

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Рычкова К. М., Аюнова О. Д.

Аннотация

Представлены результаты изучения отношения изотопов гелия в подземных флюидах Восточного Саяна. Выявлена Окинско-Саянская аномалия протяженностью около 350 км. Она является продолжением Тункинской изотопно-гелиевой аномалии юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Пространственное распределение аномалии связано с разломной зоной Восточного Саяна. Рассчитаны значения теплового потока (qR), совпадающие с прямыми измеренными значениями (qT). На всем протяжении Окинско-Саянской и Билин-Бусийнгольской рифтовых зон наблюдается сопряженность аномальных значений теплового потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Сопряженность теплового потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$ на всем протяжении разломной зоны подтверждает, что оба параметра: геофизический и геохимический обусловлены процессом тепломассопереноса. Носителем мантийного гелия и глубинного тепла является силикатное вещество – мантийные массы плюма ЮБВО. Установленная согласованная вариативность аномальных значений отношений изотопов гелия и теплового потока по Окинско-Саянской разломной зоне указывают на продолжение рифтогенных и магматических процессов по простиранию Восточно-Саянского разлома. Такая картина согласуется с данными сейсмоотографии [Мордвинова и др., 2015], по которым низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км литосферы протягиваются вплоть до Сибирского кратона. Условиями, способствующими проявлению магматизма на крайнем юго-западе БРЗ явились изменение тектонического режима в плиоцене и активность мантийных масс плюма ЮБВО. Полученные изотопно-гелиевые данные и высокие значения теплового потока указывают на продолжение рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов, в которой активность мантии – не причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере [Хуторской, Поляк, 2014].

Предложенная геотермическая модель для Байкало-Монгольского региона [Хуторской, Поляк, 2014] имеет продолжение на северо-запад за пределы трехлучевой системы грабенов по простиранию разломных зон Восточного Саяна.

Ключевые слова:

отношения изотопов гелия, тепловой поток, аномалия, вулканизм, магматизм, разломы, рифтогенез, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Саянский разлом, Тункинская впадина, Окинский грабен, Билин-Бусийнгольская впадина.

1 ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА

2 К.М. Рычкова, О.Д. Аюнова

3 **Аннотация**

4 Представлены результаты изучения отношения изотопов гелия в подземных флюидах
5 Восточного Саяна. Выявлена Окинско-Саянская аномалия протяженностью около 350 км.
6 Она является продолжением Тункинской изотопно-гелиевой аномалии юго-западного фланга
7 Байкальской рифтовой зоны. Пространственное распределение аномалии связано с
8 разломной зоной Восточного Саяна. Рассчитаны значения теплового потока (q_R),
9 совпадающие с прямыми измеренными значениями (q_T). На всем протяжении Окинско-
10 Саянской и Билин-Бусийнгольской рифтовых зон наблюдается сопряженность аномальных
11 значений теплового потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Сопряженность теплового потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$ на всем
12 протяжении разломной зоны подтверждает, что оба параметра: геофизический и
13 геохимический обусловлены процессом тепломассопереноса. Носителем мантийного гелия и
14 глубинного тепла является силикатное вещество – мантийные массы плюма ЮБВО.
15 Установленная согласованная вариативность аномальных значений отношений изотопов
16 гелия и теплового потока по Окинско-Саянской разломной зоне указывают на продолжение
17 рифтогенных и магматических процессов по простиранию Восточно-Саянского разлома.
18 Такая картина согласуется с данными сейсмофотографии [Мордвинова и др., 2015], по
19 которым низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км
20 литосферы протягиваются вплоть до Сибирского кратона. Условиями, способствующими
21 проявлению магматизма на крайнем юго-западе БРЗ явились изменение тектонического
22 режима в плиоцене и активность мантийных масс плюма ЮБВО. Полученные изотопно-
23 гелиевые данные и высокие значения теплового потока указывают на продолжение
24 рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон
25 Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов, в
26 которой активность мантии – не причина, а следствие деформаций в перекрывающей
27 литосфере [Хуторской, Поляк, 2014].

28 Предложенная геотермическая модель для Байкало-Монгольского региона [Хуторской,
29 Поляк, 2014] имеет продолжение на северо-запад за пределы трехлучевой системы грабенов
30 по простиранию разломных зон Восточного Саяна.

31 **Ключевые слова:**

32 отношения изотопов гелия, тепловой поток, аномалия, вулканизм, магматизм, разломы,
33 рифтогенез, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Саянский разлом, Тункинская впадина,
34 Окинский грабен, Билин-Бусийнгольская впадина.

45 Представлены результаты изучения отношения концентраций изотопов гелия в
46подземных флюидах Восточного Саяна. Выявлена Окинско-Саянская аномалия
47протяженностью около 350 км. Она является продолжением Тункинской изотопно-гелиевой
48аномалии юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Пространственное
49распределение аномалии связано с разломной зоной Восточного Саяна. Рассчитаны значения
50теплового потока (q_R), совпадающие с прямыми измеренными значениями (q_T). На всем
51протяжении Окинско-Саянской и Билин-Бусийнгольской рифтовых зон наблюдается
52сопряженность аномальных значений теплового потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$. Сопряженность теплового
53потока и $^3\text{He}/^4\text{He}$ на всем протяжении разломной зоны подтверждает, что оба параметра:
54геофизический и геохимический обусловлены процессом тепломассопереноса. Носителем
55мантийного гелия и глубинного тепла является силикатное вещество – мантийные массы
56плюма Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО). Установленная согласованная
57вариативность аномальных значений отношений изотопов гелия и теплового потока по
58Окинско-Саянской разломной зоне указывают на продолжение рифтогенных и
59магматических процессов по простиранию Восточно-Саянского разлома. Такая картина
60согласуется с данными сейсмотомографии [Мордвинова и др., 2015], по которым
61низкоскоростные аномалии под юго-западной частью Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) в
62верхних 200 км литосферы протягиваются вплоть до Сибирского кратона. Условиями,
63способствующими проявлению магматизма на крайнем юго-западе БРЗ, явились изменение
64тектонического режима в плиоцене и активность мантийных масс плюма ЮБВО.
65Полученные изотопно-гелиевые данные и высокие значения теплового потока указывают на
66продолжение рифтогенной и магматической активности на северо-запад по простиранию
67разломных зон Восточного Саяна и соответствуют геотермической модели для
68континентальных рифтов, в которой активность мантии – не причина, а следствие
69деформаций в перекрывающей литосфере [Хуторской, Поляк, 2014].

70 Предложенная геотермическая модель для Байкало-Монгольского региона [Хуторской,
71Поляк, 2014] продолжается на северо-запад за пределы трехлучевой системы грабенов по
72простиранию разломных зон Восточного Саяна.

73 **Ключевые слова:** отношения изотопов гелия, тепловой поток, аномалия, вулканизм,
74магматизм, разломы, рифтогенез, Байкальская рифтовая зона, Восточно-Саянский разлом,
75Тункинская впадина, Окинский грабен, Билин-Бусийнгольская впадина.

76 **ISOTOPES OF HELIUM IN UNDERGROUND FLUIDS OF THE EASTERN SAYAN**

77
78 **K.M. Rychkova, O.D. Ayunova.**

79
80 Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of the Siberian Branch of the RAS
81 117 a, Internatsional'naya str., Kyzyl, 667007, Tuva Republic e-mail: ~~tikopr@mail.ru~~

82
83 **ABSTRACT**

84 The paper presents study results of the helium isotope ratios in underground fluids of the Eastern Sayan. The
85 Okinsk-Sayan anomaly extending 350 km has been revealed. It is a continuation of the Tunkinsk isotope-helium
86 anomaly of the southwestern flank of the Baikal rift zone. The positional relation of the anomaly is associated with the
87 fault zone of the Eastern Sayan. Heat flow (q_R) values agreed with the direct measured values (q_T) are estimated. The
88 anomalous value conjugation of heat flow and $^3\text{He}/^4\text{He}$ is observed along the Okinsk-Sayan and the Bilin-Busiingol rift
89 zones. The conjugation of heat flow and $^3\text{He}/^4\text{He}$ along the fault zone confirms that both geophysical and
90 geochemical parameters are due to the heat and mass transfer process. The supporter of mantle helium and deep heat is
91 a silicate substance— mantle mass of the South-Baikal volcanic area's plume . The fixed consistent variability of the
92 anomalous values of helium isotope to heat flow ratios along the Okinsk-Sayan fault zone indicates on the continuation
93 of rift and magmatic processes along the strike of the East Sayan fault. This pattern is consistent with
94 seismotomography data according to which low-speed anomalies in the southwestern part of the Baikal rift zone in the
95 upper 200 km of the lithosphere extend up to the Siberian craton. Conditions caused magmatism manifestation of the
96 extreme south-west of the Baikal rift zone were a change in the tectonic order in the Pliocene and the activity of the
97 mantle masses of the South-Baikal volcanic area's plume. The obtained isotope helium data and high values of heat flow
98 indicate on the continuation of rift and magmatic activity to the northwest along the strike of the fault zones of the
99 Eastern Sayan and correspond to the geothermal model for continental rifts where mantle activity is not a cause but a
100 consequence of deformations in the superposing lithosphere.

101 The proposed geothermal model for the Baikal-Mongolian region has a continuation to the northwest within
102 the trimerous system of grabens along the strike of the fault zones of the Eastern Sayan.

103

104 Key words: helium isotopes, heat flow, volcanism, the Baikal rift zone, the East-Sayan fault, Tunka basin, Okinsk
105 graben, Bilin-Busiingol basin

107 Рассматриваемый район расположен на крайнем юго-западе Байкальской рифтовой
108зоны (БРЗ) в пределах 96–103 в. д. и 50–53 с. ш. и включает западную часть Южно-
109Байкальской вулканической области (ЮБВО). Формирование ЮБВО ряд исследователей
110[Ярмолук и др., 2003] связывают с плюмом из Центрально-Азиатского горячего поля мантии.
111Другие исследователи полагают, что глубинный магматизм связан с рифтогенной
112активизацией Тувино-Монгольского массива и сопредельных территорий [Рассказов и др.,
1132007]. Сейсмотомографические исследования, проведенные в этом регионе, выявили
114низкоскоростные аномалии в основании ЮБВО. Их связывали с подъёмом астеносферы к
115подошве земной коры [Мордвинова и др., 2007], а в более поздних работах — с наличием «...
116восходящего мантийного плюма, генерация которого обусловлена оттоком излишков тепла
117из-под мощной и плотной литосферы ... Сибирского кратона ...» [Мордвинова и др., 2015,
118стр. 337]. В работе [Zhao, 2009] плюм установлен в основании ЮБВО.

119 Однозначной генетической меткой резервуара-источника вещества является
120отношение в нем концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия (${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=\text{R}$). В земных
121объектах это отношение варьирует в пределах трех порядков величины от $\sim n \cdot 10^{-5}$ до $\sim n \cdot 10^{-8}$.
122Минимальное значение $\text{R}_{\text{кор.}} \sim (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$ отвечает древней платформенной коре, в которой в
123результате распада U и Th происходила генерация ${}^4\text{He}$ при постоянной утечке гелия в
124атмосферу и диссипации оттуда в космическое пространство. Величины $\text{R} > \text{R}_{\text{кор.}}$
125обусловлены большим содержанием в общем количестве гелия лёгкого изотопа ${}^3\text{He}$,
126благодаря чему в мантии $\text{R}_{\text{ман}} \sim 10^{-5}$. Гелий мантии поступает в кору вместе с мантийными
127расплавами [Поляк, 1988]. Выделяясь из них в омывающие магматические тела подземные
128флюиды, он смешивается с коровым гелием в разной пропорции и становится региональной
129характеристикой структурно-тектонических единиц, как и тепловой поток. Между
130плотностью кондуктивного теплового потока (q_R) и изотопным составом гелия существует
131прямая корреляционная связь: $q_R = 18,23 \lg R + 181,82$, свидетельствующая, что оба
132разнородных параметра: геохимический и геофизический обусловлены единым процессом
133тепломассопереноса. Эта связь была подтверждена во многих регионах земного шара и в
134настоящее время широко применяется как для уточнения, детализации, так и для
135определения теплового потока во многих регионах земного шара [Лысак, Писарский, 1999,
136Гордиенко, Тарасов, 2001, Хуторской и др., 1996, Du, 1992, Italiano F et al., 2000].

137 Для определения и уточнения теплового потока на территории Тувы нами были
138исследованы 28 источников, из них 17— в пределах Окинского и Билин-Бусийнгольского
139рифтов на западном фланге БРЗ. Был использован метод определения теплового потока по
140величине отношения ${}^3\text{He} / {}^4\text{He}$ в термоминеральных источниках. Была выявлена изотопная
141аномалия гелия, являющаяся продолжением Тункинского мантийного гелиевого изотопного
142максимума [Рычкова и др., 2007]. Рассчитанные по изотопному составу гелия в газах
143термоминеральных источников значения теплового потока (q_R) подтвердили его прямые
144определения (измерения) теплового потока в трех пунктах на западном фланге БРЗ [Рычкова
145и др., 2007; Дучков и др., 2010].

146 Исследования распределения изотопов гелия и теплового потока в рифтовых зонах
147океанов и на континентах показали разную геодинамическую природу этих обстановок. В
148срединно-океанических хребтах «... растяжение литосферы вызывается активностью
149мантии», а при континентальном рифтогенезе активность мантии является следствием
150деформаций в перекрывающей литосфере [Поляк, 2004; Хуторской, Поляк, 2014]. В период
1512011–2016 гг. с целью выявления следов мантийного воздействия на структуру Восточного
152Саяна нами были дополнительно изучены 7 проявлений подземных флюидов по линии

153простирается Окинское грабено на северо-запад. В настоящей статье обобщены новые и
154ранее полученные данные по изотопному составу гелия в источниках Окинско-Саянской
155разломной зоны крайнего запада БРЗ (рис. 1).

156

157

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

158 Пробы на изотопный состав газов отбирались согласно апробированной методике.
159Анализ проб производился в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН
160(г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ–1201. Дегазация (вакуумная) воды газовый анализ
161осуществлялись на стеклянной ртутной установке типа Хлопина-Герлинга. В пробах
162определялись концентрации He, Ne, иногда Ar, а также отношения изотопов $R = {}^3\text{He} / {}^4\text{He}$,
163 ${}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne}$, и ${}^{40}\text{Ar} / {}^{36}\text{Ar}$. Повторное опробование в течение 2–7 лет нескольких групп
164источников показало постоянство уровня изотопно-гелиевых отношений во времени, что
165позволяет обосновать возможность выявления их латеральных различий.

166 Чтобы исключить влияние контаминации проб атмосферным гелием, в котором $R_{\text{атм}}$
167 $= 1.4 \cdot 10^{-6}$ [Мамырин и др., 1970], возможной при смешивании восходящих потоков с
168инфильтрационными водами, была введена поправка (табл. 1), исключая долю
169атмосферного гелия в балансе гелия пробы согласно формуле [Поляк, 2000]:

$$170 \quad R_{\text{испр}} = [R_{\text{изм}} \cdot ({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - R_{\text{а}} \cdot ({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{а}}] / [({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - ({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{а}}] \quad (1)$$

171 В большинстве исследованных образцов величина $R_{\text{испр}}$ практически близка к $R_{\text{изм}}$,
172что указывает на отсутствие либо на незначительную контаминацию атмосферным гелием.
173Полученные значения $R_{\text{изм}}$ и $({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}}$ сравнивались с атмосферными значениями $R_{\text{атм}}$ и
174 $({}^4\text{He} / {}^{20}\text{Ne})_{\text{атм}} = 0,3$ (рис. 2). Практически все пробы находятся в зоне смешения между
175коровой и мантийной компонентами. Они в разной степени содержат глубинные коровый и
176мантийный гелий, за исключением источников 31, 33, находящихся вблизи точки,
177характеризующей атмосферу (AIR). Оценка доли гелия мантии ($\text{He}_{\text{м}}$) в общем количестве
178гелия в пробе ($\text{He}_{\text{изм}}$) (см. табл. 1) была произведена по формуле [Поляк, 2000]:

$$179 \quad \text{He}_{\text{м}} / \text{He}_{\text{изм}} = (R_{\text{испр}} - R_{\text{к}}) / (R_{\text{м}} - R_{\text{к}}) \quad (2)$$

180где $R_{\text{к}} = 2 \cdot 10^{-8}$ и $R_{\text{м}} = 1200 \cdot 10^{-8}$ и варьирует в пробах от 3 до 38 %.

181 Значения отношений изотопов гелия были использованы для оценки теплового потока
182по формуле [Поляк, 1988]:

$$183 \quad q_{\text{R}} = 18,23 \cdot \lg R + 181,82 \quad (3)$$

184 Общий химический и газовый, микроэлементный состав определялся в научно-
185исследовательской лаборатории гидрогеохимии Научно-образовательного центра «Вода» при
186Томском политехническом университете.

187 Изотопный состав углерода в двуокиси углерода в 3 пунктах хребта Восточный Саян
188(6 проб) (табл. 2), анализировался в лаборатории изотопных методов ТФ ФГУП
189«СНИИГГиМС» на масс-спектрометре DELTA V ADVANTAGE. С учётом химической
190подготовки проб с точностью (границы абсолютной погрешности при вероятности $p = 0,95$)
191по углероду: $= 0,5$ ‰.

192 Размещение пунктов изотопно-гелиевого опробования подземных флюидов показано
193на рис. 1.

194

195

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

196 Рассматриваемый район входит в северо-западную часть Тувино-Монгольского
197сегмента Центрально-Азиатского складчатого комплекса и включает область сочленения
198Сибирской платформы и подвижных Монгольской и Амурской плит [Зоненшайн, Савостин,

1991979]. Структура региона образовалась в результате нескольких этапов тектогенеза, протекавших от докембрия до ордовика включительно. Главный Саянский разлом разделяет Сибирскую платформу и Монгольскую плиту. Граница с Амурской плитой ограничена тройной системой грабенов Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1).

Самый древний кристаллический фундамент, образующий структурно-формационную зону байкалид представлен метаморфическим комплексом (риффея) мезопротерозоя и (венда) верхнего неопротерозоя с несогласным залеганием нижнего кембрия. Байкалиды выделяются значительным распространением карбонатных пород в докембрии и резким несогласным залеганием нижнекембрийских отложений [Геология СССР, 1966]. Они охватывают на северо-востоке почти весь Восточный Саян, а на юге — Сангиленское нагорье и Хубсугульскую систему впадин. Зона ранних каледонид занимает центральную часть рассматриваемой территории и включает Тоджинский межгорный прогиб, образованный вулканогенно-осадочными образованиями докембрия и нижнего кембрия, прорываемых огромными массивами гранитоидных ниже-среднепалеозойских интрузий. Восточно-Саянский разлом является структурным швом, разделяющим древние байкалиды на севере и каледониды на юге. Он выражен серией разрывных нарушений общего северо-западного направления. С ним сочленяется широтный глубинный региональный Кандатский разлом. Четкую границу на востоке между структурами провести сложно, т.к. они разобщены огромными полями гранитоидов. Для всего региона характерно общее поднятие, при этом скорость поднятия хребтов значительно выше той, которая отмечается для межгорных прогибов.

220

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ РЕГИОНА

221

В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Вулканические области Центрально-Азиатской субпровинции тяготеют, главным образом, к границам Амурской микроплиты. С ними сопряжены системы грабенов. Для вулканических областей субпровинции характерны крупные (до $n \times 1000 \text{ км}^3$) лавовые плато, кроме того, отмечаются щитовые вулканы, а также многочисленные долинные потоки.

Тектоническая активность в кайнозое связана с развитием Байкальской рифтовой зоны, а магматическая выражена многочисленными проявлениями вулканизма на ее обширной территории. Вулканические поля объединены в Южно-Байкальскую вулканическую область (ЮБВО) $350 \times 450 \text{ км}$, включающую позднекайнозойские базальты у юго-западной оконечности оз. Байкал. Важной структурной особенностью области является трехлучевая система грабенов — Тункинского, Окинского, Хубсугульского, сходящихся в центре области в районе наиболее высокой вершины региона (см. рис. 1). Соответственно этому выделены три вулканических сектора: Тункинский, Окинский и Хубсугульский. На основании геохимических и изотопных исследований вулканитов установлено, что в образовании магматических расплавов ЮБВО принимали ведущее участие деплетированные источники мантии типа PREMA и с вариативной долей источники типа EM-II и EM-I. Это позволило увязать формирование ЮБВО с воздействием на литосферу нижнемантийного плюма Центрально-Азиатского горячего поля мантии [Ярмолюк и др., 2003]. Наличие подъема астеносферной мантии [Зорин и др., 2006] и низкоскоростных аномалий под локальными выступами астеносферы [Кулаков, 2008], а под Хангаем мантийной струи, прослеженной до глубин 450-600 км [Мордвинова и др., 2007, 2015] подтверждает связь позднекайнозойской вулканической активности с горячим полем мантии [Ярмолюк и др., 2003]. В работе [Бушенкова и др., 2008, стр 381] на основе петролого-геохимических и сейсмографических исследований с привлечением геолого-структурных и

246морфотектонических данных показано, что «...кайнозойский вулканизм Хангая имеет
247мантийную природу и тесно связан с... действием восходящего ... потока в верхней
248мантии...».

249 Его деятельность с этапами активных процессов и периодами затишья проявлялась с
250позднего олигоцена до новейшего времени. В позднем олигоцене (> 23 млн лет)
251вулканические излияния происходили практически на всей территории ЮБВО в условиях
252слабо расчлененного рельефа, поэтому исследователями он выделен как ареальный.
253Раннемиоценовый вулканизм (23–17 млн лет) характеризуется наиболее мощными лавовыми
254излияниями около 9 тыс. км³. Он проявлен преимущественно в центральной части ЮБВО и
255приурочен к структурным депрессиям и межгорным прогибам. Позднее, в среднем миоцене
256формируется тройная система грабенов: Тункинского, Хубсугульского, Окинского. К ним
257приурочены вулканические поля средне–позднего миоцена (16–6 млн. лет) [Ярмолук и др.,
2582003]. Активность извержений в этот период постепенно уменьшается и к плиоцену (6–3 млн
259лет) она отмечена лишь отдельными мелкими полями в пределах Хубсугульского и
260Окинского грабенов. Установлено, что на юго-западном фланге БРЗ с олигоцена и до конца
261миоцена – начала плиоцена в транстенсивном режиме происходило раскрытие впадин в СЗ-
262ЮВ направлении, которое на рубеже раннего–позднего плиоцена прервалось
263транспрессивным режимом со сжатием в направлении на СЗ. С позднего плиоцена
264тектонический режим резко изменяется: ось сжатия имеет СВ направление со сдвиговой
265компонентой [Парфеевец, Саньков, 2006].

266 В этот же период происходит резкая активизация и перемещение позднеплиоцен-
267плейстоцен-голоценового вулканизма (< 3 млн лет) на северо-запад. Наиболее мощные
268излияния произошли на северо-западе Окинского грабена. Они образуют Восточно-
269Тувинское лавовое нагорье (ВТЛН) и многочисленные лавовые реки, объединенные в
270Восточно-Тувинский вулканический ареал – одно из крупнейших лавовых полей новейшего
271времени в Центральной Азии [Сугоракова и др., 2003]. Общий объем излияний вулканизма
272составил около 700 км³. Установлено не менее 18 вулканических событий в истории с
273позднего плиоцена по настоящее время, проявленных преимущественно в виде вспышек
274вулканической активности в форме лавовых излияний. Нижний ярус ВТЛН образует лавовое
275плато, возникшее в период 2,14–1,2 млн лет. Это период наиболее мощных излияний
276трещинного типа. Верхний ярус представлен останцами вулканических сооружений типа
277столовых гор возраста 760–48 тыс. лет назад. Последние крупные излияния — лавы р. Жом-
278Болок на северо-востоке ВТЛН произошли в интервале 1–2 тыс. лет назад. Объем
279вулканической лавы составил около 10 км³. Центром излияний явился ряд небольших
280шлаковых вулканов трещинного типа. О неоднократной магматической активизации этого
281района свидетельствуют продукты среднемиоценового вулканизма как под новейшими
282вулканитами ВТЛН, так и за его пределами [Сугоракова и др., 2003].

283 С изменением режима напряжений в позднем плиоцене связано возникновение
284неотектонических Азасского и Билин-Бусийнгольского грабенов. Азасский грабен послужил
285вместилищем лав, а субмеридиональный Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) является
286самым западным в системе Хубсугульских впадин. Вулканизм незначительно проявлен в его
287центральной части, далее на юг грабен практически амагматичен.

288 **Гидрогеохимия исследованных источников.** Вулканическая и тектоническая
289активность обусловила в регионе активную гидротермальную деятельность. Она
290представлена многочисленными выходами термальных и холодных азотных и углекислых
291вод, приуроченными к глубинным разломам.

292 На рассматриваемой территории выделены [Пинеккер, 1968] две гидроминеральные
293области, показанные на (рис. 1):

294 на севере – Восточно-Саянская область углекислых, азотно-углекислых холодных и
295горячих вод, которая простирается на восток в пределах хр. Восточный Саян и захватывает
296Тункинскую впадину;

297 на юге – Прихубсугульская область азотных кремнистых терм, включающая минеральные
298выходы системы Хубсугульских впадин.

299 Воды Восточно-Саянской области разделяются на термальные с температурой на
300выходе выше климатической среднегодовой и холодные, а по преобладающему компоненту
301газовой фазы – на азотные и азотно-углекислые и углекислые. Минеральные источники
302выходят на поверхность на высотах от 1200–2000 м. С Окинской гидроминеральной линией,
303проходящей по долине р. Сенцы (приток р. Оки) связаны опробованные азотно-углекислые и
304углекислые термальные и холодные источники Холон–Угун, родник под вулканом
305Перетолчина, Дунду-Гол, Хойто-Гол, Красные камни, Даргал, Шутхулай, Чойган, Биче-Соруг,
306Соруг, Торпа (№№ 1–6, 35–39). Химический и газовый состав подземных флюидов
307источников приведен в [Минеральные воды..., 1962, т. I; Пинеккер, 1968, Бадминов и др,
3082001, 2013, Рычкова, Оюн, 2012].

309 В зоне широтного Восточно-Саянского разлома расположены источники
310преимущественно углекислого состава, термальные и холодные. Нами опробованы
311источники на химический и газовый состав: Исвен, Шандал-Ой (Соруг), Нижний Кадыр-Ос,
312Ак-Сугский, Арысканский (Даштыгский), Кижичемский (Чямджак) (т.т. 29–33, 40) (см. рис.
3131). Подземные флюиды слабокислые преимущественно гидрокарбонатные. Концентрации
314хлор-иона в водах находятся в пределах от 32 до 36 мг/л. По катионному составу воды
315преимущественно натриево-кальциевые (46-63 %-экв кальция) с общей минерализацией от
316758 мг/л до 2169 мг/л в источнике Арыскан. В микрокомпонентном составе Нижнего Кадыр-
317Оса и Арыскана отмечаются высокие концентрации лития, кремния, железа (от 0,67 мг/л до
3185,54 мг/л), в меньших количествах - мышьяка, молибдена, селена и фтора. Во флюидах
319Арыскана наблюдается очень высокое содержание урана, более 1мг/л. Подземные флюиды
320Кижичемского источника являются слабо щелочными пресными гидрокарбонатными
321магниево-кальциевыми с минерализацией 434 мг/л, с содержанием железа – 0,34 мг/л.

322**Изотопный состав углерода углекислого газа.** Как видно из табл.2, лишь для углекислого
323газа из Нижнего Кадыр-Оса значения $\delta^{13}\text{C}$ в двух пробах значимо отличаются между собой
324($\Delta = 1,7\%$). Во всех остальных пробах углекислый газ не отличается по изотопному составу
325углерода, интервал значений $\delta^{13}\text{C}$: от $-7,1\%$ до $-7,6\%$. Это значение близко к изотопному
326составу углерода глубинной углекислоты $\delta^{13}\text{C} \cong -7\%$ [Хефс И. 1983]. По изотопным данным
327вероятно эти минеральные источники связаны с разломами или трещинами, по которым
328поступает глубинный флюид, содержащий большое количество глубинной изотопно тяжелой
329углекислоты. Причем эта связь с разломами обнаруживается во всех изученных источниках,
330что подтверждает близкий, изотопно тяжелый состав углерода углекислоты.

331В районе месторождения Ак-Суг скважинами вскрыты воды, содержащие высокие
332концентрации сульфат-иона (от 333 до 917 мг/л), нейтральные и слабо щелочные
333гидрокарбонатно-сульфатные преимущественно кальциевые с минерализацией от 749 мг/л до
3341451 мг/л в давно пробуренной скважине, где возможен застойный режим вод.
335Особенностями микрокомпонентного состава являются повышенные концентрации фтора,
336стронция и молибдена, иногда селена, мышьяка и кадмия.

337Подземные флюиды источника Исвен по составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые с
338минерализацией 0,62 г/л [Оргильянов и др., 2017].

339 В Прихубсугульской области азотных кремнистых терм Билин-Бусийнгольский
340 меридиональный разлом выводит многочисленные источники. Химический и газовый состав
341 приведены в [Пинеккер, 1968]. Нами опробованы на определение концентрации отношения
342 изотопов гелия подземные флюиды источников: Уш-Бельдыр, Маймалыш, Тарыс, Тере-
343 Хольские (Салдамские), Шишхид-Гол, Нарын (№№ 7, 9–11, 13, 34).

344 Названия источников даны по [Пинеккер, 1968], в скобках местные названия.
345 Местоположение изученных источников приведено на рис. 1.

346

347

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

348 **Изотопный состав гелия в газах источников.** Как следует из приведённых данных
349 (см. табл. 1 и рис. 1), почти все опробованные источники показали величины отношения ${}^3\text{He} /$
350 ${}^{350}\text{He}$, значительно превосходящие фоновые для древнего фундамента региона.

351 В Окинском грабене на западном фланге опробованы шесть источников с углекисло-
352 азотным составом газов (1–4, 37–39; см. табл. 1 и рис. 1). Они расположены в долине р.
353 Сенца и хребтовой части Восточного Саяна и приурочены к новейшим разломам широтного
354 и северо-восточного простирания. В газах источника Родник (т. 39), расположенного на
355 высоте около 2000 м в верховьях лавовой р. Жом-Болок близ голоценового вулкана
356 Перетолчина отношение изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 190 \cdot 10^{-8}$. Доля мантийного He в общем
357 количестве этого газа в газовой фазе составляет 17 %. Меньшие значения $R = (60–64) \cdot 10^{-8}$
358 определены в двух источниках Хойто-Гол и Даргал (3, 37), расположенных в 12 км южнее.
359 Но еще в 1,5–2 км южнее, в термальных источниках Холон-Угун, Красные камни и Дунду-
360 Гол (т. 1, 4 и 38 соответственно), $R_{\text{изм.}}$ снова возрастает до $(140–162) \cdot 10^{-8}$. Для этих
361 источников характерно уменьшение температуры примерно на 3–5 °С по сравнению с
362 данными в [Минеральные ..., 1962] и понижение уровня воды в озёрах, образованных
363 водами источников. Максимальное в долине р. Сенца, в левом ее борту значение $R_{\text{изм.}} =$
364 $210 \cdot 10^{-8}$ оказалось в холодном углекислом источнике Шутхулай (т. 2), расположенном в 4 км
365 южнее. Таким образом, величина $R_{\text{ср.}}$ в источниках Окинского грабена варьирует от 60 до
366 $217 \cdot 10^{-8}$, в среднем составляя $141 \cdot 10^{-8}$, что практически в два раза ниже, чем в газах
367 источника Нилова Пустынь на западном фланге Тункинской впадины ($280 \cdot 10^{-8}$) [Поляк,
368 2000].

369 На Восточно-Тувинском лавовом нагорье (ВТЛН), где произошли наиболее
370 значительные излияния новейших лав (около 650 км³), источники, выводимые в тт. 5, 6, 35,
371 36 новейшим глубинным широтным разломом в метаморфических породах кембрия,
372 характеризуются резким возрастанием в гелии доли мантийного компонента – в среднем до
373 31 %. Величина R варьирует от $196 \cdot 10^{-8}$ до $422 \cdot 10^{-8}$ при среднем значении $R_{\text{ср.}} = 316 \cdot 10^{-8}$.
374 Самое высокое значение $R = 422 \cdot 10^{-8}$ выявленное в источнике Чойган (т. 5), показывает, что
375 38 % гелия, присутствующего в выделяющемся газе, представляет мантийный компонент.
376 Такое значение R превышает установленное на западном фланге Тункинской впадины ($R =$
377 $280 \cdot 10^{-8}$), но уступает субмантийным значениям, определенным в её центральной части.

378 К северо-западу от ВТЛН известна группа источников, приуроченных к зоне
379 Кандатского разлома (см. рис. 1). Из них опробованы два углекислых источника Шандал-Ой
380 и Нижний Кадыр-Ос и азотные газы самоизливающейся скважины месторождения Ак-Суг
381 (тт. 30, 32 и 29 соответственно). Они показали меньшие величины R от 97 до $255 \cdot 10^{-8}$, в
382 среднем $165 \cdot 10^{-8}$. В газах углекислых источников концентрации CO_2 составляют
383 соответственно 98 и 96,5 %. Изотопный состав углерода этой углекислоты, т.е. $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (в ‰) =
384 -6,4 и -8,1 ‰ (см. табл. 2). Эти значения близки к приписываемым мантийному углероду

385 [Челноков, Харитонов, 2008], и не исключено, что источники, приуроченные к Кандатскому
386 разлому, выводят и глубинную углекислоту.

387 Севернее широтного Кандатского разлома опробованы: холодный углекислый
388 источник Арыскан ($[CO_2] = 99,3\%$ об., т. 31) и азотный термальный Кижинский источник
389 (т. 33). По измеренным величинам $^3He / ^4He$ и $^4He / ^{20}Ne$ эти источники близки к
390 атмосферному воздуху, (т. AIR на рис. 2). Такие величины присущи флюидам верхней
391 гидродинамической зоны активного водообмена и указывают на отсутствие глубинного гелия
392 в газах источника. Однако значения $\delta^{13}C_{CO_2}$ в источнике Арыскан (- 7,1 ‰ и - 7,6 ‰),
393 находятся в тех же пределах (см. табл. 2), как и в двух вышеупомянутых углекислых
394 источниках с заметным вкладом мантийного гелия.

395 При этом вода источника Арыскан отличается высокими (ураганными) содержаниями
396 урана и тория, генерирующими тяжелый изотоп 4He , так что измеренный в скважине
397 месторождения Арыскан высокий тепловой поток, (75–77 мВт/м²), может отражать
398 радиогенную термоаномалию. Чтобы выяснить противоречие полученных данных,
399 необходимо провести дополнительные исследования.

400 Расположенный в 10 км севернее Арысканского азотный термальный Кижинский
401 источник (т. 33) не газифицируется, хотя ниже его по склону наблюдается мощный известковый
402 травертиновый конус. Это говорит об изменении флюидного режима, но измеренные в газах
403 этого источника величины $^3He / ^4He$ и $^4He / ^{20}Ne$ отвечают атмосферным значениям и
404 однозначно указывают на отсутствие магматической активизации вкост простирания
405 Кандатской разломной зоны.

406 Между Кандатскими источниками и районом ВТЛН примерно посередине находится
407 углекислый источник Йи-Спен (т. 40), расположенный в осевой части хребта Восточный
408 Саян (см. рис. 1). Во флюидах этого источника $R_{изм} = ^3He / ^4He = 250 \cdot 10^{-8}$, указывая на
409 сокращение доли мантийного гелия к северо-западу от района ВТЛН.

410 Таким образом, Окинско-Саянская аномалия изотопного состава гелия протягивается
411 от западного фланга Тункинского грабена на северо-запад по линии ВЕН на расстояние ~ 340
412 км. Она приурочена к разломным структурам Окинско-Саянского грабена и зоны Восточно-Саянского
413 разлома. Амплитуда аномалии изменяется по простиранию: максимальные значения R
414 отвечают району новейшего вулканизма, уменьшаясь на восточном фланге до $141 \cdot 10^{-8}$, а на
415 западном — до $165 \cdot 10^{-8}$. Продолжение изотопно-гелиевой аномалии на северо-западе
416 согласуется с данными сейсмотомографии [Мордвинова и др., 2015], по которым
417 низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км протягиваются
418 вплоть до Сибирского континента. В направлении вкост простирания разломных структур
419 происходит затухание мантийного сигнала; при этом на север, где находится Сибирский
420 кратон гораздо быстрее, чем на юг.

421 Билин-Бусийнгольский грабен (ББГ) входит в Хубсугульскую секцию
422 субмеридиональных впадин; расположен к югу по линии EFG (см. рис. 1). Он представляет
423 собой классический рифт, являясь новейшей разломной структурой с высокой
424 сейсмоактивностью. ББГ сходен по морфологии и истории своего развития с Хубсугульской
425 впадиной, но по размерам значительно уступает ей.

426 Сходство их общего развития подтверждается согласованным поведением изотопно-
427 гелиевого отношения в обеих впадинах. Величина R уменьшается на юг по простиранию и
428 вкост простирания с востока на запад: по Хубсугульской впадине от Тункинского
429 максимума вплоть до нормальных для древней коры [Поляк, 1994] и в ББГ — от максимума в
430 422 до $36 \cdot 10^{-8}$, со средним R в $61 \cdot 10^{-8}$ [Рычкова и др., 2007]. Характерная особенность всей

431БРЗ – изменение вдоль ее простирания мантийного сигнала [Поляк, 2000], наблюдается и для
432Билин-Бусийнгольской впадины.

433 Такая картина увязывается и с общей геодинамикой. Хубсугульская впадина является
434наиболее развитой впадиной в системе параллельных рифтов и отвечает проекции горячей
435точки мантии. Степень раскрытия ББГ как самого молодого рифта наименьшая, расположен
436он в 180–200 км западнее и отвечает крайней периферии ЮБВО. По-видимому, эти условия
437способствовали амагматичности грабена в его центральной и южной части.

438 Выявленные аномальные значения R в Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской
439разломной зоне являются продолжением Тункинской аномалии. Изотопно-гелиевая аномалия
440западного фланга БРЗ характеризуется изменчивостью значений R по простиранию
441разломной зоны; она имеет два разновеликих максимума в центральной части, отвечающих
442проявлениям новейшего вулканизма, и понижается на флангах. Это говорит о едином
443источнике этой аномалии, которым является силикатное вещество. Вариативность значений
444 R по простиранию связана со степенью деструкции литосферы; чем выше степень
445деструкции, тем выше значения R в подземных флюидах.

446 **Тепловой поток.** Положительная корреляция значений R с плотностью теплового
447потока в БРЗ, и в частности в Тункинской впадине, продолжается и в Окинском грабене.
448Идеальное совпадение прямых (q_T) и косвенных оценок (q_R) теплового потока в трёх
449пунктах: пп. I и II на северо-западе в районе Ак-Сугского и Арысканского месторождений и
450п. III на юге на плато Сангилен подтвердило связь двух параметров и позволило оценить
451тепловой поток на всём протяжении по Окинско-Саянской зоне (см. табл. 1; рис. 3). Тепловой
452поток (q_R) в 74 мВт/м² на западном фланге Окинского грабена увеличивается в районе
453новейшего вулканизма (ВТЛН) до 82 мВт/м² и уменьшается на крайнем северо-западе до (q_T)
45476 мВт/м². При этом уменьшение аномалии на западном фланге более монотонное, чем на
455восточном. Согласованная изменчивость теплового потока и изотопов гелия на всём
456протяжении Тункинско-Окинско-Саянской рифтовой зоны по линии СВЕН выражается в
457наличии двух парных максимумов, отвечающих центрам новейшего вулканизма и
458сопряженном убывании обоих параметров при удалении от них (рис. 4).

459 Прямых измерений теплового потока в ББГ не было, но на хорошую корреляцию его с
460составом гелия в этом районе указывают величины q_T и q_R на уровне 66–60 мВт/м² для
461пунктов I3 и III, находящихся в той же структурно-формационной зоне (см. рис. 1).
462Измеренные и рассчитанные по изотопному составу гелия значения теплового потока в ББГ и
463прилегающей территории Сангилен указывают на обширную геотермическую аномалию в
464этом районе. Сходство ББГ по морфологии и истории развития с Хубсугульской впадиной и
465аналогичное поведение изотопно-гелиевой аномалии в обеих впадинах позволяет
466утверждать, что и в ББГ наблюдается согласованная вариативность $^3\text{He} / ^4\text{He}$ и теплового
467потока, уменьшающихся к периферии по линии EFG. Оценки q_R в Билин-Бусийнгольском
468грабене уменьшаются по простиранию к югу от 82 до 65 мВт/м² (см. табл. 1).

469 Таким образом, на всём протяжении Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской
470разломной зоны наблюдается положительная корреляция изотопно-гелиевого отношения и
471теплового потока, однозначно указывающая на разгрузку тепломассопотока из мантии (см.
472рис. 4). Согласованная изменчивость этих параметров выражается в наличии двух парных
473максимумов, отвечающих центрам новейшего вулканизма (Тункинская впадина и район
474ВТЛН) и убывании по фланговым сегментам рифтовых впадин (см. рис. 4). Величины этих
475вариаций зависят от проницаемости разломных зон, интенсивности прорыва мантийных
476масс, от степени контаминации мантийных расплавов коровым веществом, которые
477уменьшаются на флангах этих зон. Если на восточном фланге БРЗ (Чарская впадина)

478 значения R и q снизились до фоновых [Лысак, Писарский, 1999], то на крайнем западном
479 фланге в подземных флюидах видна примесь мантийного гелия, указывающая на
480 продолжение тектономагматической активизации по простиранию Окинско-Саянской
481 разломной структуры. Наличие разгрузки тепломассопотока из мантии согласуется с
482 данными сейсмотомографии [Кулаков, 2008, Мордвинова и др., 2015], по которым
483 низкоскоростные аномалии под юго-западной частью БРЗ в верхних 200 км протягиваются
484 вплоть до Сибирского кратона. Авторы указанных работ предполагают, что низкоскоростные
485 аномалии обусловлены оттоком тепла из под Сибирского кратона. По нашим данным
486 разгрузка тепломассопотока обусловлена перемещением мантийных масс на северо-запад.

487 Условиями, способствующими проявлению тектономагматической активизации на
488 крайнем юго-западе БРЗ, явились изменение тектонического режима в плиоцене и
489 активность плюма ЮБВО.

490

491

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

492 Выявлена изотопно-гелиевая аномалия по простиранию Окинско-Саянско-Билин-
493 Бусийнгольской разломной зоны. Она является продолжением Тункинской аномалии.
494 Сопряжённость вариаций теплового потока и $^3\text{He} / ^4\text{He}$ на всём протяжении зоны показывает,
495 что аномалии обоих параметров, геофизического и геохимического, обусловлены процессом
496 тепломассопереноса. Носителем мантийного гелия и глубинного тепла является силикатное
497 вещество — мантийные массы плюма ЮБВО. Характерная особенность современных
498 континентальных рифтов, выявленная и для Байкало-Монгольского региона [Поляк, 2004] —
499 изменчивая сопряжённость теплового потока и изотопно-гелиевого отношения $^3\text{He} / ^4\text{He}$ по
500 простиранию разломных зон и их убывание к фланговым сегментам установлена и для
501 Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской разломной зоны, свидетельствуя о развитии
502 рифтогенных и магматических процессов за пределами системы грабенов БРЗ.

503 Согласно работам [Парфеевец, Саньков, 2006], новейшие проявления рифтинга на
504 юго-западном фланге БРЗ связаны с Индо-Азиатской коллизией, а активизация и
505 перемещения мантийных масс происходят под воздействием процессов глубинной
506 геодинамики [Ярмолюк, 2003]. На крайнем западе БРЗ произошло совмещение зоны
507 деструкции и проекции мантийных масс ЮБВО, что привело к проявлению магматической
508 активности, которая «есть следствие деформаций в перекрывающей литосфере» [Поляк,
509 2004]. Полученные изотопно-гелиевые данные указывает на продолжение рифтогенной и
510 магматической активности на северо-запад по простиранию разломных зон Восточного
511 Саяна и соответствуют геотермической модели для континентальных рифтов [Хуторской,
512 Поляк, 2014].

513 Авторы признательны за конструктивную критику и возможность проведения
514 анализов отдельных проб на изотопный состав гелия академику РАН В.В. Ярмолюку (ИГЕМ
515 РАН, Москва).

516

517 *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 05–05–97225р–*
518 *байкал-а и № 13–05–98018 р_сибирь-а.*

- 520 **Бадминов П.С., Иванов А.И., Писарский Б.И., Оргильянов А.И.** Окинская
521 гидротермальная система (Восточный Саян) // Вулканология и сейсмология, 2013, № 4, с.
522 27–39.
- 523 **Бадминов П.С., Оргильянов А.И., Писарский Б.И.** Новые данные о минеральных
524 водах западной части Восточного Саяна // Гидротермальные ресурсы Восточной Сибири:
525 Сб. науч. тр. Иркутского гос. техн. ун-та. Иркутск, 2001, с. 6–14.
- 526 **Бушенкова Е.В., Деев Е.В., Дягилев Г.С., Гибшер А.А.** Структура верхней мантии и
527 кайнозойский вулканизм Центральной Монголии // ДАН, 2008, т. 418, №3, с. 378–382.
- 528 **Геология СССР**, том XXIX, Тувинская АССР. М.: Недра, 1966, 460 с.
- 529 Гордиенко В.В., Тарасов В.Н. Современная активизация и изотопия гелия территории
530 Украины. Национальная Академия наук Украины, Киев: Общество «Знание» Украины.
531 2001. 101с.
- 532 **Дучков А.Д., Рычкова К.М., Лебедев В.И. и др.** Оценки теплового потока Тувы по
533 данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках // Геология и геофизика, 2010,
534 т. 51 (2), с. 264–276.
- 535 **Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.** Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 310 с.
- 536 **Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др.** О природе кайнозойских
537 верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии
538 // Геология и геофизика, 2006, т 47, № 10, с. 1060–1074.
- 539 **Кулаков И.Ю.** Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по
540 данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 248–
541 261.
- 542 **Лысак С.В., Писарский Б.И.** Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом
543 составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих
544 районов // Вулканология и сейсмология, 1999, № 3, с. 45–53.
- 545 **Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Д., Толстихин И.Н.** Определение
546 изотопного состава гелия в атмосфере // Геохимия, 1970, № 6, с. 721–730.
- 547 **Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др.** Исследование скоростной структуры
548 литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным S-V волнам // Физика
549 Земли, 2007, № 2, с. 21–32.
- 550 **Мордвинова В.В., Треусов А.В., Турутанов Е.Х.** О природе мантийного плюма под
551 Хангаем (Монголия) по сейсмогравиметрическим данным // ДАН, 2015, т. 460 (3), с. 334–
552 338.
- 553 **Минеральные** воды южной части Восточной Сибири / Под общ. ред. В.Г. Ткачук,
554 Н.И. Толстихина. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. I, с. 126–133.
- 555 **Оргильянов А.И., Аракчаа К.Д., Крюкова И.Г., Бадминов П.С., Содатова Е.С.,**
556 **Шестакова А.В., Рычкова К.М.** Минеральные воды Тоджинского района Республики
557 Тыва // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и
558 сопредельных регионов: Материалы III Междунар. науч.-практ. конф. Кызыл: КЦО
559 «Аныяк», 2017, т. 3, с. 1347–155.

- 560 **Парфеевец А.В., Саньков В.А.** Геодинамические условия развития Тункинской ветви
561 Байкальской рифтовой системы // Геотектоника, 2006, № 5, с. 61–84.
- 562 **Пинеккер Е.В.** Минеральные воды Тувы. Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1968, 106 с.
- 563 **Поляк Б.Г.** Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука,
564 1988, с. 161–166.
- 565 **Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.** Тепломассопоток из
566 мантии на территории Монголии // Геохимия, 1994, № 12, с. 1693–1705.
- 567 **Поляк Б.Г.** Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его
568 обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журн. наук о
569 Земле, 2000, т. 2, № 2, с. 1–21.
- 570 **Поляк Б.Г.** Спрединг и рифтогенез — изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника,
571 2004, № 6, с. 19–32.
- 572 **Рассказов С.В., Демонтерова Е.И., Иванов А.В.** Эволюция позднекайнозойского
573 магматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). Иркутск: ИЗК СО
574 РАН, 2007, 161 с.
- 575 **Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л.** Изотопы гелия в
576 подземных источниках Восточной Тувы // ДАН, 2007, т. 417, № 36, с. 814–817.
- 577 **Рычкова К.М., Оюн Л.А.** Флюидный и тектонический режим Тувы и прилегающих
578 территорий. // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами:
579 Материалы Всерос. Конф. с участием иностр. ученых. Томск: Изд-во НТЛ, 2012, 496 с.
- 580 **Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы / Отв.
581 ред. докт. геол.-мин. наук А.Э. Изох. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003, 92 с.
- 582 **Хефс И.** Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983, 193 с.
- 583 Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолук В.А. Тепловой
584 режим недр Монголии, 1996
- 585 **Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.** Геотермические модели геодинамических обстановок
586 разного типа // Геотектоника, 2014, № 1, с. 77–96.
- 587 **Челноков Г.А., Харитонова Н.А.** Углекислые минеральные воды юга Дальнего
588 Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2008, 107 с.
- 589 **Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и
590 геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по
591 результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O)
592 исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3–33.
- 593 **Du J.,** $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios and heat flow in the continental rift-valley, in: *Works of gas*
594 *geochemistry*, (Ed. Xu Y.), pp. 165-171, Lanzhou: Gansu Science and Technology Press., 1992.
- 595 **Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio P.M.** Geochemical evidence of melt
596 intrusions along lithospheric faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamic and
597 seismogenic implications // *Journ. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, № B6, p. 13569–13578.
- 598 **Zhao D.** Multiscale seismic tomography and mantle dynamic // *Gondwana Res*, 2009,
599 vol. 15, p. 297–323.

Рис. 1. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточного Саяна

1–2 — позднекайнозойские базальты: 1 — позднеплиоцен-голоценовые, 2 — допозднеплиоценовые; 3 — метаморфический комплекс рифея и венда с интрузиями нижнего кембрия; 4 — венд-кембрий с массивами нижнепалеозойских интрузий; 5 — разломы: а — структурные, б — региональные; 6 — грабены; 7 — контур Южно-Байкальской вулканической области; 8–10 — пункты определения отношения изотопов гелия, номер пробы, его величина $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$ соответственно: 8а — 6–17, 8б — 18–50, 9а — 51–140; 9б — 141–420, 10 — > 420; 11 — пункт определения теплового потока в скважинах; 12 — осевая линия распределения изотопов гелия по простиранию рифтовых зон (номера источников на карте соответствуют их номерам в табл. 2. Распределение изотопов гелия по линии АВС по работе [Поляк, 2000]); 13 — гидроминеральные области: а — Восточно-Саянская область минеральных вод, б — Прихубсугульская область азотных терм.

Геологическая информация: [Ярмолук и др, 2003]; [ГИС-Атлас карт геологического содержания м-ба 1:2 500 000–1:500 000 по Красноярскому краю, Республике Хакасия, Республике Тыва, Эвенкийскому АО. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003].

Рис. 2. Соотношение измеренных значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ в газах Восточного Саяна

Кривые PLUMES и 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 отвечают коровым значениям; значок AIR соответствует атмосферным значениям.

Рис. 3. Схема изолиний теплового потока Восточного Саяна и западного фланга БРЗ

1 — пункты измерений теплового потока прямым методом; 2 — пункты определения теплового потока (q_R) по отношениям изотопов гелия: а — среднее значение q_R по нескольким источникам, б — значения q_R , рассчитанные в одиночных источниках; 3 — изолинии теплового потока: а — фактические, б — прогнозные; 4 — осевая линия распределения теплового потока по простиранию рифтовых зон.

Геологическая информация согласно рис. 1.

Рис. 4. Схема распределения изотопов гелия и теплового потока по простиранию Окинско-Саянско-Билин-Бусийнгольской рифтовой зоны

А — распределение отношения изотопов гелия в источниках; Б — распределение теплового потока по простиранию рифтовой зоны. Линии со стрелками указывают центральную часть структурно-тектонического элемента. НЕВС — осевая линия распределения тепломассопотока по простиранию рифтовых зон юго-запада БРЗ. Данные по линии СВА взяты из работы [Поляк, 2004].

**Табл.1. Изотопы гелия и оценки теплового потока Восточного Саяна
(номера источников и скважин в таблице соответствуют номерам на рис. 1, 2, ,4)**

№/№	№№ источ	Название источника	Rизм ·10 ⁻⁸	⁴ He/ ²⁰ Ne	Rглуб ·10 ⁻⁸	Немант %	q _R ;q _T мВт/м ²	литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Источники Окинского грабена								
1	1	Холун-Угун	155	68	156	13	76	Рычкова и др, 2007
2	2	Шутхулай	140 210	6	214	12,5 18	75 78	Бадминов, 2013 Рычкова и др, 2007
3	3	Хойто-Гол	180 62	732	62	16 5	77 69	Бадминов, 2013 Рычкова и др, 2007
4	4	Красные камни	68 162	7700	162	7 13	69 76	Бадминов, 2013 Рычкова и др, 2007
5	37	Даргал	140 64			12,5 5,7	75 69	Бадминов, 2013 Бадминов, 2013
6	38	Дунду-Гол	140			12,5	75	Бадминов, 2013
7	39	Родник, вулкан	190			17	78	Бадминов, 2013
ИТОГО Окинский грабен			126			9.7	74	
Источники Восточно-Тувинского лавового нагорья								
8	5	Чойган	420 310	43	422	38 28	84 81	Рычкова и др, 2007 Бадминов, 2013
9	6	Биче-Соруг	179*	1*	196	16	77	Рычкова и др, 2007
10	35	Соруг	280			25	81	Бадминов, 2013
11	36	Торпа	370			33	83	Бадминов, 2013
Итого			345			31	82	
Группа Кандатских источников								
12	40	Исвен (Йи- Спен)	217	9.1	250	21	79	Отбор пробы 2016
13	30	Шандал-Ой (Соруг)	253	18.8	255	21	79	Рычкова и др, 2013
14	31	Арыскан (Даштыг)	144	0.38				Рычкова и др, 2013
15	32	Н-Кадыр-Ос	140	10	140	12	75	Рычкова и др, 2013
16	29	Ак-Суг скв 8	103	2.2	97	8	72	Рычкова и др, 2013
17	33	Киж- Хемские (Чямджак)	122	0.36				Рычкова и др, 2013
18	I	Ак-Суг					q _T =75	Тепл.поле ... 1987
19	II	Арыскан					q _T =77	Соколова, 2008
Итого					185	16	76	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Источники Билин-Бусийгольского грабена								
20	7	Тарыс	41		41	3	65	Рычкова и др, 2007
21	9	Уш-Бельдир	54		54	5	68	Рычкова и др, 2007
22	34	Шишхид-Гол Маймалыш	80		54	5		Рычкова и др, 2007
23	10	Салдам	129		129	11	74	Рычкова и др, 2007
24	11	Нарын	44		43	4	66	Рычкова и др, 2007
25	13	Улуг-Танзек	45		44	4	66	Рычкова и др, 2007
26	III						q _T =60	Тепл. Поле... 1987
					61	5	67	

П р и м е ч а н и е * Примесь воздуха уменьшило истинное значение Ризм и ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$

**Табл. 2. Изотопы углерода в двуокиси углерода в источниках
Восточного Саяна**

№	Место отбора, номер пробы	Дата отбора	Вид пробы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰CO ₂
1	*Нижний Кара- Ос – 3	17.07.13	Газ	-8.1
2	*Нижний Кара- Ос – 1	17.07.13	Газ	-6.4
3	Шандал-Ой (Соруг)-1	19.07.13	Газ	-7.3
4	Шандал-Ой (Соруг)-2	19.07.13	Газ	-7.5
5	Арыскан (Даштыг) -1	23.07.13	Газ	-7.1
6	Арыскан (Даштыг) -2	19.08.13	Газ	-7.6

Примечание: *- пробы отбирались из разных выходов источника Кара-Ос в пойменной части р. Нижний Кара-Ос.







