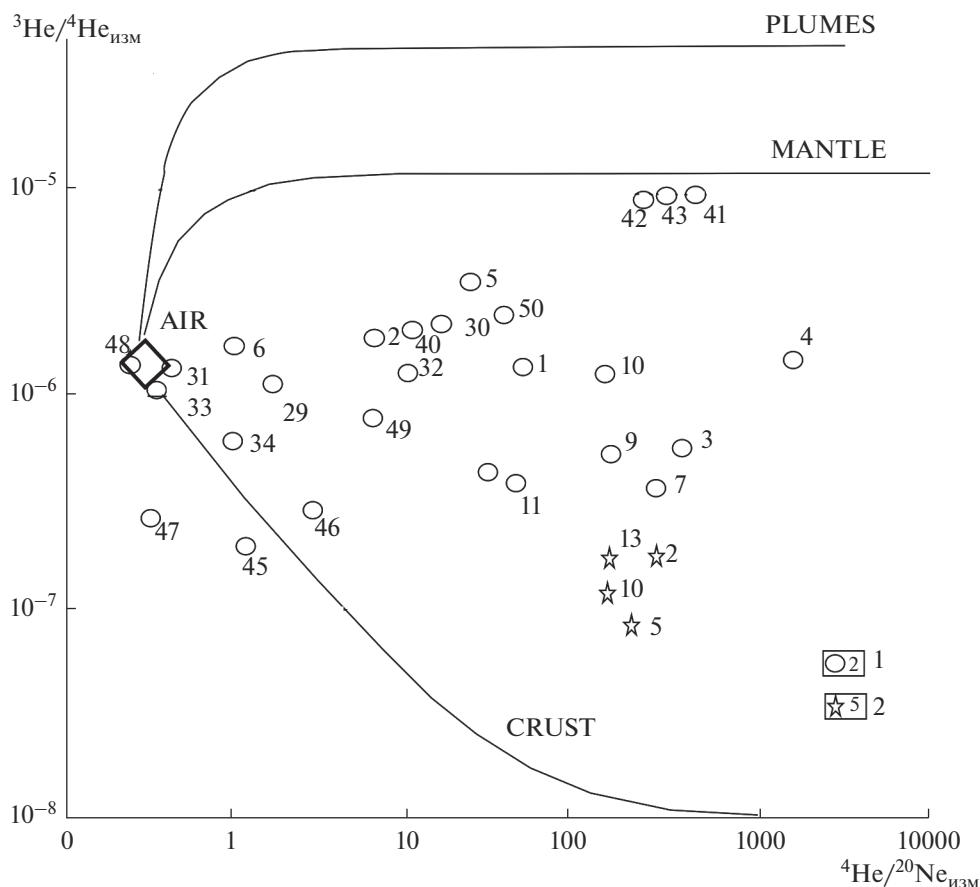


Рис. 4. Соотношение измеренных значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в источниках Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областях. Кривые PLUMES и MANTLE (MORB) отвечают значениям $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в резервуарах нижней мантии и мантии типа MORB; кривая CRUST отвечает коровым значениям; AIR соответствует атмосферным значениям. 1 – местоположение пробы и ее номер, ЮБВО; 2 – местоположение пробы и ее номер, ЮХВО.

ниям вулканизма с максимальным объемом извержений в наиболее ослабленных участках.

В ЮХВО изотопный состав гелия изучен в подземных водах 15 источников. Из них только четыре источника (№№ 1, 2, 6, 13) имеют повышенные значения R от $(26 \text{ до } 36) \times 10^{-8}$, превышающие нормальный фоновый уровень для палеозойской коры и содержат небольшую примесь мантийного гелия около 2.5% (см. табл. 3), что указывает на поступление гелия из мантии. Согласно [Поляк, 2000], аномальные значения трансформируют морфологически не выраженную на этом участке субмеридиональную зону растяжения. У остальных источников R варьирует от $(4.9 \text{ до } 18) \times 10^{-8}$ со средней оценкой $(12.3 \pm 2.9) \times 10^{-8}$, что вполне соответствует фоновым значениям позднепалеозойской коры, слагающей это сооружение. Высокие значения общего гелия до 9700 ppm указывают на его коровую природу [Поляк, 1994] и, согласно [Пиннекер, 1994], газовый состав источников формируется в земной коре.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Корреляция прямых (qT) и рассчитанных (qR) по изотопному составу гелия была установлена в Тункинской и Хубсугульской впадинах и для всей БРЗ в работах [Поляк, 1994, 2000; Лысак, Писарский, 1999]. Продолжающаяся корреляция qT и qR на юго-западном фланге БРЗ, начиная с Окинской впадины и далее на северо-запад по простиранию Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоны показана в работах [Рычкова и др., 2007; Рычкова, Монгуш, 2018; Рычкова, Аюнова, 2019]. В зоне Восточно-Саянского шва в районе Ак-Сугского месторождения расчет косвенных оценок теплового потока qR на уровне 76 мВт/м^2 подтверждает измеренные ранее в скважинах высокие величины теплового потока до $75\text{--}77 \text{ мВт/м}^2$ пункты I–II (см. рис. 2, табл. 2). На территории Сангилена, прилегающей к ББГ и находящейся в одной структурно-формационной зоне, в пунктах 13 и III (см. рис. 2, табл. 2) получено совпадение для измеренных и расчетных

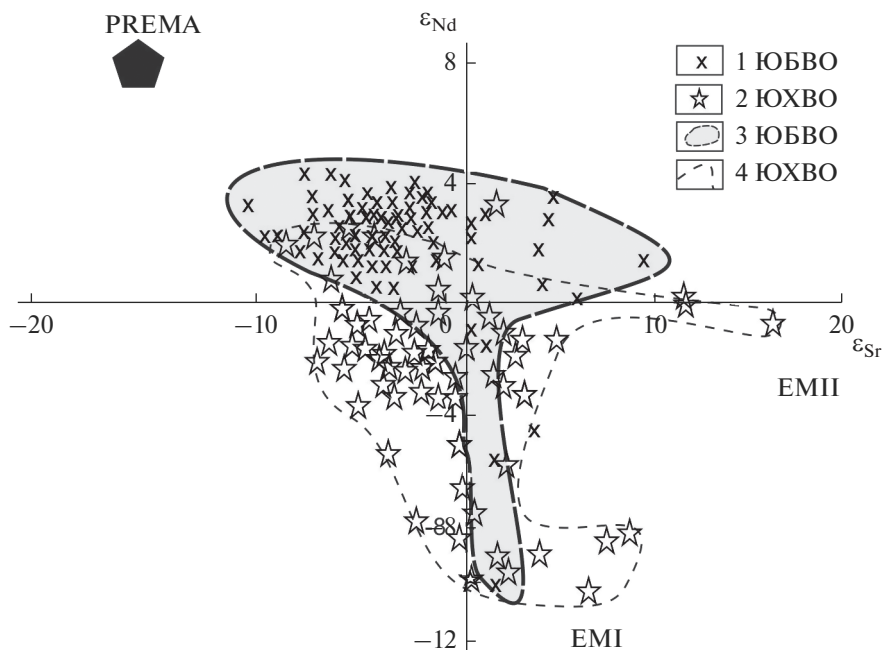


Рис. 5. Положение составов пород Южно-Байкальской и Южно-Хангайской вулканических областей на диаграмме $\epsilon_{Nd}-\epsilon_{Sr}$ (по [Ярмолюк и др., 2011, рис. 6, с. 351]).

1, 2 – составы вулканических пород областей: 1 – Южно-Байкальской вулканической области, 2 – Южно-Хангайской вулканической области; 3, 4 – поле составов пород областей: 3 – Южно-Байкальской вулканической области, 4 – Южно-Хангайской вулканической области.

величин теплового потока на уровне 60–66 мВт/м². Рассчитанные qR в ББГ и измеренные qT на прилегающей территории Сангилены говорят об обширной геотермической аномалии в этом районе, о восходящем тепломассопотоке, доказываемом по изотопно-гелиевым данным [Рычкова и др., 2007]. Таким образом, согласованная вариативность теплового потока и изотопного состава гелия, установленная в Тункинской и Хубсугульской впадинах [Поляк, 2000], продолжается по Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской зоне на северо-запад и юго-запад ЮБВО и однозначно указывает на разгрузку тепломассопотока из мантии.

В ЮХВО тепловой поток, рассчитанный по значениям R , имеет величину 54–60 мВт/м², что несколько выше континентального фона. Наличие мантийного гелия около 2.5% в подземных флюидах показали 4 источника из 15-ти опробованных. Согласно [Хуторской, 1996, с. 280], тепловой поток в Центральной Монголии отнесен к области мозаичного распределения теплового потока, и он “... генетически связан с обширным внедрением разогретого вещества мантии в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферии к ее центру”.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный состав гелия в подземных водах ЮБВО и ЮХВО имеет значительные различия. В ЮБВО изотопно-гелиевая специфика однозначно свидетельствует о доли мантийного гелия, варьирующего от 2.5–5 до 98–99%. Значительная протяженность и сопряженная изменчивость $^3\text{He}/^4\text{He}$ и теплового потока на всем протяжении Окинско-Восточно-Саянской разломной зоны указывает на продолжение рифтогенных и магматических процессов за пределы западного фланга БРЗ и подтверждает транспортировку мантийного гелия в кору глубинным тепломассопотоком [Рычкова, Монгуш, 2018].

Максимальное содержание R в подземных водах Тункинской впадины составляют 1.12×10^{-5} , что практически равно данным по верхнемантийному резервуару MORB. В оливинах базальтов Хамар-Дабана (вулкан Думбусун-Дулга) изотопный состав гелия показал максимальные содержания, равные $(36 \text{ и } 48) \times 10^{-6}$ [Грачев, 1998]. Такие содержания R отвечают нижнемантийным резервуарам PREMA и LM с R соответственно равными 30×10^{-6} и 40×10^{-6} [Грачев, 2003, табл. 6, с. 628].

В ЮХВО изотопный состав гелия в подземных водах немного превышает фоновое для палеозой-

ских пород. Но в фенокристах оливинов в базальтах Хангайского нагорья R варьирует от $(0.56 \text{ до } 8.7) \times 10^{-6}$ [Грачев и др., 2003, табл. 1]. Такие величины соответствуют мантийным источникам EM1 и EM2 с R , равным соответственно $(1-6 \text{ и } <10) \times 10^{-6}$ [Грачев, 2003, табл. 6].

Это указывает на мантийные источники с разным содержанием R в ЮБВО и ЮХВО. Изотопному составу гелия в подземных водах и в вулканических породах ЮБВО соответствует нижнемантийный источник PREMA. В ЮХВО значения R как в подземных водах, так и в оливинах базальтов, отвечают мантийным источникам (EM1 и EM2) с R на порядок ниже, чем в ЮБВО. О наибольшей степени влияния нижнемантийного источника PREMA в вулканических образованиях ЮБВО свидетельствуют изотопные характеристики ϵNd и ϵS (составы пород смещены к модельному источнику PREMA) [Ярмолюк и др., 2011] (рис. 5). Вулканиды ЮХВО в основном сосредоточены в пределах источника EM1 с небольшим трендом в сторону PREMA.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют, что вулканизм областей имеет мантийные источники с разной величиной изотопного состава гелия. Возможно, что позднекайнозойский вулканизм ЮХВО обусловлен “истощенным” по изотопному составу гелия мантийным источником ввиду его долгой вулканической истории, начиная с ранней перми.

Разломные зоны, сочленяющие Сибирскую платформу и подвижные плиты Монгольскую и Амурскую, являются сквозь литосферными, что делает их проницаемыми для мантийных масс. В ЮХВО меридиональная граница между Монгольской и Амурской плитами на поверхности не выражена. Хангайское поднятие выглядит как монолитное образование, ограниченное с юга и севера двумя широтными глубинными разломами. Сквозь литосферным является Долиннозерский грабен, расположенный на южном склоне Хангайского нагорья, отделяющий Гобийский Алтай, но и он по мощности и протяженности уступает разломным зонам ЮБВО. Мощность земной коры под Хангаем достигает 50–60 км, а в ЮБВО не превышает 45 км [Зорин и др., 1999]. Слабая проницаемость, обусловленная процессами предшествовавшего тектонического сжатия, повышенная мощность земной коры, по-видимому, затрудняли прохождение мантийных масс. Масштаб привноса в кору мантийного вещества и его интенсивность на единицу площади в ЮХВО были на порядок меньше, чем в ЮБВО (см. табл. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Различия в изотопном составе гелия в подземных водах ЮБВО и ЮХВО объясняются мантийными резервуарами, содержащими разную величину этого параметра: для ЮБВО – резервуар PREMA с подчиненной долей источника EM1, для ЮХВО – резервуар EM1.

Таким образом, связь с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии, установленная по результатам геохронологических, геохимических и изотопных исследований, палеовулканических и структурных условий проявления вулканизма ЮБВО и ЮХВО [Ярмолюк, 1994, 2003, 2011], подтверждается изотопным составом гелия в подземных водах и в оливинах базальтов. Исследования изотопного состава гелия подтвердили, что позднекайнозойский вулканизм ЮБВО и ЮХВО контролируется мантийными источниками, связанными с мантийными плюмами Центрально-Азиатского горячего поля мантии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность академику РАН Владимиру Викторовичу Ярмолюку за консультацию и ценные замечания, которые позволили улучшить качество статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках работ по Государственному заданию ТувИКОПР СО РАН, научная тема 222020400035-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадминов П.С., Иванов А.И., Писарский Б.И., Оргильянов А.И. Окинская гидротермальная система (Восточный Саян) // Вулканология и сейсмология. 2013. № 4. С. 27–39.
- Бушенкова Е.В., Деев Е.В., Дягилев Е.С., Гибшер А.А. Структура верхней мантии и кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН. 2008. Т. 418. № 3. С. 378–382.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.А. Кайнозойский вулканизм Монголии // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 32. С. 153–183.
- Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
- Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканидов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 618–654.
- Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.А. Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии // ДАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 669–672.

- Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. М.: Недра, 1966. 460 с.
- Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-VII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967.
- Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев С.Т. и др.* Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 287 с.
- Дучков А.Д., Рычкова К.М., Лебедев В.И., Каменский И.Л., Соколова Л.С.* Оценки теплового потока Тувы по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(2). С. 264–276.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 310 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др.* О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1060–1074.
- Зятыкова Л.К.* Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Каменский И.Л. и др.* Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, C) // Геохимия. 1976. № 5. С. 482–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.* Новейший вулканизм и его связь с процессами межплитного литосферного взаимодействия и глубинной геодинамикой // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1204–1221.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. С. 5–191.
- Кулаков И.Ю.* Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49(3). С. 248–261.
- Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н.* Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.
- Лысак С.В., Писарский Б.И.* Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 45–53.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
- Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х.* О природе мантийного плюма под Хангаем (Монголия) по сейсмогравиметрическим данным // ДАН. 2015. Т. 460(3). С. 334–338.
- Пинеккер Е.В., Писарский Б.И., Павлова С.Е., Ленин В.С.* Изотопные исследования минеральных вод Монголии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 1. С. 94–102.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.И.* Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3–23.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. С. 161–166.
- Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.* Тепломассопоток из мантии на территории Монголии // Геохимия. 1994. № 12. С. 1693–1705.
- Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 1–21.
- Поляк Б.Г.* Спрединг и рифтогенез — изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Хуторской М.Д.* Восходящий тепломассопоток в континентальной коре — к проблеме движущих сил тектогенеза // Физика Земли. 2020. № 4. С. 61–82.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брант И.С., Брант С.Б.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь, Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- Рычкова К.М., Аюнова О.Д.* Изотопы гелия в подземных водах Тункино-Окинско-Саянской рифтовой зоны (Восточный Саян): корреляция с тепловым потоком // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 9. С. 1269–1280.
- Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л.* Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // ДАН. 2007. Т. 417. № 36. С. 814–817.
- Рычкова К.М., Монгуш С.-С.С.* Распределение тепломассопотока на крайнем юго-западе Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 36–45.
- Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М.* Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 297–327.
- Справочник по геохимии нефти и газа. СПб.: Недра, 1998. С. 25–26.
- Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.* Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТУВИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
- Толстихин И.Н.* Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 200 с.
- Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолюк В.В.* Тепловой режим недр Монголии. М.: Наука, 1991. 127 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Североазиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойская вулканическая провинция Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.* Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 3–33.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. С. 341–362.

Du J. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and heat flow in the continental rift-valley // Works of gas geochemistry / Ed. Y. Xu // Lanzhou, Gansu Science and Technology Press. 1992. P. 165–171.

Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M. Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric

faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamic and seismogenic implications // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13569–13578.

Marty B., Tolstiklin I.N. CO_2 fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 233–248.

Newell D.L., Jessup M.J., Hilton D.R., Shaw C.A., Hughes C.A. Mantle-derived helium in hot springs of the Cordillera Blanca, Peru: Implications for mantle-to-crust fluid transfer in a flat-slab subduction setting // Chemical Geology. 2015. V. 417. P. 200–209.

Zhao D. Multiscale seismic tomography and mantle dynamic // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 297–323.

Isotopic Composition for Helium in Late Cenozoic South-Baikal and South-Khangai Volcanic Areas

K. M. Rychkova^{1, *} and O. I. Kalnaya^{1, **}

¹Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Internatsionalnaya str., 117a, Kyzyl, 667007, Tyva Republic, Russia

*e-mail: klara6@inbox.ru

**e-mail: kalnaja@mail.ru

The paper considers isotopic composition of helium ($^3\text{He}/^4\text{He} = R$) in groundwater of South-Baikal (SBVA) and South-Khangai volcanic areas (SKhVA) during the Late Cenozoic period. The differences in the behavior and magnitude of the parameters were established. It is found that the mentioned differences in $^3\text{He}/^4\text{He}$ concentrations within South-Baikal and South-Khangai volcanic areas correspond to mantle reservoirs with different helium isotope compositions. This confirms that the Late Cenozoic volcanism of South-Baikal and South-Khangai volcanic area is controlled by mantle sources related to mantle plumes of the Central-Asian hot mantle field.

Keywords: isotopic composition of helium, mineral springs, groundwater, heat flow, mantle helium, volcanites, South-Baikal volcanic area, South-Khangai volcanic area