

ОЦЕНКИ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА ТУВЫ ПО ДАННЫМ ОБ ИЗОТОПАХ ГЕЛИЯ В ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ИСТОЧНИКАХ

А.Д. Дучков, К.М. Рычкова*, В.И. Лебедев*, И.Л. Каменский**, Л.С. Соколова

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667009, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия*

*** Геологический институт КНЦ РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

Измерены концентрации изотопов гелия в пробах газа и воды из 28 термоминеральных источников Тувы и сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая. Установлено, что флюиды 16 источников содержат значительное количество мантийного гелия (4—35 %). С учетом контаминации проб воздухом исправленные отношения изотопов гелия ($R_{\text{испр}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) варьируют в этих источниках от $5.3 \cdot 10^{-8}$ до $422 \cdot 10^{-8}$. По значениям $R_{\text{испр}}$ выполнены оценки теплового потока, использованные для расчета глубинных температур и мощности термической литосферы. По всем этим характеристикам Тувинский регион можно разделить на две части. Восточная Тува (примерно от 96° в.д. до границы с Бурятией) характеризуется аномальными значениями отношений изотопов гелия и теплового потока, указывающими на интенсивное прогревание земной коры Восточной Тувы: на глубине 50 км температура может достигать 1000—1200 °С, а мощность термической литосферы сокращается до 70—50 км. Эти данные свидетельствуют о развитии рифтогенного процесса к западу (возможно, до 96° в.д.) от Байкальской рифтовой зоны. В западной части Тувы тепловой поток в среднем значительно ниже, порядка 45—50 мВт/м², что соответствует его уровню для Алтае-Саянской складчатой области в целом. Здесь глубинные температуры в два раза ниже, а мощность литосферы увеличивается до 150 км.

Термоминеральные источники, гелий во флюидах, изотопы гелия, тепловой поток, глубинные температуры, Тува.

ESTIMATION OF HEAT FLOW IN TUVA FROM DATA ON HELIUM ISOTOPES IN THERMAL MINERAL SPRINGS

A.D. Duchkov, K.M. Rychkova, V.I. Lebedev, I.L. Kamenskii, and L.S. Sokolova

Concentrations of helium isotopes were measured in gas and water samples from 28 thermal mineral springs in Tuva and adjacent regions of Buryatia and Gorny Altai. It is shown that fluids from 16 springs are rich in mantle helium (4—35%). With regard to the air contamination of the samples, the corrected ratios of helium isotopes ($R_{\text{cor}} = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) in these springs vary from $5.3 \cdot 10^{-8}$ to $422 \cdot 10^{-8}$. Using these R_{cor} values, we estimated the heat flow; these estimates were then applied to calculate the deep-level temperatures and thickness of thermal lithosphere. According to these parameters, the Tuva region is divided into two parts. Eastern Tuva (from $\sim 96^\circ$ E to the boundary with Buryatia) is characterized by abnormal helium isotope ratios and heat flow values indicating the intense heating of the Earth's crust in eastern Tuva. At a depth of 50 km, a temperature reaches 1000—1200 °C, and the thickness of thermal lithosphere is reduced to 70—50 km. This testifies to a rift process west (probably, up to 96° E) of the Baikal Rift Zone. In western Tuva, the average heat flow is much lower, ~ 45 —50 mW/m², which is commensurate with that in the Altai-Sayan folded area as a whole. The deep-level temperatures here are twice lower, and the lithosphere thickness increases to 150 km.

Thermal mineral springs, helium in fluids, helium isotopes, heat flow, deep-level temperatures, Tuva

ВВЕДЕНИЕ

Плотность внутриземного теплового потока (q) является важнейшей характеристикой энергетического состояния литосферы. Информация о пространственном распределении теплового потока используется для оценки температуры земных недр при тектоническом районировании и интерпретации региональных геофизических материалов. В Алтае-Саянской складчатой области (АССО) тепловой поток начал определяться с 60-х годов прошлого столетия по измерениям геотермического градиента (g) в скважинах и теплопроводности (λ) горных пород в лабораторных условиях (геотермический метод): $q = g \cdot \lambda$. В результате многолетних геотермических работ значения q определены в 100 пунктах АССО [Тепловое поле..., 1987]. По этим данным, регион характеризуется сравнительно низким тепловым потоком, порядка 45—50 мВт/м². Такой уровень теплового потока присущ, судя по мировым данным, областям с земной корой, сформировавшейся в салаирско-раннегерцинский период. Выявленные здесь отдельные аномалии q разного знака обычно хорошо объясняются влиянием поверхностных факторов.

Однако геотермическая изученность АССО в целом неравномерна. Наиболее слабо изучен тепловой поток в южных районах, которые по сравнению с северными претерпели максимальную тектоническую активизацию в неоген-четвертичное время. В пределах огромной территории Горного Алтая и Тувы до недавнего времени было выполнено всего десять определений теплового потока.

Авторы поставили перед собой задачу более детально изучить тепловой поток в Тувинском регионе, занимающем юго-восточную часть АССО. В тектоническом отношении территория Тувы является областью салаирской и каледонской складчатостей [Геология..., 1966; Ярмолюк и др., 1995; Логачев, 2003; Сугорокова и др., 2003; Парфеевец, Саньков, 2006]. Многочисленные глубинные разломы формируют ее складчато-глыбовую структуру и способствуют образованию многочисленных термоминеральных источников. В кайнозое АССО подверглась тектономагматической активизации, в результате чего на территории Тувы сформировались горные хребты и значительные депрессии, а на востоке произошли крупные излияния базальтов, образовавшие Восточно-Тувинское лавовое нагорье (ВТЛН) и протяженные долинные лавовые потоки (рис. 1). Позиция вулканического ареала контролируется разломными зонами север-северо-восточного и широтного простирания. Эти разломные зоны определили также и формирование расположенного южнее ВТЛН субмеридионального Белин-Бусийнгольского грабена (ББГ), который считается юго-западной оконечностью Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Восточная Тува — одна из наиболее сейсмоактивных частей Алтае-Саянской складчатой области. О высоких температурах и активном глубинном тепломассопотоке в недрах Восточной Тувы свидетельствуют указанные выше проявления позднекайнозойского вулканизма, термальные источники [Пинеккер, 1968], немногие оценки теплового потока [Тепловое поле..., 1987], а также геофизические данные о возможной роли мантийных плюмов в формировании литосферы региона [Зорин, Турутанов, 2005; Яковлев и др., 2007].

Применение геотермического метода измерения внутриземного теплового потока на данной территории практически невозможно из-за отсутствия подходящих скважин. Однако наличие многочисленных термоминеральных источников [Пинеккер, 1968] позволяет применить для приближенной оценки теплового потока изотопно-гелиевый метод. Этот метод использует установленную ранее корреляционную связь между значениями q и отношением концентраций стабильных изотопов гелия $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газоводных флюидах источников [Поляк и др., 1979, 1989, 1994; Поляк, 1988, 2000, 2004; Хуторской и др., 1991]:

$$q = 18.231 \lg R + 181.82. \quad (1)$$

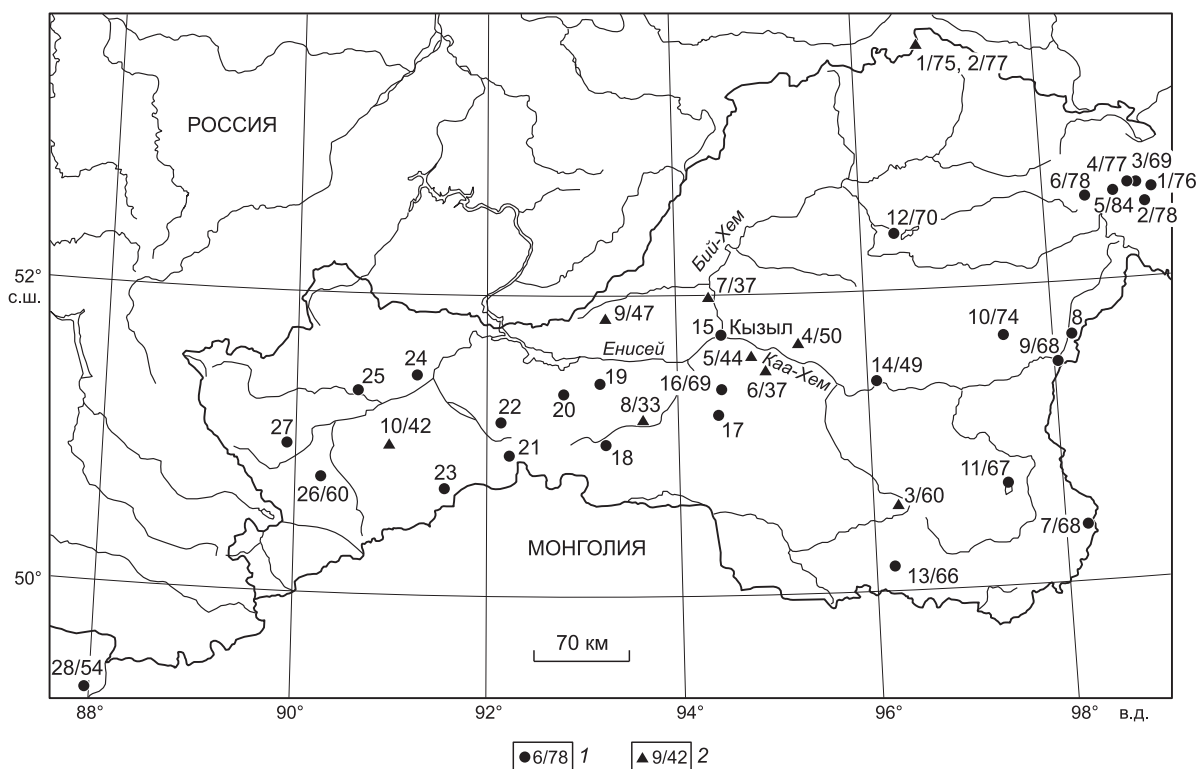


Рис. 1. Пункты определения теплового потока по отношению изотопов гелия в пробах источников q_r (1) и кондуктивного теплового потока по геотермическим данным q_t (2) на территории Тувы и сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая.

Цифры у пунктов: в числителе — номер источника или пункта геотермических измерений согласно таблицам 1 и 3, в знаменателе — значения теплового потока в мВт/м² (отсутствие знаменателя означает, что в данном пункте тепловой поток не определялся).

К изучению стабильных изотопов гелия в источниках Тувы с целью оценки плотности теплового потока авторы приступили в 2003 г. За прошедшее время отобрано и изучено несколько десятков проб газа и воды из источников Тувы и сопредельных территорий и получен большой объем новой информации о значениях R и q . Первые результаты опубликованы в работах [Рычкова и др., 2004, 2007]. В настоящей статье обсуждаются итоги всех выполненных исследований.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При поиске и опробовании источников авторы руководствовались в основном работой [Пинеккер, 1968], содержащей общие сведения о минеральных водах Тувы. Отбор проб газа и воды проводился, как правило, из восходящих термоминеральных источников по методике, описанной в работах [Каменский и др., 1976; Справочник..., 1998]. Эта процедура является чрезвычайно важной частью исследований, поскольку при отборе необходимо минимизировать возможную примесь воздуха в пробе и тем самым предельно уменьшить контаминацию глубинных благородных газов их атмосферными аналогами. В Туве все пробы отобраны К.М. Рычковой, пробы газа из Джумалинского источника в юго-западной части Горного Алтая — А.Д. Дучковым. Положение изученных источников показано на рис. 1 и 2, их координаты указаны в табл. 1.

Пробы оперативно доставлялись в лабораторию геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты), где И.Л. Каменский выполнял их анализ на масс-спектрометре

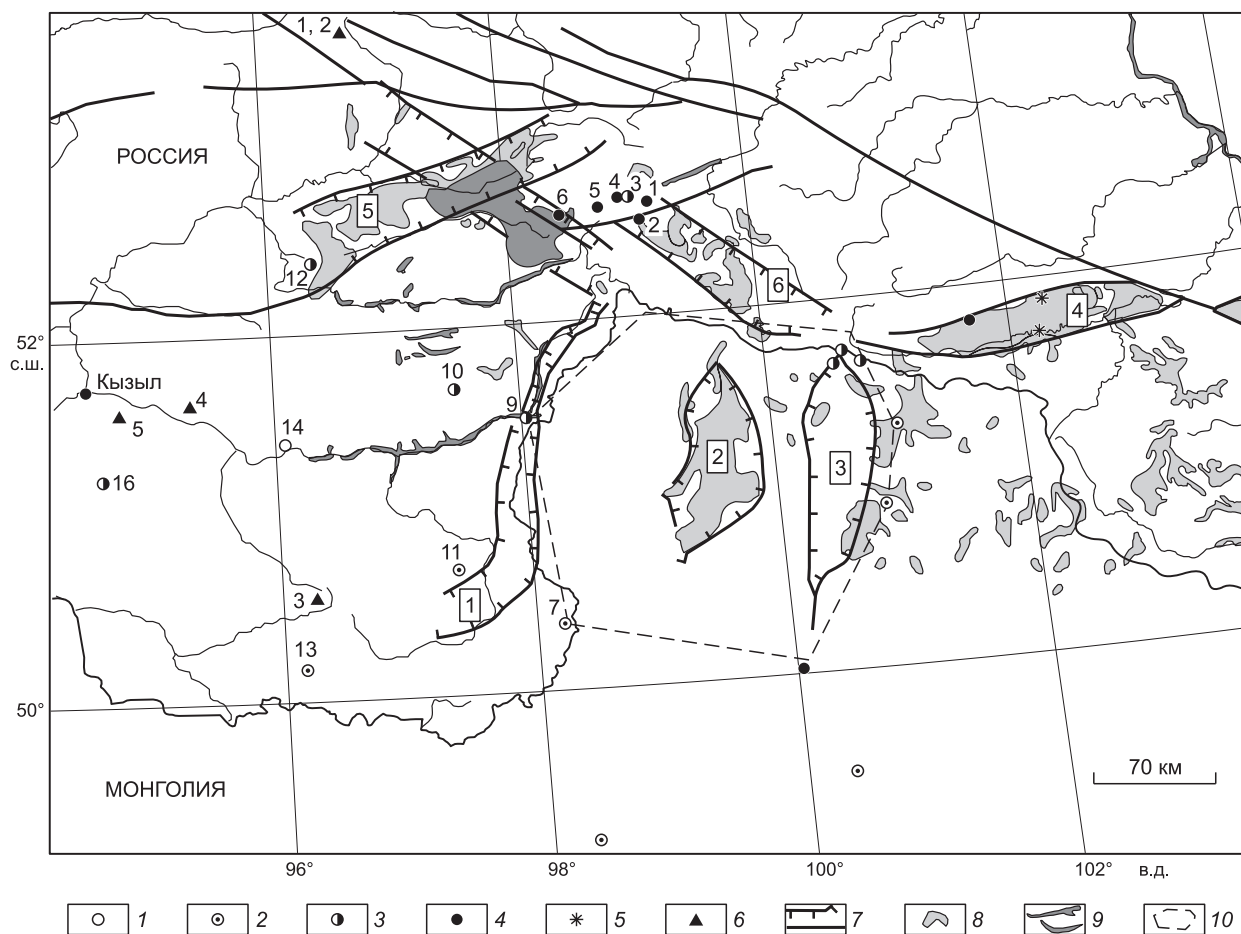


Рис. 2. Характеристика изотопного состава гелия в термоминеральных флюидах Восточной Тувы и западной части Байкальской рифтовой зоны (геологическая информация, по [Сугорокова и др., 2003]).

1—5 — обследованные термоминеральные источники, в которых $R_{испр} \leq 18 \cdot 10^{-8}$ (1), $(18—54) \cdot 10^{-8}$ (2), $(54—140) \cdot 10^{-8}$ (3), $(140—420) \cdot 10^{-8}$ (4), $>420 \cdot 10^{-8}$ (5). Оцифровка точек согласно табл. 1. Информация об источниках без номеров взята из работы [Поляк, 2000]; 6 — пункты геотермических измерений, оцифровка согласно табл. 3; 7 — новейшие грабены: Белин-Бусингольский (1), Хамсаринский (2), Окинский (3), Хубсугульский (4), Тункинский (5), Окинский (6); глубинные разломы; 8 — допозднеплиоценовые базальтовые поля; 9 — позднеплиоцен-голоценовые базальтовые поля; 10 — проекция мантийного плюма [Зорин, Турунтаев, 2005].

Таблица 1. Гелий, неон и аргон в термоминеральных источниках Тувы и сопредельных районах Бурятии и Горного Алтая

| Номер источника | Название источника, координаты, альтитуда, температура (°С) | Номер пробы | Год отбора пробы | Тип флюида | Измеренные изотопные отношения | | | | Измеренные концентрации газов в водной пробе, 10 ⁻⁸ см ³ /см ³ H ₂ O | | | | Измеренные концентрации газов в пробе газа, 10 ⁻⁴ моль. % | | | |
|-----------------|---|---------------------------------|--|--|---|---|---|---------------------------------------|--|-----------------------------------|--|----------------------------------|--|----|----|----|
| | | | | | R = ³ He/ ⁴ He·10 ⁻⁸ | ⁴ He/ ²⁰ Ne | ⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar | He | Ne | Ar | He | Ne | Ar | He | Ne | Ar |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | | | |
| 1 | Холун-Утун 99°12' E, 52°36' N, 1440 м | 1 2 3 | 2006 2006 2006 | Вода Газ » | 156 155 | 23 68 | — — 296 | 628 — | 27 — | — — | — 1020 | — 16 | — 12400 | | | |
| 2 | Шутхулайский 99°05.89' E, 52°30.05' N, 1780 м | 1 | 2006 | Вода | 210 | 6.0 | — | 100 | 19 | — | — | — | | | | |
| 3 | Хойто-Гол, T = 28 99°02' E, 52°40' N, 1680 м | 1 2 3 4 | 2004 2004 2004 2004 | Газ » Вода » | 58.3 65.2 57.9 59.9 | 732 503 104 91 | 301 — 300 301 | — — 1270 1350 | — — 13 16 | — — 21000 27600 | 3900 3710 — — | 5.9 8.1 — — | 9170 — — — | | | |
| 4 | Красные Камни 98°55' E, 52°37.88' N, 1693 м | 1 2 3 4 5 6 | 2006 2006 2006 2007 2007 2007 | Газ » » Вода » Газ | 156 170 — 140 128 155 | 8450 6950 — 75 70 1812 | — — 310 — — — | — — — 997 998 — | — — — 14.6 15.7 — | — — — — — — | 4980 4960 — — — 7170 | 0.6 0.7 — — — 4.3 | — — 3000 — — — | | | |
| 5 | Чойган, T = 35 98°45' E, 52°35' N, 1591 м | 1 2 3 4 | 2005 2005 2005 2005 | » » » » | 236 120 418 420 | 1.08 0.9 32.4 43.2 | — — — — | — — — — | — — — — | — — — — | — — — — | — — — — | — — — — | | | |
| 6 | Биче-Соруг, T = 7 98°25' E, 52°33' N, 1692 м | 1 | 2007 | Вода | 179 | 1.0 | — | 6.6 | 7.3 | — | — | — | | | | |
| 7 | Тарыс, T = 42 98°12' E, 50°13' N, 1940 м T = 42 T = 42 Шорта, T = 48 » Улуг, T = 34 Соок, T = 15 | 1 2 3 4 5 6 7 | 2003 2003 2003 2003 2003 2003 2003 | Газ Вода » Газ Вода Газ Вода | 40.8 34.0 31.2 36.3 69.0 37.0 59.0 | 394 96 64 530 ≥2.1 504 0.96 | 299 — — 293 299 311 — | — 1840 — — 700 — 20 | — 19 — — — 21 15.4 | — — — — 108 — — | 4600 — — — 4100 4400 — | 13 — — 9 10 — | — — — 4400 7000 — | | | |
| 8 | Чавач 98°10.5' E, 51°36.26' N, 1910 м | 1 | 2005 | » | 132 | 0.37 | — | 5.2 | — | — | — | — | | | | |
| 9 | Уш-Бельдыр, скв. 1, T = 83 98°07' E, 51°28' N, 1120 м Ист. 1, T = 64 Ист. 2, T = 60 | 1 2 3 4 5 | 2003 2003 2003 2005 2005 | » Газ » » » | 55.5 55.6 51.5 55.2 55.0 | 56 235 190 475 276 | — 303 301 — — | 1180 — — — — | 21 — — — — | — — — — — | — 2900 2700 2810 2800 | — 14 15 6.5 11.0 | — 11700 10700 — — | | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|----|---|---|------|------|------|------|-----|-----|------|-------|------|------|-------|
| 10 | Маймалды икт. 1, T = 33 97°28' E, 51°40' N, 1660 м | 1 | 2003 | Газ | 129 | 153 | 302 | — | — | — | 2800 | 20 | 8000 |
| | Икт. 1, T = 33 | 2 | 2003 | Вода | 127 | 27 | — | 313 | 12 | — | — | — | — |
| | Икт. 7, T = 38 | 3 | 2003 | » | 121 | 28 | 297 | 344 | 12 | 10700 | — | — | — |
| 11 | Салдам икт. 1, T = 8 97°22' E, 50°40' N, 1300 м | 1 | 2003 | » | 36.8 | ≤59 | 299 | 89 | — | 15300 | — | — | — |
| | Икт. 2, T = 18 | 2 | 2003 | » | 50.2 | 19 | — | 390 | 21 | — | — | — | — |
| 12 | Азаский, T = 2 96°27' E, 52°25' N, 953 м | 1 | 2007 | » | 149 | 0.39 | — | 4.9 | 13.8 | — | — | — | — |
| | | 2 | 2007 | Газ | 129 | 0.7 | — | — | — | — | 10 | 15.7 | — |
| 13 | Нарын, T = 4 96°17' E, 50°16' N, 1820 м | 1 | 2003 | Вода | 45.3 | 29 | — | — | — | — | — | — | — |
| 14 | Кара-Чарык, T = 8 96°05' E, 51°24' N, 1200 м | 1 | 2004 | » | 37.1 | 1.27 | 297 | 18 | 16 | 24200 | — | — | — |
| 15 | Бобры 94°32' E, 51°39' N, 620 м | 1 | 2007 | » | 90 | 0.37 | — | 3.0 | 8.9 | — | — | — | — |
| 16 | Сватиково, T = 26 94°26' E, 51°21' N, 736 м | 1 | 2007 | » | 65 | 11.9 | — | 160 | 14.7 | — | — | — | — |
| 17 | Аргоник 94°22' E, 51°09' N, 989 м | 1 | 2007 | » | 147 | 0.43 | — | 3.9 | 9.9 | — | — | — | — |
| 18 | Хурегечи, T = 7 93°12' E, 51°00' N, 1520 м | 1 | 2007 | » | 146 | 0.38 | — | 4.6 | 13.2 | — | — | — | — |
| 19 | Арык-Бажи 93°06.75' E, 51°27.38' N, 975 м | 1 | 2005 | » | 128 | 0.31 | — | 5.1 | 18.2 | — | — | — | — |
| 20 | Северный Торгалык 92°48' E, 51°20' N | 1 | 2005 | » | 142 | 0.35 | — | 3.8 | 11.8 | — | — | — | — |
| 21 | Улагайский, T = 4 92°14.75' E, 50°52.73' N | 1 | 2006 | » | 82 | 0.42 | — | 6.5 | 17 | — | — | — | — |
| 22 | Кара-Суг 92°06.63' E, 51°17.75' N, 1160 м | 1 | 2007 | » | 124 | 0.43 | — | 4.6 | 11.5 | — | — | — | — |
| 23 | Артыш-Хем 91°33' E, 50°41' N | 1 | 2007 | » | 139 | 0.42 | — | 3.4 | 8.9 | — | — | — | — |
| 24 | Сут-Хольский, T = 4 91°13' E, 51°28' N | 1 | 2007 | » | 134 | 0.49 | — | 3.9 | 8.9 | — | — | — | — |
| 25 | Алашский 90°41' E, 51°19' N, 989 м | 1 | 2007 | » | 123 | 0.42 | — | 3.4 | 9.0 | — | — | — | — |
| 26 | Шуйский, T = 6 90°16.98' E, 50°44.8' N | 1 | 2006 | » | 29 | >4 | — | 265 | — | — | — | — | — |
| | | 2 | 2006 | » | 24 | 10.3 | — | 155 | 17 | — | — | — | — |
| 27 | Бай-Тайгинский, T = 4.5 89°55' E, 50°59' N | 1 | 2007 | » | 138 | 0.46 | — | 4.1 | 9.9 | — | — | — | — |
| 28 | Джумалинский, T = 20 88°08' E, 49°24' N, 2500 м | 1 | 2007 | Газ | 9.0 | 516 | 300 | — | — | — | 5400 | 12 | 13400 |
| | | 2 | 2007 | » | 10.3 | 407 | 298 | — | — | — | 5600 | 15 | 10100 |
| | | 3 | 2007 | » | 10.0 | 635 | 297 | — | — | — | 5800 | 11 | 11500 |

МИ-1201. Дегазация (вакуумная) воды и анализ концентраций He, Ne и иногда Ar осуществлялись на стеклянной ртутной установке типа Хлопина—Герлинга. Методика анализов достаточно подробно описана И.Л. Каменским во многих работах [Каменский и др., 1976; Поляк и др., 1989, 1994]. Поэтому в настоящей статье этот вопрос не освещается. В пробах определялись концентрации He, Ne, иногда Ar, а также отношения изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (см. табл. 1). Всего проанализировано 58 проб газа и воды из 27 групп источников Тувы и соседних районов Бурятии и Горного Алтая. В 19 из них удалось отобрать только пробы воды, а в двух (источники 5 и 28) — только пробы газа. В семи случаях (источники 1, 3, 4, 7, 9, 10, 12) анализировались пробы воды и газа, при этом в водорастворенных и свободных газах получены близкие оценки $^3\text{He}/^4\text{He}$. Наиболее детально исследовались источники восточной части региона (1, 3—5, 7, 9), из них взято по 3—7 проб, иногда из разных грифонов. Наблюдается некоторый разброс значений R в пробах одной и той же группы источников, что может быть следствием разной степени контаминации их атмосферным гелием во время отбора. При наличии нескольких значений R в одной группе источников использовались максимальные и предпочтение отдавалось газовым пробам. Два источника (4 и 9) опробовались повторно через 1—2 года. В обоих случаях зафиксировано незначительное ($\leq 10\%$) снижение R .

ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ

В свете современных представлений о концентрациях изотопов гелия в породах и флюидах литосферы предполагается, что изотоп ^3He был захвачен веществом Земли во время аккреции планеты в составе первичного (первозданного) гелия, в котором $^3\text{He}/^4\text{He}$ составляло $\approx 1.5 \cdot 10^{-4}$. В современной земной мантии оно в результате поступления радиогенного изотопа ^4He , образующегося при распаде урана и тория, снизилось до $1.2 \cdot 10^{-5}$, а в древней континентальной коре — до $\approx (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$; в атмосфере же в связи с постоянным поступлением гелия из недр нашей планеты, спалогенных реакций и непрерывными потерями гелия в космос установилось значение $R_a = 140 \cdot 10^{-8}$ [Мамырин, Толстихин, 1981]. Таким образом, пробы природных газов могут содержать гелий, включающий три компонента — коровую, мантийную и атмосферную. Разработаны специальные методики [Каменский и др., 1976; Прасолов, 1990], позволяющие оценить в пробах доли гелия разного происхождения.

Изотопный состав гелия, попавшего из горных пород в подземные флюиды, с течением времени усредняется и становится, как и фоновый тепловой поток, региональной характеристикой геоблока [Поляк и др., 1979, 1989, 1994; Поляк, 1988, 2000, 2004; Толстихин, 2002; Хуторской и др., 1991]. Очевидно, чем выше в результате тектономагматических процессов интенсивность выноса глубинного вещества (и ^3He), тем больше значение R . Одновременно тектономагматическая активизация приводит к увеличению теплового потока. Специальными исследованиями установлено, что параметры q и R , являясь индикаторами интенсивности современного теплопереноса из недр литосферных блоков мантии, связаны между собой указанной выше корреляционной зависимостью (1) [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988].

Чтобы установить факт наличия в пробе атмосферного гелия, используются сведения о содержании в ней неона, аргона и их изотопов (^{20}Ne , ^{40}Ar , ^{36}Ar) [Каменский и др., 1976; Поляк и др., 2000]. В настоящей работе аргон определен только во флюидах шести источников, а неон — во всех (см. табл. 1). Поэтому для оценки наличия в пробе атмосферного гелия авторами использована методика, основанная на сравнении измеренных в ней значений $R_{\text{изм}}$ и $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}}$ (см. табл. 1) с аналогичными параметрами атмосферы — $R_a = 140 \cdot 10^{-8}$, $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_a \approx 0.3$.

Если значения $R_{\text{изм}}$ и $(^4\text{He}/^{20}\text{Ne})_{\text{изм}}$ оказываются близки к атмосферным, то можно сделать вывод, что в пробе содержится в основном атмосферный гелий. Методика легко и наглядно реализуется в графическом виде (рис. 3), который применен в работе [Нюке et al., 2000]. На рис. 3 результаты анализов всех изученных проб соб-

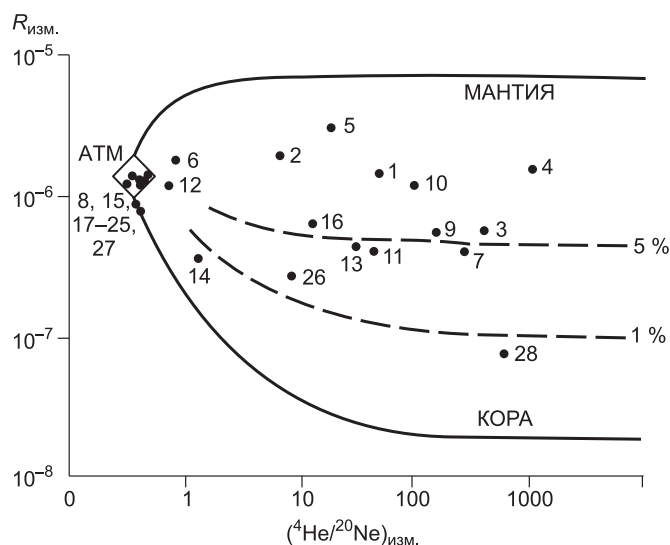


Рис. 3. Диаграмма, характеризующая природу изотопов гелия в источниках Тувы и сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая по смеси трех компонент:

мантийной (МАНТИЯ), коровой (КОРА) и атмосферной (АТМ). Точки — измеренные значения R и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ для отдельных источников. Оцифровка точек согласно табл. 1. Штриховые кривые — изолинии равных значений отношения содержаний мантийного гелия к общему количеству гелия в пробах ($\text{He}_m/\text{He}_{\text{изм}}, \%$).

Таблица 2. Значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ и He_m/He в источниках Тувы и сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая и оценки теплового потока

| Номер источника / номер пробы (по табл. 1) | Название источника | $R_{\text{изм}} \cdot 10^{-8}$ | ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ (изм.) | $R_{\text{испр}} \cdot 10^{-8}$ | $\text{He}_m/\text{He}_{\text{изм}} \%$ | q_1 , мВт/м ² |
|--|--------------------|--------------------------------|---|---------------------------------|---|----------------------------|
| 1/2 | Холун-Угун | 155 | 68 | 155 | 13 | 76 |
| 2/1 | Шутхулайский | 210 | 6.0 | 214 | 18 | 78 |
| 3/2 | Хойто-Гол | 65.2 | 503 | 65 | 5 | 69 |
| 4/2 | Красные Камни | 170 | 6950 | 170 | 14 | 77 |
| 5/3 | Чойган | 420 | 43.2 | 422 | 35 | 84 |
| 6/1 | Биче-Соруг | 179 | 1.0 | 196 | 16 | 78 |
| 7/1 | Тарыс | 69 | ≥ 2.1 | 57 | 4.5 | 68 |
| 9/2 | Уш-Бельдыр | 55.6 | 235 | 56 | 4.5 | 68 |
| 10/1 | Маймалыш | 129 | 153 | 129 | 11 | 74 |
| 11/2 | Салдам | 50.2 | 19 | 49 | 4 | 67 |
| 12/2 | Азасский | 129 | 0.7 | 121 | 10 | 70 |
| 13/1 | Нарын | 45.3 | 29 | 45 | 3.5 | 66 |
| 14/1 | Кара-Чарык | 37.1 | 1.27 | 5.3 | 0.3 | 49 |
| 16/1 | Сватиково | 65 | 11.9 | 63 | 5 | 69 |
| 26/1 | Шуйский | 29 | > 4 | 20 | 1.5 | 60 |
| 28/2 | Джумалинский | 10.3 | 407 | 10 | 0.7 | 54 |

раны в координатах $R_{\text{изм}}$ и $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}}$. Ромб (АТМ) отвечает атмосферному гелию, а графики соответствуют исключительно коровому (КОРА) и мантийному (МАНТИЯ) составам гелия. Между этими графиками находится зона смешения всех трех компонент. Пробы из 12 источников (8, 15, 17—25, 27) попадают по результатам анализа в ромб или на график КОРА. Следовательно, они обогащены атмосферным гелием и не содержат мантийной составляющей. Это в основном холодные негазирующие источники с маломинерализованной водой. Они расположены в западной части Тувы (см. рис. 2) и являются, видимо, нисходящими, сформировавшимися в зоне активного водообмена и обогащенными принесенным метеорными водами атмосферным гелием. Значит, данные по изотопам гелия в пробах этих 12 источников не могут быть использованы для оценки теплового потока.

Из оставшихся 16 источников 12 расположены в восточной части территории, четыре — в западной и еще один — в Горном Алтае (см. рис. 1). Пробы из них (табл. 2) содержат в разных пропорциях все три компоненты (мантийную, коровую и атмосферную). Исправить $R_{\text{изм}}$, исключив долю атмосферного гелия в балансе гелия пробы, можно с помощью формулы:

$$R_{\text{испр}} = [R_{\text{изм}} \cdot ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - R_a \cdot ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_a] / [({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_a].$$

Если в эту формулу подставить указанные ранее значения $R_a = 140 \cdot 10^{-8}$ и $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_a = 0.3$, то получим:

$$R_{\text{испр}} = [R_{\text{изм}} \cdot ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - 42 \cdot 10^{-8}] / [({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{изм}} - 0.3]. \quad (2)$$

Результаты расчетов значений $R_{\text{испр}}$ указаны в табл. 2. Для 11 участков $R_{\text{испр}}$ незначительно (менее 10 %) отличается от $R_{\text{изм}}$, что свидетельствует о слабом заражении этих проб атмосферным гелием. Пробы из источников 7, 14, 26 оказались значительно заражены воздушным гелием, в них зафиксировано заметное уменьшение $R_{\text{испр}}$ по сравнению с $R_{\text{изм}}$ (для пробы 14 более чем в семь раз). В значениях $R_{\text{испр}}$ таким образом, учтены мантийная и коровая компоненты.

Оценить долю гелия мантии (He_m) в общем количестве гелия в пробе ($\text{He}_{\text{изм}}$) позволяет формула:

$$\text{He}_m/\text{He}_{\text{изм}} = 100 \cdot (R_{\text{испр}} - R_k) / (R_m - R_k), \%$$

С учетом указанных ранее значений $R_k = 2 \cdot 10^{-8}$ и $R_m = 1200 \cdot 10^{-8}$ формула упрощается:

$$\text{He}_m/\text{He}_{\text{изм}} \approx (R_{\text{испр}} - R_k) / R_m \approx (R_{\text{испр}} - 2 \cdot 10^{-8}) / 1200 \cdot 10^{-6}, \% \quad (3)$$

Результаты расчетов по этой формуле также приведены в табл. 2. Наименьшее количество мантийного гелия (порядка 1 %) содержится в пробах 14, 26 и 28. В остальных, отобранных из восточной части Тувы, оно превышает 3 %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ R

В Восточной Туве значения $R_{\text{испр}}$ изменяются в пределах $(45—420) \cdot 10^{-8}$, что гораздо выше среднего значения для палеозойской коры, близкого к $10 \cdot 10^{-8}$ [Поляк, 1988]. Это прямо указывает на современное

поступление мантийного изотопа гелия в земную кору. Наиболее высокие значения He_m (5—37 %) и $R_{испр}$ ($65—422$) · 10^{-8} зафиксированы в пробах из шести углекислых термальных источников, расположенных в северо-восточной части региона, в зоне сопряжения северной оконечности Белин-Бусийнгольского грабена с торцевой частью Окинской впадины, в непосредственной близости к позднемиоцен-голоценовым базальтовым полям (см. рис. 2). Самое высокое значение $R_{испр} = 422 \cdot 10^{-8}$ обнаружено в спонтанном газе источника Чойган (5). Оно превышает аналогичные данные по Хубсугульской впадине ($R_{макс} = 206 \cdot 10^{-8}$) и западному флангу Тункинской впадины ($R_{макс} = (210—287) \cdot 10^{-8}$), уступая лишь субмантийным значениям R для центральной части Тункинской впадины ($R_{макс} = 1120 \cdot 10^{-8}$) [Поляк, 2000]. Наши данные свидетельствуют, таким образом, о продолжении изотопно-гелиевой аномалии, выявленной в юго-западной ветви БРЗ, на северо-запад. Выявленная аномалия, несомненно, связана с проявлениями четвертичного вулканизма, широко развитого на северо-востоке Тувы. К югу современный вулканизм в Восточно-Тувинском регионе затухает, соответственно, постепенно уменьшается мантийный сигнал, а значит и значения R .

Западнее Восточно-Тувинского лавового нагорья, уже в пределах Тоджинской котловины, высокими значениями $He_m = 9.9$ % и $R_{испр} = 121 \cdot 10^{-8}$ характеризуются пробы Азасского источника (12). Вблизи Серлиг-Хемского лавового поля миоцен-раннеплейстоценового возраста, расположенного в 200 км к юго-западу от ВТЛН, изучены изотопы гелия во флюидах азотного источника Маймалыш (10). Получены еще более высокие значения $R_{испр} = 129 \cdot 10^{-8}$ и $He_m = 11$ %.

В трех азотных источниках в пределах (или вблизи) Белин-Бусийнгольского грабена (11, 9, 7 — с севера на юг) содержание He_m снизилось до 4 %, а $R_{испр}$ составило $(49—57) \cdot 10^{-8}$. Близкие значения этих параметров сохраняются и южнее, на территории Монголии [Хуторской и др., 1991; Поляк и др., 1994], где во флюидах источника Тошинт, находящегося в 120 км к югу от источника Тарыс (7), получено значение $R_{испр} = 42 \cdot 10^{-8}$ (см. рис. 2). Таким образом, наблюдается убывание концентрации изотопов гелия в обследованных источниках с севера на юг вдоль простирания Белин-Бусийнгольского грабена, и оно согласуется с известными здесь поверхностными проявлениями четвертичного вулканизма на северо-востоке Тувы. Белин-Бусийнгольский грабен, являясь магмоконтролирующей структурой на севере, в южной части практически амагматичен. Центр магматической активизации находился на его северном фланге (Восточно-Тувинское лавовое нагорье).

Повышенные значения $R_{испр} = 45 \cdot 10^{-8}$ и $He_m = 3.5$ % получены также для сероводородного источника Нарын (13), расположенного западнее ББГ в нагорье Сангилен, где отсутствуют следы позднекайнозойского вулканизма. В целом территория южнее источника Маймалыш (10) характеризуется достаточно высоким и стабильным мантийным сигналом. Среднее значения $R_{испр}$ здесь составляет $52 \cdot 10^{-8}$, т.е. значительно выше фоновых значений для палеозойской коры. Постоянство относительно высоких значений R на обширной территории Восточной Тувы и Монголии, западнее и южнее ареалов кайнозойского вулканизма, можно объяснить наличием в этом регионе скрытой современной разгрузки массопотока, обогащенного 3He .

В результате проведенных исследований на востоке Тувы выявлена обширная изотопно-гелиевая аномалия, являющаяся продолжением на запад таковой в пределах Байкальской рифтовой зоны. Она, очевидно, сформировалась над краевой частью глубинного мантийного источника, располагающегося в основном в недрах БРЗ. Нашими исследованиями область разгрузки массопотока расширена к западу на 250—300 км (примерно до 96° с.ш.).

Западнее активизированной в кайнозое Восточной Тувы изотопный состав гелия в подземных водах должен фиксировать постепенное стирание аномальной мантийной метки из-за постепенного накопления в коре радиогенного изотопа 4He , и отношение R должно приближаться к среднему значению для земной коры палеозойского возраста. Это подтверждают данные для источников соседнего с Тувой Хангайского (Монголия) блока позднепалеозойской земной коры. Здесь значения R снижаются до $(5—13) \cdot 10^{-8}$ [Поляк и др., 1994].

Более сложная картина распределения изотопов гелия наблюдается в источниках Западной Тувы (см. рис. 1): Кара-Чарык (14), Сватиково (16) и Шуйский (26). В них отобраны и проанализированы водные пробы. Получены существенно различающиеся значения $R_{испр}$ (см. табл. 2). Особенно необычны распределения изотопов гелия в водах холодных нисходящих негазирующих источников Кара-Чарык и Сватиково. В первом зафиксировано типичное для палеозойской коры $R_{испр} = 5 \cdot 10^{-8}$, хотя этот источник располагается в пределах Тувинского нагорья, т.е. еще в активизированной области. В водорастворенном газе из источника Сватиково, расположенного в центральной части Тувинской котловины, наоборот, получено высокое значение $R_{испр} = 63 \cdot 10^{-8}$, несмотря на отсутствие здесь видимых следов вулканоплутонических образований. Эти результаты требуют дополнительной проверки. В водорастворенном газе из Шуйского источника получено сравнительно невысокое значение $R_{испр} = 20 \cdot 10^{-8}$, которое, однако, еще в два раза выше нормы для палеозойской коры. Этот источник находится в отрогах хр. Цаган-Шибету, вода здесь поступает из палеозойских гранитов. Шуйский источник слабо газирует, что позволяет в дальнейшем изучить изотопы гелия и в спонтанном газе.

Мы также изучили три пробы газа из Джумалинского термального источника (см. рис. 1, табл. 1, ист. 28), расположенного за пределами Тувы в Горном Алтае [Гидрогеология..., 1972]. Вода и спонтанный газ поступают здесь из гранитного массива раннемезозойского возраста. Во всех пробах получены одинаковые оценки $R_{\text{испр}} = 10 \cdot 10^{-8}$ (см. табл. 2), которые характерны для блоков земной коры палеозойского возраста [Поляк, 1988]. Интересно отметить, что такое же значение $R_{\text{испр}} = 10.1 \cdot 10^{-8}$ получено в пробе газа источника Чихирт в Монгольском Горном Алтае [Поляк и др., 1994; Поляк, 2000]. Нам представляется, что именно такой уровень R наиболее достоверно характеризует гелиевый поток в западной, не активизированной в кайнозое, части Тувы и в Горном Алтае.

ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК И ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ ТУВЫ

Геотермические измерения теплового потока (q_T). Ранее [Дучков, Соколова, 1974; Тепловое поле..., 1987; Соколова, Дучков, 2008] тепловой поток q_T был измерен стандартным геотермическим методом на 10 участках (табл. 3, см. рис. 2). Два из них (Ак-Суг и Арыскан) расположены в Восточной Туве, один (Танзек) — в нагорье Сангилен, семь (Тардан, Кызыльский, Чеддер, Усть-Уюк, Хову-Аксы, Терлиг-Хая и Аянгаты) — в Западной Туве. Наиболее достоверные результаты (точность $\pm 10\%$) получены на участке Хову-Аксы, где температура измерялась в глубоких скважинах и детально изучалась теплопроводность пород. Точность определений q_T на остальных участках, вследствие использования неглубоких скважин и отсутствия керна, значительно хуже (15—20%). По геотермическим измерениям, тепловой поток в пределах региона изменяется от 33 до 77 мВт/м². Максимальные значения q_T , составляющие 60—84 мВт/м², зарегистрированы в Восточной Туве. На остальной территории региона поток заметно ниже, составляя в среднем 41 мВт/м² при изменениях от 33 до 50 мВт/м².

Оценка теплового потока изотопно-гелиевым методом (q_T). Рассмотренные выше значения отношений изотопов гелия ($R_{\text{испр}}$) в обследованных источниках Тувы использованы для оценки теплового потока q_T по формуле (1). Изотопно-гелиевый метод оценки теплового потока детально обоснован в работах [Поляк и др., 1979, 1982; Поляк, 1988] и прошел проверку в Монголии [Хуторской и др., 1991; Поляк и др., 1994], Байкальской рифтовой зоне [Лысак, Писарский, 1999], Тянь-Шане [Дучков и др., 2001], Восточных Карпатах [Поляк и др., 1999] и в других регионах. В работе [Тевелева, 2006] была подтверждена обоснованность применения изотопно-гелиевого метода для оценки теплового потока, возможность анализа этих оценок совместно с геотермическими данными. Отметим, что значения q_T характеризуют глубинную составляющую теплового потока и, скорее всего, не осложнены поверхностными факторами. Точность определения q_T невысока, вероятно, не лучше 20%. Однако такие оценки правильно характеризуют средний тепловой поток блоков земной коры, и в этой связи они полезны при отсутствии более достоверных данных.

Значения теплового потока, рассчитанные изотопно-гелиевым методом по формуле (1), приведены в табл. 2, а также указаны на рис. 1 и 2. Они изменяются от 49 до 84 мВт/м². Максимальные значения

Таблица 3. **Оценки теплового потока Тувы по результатам геотермических измерений (q_T) [Дучков, Соколова, 1974; Тепловое поле..., 1987; Соколова, Дучков, 2008]**

| № п/п | Название участка | Геологический разрез | Координаты | | q_T , мВт/м ² |
|------------------------|---|---|------------|--------|----------------------------|
| | | | в.д. | с.ш. | |
| <i>Восточная Тува</i> | | | | | |
| 1 | Ак-Суг (Восточный Саян) | Плагииграниты, тоналиты, PZ | 96°30' | 53°25' | 75 |
| 2 | Арыскан (Восточный Саян) | Плагииграниты, тоналиты, PZ | 96°28' | 53°41' | 77 |
| 3 | Танзек (нагорье Сангилен) | Метаморфические породы, PZ | 96°14' | 50°30' | 60 |
| Среднее значение q_T | | | | | 71 |
| <i>Западная Тува</i> | | | | | |
| 4 | Тардан (Восточно-Тувинское нагорье, хр. Акад. Обручева) | Мраморизованные известняки, С | 95°16' | 51°40' | 50 (46—54) |
| 5 | Кызыльский (Тувинская котловина) | Песчаники, алевролиты, J | 94°43' | 51°35' | 44 |
| 6 | Чеддер (северные отроги хр. Восточный Танну-Ола) | Граниты, PZ | 94°51' | 51°30' | 37 |
| 7 | Усть-Уюк (Уюкская впадина) | Песчаники, алевролиты, D ₃ | 94°13' | 52°00' | 37 |
| 8 | Хову-Аксы (хр. Восточный Танну-Ола) | Метаморфические породы, S | 93°35' | 51°10' | 33 |
| 9 | Терлиг-Хая (Уюкский хр.) | Вулканогенно-осадочные породы, D ₁ | 93°26' | 51°50' | 47 (45—50) |
| 10 | Аянгаты (северные отроги хр. Западный Танну-Ола) | Песчаники, алевролиты, O | 90°59' | 51°00' | 42 |
| Среднее значение q_T | | | | | 42 |

зафиксированы на северо-востоке Тувы, восточнее Восточно-Тувинского лавового нагорья, где тепловой поток составляет в среднем 77 мВт/м². Во всей Восточной Туве изотопно-гелиевые оценки q изменяются от 65 до 84 мВт/м², при среднем 73 мВт/м². Эти данные подтверждают и детализируют результаты выполненных здесь ранее геотермических измерений (табл. 3). Средний тепловой поток Восточной Тувы по всем оценкам, полученным как геотермическим, так и изотопно-гелиевым методом, составляет 72 мВт/м². По уровню теплового потока Восточная Тува практически не отличается от западной оконечности БРЗ [Лысак, Писарский, 1999], что однозначно свидетельствует об аномальном прогревании недр Восточной Тувы.

Иное соотношение геотермических и изотопно-гелиевых оценок теплового потока имеет место в Западной Туве и прилегающем районе Горного Алтая. По геотермическим данным (см. табл. 3), тепловой поток здесь изменяется от 33 до 50 мВт/м², в среднем 41 мВт/м². Изотопно-гелиевым методом (см. табл. 2, источники Кара-Чарыг, Сватиково, Шуйский и Джумалинский) приводит к более высоким оценкам от 49 до 69 мВт/м², при среднем 58 мВт/м². По всем оценкам средний тепловой поток Западной Тувы составляет 47 мВт/м².

Подводя итог, можно отметить, что территория Тувы по уровню теплового потока подразделяется на две части — восточную (примерно от 96° в.д. до восточной границы Тувы) и западную. Восточная характеризуется аномально высоким тепловым потоком, достигающим 80 мВт/м² вблизи Восточно-Тувинского лавового нагорья, западная — низким, порядка 45—50 мВт/м². Как отмечалось выше, именно такой средний уровень q , присущий палеозойским блокам земной коры, характерен и для всей АССО.

Глубинные температуры, мощность термической литосферы. Наличие сведений о распределении теплового потока позволяет выполнить оценку температур в земной коре и мощности термической литосферы. В данной работе мы ограничимся только ориентировочными оценками этих величин для двух выделенных по уровню q блоков земной коры Тувы.

Глубинные температуры в земной коре можно рассчитать геотермическим методом по упрощенной схеме, описанной в работе [Тепловое поле..., 1987]. Для расчетов строится физическая модель земной коры, которая обычно состоит из нескольких плоскопараллельных слоев, чаще трех (осадочного, «гранитно-метаморфического» и «базальтового») с характерными для региона средними величинами интенсивности генерации радиогенного тепла и теплопроводности. Если тепловое поле региона в геологическом масштабе времени можно считать стационарным, для соответствующей модели земной коры решается стационарное уравнение теплопроводности. Данные о тепловом потоке используются в качестве основного граничного условия, другим условием является постоянство температуры на поверхности. Анализ расчетных температур для большого числа моделей с учетом влияния возможных вариаций параметров модели (мощности слоев, генерации радиогенного тепла, теплопроводности пород, теплового потока) показал, что влияние теплового потока всегда является определяющим и между величинами потока q и расчетной температуры T для фиксированных глубин устанавливается линейная зависимость с коэффициентом корреляции 0.9 и более [Тепловое поле..., 1987]. Для глубин 40 (примерно подошва земной коры) и 50 км такие зависимости имеют вид:

$$T_{40} = 15.61 \cdot q - 223 \text{ (точность } \sim \pm 40 \text{ }^\circ\text{C)}, \quad (4)$$

$$T_{50} = 18.09 \cdot q - 275 \text{ (точность } \sim \pm 50 \text{ }^\circ\text{C)}.$$

Эти формулы использованы в дальнейшем для расчета глубинной температуры в литосферных блоках Тувы.

Мощность термической литосферы ($H_{\text{л}}$) оценивается по пересечению местной геотермы (график, иллюстрирующий изменение температуры пород с глубиной) с кривой солидуса ($T \sim 1250 \text{ }^\circ\text{C}$). В работе [Тепловое поле..., 1987] выполнен расчет значений $H_{\text{л}}$ для всей территории Сибири и построен график зависимости мощности литосферы от величины теплового потока [Тепловое поле..., 1987, рис. 5.6]. Этот график позволяет быстро выполнить приблизительную оценку $H_{\text{л}}$ по значению q , и мы этим графиком воспользовались для наших оценок.

В табл. 4 приведены полученные описанным выше способом оценки температуры на глубинах 40 (T_{40}) и 50 (T_{50}) км, а также мощности термической литосферы. Используются близкие к средним значения теплового потока в двух блоках Тувинского региона. Расчеты свидетельствуют о существенном различии в температурном

Таблица 4. Оценки значений глубинной температуры и мощности термической литосферы по тепловому потоку (методика расчетов изложена в работе [Тепловое поле..., 1987])

| Регион | q , мВт/м ² | T_{40} , °C | T_{50} , °C | $H_{\text{л}}$, км |
|--|--------------------------|---------------|---------------|---------------------|
| Восточная Тува | 70 | 870 | 990 | 80 |
| | 80 | 1030 | 1170 | 60 |
| | 84 | 1090 | 1250 | 50 |
| Западная часть Тувы, Алтай-Саянская складчатая область в целом | 40 | 400 | 450 | >200 |
| | 50 | 560 | 630 | 150—180 |

режиме литосферы Восточной и Западной Тувы. Высокому тепловому потоку в Восточной Туве соответствуют высокие значения глубинных температур (900—1100 °С на глубинах 40—50 км) и резкое уменьшение мощности литосферы (подъем астеносферы) до 60—80 км. В Восточно-Тувинском лавовом нагорье, где тепловой поток возрастает до 84 мВт/м², температура солидуса достигается уже на глубине 50 км. В Западной Туве (как и в других районах АССО) литосфера представляется более холодной. Температуры в низах земной коры не превышают 500—600 °С, а мощность литосферы увеличивается до 150—180 и более километров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучены концентрации изотопов гелия, а также Ne и Ar в пробах газа и воды из 28 термоминеральных источников Тувы и сопредельных районов Бурятии и Горного Алтая (см. табл. 1). После первичной обработки отобрано 16 источников, флюиды которых содержат значимые количества мантийного гелия (4—35 %). Исправленные значения отношения изотопов гелия ($R_{испр}$) варьируют в интервале от $5.3 \cdot 10^{-8}$ до $422 \cdot 10^{-8}$. Максимальные ($45—422$) $\cdot 10^{-8}$ зафиксированы в Восточной Туве. Здесь выявлена обширная изотопно-гелиевая аномалия, захватывающая хребты Восточного Саяна, Тоджинскую котловину, Восточно-Тувинское нагорье и нагорье Сангилен (примерно от 96° в.д. до границы Тувы с Бурятией). На востоке аномалия смыкается с западным флангом Тункинского мантийного изотопно-гелиевого максимума [Поляк, 2000], что свидетельствует о развитии рифтогенного процесса к западу от юго-западного фланга БРЗ. Эта аномалия является свидетельством интенсивного современного теплопереноса из недр восточной части Тувы, причем на гораздо большей территории, чем это ранее представлялось по данным о распространении продуктов новейшего вулканизма (Восточно-Тувинское лавовое нагорье). Вероятно, скрытая разгрузка теплопереноса имеет место западнее ВТЛН, в южной части Белин-Бусийнгольского грабена и смежных районах. Повышенное отношение $R_{испр} = 63 \cdot 10^{-8}$ установлено также в пробе из источника Сватиково, расположенного в центральной части Тувинской котловины. Природа этой аномалии пока не выяснена. Для остальных источников западной части региона (включая Джумалинский источник Горного Алтая) характерны невысокие значения $R_{испр} = (5.3—20) \cdot 10^{-8}$, близкие к типичному для палеозойской коры.

Значения $R_{испр}$ использованы для оценок теплового потока (q_r) изотопно-гелиевым методом, что позволило существенно улучшить геотермическую изученность восточной части региона. По изотопно-гелиевым характеристикам и тепловому потоку Тувинский регион четко разделяется на два литосферных блока — восточный (примерно до 96° в.д.) и западный. Восточная Тува характеризуется аномально высоким тепловым потоком. Вблизи Восточно-Тувинского лавового нагорья поток превышает 80 мВт/м². В западной части Тувы средний тепловой поток значительно ниже, порядка 45—50 мВт/м², что соответствует уровню теплового потока для всей Алтае-Саянской складчатой области. Для этих двух блоков выполнены оценки температуры в нижней части земной коры и мощности термической литосферы (см. табл. 4). Результаты расчетов свидетельствуют об интенсивном прогревании земной коры Восточной Тувы (температура на глубине 50 км достигает 1000—1200 °С), вероятно, обусловленном более высоким положением астеносферы ($H_n = 70—50$ км). В Западном блоке глубинные температуры в два раза ниже, а мощность литосферы увеличивается до 150 км.

Полученные данные в целом подтвердили сделанный ранее вывод [Дучков, Соколова, 1974; Тепловое поле..., 1987], что интенсивная неотектоническая активизация Алтае-Саянской складчатой области, существенно изменив геоморфологию области, не привела к аномальному увеличению теплового потока, так как не сопровождалась выносом горячего мантийного материала в земную кору региона. Это произошло только на крайнем юго-восточном фланге АССО, на периферии Южно-Байкальской вулканической области [Ярмолюк и др., 1995; Сугоракова и др., 2003].

Авторы благодарят Б.Г. Поляка за постоянное внимание к работе и деловые советы.

Исследование поддержано грантом РФФИ 05-05-97225р-байкал-а, интеграционными проектами СО РАН (2006—2008 гг.) 87, 88.

ЛИТЕРАТУРА

Геология СССР. Том XXIX. Тувинская АССР. Часть 1. Геологическое описание / Под ред. Г.А. Кудрявцева, В.А. Кузнецова. М., Недра, 1966, 410 с.

Гидрогеология СССР. Том XVII. Кемеровская область и Алтайский край / Под ред. М.А. Кузнецовой и О.В. Постниковой. М., Недра, 1972, 399 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Тепловой поток центральных районов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1974 (8), с. 114—123.

Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С. Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (10), с. 1516—1531.

- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х.** Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 685—699.
- Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М., Бескровный Н.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П.** Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия, 1976, № 5, с. 682—695.
- Логачев Н.А.** История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.
- 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.
- Парфеевец А.В., Саньков В.А.** Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Академическое издательство «Гео», 2006, 151 с.
- Пинеккер Е.В.** Минеральные воды Тувы. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1968, 105 с.
- Поляк Б.Г.** Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М., Наука, 1988, 192 с.
- Поляк Б.Г.** Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал 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., Якуцени В.П.** Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника, 1979, № 5, с. 3—23.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Чермак В.** Мантийный гелий в «ювенильных флюидах» и природа геотермической аномалии Рудных гор (ЧССР) // Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 3, с. 701—705.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л., Елманова Н.М., Султанходжаев А.А., Чернов И.Г.** Изотопный состав гелия, неона и аргона в подземных флюидах Тянь-Шаня // Геохимия, 1989, № 1, с. 87—98.
- Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Каменский И.Л., Прасолов Э.М.** Тепломассопоток из мантии на территории Монголии (по изотопно-гелиевым и геотермическим данным) // Геохимия, 1994, № 12, с. 1693—1705.
- Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тарасов В.Н.** Изотопы гелия, тепловой поток и тектоника Восточных Карпат // Докл. РАН, 1999, т. 367, № 2, с. 244—249.
- Прасолов Э.М.** Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л., Недра, 1990, 283 с.
- Рычкова К.М., Лебедев В.И., Дучков А.Д., Каменский И.Л., Аюнова О.Н.** Изотопно-гелиевые исследования термальных флюидов (Восточная Тува) // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Азии. Кызыл, ТувИКОПР СО РАН, 2004, с. 101—103.
- Рычкова К.М., Дучков А.Д., Лебедев В.И., Каменский И.Л.** Изотопы гелия в подземных источниках Восточной Тувы // Докл. АН, 2007, т. 417, № 6, с. 814—817.
- Соколова Л.С., Дучков А.Д.** Новые данные о тепловом потоке Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1248—1261.
- Справочник по геохимии нефти и газа.** СПб., ОАО Изд-во «Недра», Санкт-Петербургский филиал, 1998, с. 25—36.
- Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл, Тув ИКОПР СО РАН, 2003, 90 с.
- Тевелева Е.А.** Статистический анализ, картирование и профилирование геопараметров на примере кондуктивного теплового потока и изотопного отношения гелия: Автореф. дис. ... к.ф.-м.н. М., РУДН, 2006, 19 с.
- Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади.** Новосибирск, Наука, 1987, 196 с.
- Толстихин И.Н.** Изотопы гелия в природе // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 3. Апатиты, Изд-во МУП «Полиграф», 2002, с. 28—50.
- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Митник М.М., Ярмолук В.А.** Тепловой режим недр МНР. М., Наука, 1991, 127 с.
- Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А.** Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 261—282.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.В., Иванов В.И. Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

Hoke L., Lamb S., Hilton D.R., Poreda R.J. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 180, p. 297—308.

Рекомендована к печати 23 января 2009 г.

О.П. Полянским

Поступила в редакцию

16 октября 2008 г.