

УДК 551

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГАЗОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

© 2009 г. В. Ю. Лаврушин, Б. Г. Поляк, Б. Г. Покровский, М. Л. Копп,  
Г. И. Буачидзе\*, Л. И. Каменский\*\*

*Геологический институт РАН*

*119017 Москва, Пыжевский пер., 7, e-mail: v\_lavrushin@ginras.ru*

*\*Институт гидрогеологии и инженерной геологии АН Грузии, Тбилиси, просп. Руставели 9*

*\*\*Геологический институт КНЦ РАН*

*184200 Апатиты, ул. Ферсмана 14*

Поступила в редакцию 27.05.2008 г.

Рассмотрены изотопно-геохимические особенности газов грязевых вулканов Восточной Грузии, в составе которых фиксируется примесь мантийного гелия ( ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  до  $223 \times 10^{-8}$ ), что подтверждает наличие в разрезе впадины молодого интрузивного образования, выделенного ранее по геофизическим данным. На фоне высокой изменчивости значений  $\delta^{13}\text{C}$  ( $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ), химического состава газа и воды величина  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  остается постоянной во времени. Поэтому изменения изотопных характеристик и соотношения концентраций углеродсодержащих газов обусловлены только процессами, происходящими в коре. Отмечены необычные прямые корреляции величины отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  с концентрациями  $\text{He}$ ,  $\text{CH}_4$  и отношением  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ , существование которых может объясняться формированием газов в толще кайнозойских осадков Средне-Куринской впадины.

Грязевой вулканизм издавна привлекал внимание исследователей. До сих пор его причины и механизм остаются дискуссионными. Первоначально, основываясь на морфологическом сходстве, это явление связывали с проявлениями магматизма [Ковалевский, 1940 и др.]. Но впоследствии возобладало представление о том, что грязевулканическая активность неразрывно связана с процессами нефте-газогенерации [Губкин, Федоров, 1938] и элизионными процессами, проходящими в толще осадочных пород [Холодов, 2002]. Тем не менее не прекращаются попытки доказать глубинное (магматогенное) происхождение грязевулканических флюидов [Ковалевский, 1940; Валяев и др., 1985; Гемп, Лагунова, 1978; Лагунова, 1974; 1975]. Однако неопровержимых доказательств мантийного происхождения грязевулканических углеводородов нет [Лаврушин и др., 1996].

Грязевой вулканизм как геологическое явление типичен для осадочных бассейнов подвижных горно-складчатых поясов и поэтому может быть индикатором высокой геодинамической активности. В последнее время его считают одним из следствий развития аккреционных комплексов, в которых чехол осадочных пород, продуцирующий углеводороды, подвергается интенсивным динамическим тектоническим нагрузкам. В результате этого создается высокая вертикальная проницаемость пород, обеспечивающая транспортировку и разгрузку на поверхность газонасыщенной пульпы.

На территории бывшего СССР проявления грязевого вулканизма известны в Керченско-Таманской провинции, Восточной Грузии (Кахетии), Азербайджане, Туркмении и на Сахалине. В относительной близости от районов современной магматической активности находятся только грязевые вулканы Сахалина и Грузии. В связи с этим возникает вопрос – отражается ли магматизм в каких-либо специфических особенностях грязевулканических флюидов или нет?

Рассмотрим этот вопрос на примере кахетинских вулканов, расположенных в западной части Куринской депрессии, в долинах Куры и Иори. Именно здесь ранее были отмечены самые высокие для грязевулканических флюидов Кавказского региона величины отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  – до  $2 \times 10^{-6}$  [Матвеева и др., 1978; Якубов и др., 1980]. Такие значения намного превосходили не только каноническое радиогенное для земной коры  $\sim 2 \times 10^{-8}$ , но и наблюдающееся в современной атмосфере  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.4 \times 10^{-6}$ , и поэтому даже без поправки на оставшуюся тогда неизвестной contamination проб атмосферным гелием, ясно указывали на примесь в этих флюидах гелия из мантии, в которой  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim n \times 10^{-5}$  [Мамырин, Толстихин, 1981]. Поэтому нельзя было исключить возможность присутствия в них и других мантийных дериватов. Для решения этого вопроса были проведены геохимические исследования грязевых вулканов Восточной Грузии, результаты которых излагаются в данной работе.



Рис. 1. Схема расположения объектов опробования на территории Восточной Грузии.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Опробование грязевых вулканов Восточной Грузии проводилось в сентябре 1997 г. Эти работы были продолжением изучения изотопного состава гелия в грязевулканических флюидах Кавказа [Матвеева и др., 1978; Якубов и др., 1980; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Поляк и др., 1996; Лаврушин и др., 1996, 1998]. Было опробовано четыре вулкана (из них Пховели – впервые), минеральный источник Мжаве и скважина Земо-Мачхаани со слабым излиянием нефти (рис. 1). На всех объектах отмечалось постоянное выделение газовой фазы. Минимальной активностью во время опробования отличался вулкан Пховели – газоотделение из его центральной салызы было спорадическим. Вероятно, режим деятельности этого вулкана (как и большинства других) носит пульсационный характер, и периоды относительного покоя сменяются усилением активности. На это, в частности, указывают незадернованные потоки засохшей грязи на склонах конуса.

Газы отбирались методом вытеснения с небольшим гидравлическим затвором в стеклянные бутылки объемом 220–320 см<sup>3</sup>, которые закрывались резиновой пробкой и хранились в перевернутом виде. В Геологическом институте КНЦ РАН на масс-спектрометре МИ-1201ИГ по методике, описанной ранее [Kamenskii et al., 1990 и др.], измерялись концентрации He и Ar и величины изотопных отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ,  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  с погрешностью, указанной в последней строке таблицы. Кроме того, в Геологическом институте РАН определялся химический состав газа, а на масс-спектрометре МИ-1201В изотопный состав углерода в метане и углекислоте с предварительным разделением газов и последующим окислением  $\text{CH}_4$  на  $\text{CuO}$  при 1000°C; точность определения  $\delta^{13}\text{C} \sim 0.25\%$ .

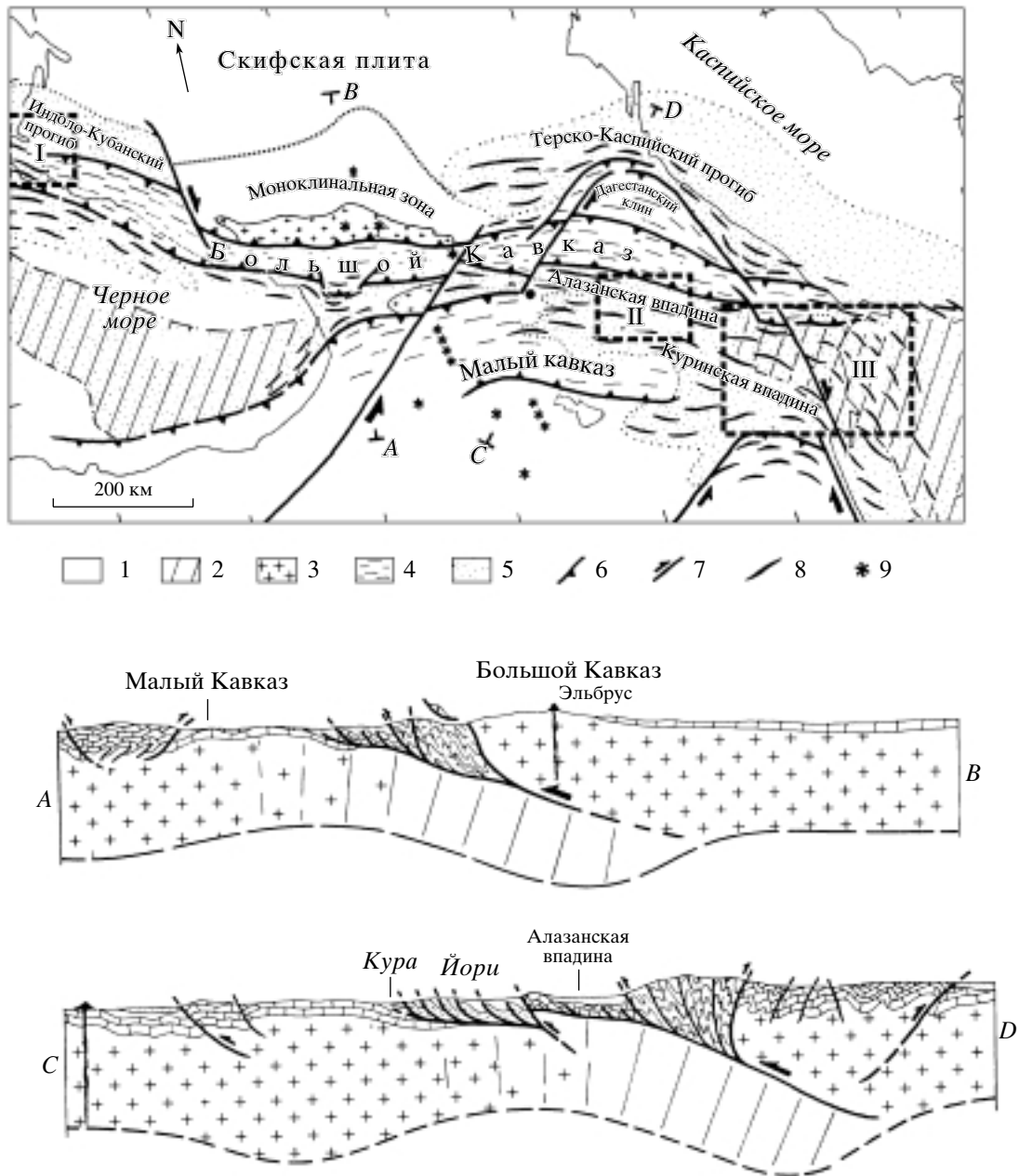
При отборе газа или в ходе лабораторного анализа существует потенциальная возможность заражения пробы атмосферным воздухом, что может в той или иной мере исказить результаты исследований. Учесть контаминацию пробы воздухом и ввести соответствующую поправку в измеренное значение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  можно, используя отношение  $\text{He}/\text{Ne}$  при предположении, что весь неон атмосферного происхождения, или, что надежнее, отношение  $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$  [Прасолов, 1990]. Результаты расчетов приведены в таблице.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Тектоническая позиция Куринской депрессии*

Куринская депрессия условно разделяется на три впадины: Верхне-, Средне- и Нижне-Куринскую. Грязевой вулканизм отмечается только в двух последних. Наибольшее количество современных и древних вулканов (~220) находится в Нижне-Куринской впадине на территории Азербайджана [Рахманов, 1987]. В Средне-Куринской впадине, на территории Восточной Грузии и Западного Азербайджана, известно лишь 15 грязевулканических построек.

По современным представлениям, горно-складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа и разделяющие их депрессии сформировались в результате тектонического сжатия, вызванного продвижением к северу Аравийской микроплиты [Халин, 1982; Короновский, Белов, 1987; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Гамкрелидзе, 1989; Никишин и др., 1997; Philip et al, 1989], а некоторые структуры южного склона Большого Кавказа интерпретируются как аккреционные комплексы (рис. 2). Следствием сжатия является активное скупивание слоев и широкое развитие тектонических покро-



**Рис. 2.** Схема тектонического строения Кавказского региона, по [Philipp et al., 1989].

I–III – районы грязевого вулканизма: I – Керченско-Таманский, II – Восточно-Грузинский, III – Южно-каспийский (Азербайджанский).

1 – континентальная кора; 2 – океаническая или переходная кора; 3 – выходы фундамента на поверхность; 4 – дислоцированные мезозойские и палеогеновые отложения; 5 – молодые осадочные бассейны; 6 – главные надвиги; 7 – главные сдвиги; 8 – складки в молодых осадочных бассейнах; 9 – вулканические центры неоген-четвертичного возраста.

вов, горизонтальная амплитуда смещения по которым меняется от 4–5 до 25–30 км [Дотдугев, 1987]. По оценкам В.Е. Хаина [1982], общая величина горизонтального сжатия Кавказской структуры составляет не менее 200 км.

Считается, что формирование горной системы Кавказа в современных очертаниях началось в позднеальпийское время, и за последние пример-

но 16.5 млн лет здесь имело место несколько (до пяти) основных фаз сжатия [Никишин и др., 1997]. Каждая из этих фаз сопровождалась быстрым погружением молассовых бассейнов, окаймлявших Большой Кавказ. Тектонические движения четвертичного времени дифференцируются более детально. В частности, отмечается, что на восточном крыле Большого Кавказа скорость

## Изотопно-геохимические особенности спонтанных газов грязевых вулканов Грузии

| № на рис. 1 | Место отбора                        | № обр. | Дата отбора | CO <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> | N <sub>2</sub> | O <sub>2</sub> + Ar | δ <sup>13</sup> C ‰ PDB |                 | He   | Ne    | Ar   | <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He <sub>изм</sub> (×10 <sup>-8</sup> ) | <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He <sub>испр</sub> (×10 <sup>-8</sup> ) | <sup>4</sup> He/ <sup>20</sup> Ne | <sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar | Ссылка  |
|-------------|-------------------------------------|--------|-------------|-----------------|-----------------|----------------|---------------------|-------------------------|-----------------|------|-------|------|--|---|-----------------------------------|------------------------------------|---------|
|             |                                     |        |             | % об.           |                 |                |                     | CH <sub>4</sub>         | CO <sub>2</sub> | ppm  |       |      |  |   |                                   |                                    |         |
| 1           | г.в. Ахтала                         | 9709   | 1997        | 1.02            | 96.16           | 2.77           | 0.05                | -46.2                   | -               | 67.6 | 0.14  | 196  | 130  | 130   | 516                               | 333                                | 1       |
| 1           | г.в. Ахтала поле 1                  | ГИБ1   | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 71   | 0.097 | 162  | 135  | 135   | 800                               | 355.6                              | 1       |
| 1           | г.в. Ахтала поле 2                  | ГИБ2   | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 70   | 0.122 | 169  | 139  | 139   | 626                               | 352.6                              | 1       |
| 1           | г.в. Ахтала поле 1                  | -      | 1977        | 8.18            | 89.9            | 1.75           | н.о.                | -43.0                   | -9.8            | -    | -     | -    | -  | -   | -                                 | -                                  | 2       |
| 1           | г.в. Ахтала поле 3                  | -      | 1977        | 5.88            | 90.82           | 2.13           | н.о.                | -46.0                   | -15.8           | 50   | -     | -    | 120  | -   | -                                 | -                                  | 2, 3, 4 |
| 1           | г.в. Ахтала                         | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 50   | -     | -    | 122  | -   | -                                 | -                                  | 3       |
| 1           | г.в. Ахтала поле 4                  | -      | 1977        | 3.03            | 85.34           | 11.62          | н.о.                | -46.4                   | -8.1            | -    | -     | -    | -  | -   | -                                 | -                                  | 2       |
| 1           | ист. Ахтала                         | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | -    | -     | -    | 9.7  | -   | -                                 | -                                  | 4       |
| 3           | ист. Мжаве (Пховели)                | 9701   | 1997        | 2.48            | 84.55           | 12.66          | 0.31                | -47.5                   | -32.3           | 7.5  | 0.69  | 1510 | 50.2   | 47.9  | 11.9                              | 299.3                              | 1       |
| 3           | ист. Мжаве (Пховели)                | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | -    | -     | -    | 80   | -   | -                                 | -                                  | 4       |
| 2           | г.в. Пховели                        | 9702   | 1997        | 4.14            | 76.52           | 19.15          | 0.186               | -25.7                   | -               | 5.2  | 0.18  | 201  | 25   | 23.9  | 31.9                              | 302.4                              | 1       |
| 2           | г.в. Пховели                        | -      | 1977        | 5.39            | 81.37           | 13.22          | н.о.                | -56.7                   | -15.7           | -    | -     | -    | -  | -   | -                                 | -                                  | 2       |
| 4           | г.в. Кила-Купра                     | 9703   | 1997        | 3.2             | 93.01           | 3.62           | 0.16                | -31.1                   | -11.4           | 18.5 | 0.14  | 133  | 216  | 216   | 145                               | 310.7                              | 1       |
| 4           | г.в. Кила-Купра                     | 9704   | 1997        | 3.2             | 93.01           | 3.62           | 0.16                | -57.7                   | -               | 40.6 | 0.12  | 116  | 222  | 222   | 369                               | 316.8                              | 1       |
| 4           | г.в. Кила-Купра                     | 9704   | 1997        | -               | -               | -              | -                   | -56.5                   | -               | -    | -     | -    | -  | -   | -                                 | -                                  | 1       |
| 4           | г.в. Кила-Купра                     | 9705   | 1997        | -               | -               | -              | -                   | -45.5                   | 6.2             | 26.5 | 0.14  | 157  | 223  | 223   | 209                               | 310.8                              | 1       |
| 4           | г.в. Вост. Кила-Купра               | -      | 1977        | 1.45            | 97.81           | 0.33           | н.о.                | -48.9                   | -3.0            | 20   | -     | -    | 200  | -   | -                                 | -                                  | 2, 3, 4 |
| 5           | скв. Земо-Мачхаани                  | 9706   | 1997        | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 6.4  | 0.12  | 215  | 116  | 116   | 61.2                              | 302.9                              | 1       |
| 6           | г.в. Байда                          | 9707   | 1997        | 8.79            | 90.42           | 0.72           | 0.07                | -35.5                   | -19.2           | 15.7 | 0.091 | 87.8 | 50.5   | 50.4  | 190                               | 300.7                              | 1       |
| 6           | г.в. Байда                          | 9708   | 1997        | 3.04            | 94.5            | 2.4            | 0.06                | -23.4                   | -12.4           | 15.8 | 0.16  | 189  | 57.3   | 57.1  | 110                               | 295.2                              | 1       |
| 6           | г.в. Байда (Аладжиги)               | -      | -           | 8.08            | 78.25           | н.о.           | н.о.                | -46.1                   | 11.7            | 10   | -     | -    | 30   | -   | -                                 | 300.7                              | 4       |
| 6           | г.в. Байда                          | -      | -           | 8.28            | 91.65           | н.о.           | н.о.                | -42.3                   | 11.3            | -    | -     | -    | 10   | -   | -                                 | -                                  | 4       |
| 6           | г.в. Байда                          | -      | 1977        | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 10   | -     | -    | 51   | -   | -                                 | -                                  | 3       |
| 7           | г.в. Тюльки-Тапа, южн. грифон 2     | -      | -           | 10.86           | 89.03           | н.о.           | н.о.                | -                       | -               | 10   | -     | -    | 55   | -   | -                                 | -                                  | 3, 4    |
| 7           | г.в. Тюльки-Тапа, северн. грифон 11 | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -53.1                   | 5.9             | 10   | -     | -    | 49   | -   | -                                 | -                                  | 3, 4    |
| 8           | г.в. Полпой-Теби                    | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | 20   | -     | 220  | 53   | -   | -                                 | -                                  | 3, 4    |
| 9           | г.в. Лакбе                          | -      | 1977        | 8.96            | 72.58           | 8.52           | н.о.                | -44.4                   | 12.9            | -    | -     | -    | -  | -   | -                                 | -                                  | 2       |
| 9           | скв. Лиси-1, 1926–2500 м            | -      | -           | -               | -               | -              | -                   | -                       | -               | -    | -     | -    | 56   | -   | -                                 | -                                  |         |

Примечание. Сокращения: г.в. – грязевой вулкан; ист. – источник; скв. – скважина; н.о. – не обнаружено; прочерк – нет данных; источник данных: 1 – эта работа; 2 – [Валяев и др., 1985]; 3 – [Якубов и др., 1980]; 4 – [Буачидзе, Мхеидзе, 1989].

вертикальных движений в плейстоцене была почти на порядок выше, чем на западном [Лукина, 1987]. Особенности строения Средне-Куринской впадины

На территории Южной Кахетии, в Средне-Куринской впадине консолидированная кора погружена на максимальную глубину по сравнению с остальной территорией Грузии, поэтому геологическое строение здесь изучено главным образом геофизическими методами [Краснопевцева и др., 1977; Иоселиани, Диасамидзе, 1983; Челидзе, 1983; Адамия, 1985]. Установлено, что мощность осадочного чехла во впадине достигает 13–14 км. Из них на мезозойский комплекс приходится только 4–6 км. Выше располагаются молассовые комплексы палеогена, неогена и четвертичного возраста. Среди них максимальные мощности приходятся на породы морской – майкопской (5–6 км) и пресноводно-континентальной – ширакской (2–2.5 км) (мэотис-понт) свит [Раджабов и др., 1985]. Следует иметь в виду, что большие мощности молассового заполнения Средне-Куринской впадины могут быть результатом тектонического повтора в разрезах разновозрастных толщ и развития тектонических покровов [Адамия и др., 1989].

При увеличении мощности чехла общая мощность коры снижается – от 50–52 км под Большим Кавказом до 40–42 км в Южной Кахетии [Шенгелая, 1978; Philip et al., 1989]. Это связывается с процессами изостатического прогибания коры под тяжестью накопившихся осадков и эклогитизации ее нижних горизонтов [Краснопевцева и др., 1977]. Прослеживаемая по сейсмическим данным кровля фундамента межгорных впадин выходит на дневную поверхность в Дзирульском массиве [Краснопевцева и др., 1977]. Здесь фундамент представлен комплексом метаморфизованных пород рифейского возраста, пронизанных палеозойскими вулканитами. Считается, что формирование кристаллического фундамента в Закавказье, как и везде на Кавказе, происходило в эпоху байкальской складчатости.

Интересной особенностью фундамента Средне-Куринской впадины является наличие в интервале глубин 20–40 км протяженного геологического тела со скоростями, близкими к “мантийным” (7.5–7.8 км/с) [Челидзе, 1983]. Предполагается, что это интрузия основных и ультраосновных пород, время ее внедрения не определено.

#### *Проявления новейшего магматизма*

Хотя новейший вулканизм в Кавказском сегменте Альпийского пояса связан с обстановкой тектонической коллизии, состав вулканитов Кавказа во многом определяется субдукцией, которая обусловила гетерогенное строение верхней

мантии и коры [Короновский, Демина, 1996]. До недавнего времени считалось, что на Большом Кавказе новейшие магматические образования имеют преимущественно коровую природу [Милановский, Короновский, 1973; Короновский, Белов, 1987]. Однако данные по изотопному составу Sr, Nd и O новейших вулканических комплексов Большого Кавказа свидетельствуют о мантийном происхождении магм, в той или иной степени контаминированных коровым материалом в промежуточных камерах и подводящих каналах [Бубнов и др., 1995; Бубнов, 2003; Чернышов и др., 2002].

Распространение многих вулканических центров на Большом Кавказе и в Закавказье совпадает с субмеридиональными и северо-восточными раздвигами и сдвиго-надвигами и в общем связано с развитием Аграхан-Тбилиско-Левантийской левосдвиговой зоны, которая возникла с началом раскрытия Красного моря в миоцене [Короновский, 1994]. Район наших исследований располагается несколько восточнее этой зоны, но мог быть затронут опережающей ее системой нарушений.

#### *Структурная приуроченность проявлений грязевого вулканизма*

Особенности геологического строения между речья Куры и Алазани детально обсуждаются в работах [Хаин, Шарданов, 1952; Мамедов, 1968; Якубов и др., 1980]. В пределах Средне-Куринской впадины выделяется ряд структур более низкого порядка (рис. 3). На схеме тектонического районирования видно, что почти все группы грязевых вулканов приурочены к бортовым частям Алазанской и Мирзаанской впадин, т.е. к склонам Алазано-Агричайского (Кахетинского) и Чатлинского антиклинориев. Исключение составляет вулканическая постройка Кила-Купры, располагающаяся в центральной части Мирзаанской депрессии. Но и здесь грязевулканические постройки приурочены к локальной зоне антиклинальных складок. Подобные закономерности прослеживаются и в других районах Кавказского региона [Шнюков и др., 1971; Якубов и др., 1980].

В четвертичное время активность тектонических движений была особенно высока в северной части рассматриваемого района. Например, в Алазанской депрессии мощность только четвертичных отложений достигает 800 м [Philip et al., 1989]. Предполагается, что эта впадина возникла в результате локального растяжения, произошедшего на фоне сдвиго-надвиговых деформаций [Копп, 1989]. От Мирзаанской впадины Алазанская отделена Кахетинским антиклинорием, на северном склоне которого находится грязевый вулкан Ахтала (Гурджаани), а на южном – Пховели (см. рис. 1, 3). Алазанская впадина и Кахетинский антиклинорий имеют тектонический контакт

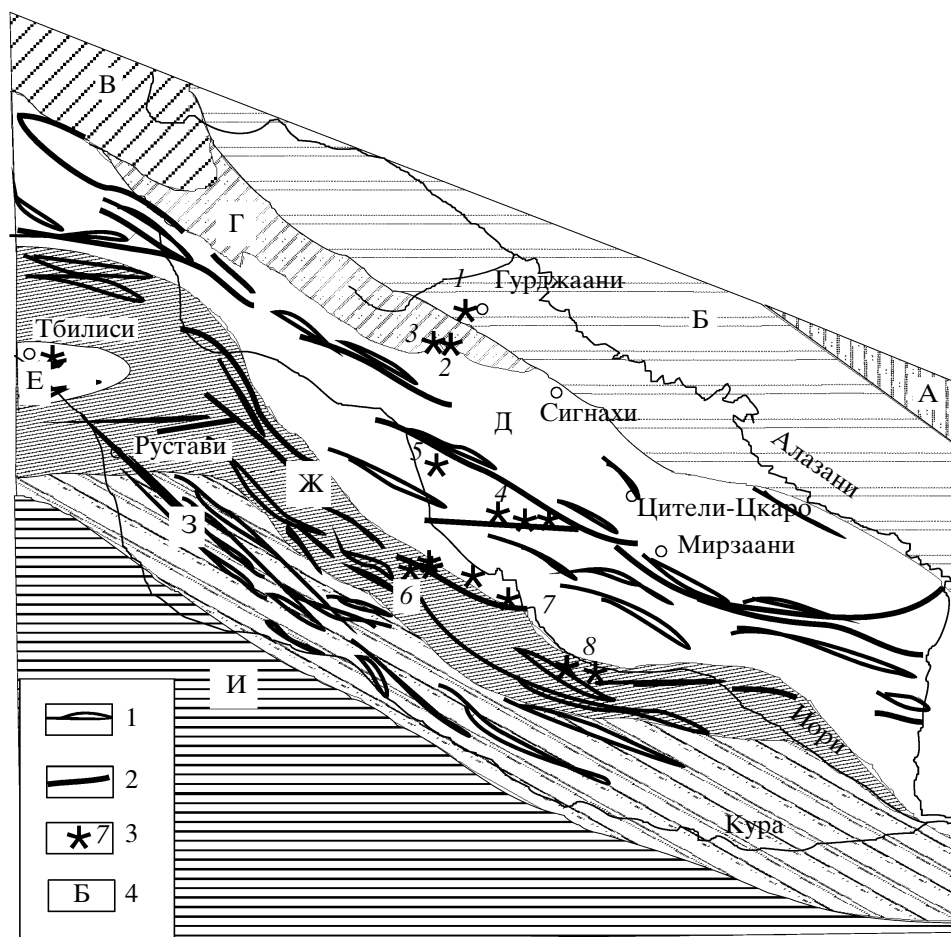


Рис. 3. Расположение грязевых вулканов относительно основных структурных элементов Средне-Куринской впадины.

по глубинному разлому (продолжению субширотного Ильдоканского разрыва). Кахетинский антиклинорий является восточным продолжением Аргуно-Живанской зоны южного склона Большого Кавказа. Его формирование также обусловлено тектоническим сжатием, о чем свидетельствует изоклинально-чешуйчатый характер складчатости. Как и во всем регионе, складки часто осложнены надвигами и опрокинуты на юг [Якубов и др., 1980].

Чатминский антиклинорий (Прииорийское поднятие), восточным продолжением которого (в Азербайджане) является Геокчайский антиклинорий, ограничивает Мирзаанскую впадину с юга. Эта система поднятий является обрамлением Предмалокавказского антиклинория и отделяется от последнего системой кулисообразных надвигов. К северному склону Чатминского антиклинория приурочено большинство грязевых вулканов Южной Кахетии – вулканы группы Байда (Алачыг), а также Тюльки-Тапа и Полпой-Теби.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

### Макрокомпоненты

Главными компонентами газовой фазы грязевулканических флюидов являются азот, углекислота и метан, причем последний всегда резко преобладает (см. таблицу). Наряду с газом, водой и пульпой в выбросах часто присутствует нефть, и концентрации гомологов метана в газовой фазе могут достигать первых процентов [Буачидзе, Мхеидзе, 1989].

Соотношения главных компонентов в исследованных газах заметно варьируют во времени и пространстве (см. таблицу). Так, в вулкане Пховели концентрация метана менялась от 99.1% об. [Лагунова, Гемп, 1978] до 81.4% об. [Валяев и др., 1985], а во время нашего опробования в 1997 г. составляла 76.5% об. Соответственно менялись концентрации других макрокомпонентов, так что концентрация  $N_2$  при нашем опробовании поднялась до 19.2% об. Интересно, что при одновременном опробовании в 1997 г. минерального ис-

точника Мжаве (или ист. Пховели), расположенного поблизости от вулкана Пховели, в его газах концентрация азота оказалась ниже, а метана выше, чем в газах вулкана (см. таблицу), так что можно констатировать изменчивость состава газовой фазы и по латерали.

Изменчивость макрокомпонентного состава газовой фазы характерна и для других вулканов. Например, согласно данным Г.И. Буачидзе и Б.С. Мхеидзе [1989], концентрации  $\text{CO}_2$  изменяются от 0.2 до 11.6% об. на Кила-Купре и от 3 до 11.5% об. на Байде; еще резче, на два порядка величины меняются на тех же вулканах содержания  $\text{N}_2$  – от 0.33 до 31 и от 0.72 и 70% об. На вулкане Ахтала концентрации как  $\text{CO}_2$ , так и  $\text{N}_2$ , варьируют в пределах 10 % об. [Валяев и др., 1985].

Подобные явления характерны и для других грязевулканических районов Кавказского региона, например, Таманского полуострова [Войтов, 2001], и традиционно связываются с его высокой тектонической и сейсмической активностью. Возможно, что в какой-то мере вариации в составе газов обусловлены их фракционированием в неравновесной системе “газ–вода”. Но кажется, что разгрузка газов в вулканах Средне-Куринской впадины имеет импульсный характер, когда относительно “спокойные” стадии накопления метана в питающем резервуаре (в это время в сопочных газах растет доля  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ ) чередуются с периодами его интенсивной разгрузки.

### Инертные газы

Информация о содержании He, Ne и Ar в исследованных газах приведена в таблице. За единственным исключением (в. Пховели, проба 9702) концентрация гелия в этих газах выше 5.24 ppm (т.е. больше, чем в воздухе). Максимальное содержание He – до 70 ppm – отмечено в газах вулкана Ахтала.

Концентрация Ne в газах грязевых вулканов варьирует от 0.097 до 0.18 ppm, в пузырях газа из скважины со слабым излиянием нефти (проба 9706) она имеет промежуточное значение – 0.12 ppm, а в газе источника Мжаве (проба 9701), расположенного недалеко от вулкана Пховели, поднимается до 0.69 ppm. В этом же газе отмечена максимальная концентрация Ar – 1510 ppm, тогда как в остальных пробах она лежит в диапазоне (88–220) ppm и в среднем (около 170 ppm) почти в 10 раз ниже, чем в источнике. В общем, концентрации неона и аргона более однообразны, чем гелия; если не учитывать пробу из источника Мжаве, то они меняются не более, чем в два раза, т.е. диапазон изменения их концентраций существенно уже, чем разброс концентраций азота и углекислоты.

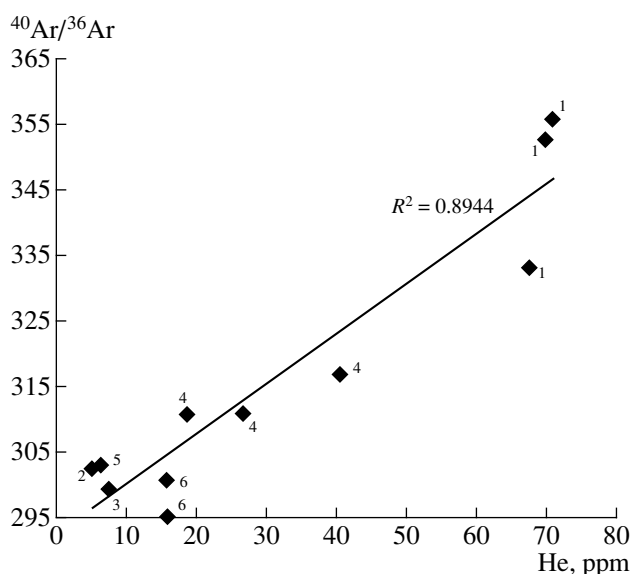


Рис. 4. Соотношение концентрации гелия и величины  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в газах грязевых вулканов Грузии (номера соответствуют пунктам опробования, см. таблицу и рис. 1).

Концентрации Ne и Ar коррелируют между собой, что указывает на атмосферное происхождение основной массы обоих газов. Концентрация же гелия прямо связана с увеличением доли избыточного (по сравнению с воздухом) радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  в аргоне пробы, т.е. с ростом величины отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  (рис. 4).

## ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ (R)

### Вариации R во времени

Для поиска закономерностей пространственных вариаций изотопного состава гелия необходимо (после введения в результаты измерений поправки на контаминацию воздухом) выяснить, насколько отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в пункте опробования устойчиво во времени. В таких динамических системах, как подземные флюиды, можно опасаться, что его величина изменчива, подобно концентрациям многих газов, и тогда региональные различия могут оказаться мнимыми.

Однако результаты разновременных исследований одних и тех же объектов в самых различных регионах – например, за последнюю четверть XX века в Байкало-Монгольском регионе [Polyak et al., 2000], на Камчатке, Северном Кавказе, в Исландии, Италии, Новой Зеландии, Мексике и других местах – оказались практически идентичными, демонстрируя устойчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах во времени (а также, что стоит подчеркнуть, отсутствие межлабораторных расхождений). Эта устойчивость дает все основания сопоставлять результаты, полу-

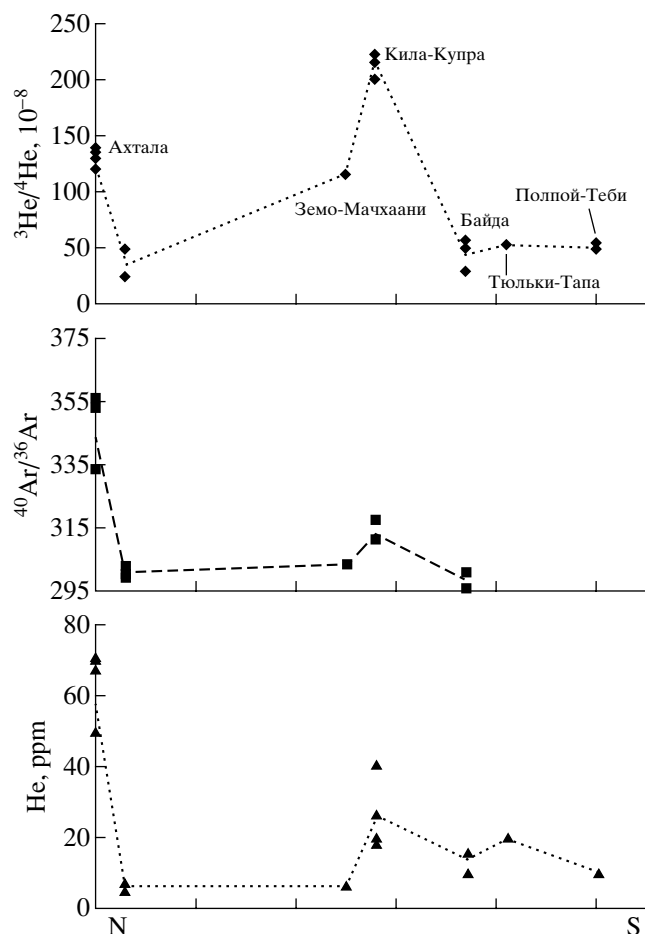


Рис. 5. Изотопно-геохимические особенности газов грязевых вулканов Грузии (профиль I-I на рис. 1 – вкратце простираения Средне-Куринской впадины).

ченные в разных пунктах в разное время, для поиска пространственных различий в изотопном составе гелия, содержащегося в подземных флюидах.

Такая же картина наблюдается и в районе наших исследований (см. таблицу). Проведенное нами опробование разных сальз вулкана Кила-Купра подтверждает высокое значение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim 2 \times 10^{-6}$  в его газах, установленное ранее [Матвеева и др., 1978; Якубов и др., 1980]. Хорошее совпадение с прежними результатами получено и на вулкане Ахтала. На вулкане Байда в наших пробах из различных сальз значения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  сходны с полученными в конце 70-х годов [Якубов и др., 1980], но отличаются от других опубликованных цифр [Буачидзе, Мхеидзе, 1987; Матвеева и др., 1978]. Хотя нельзя исключить, что последние относятся к другим конусам сложной постройки вулкана Байда (всего их здесь три), показательно сходство значений  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim 5 \times 10^{-7}$ , полученных на Байде и других вулканах того же Приорийского поднятия (Чатминского антиклинория).

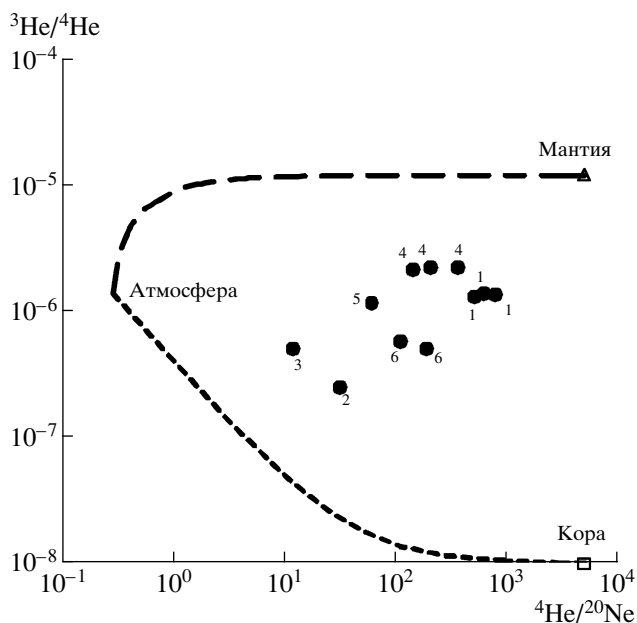


Рис. 6. Соотношение величин  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии (номера соответствуют пунктам опробования, см. таблицу и рис. 1, 2 – линии смешения с воздухом мантийных и коровых газов).

#### Распределение величин ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в Средне-Куринской впадине

Согласно полученным данным, значения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в грязевулканических газах Южной Кахетии колеблются в пределах целого порядка величины – от  $2.5 \times 10^{-7}$  в пробе 9702 из в. Пховели до  $2.2 \times 10^{-6}$  в сальзах в. Кила-Купра. При этом очевидна изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах поперек простираения Средне-Куринской депрессии (рис. 5). На южном борту Алазанской впадины в газах в. Ахтала изотопный состав гелия очень близок к атмосферному ( ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.30-1.39) \times 10^{-6}$ ). Но значения  ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  в этих газах в тысячи раз больше, чем в атмосфере (см. таблицу). Из изотопных данных (рис. 6) следует, что избыточный гелий в этих газах представляет собой смесь корового, с каноническим радиогенным  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 2 \times 10^{-8}$ , и мантийного, которому приписывается типичное для MORB значение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 1.2 \times 10^{-5}$  [Мамырин, Толстихин, 1981]. При таких изотопных метках вклад мантийного компонента в гелии этих газов должен составить около 10%. Южнее, на северном борту Мирзаанской впадины (в источнике Мжаве и вулкане Пховели), значения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  во флюидах опускаются, что свидетельствует о меньшем вкладе мантийного гелия ( $\leq 4\%$ ). Примерно таков же этот вклад и в газах вулканов южного борта Мирзаанской впадины – Байде, Тюльки-Тапа и Полпой-Теби. Но в центральной части впадины он максимален: в газах Кила-Купры, где



значение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (2.0-2.2) \times 10^{-6}$  заметно превышает атмосферное, вклад мантийного компонента достигает почти 20% общего количества гелия (см. рис. 5). Это ясно указывает на разгрузку массопотока из мантии в этой части Куринской депрессии и, следовательно, на обстановку растяжения в ее недрах, обеспечивающую их проницаемость для вертикальных токов, несмотря на огромную мощность осадочного чехла (до 14 км). Сходные значения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.0-3.8) \times 10^{-6}$  отмечаются в грязевых вулканах Сахалина [Лаврушин и др., 1996] и Аляски [Motyka et al., 1989], но в этих районах поблизости известны проявления новейшего магматизма в геологическом разрезе или на дневной поверхности. В осадочных же бассейнах подобный состав гелия редок. Он отличает впадины Сакраменто и Сан Хоакин Калифорнийского бассейна Большой Долины [Jenden et al., 1988] и Паннонский бассейн [Cornides et al., 1986; Deak, 1988; Ballentine, O'Nions, 1992, 1994]. Последний называют "бассейном растяжения", связывая его погружение с растяжением коры (под влиянием внедрения мантийного диапира) и противопоставляя одновозрастным Предальпийскому (Молаасовому) прогибу и межгорной депрессии р. По (Падуанской), которые считаются "бассейнами нарузки".

Изотопно-гелиевые признаки растяжения в борту Алазанской впадины поддерживают уже отмеченные представления о таком механизме ее формирования [Копп, 1989]. Будучи еще более яркими в центральной части Мирзаанской депрессии, эти признаки требуют учета при реконструкциях тектонического развития и этой впадины. Возможно, что в изотопном составе гелия отражается присутствие глубинного магматического тела, предполагаемое по данным глубинной геофизики. Не исключено, однако, что аномалия в Кила-Купра сравнительно локальна. На это указывает снижение величины  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  до  $1.1 \times 10^{-6}$  в газе из скв. Земо-Мачхаани, расположенной примерно в 5–7 км к западу от вулкана. Но и это значение намного выше величин, измеренных в газах грязевых вулканов как на северном (Пховели), так и на южном (Байда, Тюльки-Тапа, Полпой-Теби) бортах Мирзаанской впадины.

#### *Изотопно-гелиевая специфика грязевулканических флюидов Южной Кахетии*

Итак, полученные нами результаты подтверждают и дополняют опубликованные данные [Матвеева и др., 1978; Якубов и др., 1980; Буачидзе, Мхеидзе, 1989], показывая, что в исследованных флюидах содержится заметная примесь мантийного гелия. Это принципиально отличает грязевые вулканы Южной Кахетии от аналогичных объектов, например, в Индоло-Кубанском передовом прогибе, где примеси мантийного гелия

практически нет [Лаврушин и др., 1996]. В Нижне-Куринской межгорной впадине, в 200–250 км юго-восточнее района исследований, газы нескольких опробованных грязевых вулканов характеризуются низкими значениями  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , отличающимися от канонического радиогенного, вероятно, только из-за недоучета контаминации атмосферным гелием. Но и западнее Кила-Купры, где мощность осадочного чехла сокращается, отношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  тоже уменьшается – до  $(5-7) \times 10^{-7}$  в подземных флюидах Грузинской глыбы или Дзирульского массива [Буачидзе, Мхеидзе, 1989], в том числе в термальных водах, изливаемых скважиной Лиси (см. таблицу). Таким образом, уменьшение изотопно-гелиевого отношения вдоль простирания Куринской депрессии в обоих направлениях от найденного "южно-кахетинского" максимума ограничивает зону проявления растяжения в ее недрах.

В "антикавказском" направлении от района исследований изменчивость изотопного состава гелия не столь упорядочена. В южном обрамлении Куринской депрессии – охваченном молодым вулканизмом горно-складчатом сооружении Малого Кавказа и Талышского массива – в гелии подземных флюидов ясно виден вклад мантийной компоненты, местами достигающий 50% [Матвеева и др., 1978]. С севера же ближайшее к исследованным грязевым вулканам опробованное флюидопроявление – источник Хзан-Ор, лежащий на северном склоне Главного Кавказского хребта примерно в 70 км от вулкана Ахтала. Гелий в выделяющихся из него азотно-метановых газах (62% об.  $\text{N}_2$ , 34% об.  $\text{CH}_4$ ) характеризуется значением  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 5.3 \times 10^{-8}$ , близким к каноническому радиогенному [Газалиев, Прасолов, 1988]. Такой же изотопный состав гелия определен и в других аналогичных по общему составу газов соседних источниках Горного Дагестана [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]. Считается, что эти газы генерируются в молассовой толще Терско-Каспийского прогиба, частично перекрытого надвинутым с юго-запада Дагестанским клином. Но западнее по простиранию Большого Кавказа (к северо-западу от района наших исследований) в спонтанных газах минеральных вод появляется примесь мантийного гелия. Она особенно заметна в центральном сегменте Большого Кавказа вблизи новейших вулканических центров Казбека и Эльбруса, где максимальные значения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  приближаются к уровню, свойственному MORB, достигая  $0.84 \times 10^{-6}$  [Polyak et al., 2000]. Наши предшественники полагали, что этот изотопно-гелиевый максимум вместе с мало-кавказским трансиррует "зону повышенной флюидопроницаемости" [Матвеева и др., 1978, с. 315]. Но отмеченная ими же и приписанная той же причине аномалия Южной Кахетии, дополнительно изученная нами, лежит вне контура этой зоны (см.

рис. 1 в той же работе). Это свидетельствует о более пестром распределении (сложном чередовании) зон сжатия–растяжения в коллизионной обстановке и подтверждает новейшие представления о тектонической эволюции Кавказского сегмента Альпийского пояса [Philip et al., 1989; Короновский, 1994 и др.].

В обстановках растяжения создаются благоприятные условия для внедрения мантийных расплавов в кору. В связи с этим данные об изотопном составе гелия в газах грязевых вулканов Кахетии независимым методом подтверждают наличие в разрезе Средне-Куринской впадины интрузивного тела, выделяемого ранее только по геофизическим данным [Челидзе, 1983]. Высокие значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  позволяют также отнести это образование к последней (коллизионной) стадии развития магматизма в Кавказском регионе.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАЗОВ В СВЕТЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

### *Аргон*

В изотопном составе аргона обычно заметна некоторая примесь глубинного компонента – избыточного (по сравнению с атмосферой) радиогенного  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ . Его доля максимальна в газах Ахталы, где значения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = (333–356)$ . Однако и в этом случае она не превышает 20% от количества аргона атмосферного происхождения.

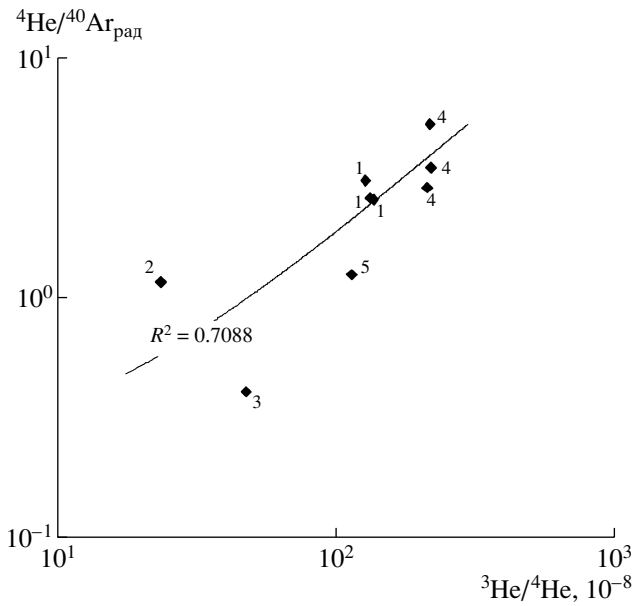
Как было отмечено выше и показано на рис. 4, доля избыточного  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  в аргоне пробы с достоверной вероятностью 95% прямо коррелирует с общей концентрацией гелия. Это вполне естественно при радиогенном происхождении как  $^{40}\text{Ar}$ , так и  $^4\text{He}$ , абсолютно преобладающего в составе гелия. Вместе с тем, в полученных данных можно усмотреть, хоть и с меньшей достоверностью (90%), признаки положительной корреляции отношений  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , т. е. относительного избытка  $^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  с ростом примеси мантийного компонента в гелии флюидов (см. рис. 5). Такая корреляция, на первый взгляд, могла бы быть вызвана поступлением радиогенного аргона вместе с легким  $^3\text{He}$  из верхней мантии [Озима, Подосек, 1987; Прасолов, 1990 и др.]. Но притом, что оба изотопных отношения ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) повышены в одних и тех же пунктах – на юге Алазанской впадины (в. Ахтала) и в центре Мирзаанской (в. Кила-Купра), – высоты этих пиков обратно пропорциональны (см. рис. 5), так что корреляция этих параметров не выглядит однозначной. В этой связи важно отметить, что в других изученных районах, в том числе и Кавказского региона, высоким значениям  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  сопутствуют величины изотопно-гелиевого отношения, близкие к каноническому коровому значению  $^3\text{He}/^4\text{He} = \sim 10^{-8}$  [Лаврушин, 2002].

Поэтому создается впечатление, что наблюдаемая в грязевулканических флюидах Восточной Грузии специфическая комбинация изотопных характеристик  $\text{He}$  и  $\text{Ar}$  связана с высокой геодинамической активностью региона. Эта активность привела к формированию разнообразных дизъюнктивных дислокаций, секущих как осадочный чехол, так и фундамент Куринской депрессии, и служащих путями миграции флюидов из разных источников (кора, мантия), маркированных разными изотопными метками и смешивающихся в питающих резервуарах грязевых вулканов.

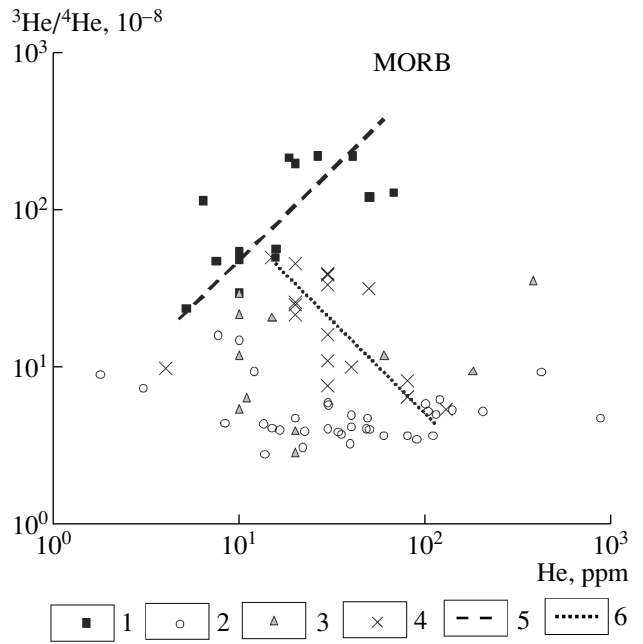
В исследованных газах заслуживают внимания вариации отношения  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , изменяющегося от 1.2 до 10.6. Эта величина характеризует РТ–условия выделения радиогенных газов из пород, в которых они образуются, так как гелий теряется породами при нагревании легче, чем аргон. Поэтому в “холодных” газах углеводородных залежей с уменьшением глубины (температуры) газогенерации значение этого отношения приближается к 20, тогда как в газоводных включениях магматических пород  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar} \leq 5$  [Прасолов и др., 1986; Прасолов, 1990]. В условиях тектонического дробления горных пород более вероятно синхронное выделение из них радиогенных газов (как при высоких температурах).

При простом смешении мантийных и коровых газов между отношениями  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  следовало бы ожидать обратной зависимости. В опробованных же грязевулканических флюидах никакой связи между этими параметрами нет (рис. 7). Если же из массива данных исключить пробу № 9707 (вулк. Байда), то в сокращенной выборке с достоверной вероятностью 95% обнаруживается значимая не отрицательная, а положительная корреляция. Кажется, что такая корреляция могла бы возникнуть при прогреве коровых пород внедрившимся мантийным расплавом. Чем мощнее был бы такой импульс, тем сильнее должно было быть его термическое воздействие на вмещающие породы и тем больше выделившихся из них радиогенных газов вошло бы в состав свободно циркулирующих внутрикоровых флюидов (помимо мантийных дериватов, выделяющихся непосредственно из расплава). Из-за такого подмешивания корового  $^4\text{He}$  отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в формирующемся флюиде более или менее сильно снижалось по сравнению с существовавшим во внедрившемся расплаве, что и наблюдается в грязевулканических газах Восточной Грузии.

Вероятно, теми же процессами обусловлена уникальная особенность газов кахетинских вулканов, в которых величина  $^3\text{He}/^4\text{He}$  положительно коррелирует с общей концентрацией гелия (рис. 8), тогда как обычно между этими параметрами



**Рис. 7.** Соотношение величин  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии (номера соответствуют пунктам опробования, см. таблицу и рис. 1).



**Рис. 8.** Соотношение величин  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и концентрации гелия в спонтанных газах грязевых вулканов.

1 – Грузии (таблица), 2 – Керченско-Таманской области [Лаврушин и др., 1996], 3 – Азербайджана [Якубов и др., 1980], 4 – Туркменистана [Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996]; линиями показаны предполагаемые тренды для газов: Кахетии (5) и Туркменистана (6).

рами корреляция отрицательна [Polyak et al., 2000]. Грязевые вулканы, в газах которых концентрации гелия и величины  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  (Кила-Купра, Ахтала) максимальны, приурочены к крупным зонам тектонического дробления. Зоны же эти дренируют не только флюиды, формирующиеся в молодой молассовой толще, но служат, по-видимому, и каналами разгрузки глубинных, в том числе мантийных, дериватов. Очевидно, для формирования подобной зависимости должна сформироваться очень необычная геологическая ситуация, при которой в коровых газах концентрация гелия оказывается заметно ниже, чем в газах мантийного происхождения.

По-видимому, такая ситуация может реализовываться в осадочном чехле молодых впадин и/или в породах фундамента, затронутого новейшими тектоно-магматическими процессами. В первом случае высокие концентрации радиогенного гелия в газе (больше, чем в мантийных дериватах – ~100 ppm) еще не успеют накопиться из-за малого времени существования осадков, а во втором – его высокие концентрации могут просто не сохраниться. При тектоническом дроблении пород фундамента, а также при внедрении в них силикатного расплава должна значительно возрасти скорость вертикального массопереноса, что будет препятствовать накоплению радиогенного гелия в коровых газах.

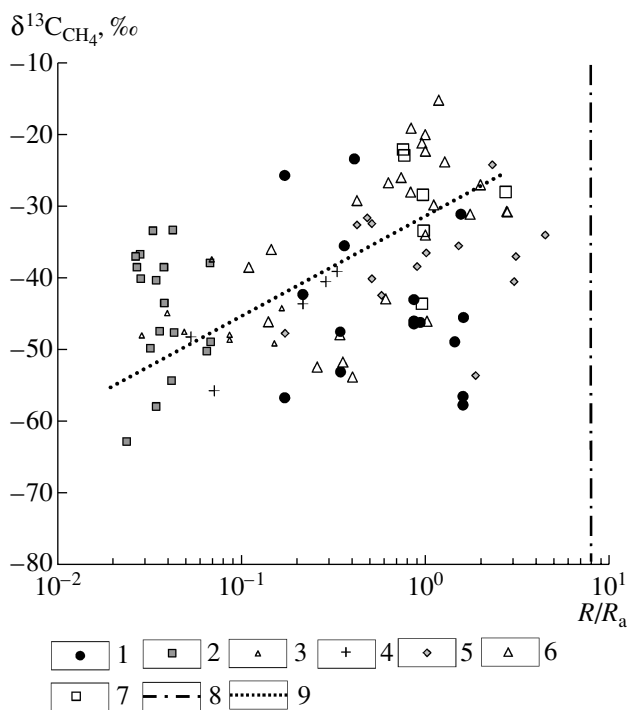
Изложенное выше, в общем, соответствует геологическим условиям формирования Куринской впадины. Ее осадочный чехол представлен в

основном молодой молассой, а подстилающие породы кайнозойского и палеозойского возраста продолжительное время испытывают стрессовые тектонические нагрузки, обусловленные обстановкой внутриконтинентальной коллизии.

*Углеродсодержащие газы*

Изотопный состав углерода в изученных газах весьма разнообразен:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -19.0 \dots +12.9\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -57.7 \dots -23.4\text{‰}$  (среднее  $-43.1 \pm 4.5\text{‰}$ ). В соседних углеводородных залежах Восточной Грузии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -40 \dots -29\text{‰}$  [Буачидзе, Мхеидзе, 1989]; в грязевых вулканах Азербайджана  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -61.2 \dots -36.6\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -36.9 \dots +23.4\text{‰}$  [Валяев и др., 1985]. Таким образом, вариации изотопного состава углерода в метане южно-кахетинских и азербайджанских грязевых вулканов очень близки, а величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  в вулканах Азербайджана несколько выше, чем в вулканах Южной Кахетии.

Величины  $\delta^{13}\text{C}$  в углеродсодержащих грязевулканических газах сильно варьируют, как в пробах, взятых одновременно из различных

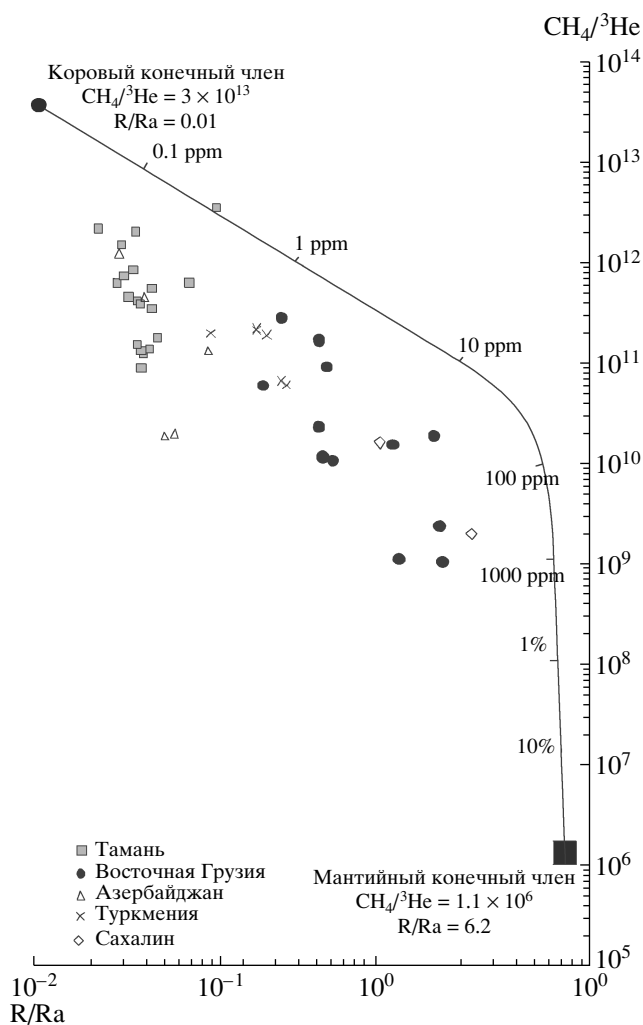


**Рис. 9.** Связь изотопных составов гелия и углерода метана газов грязевых вулканов.

1 – Грузии, 2 – Керченско-Таманской области, 3 – Азербайджана, 4 – Туркменистана, 5 – Сахалина (по таблице и [Гемп и др., 1970; Валяев и др., 1985; Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996]), 6 – Калифорнии [Jenden et al., 1988], 7 – Аляски [Motyka et al., 1989], 8 – линия конечного “мантийного члена” для островодужных систем, 9 – тенденция связи параметров.

сальз, так и в пробах, отобранных в разные годы (см. таблицу). Причины этих вариаций не совсем ясны (особенно это касается различий в составе синхронных проб из соседних сальз). Вероятно, это может быть результатом разделения изотопов углерода между углекислым газом и метаном и в системе газ–раствор. Аналогичные вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  были отмечены и на вулканах Таманского полуострова [Войтов, 2001]. В связи с этим использование величин  $\delta^{13}\text{C}$  в грязевулканических газах для оценок температур их генерации, как это предложено применительно к месторождениям углеводородов [Прасолов, Лобков, 1977; Прасолов, 1990], кажется проблематичным.

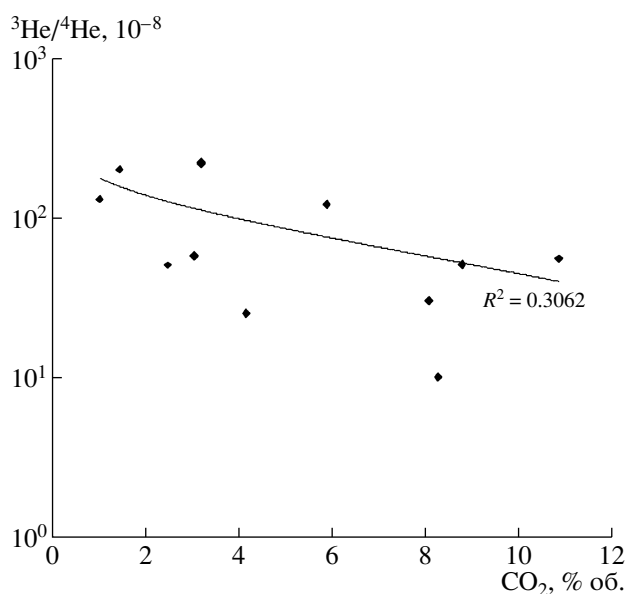
Вариации значений  $\delta^{13}\text{C}$  метана и углекислоты как во времени, так и в разных сальзах, отмечаются на фоне постоянных величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Поэтому изменения изотопного состава углерода, так же как и изменения соотношения компонентов газовой фазы, не могут быть следствиями изменения режима массопотока из мантии, а связаны с процессами, проходящими исключительно в пределах осадочного чехла Средне-Куринской впадины. Полученные нами данные (рис. 9) укладываются в установленную ранее тенденцию



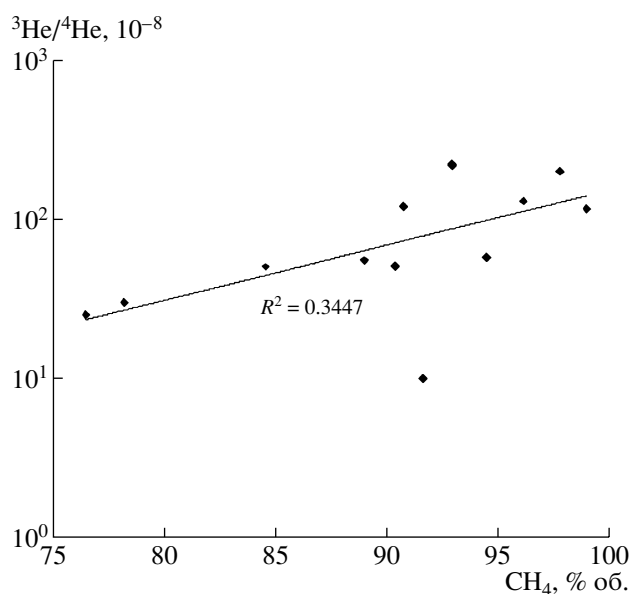
**Рис. 10.** Связь отношений  $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$  и  $\text{R}/\text{R}_a$  в газах грязевых вулканов СНГ.

Линия – график смешения конечных членов: “корового” ( $\text{CH}_4/{}^3\text{He} = 3 \times 10^{13}$  и  $0.01 \text{ R}_a$ ) и “мантйного” ( $\text{CH}_4/{}^3\text{He} = 3 \times 10^6$  и  $6.2 \text{ R}_a$ ) [Jenden et al., 1993].

[Лаврушин и др., 1996] обогащения метана тяжелым изотопом углерода по мере увеличения изотопно-гелиевого отношения. Примечательно, что увеличение содержания  $^{13}\text{C}$  в метане, отмечаемое с увеличением значений  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , характерно не только для газов грязевулканических систем, но и для метана пластовых залежей и минеральных источников Калифорнии и Аляски [Jenden et al., 1988; Motyka et al., 1989]. Вероятно, эта тенденция имеет общий характер, отражая параллельное увеличение доли “термогенного” метана и мантйного гелия с увеличением температуры в районах магматической активности. При этом даже на фоне таких относительно высоких величин изотопно-гелиевого отношения доля мантйного метана (рис. 10) остается незначительной и не превышает 0.1% в общем объеме газа [Лаврушин и др., 1996].



**Рис. 11.** Соотношение величины R и концентрации углекислоты в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии.



**Рис. 12.** Соотношение величины R и концентрации метана в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии.

Таким образом, грязевулканические газы имеют сугубо “коровый” генезис. Однако привлечение изотопно-гелиевой систематики все же не дает ответа на вопрос о механизме их образования в коре, поскольку не позволяют оценить вклады “биогенного” и “абиогенного” источников в формировании углеводородных залежей.

#### Генетические особенности газов

Для газов грязевых вулканов Грузии отмечается нетипичная тенденция снижения концентрации углекислоты (за счет увеличения доли метана) по мере роста величины  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (рис. 11 и 12). Выявленная тенденция противоречит общим представлениям об эволюции газового состава подземных вод в зависимости от степени влияния магматических процессов [Дислер, 1971; Иванов, 1977; Кононов, 1983 и др.]. Согласно этим представлениям, тектономагматическое омоложение древних фрагментов земной коры сопровождается изменением химического состава подземных газов. Концентрации метана и азота, доминирующие в газовой фазе флюидов древних континентальных блоков, с развитием вулканической активности резко снижаются. Здесь они присутствуют только в виде примеси на фоне высоких содержаний  $\text{CO}_2$ . Эта закономерность справедлива и для Кавказского региона, где почти во всех углекислых газах отмечается присутствие гелия мантийного происхождения, в то время как для азотных и азотно-метановых газов более характерны низкие (коровые) значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  [Polyak et al., 2000].

По-видимому, необычное соотношение величин  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и концентраций углерод-содержащих газов в газах Кахетинских вулканов может быть обусловлено особенностями тектонической обстановки Средне-Куринской впадины. Более высокие значения R здесь характерны для центральной части впадины, где мощности осадочного чехла (и соответственно запасы органического вещества осадочного происхождения) максимальны и, соответственно, более активны процессы метаногенерации (за счет органического вещества осадочного происхождения). На бортах впадины мощность чехла снижается и усиливается роль тектонических покровов и разрывных нарушений. В таких условиях, по-видимому, возможно разложение карбонатсодержащих минералов и образование “метаморфогенной”  $\text{CO}_2$ .

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опробование грязевых вулканов Кахетии показало, что новейшие тектоно-динамические процессы, протекающие на фоне повышенной мантийной активности, привели к формированию целого ряда специфических особенностей химического и изотопного состава сопочных газов.

1. В газах грязевых вулканов Средне-Куринской впадины в отличие от остальных грязевулканических районов Кавказа присутствует гелий с высокими отношениями  $^3\text{He}/^4\text{He}$  (до  $2.23 \times 10^{-6}$ ) – продукт дегазации мантийных магм.

2. Наиболее высокие значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  характерны для вулканов, расположенных в централь-

ной части впадины, в то время как на ее бортах отмечаются более низкие значения. Очевидно, это отражает тектоническую природу положительных и отрицательных структур Средне-Куруинской депрессии – впадины образовались в зонах локального растяжения земной коры, тогда как антиклинали в зонах сжатия.

3. В отличие от других, сильно варьирующих изотопно-геохимических характеристик грязе-вулканических флюидов ( $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2 \text{ и } \text{CH}_4)}$ , общего состава газов и воды), величина  $^3\text{He}/^4\text{He}$  остается постоянной во времени. Поэтому изменения изотопных характеристик и соотношения концентраций углеродсодержащих газов обусловлены только процессами, происходящими в коре.

4. В газах Кахетии отмечены необычные прямые корреляции величины отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  с концентрациями He,  $\text{CH}_4$  и отношением  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , т.е. с компонентами корового генезиса. По-видимому, это связано со спецификой геологического строения Средне-Куруинской впадины, где образование газов протекает в мощном осадочном чехле на фоне высокой магматической и геодинамической активности (стрессовых нагрузок, тектонических покровов, надвигов, разломов и т.п.).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамия Ш.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами // Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985. С. 151–169.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
- Баучидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. Природные газы Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 155.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции новейших лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа // XIV симпозиум по геохимии изотопов, 19–21 октября 1995, М.: ГЕОХИ, 1995. С. 28–29.
- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 27 с.
- Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.
- Войтов Г.И. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях грифонных газов грязевых вулканов (на примере Южно-Каспийской и Таманской грязевулканической провинций) // Геохимия. 2001. № 4. С. 422–433.
- Газалиев И.М., Прасолов Э.М. О мантийной составляющей газовых струй Дагестана по изотопным данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1218–1221.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–40.
- Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 28–36.
- Гемп С.Д., Дуброва Н.В., Несмелова З.Н. и др. Изотопный состав углерода углеродсодержащих газов ( $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ) грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1970. № 2. С. 243–247.
- Гемп С.Д., Лагунова И.А. Связь грязевого вулканизма с эндогенными процессами // Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 75–97.
- Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 44 с.
- Дислер В.Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюлл. МОИП. 1971. Т. XLVI (3). С. 114–124.
- Дотдугев С.И. Проблемы альпийской тектоники Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 48–55.
- Иванов В.В. Генетическая классификация минеральных вод земной коры // Вопросы гидрогеологии минеральных вод. Т. 34. М.: ЦНИИКИФ, 1977. С. 3–58.
- Иоселиани М.С., Диасамидзе Ш.П. Построение сейсмической модели земной коры в межгорной депрессии Грузии // Структура земной коры территории Грузии по сейсмическим и магнитным данным. (Тр. Ин-та геофизики АН ГССР. Т. LI). Тбилиси: Мецниереба, 1983. С. 34–42.
- Ковалевский С.А. Грязевые вулканы Южно-Каспийского региона (Азербайджан и Туркмения). Баку: Азтоптехиздат, 1940. 200 с.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Копп М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
- Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 5–21.
- Короновский Н.В. Аграхан-Тбилиско-Левантийская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона // ДАН. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–78.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // ДАН. 1996. Т. 350. № 4. С. 519–522.
- Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение, природа сейсмических границ и эволюция коры Кавказа // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев. Наукова думка, 1977. С. 203–216.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геоло-

- гическим данным) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г. и др. Новые данные об изотопах гелия и углерода в газах грязевых вулканов Восточной Грузии // XV симпозиум по геохимии изотопов имени ак. А.П. Виноградова, 24–27 ноября 1998 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 151–152.
- Лаврушин В.Ю. Изотопное отношение  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в спонтанных газах минеральных вод Кавказского региона // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 321–327.
- Лагунова И.А. О генезисе  $\text{CO}_2$  в газах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1974. № 11. С. 1711–1716.
- Лагунова И.А. О генезисе бора в водах грязевых вулканов // Советская геология. 1975. № 1. С. 147–152.
- Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // Советская геология. 1978. № 8. С. 108–125.
- Лукина Н.В. Оценка интенсивности и ритмики четвертичных движений Большого Кавказа по анализу поверхностей выравнивания, речных и морских террас // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 239–246.
- Мамедов А.В. Структурно-фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности сарматских отложений Средне-Куринской впадины. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1968. 193 с.
- Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 221 с.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
- Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., и др. Изотопы гелия в газах грязевых вулканов Тамани. // ДАН. 1996. Т. 349. № 2. С. 249–252.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М. и др. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- Прасолов Э.М., Лобков В.А. Об условиях образования и миграции метана (по изотопному составу углерода) // Геохимия. 1977. № 1. С. 122–135.
- Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. О величине отношения  $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$  в верхней мантии Земли // Эволюция системы земная кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 16–29.
- Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
- Раджабов М.М., Осипова И.Б., Арменакян К.Х. и др. Волновые поля и глубинное строение Кавказа по сейсмическим данным // Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985. С. 5–33.
- Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. М.: Недра, 1987. 174 с.
- Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
- Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С. 3–13.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщение 2. Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 4. С. 339–358.
- Челидзе Т.Л. Термодинамические условия и петрофизические модели участков земной коры Кавказа // Структура земной коры территории Грузии по сейсмическим и магнитным данным. (Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. LI). Тбилиси: Мецниереба. 1983. С. 97–115.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа // Геохимия. 2002. № 11. С. 1151–1166.
- Шенгелая Г.Ш. Трехмерная гравитационная модель земной коры Кавказа // Советская геология. 1978. № 12. С. 102–107.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1971. 332 с.
- Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.Д. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: ЭЛМ, 1980. 165 с.
- Яновская Т.С., Войтов Г.И., Карпов В.П. и др. Временные нестабильности химического и изотопного состава газов минеральных источников Аджы (Дагестанский клин) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324. № 1. С. 81–86.
- Ballentine C.J., O’Nions R.K. The nature of mantle neon, Contributions to Vienna Basin hydrocarbon reservoirs // Earth. Planet. Sci. Lett. 1992. № 113. P. 553–567.
- Ballentine C.J., O’Nions R.K. The use of natural He, Ne and Ar isotopes to study hydrocarbon-related fluid provenance, migration and mass balance in sedimentary basins // Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins. 1994. Geol. Soc. Spec. Publ. № 78. P. 347–361.
- Cornides I., Takoaha N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gas to a tectono-magmatically quiet area of the Carpatian Basin, Hungary, based on a noble gas study // Geochem J. 1986. V. 20. № 3. P. 119–125.
- Deak J. Helium isotopes in geothermal waters from Northwest Hungary // The Pannon basin, study in basin evolution. 1988. AAPG Memoir 45. P. 293–297.
- Jenden P.D., Kaplan I.R., Poreda R.J., Craig H. Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: Evidence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 851–861.

- Kamenskii I.L., Tolstikhin I.N., Vetrin V.R.* Juvenile helium in ancient rocks: I.  $^3\text{He}$  excess in amphiboles from 2.8 Ga charnockite series: crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 3115–3122.
- Kopf A.* Significance of mud volcanism // *Reviews of Geophysics.* 2002. V. 40. X/Month. P. B-1–B-49.
- Motyka R.J., Poreda R.J., Jeffrey A.W.A.* Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River basin, Alaska // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 29–41.
- Philip H., Cisternas A., Gvishniani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics.* 1989. V. 161. P. 1–21.
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E. et al.* Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Norten Caucasus // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. № 11. P. 1925–1944.
- Jenden P.D., Kaplan I.R., Poreda R.J., Craig H.* Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: Evidence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 851–861.