

## НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ ПРИРОДНЫХ ВОД БАЙДАРСКОЙ ДОЛИНЫ (Крымский полуостров)

Д.А. Новиков<sup>1,2</sup>, Ю.Г. Копылова<sup>3</sup>, А.В. Черных<sup>1,2</sup>, Ф.Ф. Дульцев<sup>1,2</sup>, А.Н. Пыряев<sup>2,4</sup>,  
А.А. Хвощевская<sup>3</sup>, Л.А. Ничкова<sup>5</sup>, Г.А. Сигора<sup>5</sup>, Т.А. Яхин<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>3</sup>Томский политехнический университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 30, Россия

<sup>4</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>5</sup>Севастопольский государственный университет, 299053, Севастополь, ул. Университетская, 33, Россия

<sup>6</sup>ГУП «Водоканал», 299053, Севастополь, ул. Адмирала Октябрьского, 4, Россия

Приводятся результаты изучения природных вод Байдарской долины (юго-западные районы Крымского полуострова), полученные по итогам полевых работ 2018—2019 гг. Основные ресурсы подземных вод изучаемого района приурочены к верхнеюрскому водоносному комплексу, играющему ключевую роль в питании водонапорных систем Равнинно-Крымского, Азово-Кубанского артезианских бассейнов и гидрогеологической складчатой области мегаантиклинария Горного Крыма. В регионе развиты пресные и ультрапресные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с величиной общей минерализации от 208 до 1269 мг/дм<sup>3</sup>. Изученные воды разделены на восемь геохимических групп: 1) зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных пород, подверженных процессам континентального засоления; 2) зоны региональной трещиноватости выщелачивания алюмосиликатов и окисления сульфидов; 3) зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода), подверженных процессам континентального засоления; 4) зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов, подверженных процессам континентального засоления в условиях антропогенного влияния; 5) трещинно-жильные выщелачивания натриевых алюмосиликатов и окисления сульфидов; 6) трещинно-жильные выщелачивания натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода); 7) трещинно-карстовых; 8) поверхностных, подверженных влиянию процессов континентального засоления.

Наиболее защищенные от антропогенного влияния и процессов континентального засоления трещинно-карстовые воды относятся к слабощелочным (рН = 7.7), пресным с минерализацией 444 мг/дм<sup>3</sup> и невысокими концентрациями кремния — 2.23 мг/дм<sup>3</sup>, по составу гидрокарбонатным кальциевым. Воды зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильные подвержены влиянию процессов континентального засоления и антропогенной нагрузки. Они характеризуются рН от нейтральных до щелочных (7.1—8.6), преимущественно пресные (269—1269 мг/дм<sup>3</sup>), со средними содержаниями кремния 4.61—4.70 мг/дм<sup>3</sup>, по составу гидрокарбонатным кальциевым с повышенной ролью сульфат-иона, магния и натрия. Воды р. Черная, Чернореченского водохранилища и озер также подвержены влиянию процессов континентального засоления, слабощелочные (рН = 8.3), умеренно пресные (207—364 мг/дм<sup>3</sup>), со средними концентрациями кремния 1.18 мг/дм<sup>3</sup> и гидрокарбонатным кальциевым составом с повышенными содержаниями хлор-иона, магния и натрия. Рассчитанные коэффициенты водной миграции химических элементов в водах фонового состава выстроились следующим образом в порядке убывания: очень сильная интенсивность миграции  $I_{17.7} > Br_{14.4} > сильная Se_{2.83} > B_{2.22} > Sr_{1.46} > Sb_{1.12} > Be_{1.07} > Hg_{1.06} > средняя Zn_{0.74} > Mo_{0.50} > Li_{0.46} > Sc_{0.41} > Ag_{0.18} > As_{0.16} > Si_{0.123} > > Ba_{0.122} > слабая Cr_{0.10} > Cu_{0.096} > Bi_{0.080} > Sn_{0.068} > Tl_{0.067} > P_{0.062} > Ni_{0.043} > Ta_{0.040} > Ge_{0.034} > Cd_{0.028} > Fe_{0.026} > Rb_{0.024} > > Co_{0.023} > Pb_{0.020} > W_{0.017} > V_{0.012} > очень слабая (инертная) интенсивность миграции  $Nb_{0.008} > Hf_{0.0033} > Mn_{0.0031} > > La_{0.0029} > Cs_{0.0022} > Ti_{0.0018} > Ga_{0.0016} > Y_{0.0013} > Al_{0.0008} > Zr_{0.0008}$ .$

Установлено, что все изученные воды имеют атмосферное происхождение и располагаются вдоль глобальной (GMWL) и локальной (LMWL) линий метеорных вод. Диапазон значений  $\delta^{18}O$  в водах меняется от –9.9 до –3.3 ‰ с значениями  $\delta D$  от –64.2 до –32.5 ‰. Источником  $\delta^{13}C$  гидрокарбонат-иона в природных водах Байдарской долины служат карбонатные осадочные породы, атмосферный диоксид углерода, органические соединения и гидролиз алюмосиликатных минералов. При этом поверхностные воды имеют более тяжелый изотопный состав С (–9.2...–6.2 ‰) за счет атмосферного  $CO_2$  и активной жизнедеятельности растений и микроорганизмов. Трещинно-карстовые воды отличаются более легкими  $\delta^{13}C$  (–12.8...–11.0 ‰) за счет процессов взаимодействия вод с рассеянным органическим веществом. Воды зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильные характеризуются наиболее широкой вариацией  $\delta^{13}C$  (–15.5...–6.9 ‰), что связано со смешанным типом «изотопного питания» вод. К настоящему времени в Байдарской долине сформировалось сложнопостроенное гидрогеохимическое поле, на которое все большее влияние начинает оказывать антропогенный фактор.

*Природные воды, гидрогеохимия, микроэлементы, кларк, коэффициент водной миграции, стабильные изотопы, генезис, фракционирование, Байдарская долина, Крым*

© Д.А. Новиков<sup>✉</sup>, Ю.Г. Копылова, А.В. Черных, Ф.Ф. Дульцев, А.Н. Пыряев, А.А. Хвощевская, Л.А. Ничкова, Г.А. Сигора, Т.А. Яхин, 2021

<sup>✉</sup>e-mail: NovikovDA@ipgg.sbras.ru

DOI: 10.15372/GiG2020137

## NEW DATA ON HYDROGEOCHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF NATURAL WATERS OF THE BAIDAR VALLEY (*Crimean Peninsula*)

D.A. Novikov, Yu.G. Kopylova, A.V. Chernykh, F.F. Dultsev, A.N. Pyryaev, A.A. Khvashchevskaya, L.A. Nichkova, G.A. Sigora, T.A. Yakhin

Results of study of natural waters of the Baidar valley (southwestern Crimean Peninsula) obtained during the 2018–2019 field works are presented. Major groundwater resources of the study area are confined to the Upper Jurassic aquifer complex, which serves as a recharge source for the aquifer systems of the Plain Crimean and the Azov–Kuban’ artesian basins and hydrogeologic folded region of the Crimean Mountains mega-anticlinorium. The regional waters are fresh and ultrafresh, predominantly of calcium bicarbonate composition, with TDS varying from 208 to 1269 mg/dm<sup>3</sup>. The study enabled their classification into eight geochemical groups: (1) waters of a regional fracture zone in carbonate-terrigenous rocks affected by continental salinization; (2) waters of a regional fracture zone affected by leaching of aluminosilicates and sulfide oxidation; (3) waters of a regional fracture zone dominated by sodium aluminosilicates in the fracture filling (long-term interaction in the water–rock system), affected by continental salinization; (4) regional fracture zones dominated by sodium aluminosilicates affected by anthropogenic continental salinization; (5) groundwaters in fracture–vein aquifers affected by leaching of aluminosilicates and sulfide oxidation; (6) fracture–vein aquifers affected by leaching of sodium aluminosilicates (long-term interaction in the water–rock system); (7) waters in fractured karst aquifers; and (8) surface waters subjected to continental salinization.

Fracture karst waters, which were found to be most protected against human impact and continental salinization processes, are slightly alkaline (pH = 7.7), fresh (with average TDS = 444 mg/dm<sup>3</sup>), with low silicon concentrations (2.23 mg/dm<sup>3</sup>), and of calcium bicarbonate composition. Waters residing in regional fracture and fracture–vein zones are affected by continental salinization and anthropogenic load and are neutral to alkaline (pH = 7.1–8.6), predominantly fresh (TDS = 269–1269 mg/dm<sup>3</sup>), with average silicon concentrations of 4.61–4.70 mg/dm<sup>3</sup>, of calcium bicarbonate composition, with high concentrations of sulfate ion, magnesium, and sodium. The waters of the Chernaya River, Chernorechensk reservoir, and lakes, which are also affected by continental salinization, are slightly alkaline (pH = 8.3), brackish (TDS = 207–364 mg/dm<sup>3</sup>), with an average silicon concentration of 1.18 mg/dm<sup>3</sup>, of calcium bicarbonate composition, with high concentrations of chlorine ion, magnesium, and sodium. The calculated intensity of chemical-element migration in waters of the background composition follows the descending order: very strong, I<sub>17.7</sub> > Br<sub>14.4</sub>; strong, Se<sub>2.83</sub> > B<sub>2.22</sub> > Sr<sub>1.46</sub> > Sb<sub>1.12</sub> > Be<sub>1.07</sub> > Hg<sub>1.06</sub>; moderately strong, Zn<sub>0.74</sub> > Mo<sub>0.50</sub> > Li<sub>0.46</sub> > Sc<sub>0.41</sub> > Ag<sub>0.18</sub> > As<sub>0.16</sub> > Si<sub>0.123</sub> > Ba<sub>0.122</sub>; weak, Cr<sub>0.10</sub> > Cu<sub>0.096</sub> > Bi<sub>0.080</sub> > Sn<sub>0.068</sub> > Tl<sub>0.067</sub> > P<sub>0.062</sub> > Ni<sub>0.043</sub> > Ta<sub>0.040</sub> > Ge<sub>0.034</sub> > Cd<sub>0.028</sub> > Fe<sub>0.026</sub> > Rb<sub>0.024</sub> > Co<sub>0.023</sub> > Pb<sub>0.020</sub> > W<sub>0.017</sub> > V<sub>0.012</sub>; very weak (inert), Nb<sub>0.008</sub> > Hf<sub>0.0033</sub> > Mn<sub>0.0031</sub> > La<sub>0.0029</sub> > Cs<sub>0.0022</sub> > Ti<sub>0.0018</sub> > Ga<sub>0.0016</sub> > Y<sub>0.0013</sub> > Al<sub>0.0008</sub> > Zr<sub>0.0008</sub>.

All the studied waters are found to be of atmospheric origin and located along the global (GMWL) and local (LMWL) meteoric water lines. Their δ<sup>18</sup>O value varies from –9.9 to –3.3‰, and δD value, from –64.2 to –32.5‰. Sedimentary carbonate rocks, atmospheric carbon dioxide, organic compounds, and hydrolysis of aluminosilicate minerals serve as the source of δ<sup>13</sup>C bicarbonate ion in natural waters of the Baidar valley. Surface waters have a heavier carbon isotope composition (δ<sup>13</sup>C = –9.2 to –6.2‰), which is due to atmospheric CO<sub>2</sub>, plant growth, and associated microbial activity. Fracture karst waters are characterized by a lighter carbon isotope composition (δ<sup>13</sup>C = –12.8 to –11.0‰) because of their interaction with dispersed organic matter. Waters of the regional fracture and fracture–vein zones display the widest variation in δ<sup>13</sup>C (–15.5 to –6.9‰), which is associated with a mixed type of «isotope supply» to the waters. A complex hydrogeochemical field that has formed in the Baidar valley tends to be increasingly affected by the anthropogenic factor.

*Natural waters, hydrogeochemistry, trace elements, clarke, water migration coefficient, stable isotopes, origin, fractionation, Baidar valley, Crimea*

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы все больше исследований в мире проводится по оценке экологического состояния природных вод в условиях изменяющегося климата. По самым оптимистичным прогнозам, среднегодовая температура на Земле вырастет к началу следующего столетия, как минимум, на два градуса Цельсия вне зависимости от действий человека, что заставит климат планеты необратимым образом меняться. Волны жары, засухи и другие экстремальные погодные явления, а также рост уровня моря будут гораздо более опасными при повышении температур на два градуса и выше [Raftery et al., 2017]. О.В. Парубец рассмотрены тенденции изменения температуры воздуха и количества атмосферных осадков на протяжении 80-летнего интервала времени в Крыму. Установлено, что температура воздуха и количество атмосферных осадков растут [Парубец, 2009].

Наиболее крупное обобщение по гидрогеологии и гидрогеохимии территории Крыма и Севастопольской городской агломерации было выполнено в VIII томе «Гидрогеологии СССР» [Гидрогеология..., 1970]. Значительный вклад в изучение региона внесли труды А.С. Моисеева, И.Г. Глухова,

Е.А. Ришес, В.Г. Ткачук, С.В. Альбова, В.А. Куришко, Е.В. Львова, О.Е. Фесюнова, Н.М. Заезжева, В.И. Самулева, М.В. Чуринова, Н.А. Белокопытовой, В.Н. Дублянского, Г.Н. Дублянкой, Н.Н. Капинос, А.В. Лущика, В.И. Морозова, Н.С. Огняника, А.Б. Ситникова, А.А. Сухороброва, В.М. Шестопалова, М.А. Шинкаревского, Ю.И. Шутова, Е.А. Яковлева и других [Дублянский и др., 1990]. В период с начала 90-х годов прошлого столетия происходило общее снижение развития экономики, в том числе и геолого-разведочных работ. Однако в этот период продолжалось изучение режима подземных вод основных эксплуатируемых горизонтов, грунтовых вод на массивах орошаемого земледелия, обобщение результатов ранее выполненных исследований, эколого-гидрогеологический анализ состояния подземных вод отдельных водозаборов, разрабатывались методические положения по эколого-гидрогеологическому картированию мелкого и среднего масштабов. Следует отметить работы И.Б. Абрамова, Б.М. Данилишина, С.П. Иванюты, А.В. Лущика, Г.Г. Лютого, Н.С. Огняника, С.А. Рубана, В.М. Шестопалова, М.А. Шинкаревского, Е.А. Яковлева и других [Шестопалов и др., 2007; Тарасенко и др., 2013; Каюкова, Юровский, 2016; Лущик и др., 2016; Горобцов и др., 2017; Новиков и др., 2018, 2019а, б; и др.].

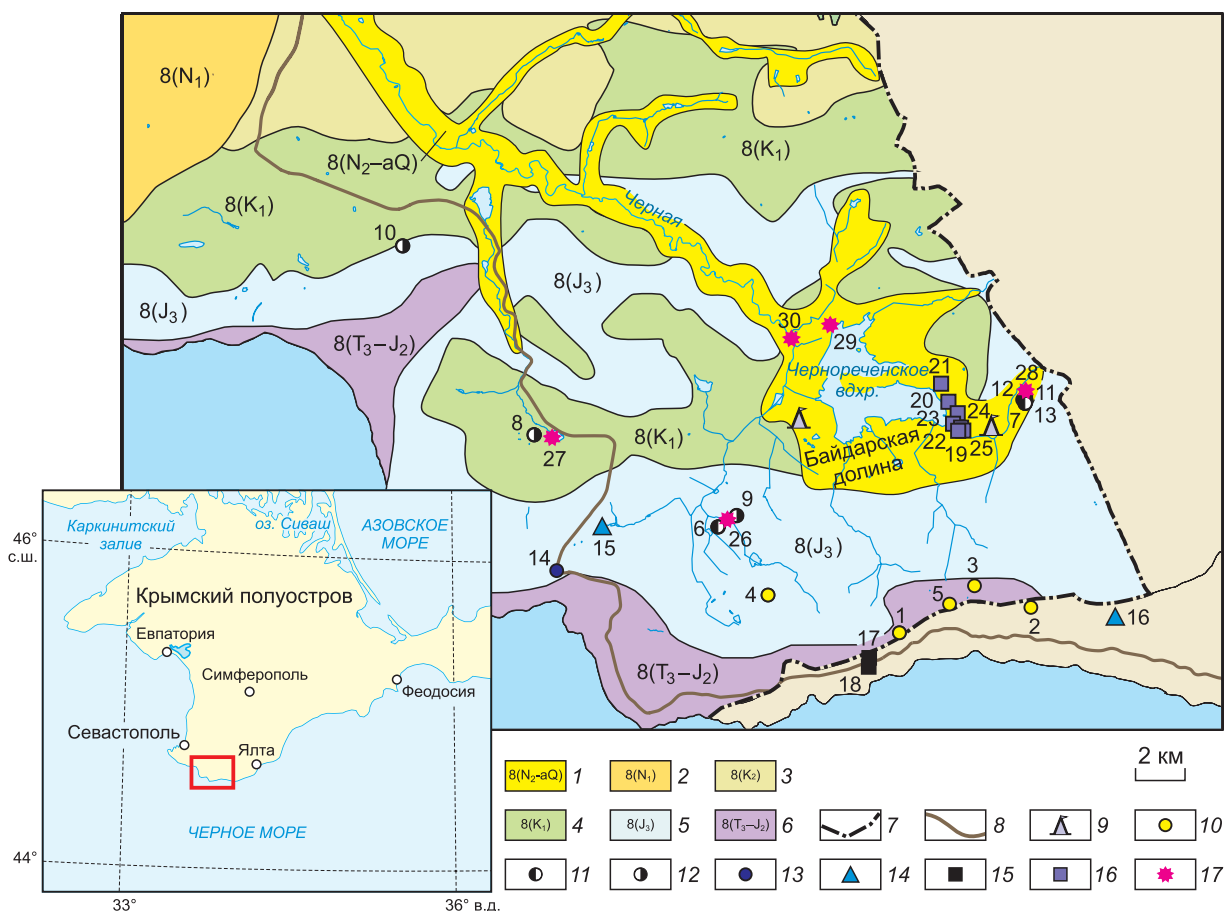
Байдарская долина расположена в живописной области на юго-западе Крымского полуострова в пределах Балаклавского района Севастопольской городской агломерации. Долина с южной и восточной сторон примыкает к главной гряде Крымских гор (Форос, Ат-Баш, Ай-Петри и другие) (рис. 1). С гидрогеохимической точки зрения природные воды рассматриваемого региона являются слабо изученными [Миньковская, Ингеров, 2010; Дублянский и др., 2012; Nichkova et al., 2019; Novikov et al., 2019].

### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2018—2019 гг. нами впервые проведено детальное изучение геохимии и изотопного состава природных вод Байдарской долины. Выполнен отбор и анализ 43 водных проб на полный химический и изотопный состав ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ). Пробы для анализа катионов и анионов отфильтровывали через целлюлозный фильтр (0.45 мкм) на месте отбора для удаления взвеси с помощью системы вакуумной фильтрации и собирали в полиэтиленовые бутылки. Для достоверного определения устойчивых компонентов в растворе пробы консервировали (для анализа катионов пробу подкисляли азотной кислотой, для анионов — нет), после чего их доставляли в лаборатории для последующего анализа. Нестабильные параметры (рН, Eh, температура, содержание растворенного  $O_2$ ,  $HCO_3^-$ ) определялись на точке отбора проб воды с помощью полевой гидрогеохимической лаборатории и полевого оборудования (Hanna HI9125, кислородомер АКПМ-1-02Л), выполнялось полевое определение общей минерализации вод (кондуктометр S3-Field kit Seven2Go, Mettler Toledo). Радиационная обстановка на месте отбора проб оценивалась с помощью дозиметра гамма-излучения ДКГ-07Д Дрозд.

Лабораторное изучение ионно-солевого, микрокомпонентного состава проводилось методами титриметрии, ионной хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП) в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета и в лабораториях Центра коллективного пользования Института неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН. В лабораториях Центра коллективного пользования Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН был выполнен комплекс изотопных исследований ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ) подземных вод на приборе Stable Isotope Ratio Mass Spectrometer. Finnigan<sup>TM</sup> MAT 253, снабженном приставками пробоподготовки Finnigan GasBench II (для анализа стабильных изотопов углерода и кислорода) и Finnigan H/Device (для анализа стабильных изотопов водорода). Метод измерения: масс-спектрометрическое определение отношений стабильных изотопов C, D и O в воде. Для изучения изотопного состава растворенного в воде неорганического углерода (Dissolved Inorganic Carbon (DIC)) применяется несколько методик извлечения углекислого газа из раствора [Handbook..., 2004]. В настоящей работе была использована методика, описанная в работе [Das et al., 2005], преобразованная для проточного режима работы прибора. Исследование изотопного состава кислорода вод проводилось по методике водного уравнивания  $^{18}O$  (Water Equilibration ( $^{18}O$ )) [Epstein, Mayeda, 1953], модифицированной для проточного режима работы прибора [Coplen, 1988; Nelson, 2000]. Анализ изотопного состава водорода проводился для восстановленного на хrome  $H_2$  из воды в H/Device согласно методике, описанной в [Yano et al., 2006]. Определения изотопных концентраций  $\delta^{13}C$ ,  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  проводились относительно мировых стандартов: NBS-18 (International Atomic Energy Agency (IAEA):  $\delta^{13}C_{VPDB} = -5.014$  ‰;  $\delta^{18}O_{VPDB} = -23.2$  ‰); NBS-19 (IAEA:  $\delta^{13}C_{VPDB} = +1.95$  ‰;  $\delta^{18}O_{VPDB} = -2.20$  ‰); VSMOW2 (IAEA:  $\delta D_{VSMOW/SLAP} = 0$  ‰;  $\delta^{18}O_{VSMOW/SLAP} = 0$  ‰); SLAP2 (IAEA:  $\delta D_{VSMOW/SLAP} = -427.5$  ‰;  $\delta^{18}O_{VSMOW/SLAP} = -55.5$  ‰); GISP (IAEA:  $\delta D_{VSMOW/SLAP} = -189.5$  ‰;  $\delta^{18}O_{VSMOW/SLAP} = -24.76$  ‰). Ошибка определения изотопного состава стандартов по углероду и кислороду не более 0.1 ‰, по водороду не более 2 ‰.

Полученные результаты аналитических исследований приведены в таблицах 1—3.



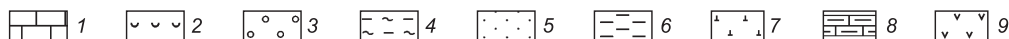
**Рис. 1. Местоположение изученных водоупунктов (1—30) в пределах Байдарской долины и ее горного обрамления.**

Водоносный комплекс: 1 — плиоценовых и четвертичных отложений, 2 — миоценовых отложений, 3 — верхнемеловых отложений, 4 — нижнемеловых отложений, 5 — верхнеюрских отложений, 6 — верхнетриасово-среднеюрских отложений; 7 — граница Севастопольской городской агломерации; 8 — автодорога Ялта—Севастополь (Н19); 9 — проявления марганцевых руд; 10 — воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных пород, подверженные процессам континентального засоления (I группа): 1 — колодец Кильсе-Буруном, 2 — колодец Q-044, 3 — колодец Чертова лестница, 4 — источник Деспит, 5 — колодец Кую-Алан; 11 — воды зоны региональной трещиноватости выщелачивания алюмосиликатов и окисления сульфидов (II группа): 6 — колодец Фуска-Чокрак, 7 — южный колодец, с. Колхозное; 12 — воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода), подверженные процессам континентального засоления (III группа): 8 — источник Фонтан Варналы, 9 — источник Кара-Агач, 10 — источник Св. Пантелеймона; 13 — воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов, подверженные процессам континентального засоления в условиях антропогенного влияния (IV группа): 11 — северный колодец, с. Колхозное, 12 — колодец центральный 1, с. Колхозное, 13 — колодец центральный 2, с. Колхозное, 14 — колодец возле Ласпинской смотровой площадки; 14 — трещинно-жильные воды выщелачивания натриевых алюмосиликатов и окисления сульфидов (V группа): 15 — источник Странный, 16 — источник Мердвен-Каясы; 15 — трещинно-жильные воды выщелачивания натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода) (VI группа): 17 — колодец Санаторное верхний, 18 — колодец Санаторное нижний; 16 — трещинно-карстовые воды (VII группа): 19 — 5760, 20 — 5775, 21 — 5776, 22 — 5531, 23 — 5566, 24 — 5595, 25 — источник Скельский основной; 17 — поверхностные воды, подверженные влиянию процессов континентального засоления (VIII группа): 26 — оз. Коношняя в с. Орлиное, 27 — озеро в с. Гончарное, 28 — оз. Узужинское, с. Колхозное, 29 — Чернореченское водохранилище, 30 — р. Черная.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Гидрогеологическая характеристика исследуемого региона.** Основные ресурсы подземных вод изучаемого района приурочены к верхнеюрскому водоносному комплексу, имеющему особую роль, поскольку с ним связаны основные области питания для водоносных систем: Равнинно-Крымского, Азово-Кубанского артезианских бассейнов и гидрогеологической складчатой области мегаантиклинария Горного Крыма. Водоносный комплекс верхнеюрских отложений ( $J_3$ ) включает в себя водоносный

Эратема	Система	Отдел	Ярус	Свита	Лито-логия	Гидрогеологическое подразделение					
						Водоносный горизонт		Водоносный комплекс		Водоносный этаж	
KZ	Q	Q				aQ	В/н г. четвертичных отложений	Водоносный комплекс плиоценовых и четвертичных отложений	8(N <sub>2</sub> -aQ)	Верхний	1(KZ)
		N <sub>2</sub>	Таврская		2(N <sub>2</sub> <sup>2-3</sup> ) 4(N <sub>2</sub> <sup>1</sup> )	В/н г. средневерхнеплиоценовых отложений Нижнеплиоценовый в/п г.					
	N <sub>1</sub>		Херсонская		2(N <sub>1</sub> s <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> m N <sub>1</sub> p)	В/н г. верхнесарматских, мэотических и понтических отложений	Водоносный комплекс миоценовых отложений	8(N <sub>1</sub> )			
			Бесарабская		2(N <sub>1</sub> s <sub>2</sub> )	В/н г. среднесарматских отложений					
			Красно-перекопская		4(N <sub>1</sub> s <sub>1</sub> )	В/п г. нижнесарматских отложений					
			Бриковский, спаниодонтеповый, сартаганский и веселянский объединенные слои		2(N <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	В/н г. среднемиоценовых отложений					
			Мекензиевская толща								
	Бриковский слой										
	P	P <sub>2</sub>	b	Новопавловская, кумская и альминская объединенные свиты		4(P <sub>1</sub> <sup>2</sup> -P <sub>2</sub> )	В/п г. верхнепалеоцен-эоценовых отложений	Водоносный комплекс палеоценовых и эоценовых отложений	8(P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub> )		
		P <sub>1</sub>	d	Белокаменская		2(P <sub>1</sub> <sup>1</sup> )	В/н г. нижнепалеоценовых отложений				
	K	K <sub>2</sub>	m	Старосельская		4(K <sub>2</sub> st-K <sub>2</sub> m)	В/п г. сантон-маастрихтских отложений	Водоносный комплекс верхнемеловых отложений	8(K <sub>2</sub> )		
			km	Бешковская							
st			Кудринская								
k			Прохладенская		2(K <sub>2</sub> t <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> k)					В/н г. верхнетурон-коньякских отложений	
t			Мендерская		4(K <sub>2</sub> t <sub>1</sub> )					В/п г. нижнетуронских отложений	
s		Белогорская		4(K <sub>2</sub> s)	В/н г. сеноманских отложений						
K <sub>1</sub>		al	Канаринская толща		4(K <sub>1</sub> al)	В/п г. альбских отложений	Водоносный комплекс нижнемеловых отложений			8(K <sub>1</sub> )	
		Чоргунская толща									
		a	Балаклавская толща		2(K <sub>1</sub> b-K <sub>1</sub> a)	В/н г. берриас-аптских отложений					
		br	Широковская толща								
		g	Новобобровская толща								
v		Кучинская толща									
b	Свита Бечку										
J <sub>3</sub>	tt	Байдарская		2(J <sub>3</sub> tt <sub>2-3</sub> )	В/н г. средневерхнетитонских отложений	Водоносный комплекс верхнеюрских отложений	8(J <sub>3</sub> )				
		Калафатларская									
	o	Деймендериньская		4(J <sub>3</sub> tt <sub>1</sub> )	Нижнетитонский в/п г.						
		Сухореченская		2(J <sub>3</sub> o <sub>2-3</sub> -J <sub>3</sub> km)	В/н г. средневерхнеоксфордско-кимериджских отложений						
	Яйлинская										
	J <sub>2</sub>	bt	Айвасильская		2(J <sub>2</sub> )			Локальный в/н г. зон трещиноватости пород средней юры	Водоносный комплекс верхнетриасово-среднеюрских отложений	8(T <sub>3</sub> -J <sub>2</sub> )	
b		Карадазская									
		Мелаская									
T	T <sub>3</sub>	Таврическая		2(T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> )	Локальный в/н г. зоны экзогенной трещиноватости пород таврической серии						



**Рис. 2. Схема гидрогеологической стратификации Севастопольской городской агломерации [Новиков и др., 2019а].**

В/н г. — водоносный горизонт, в/п г. — водоупорный горизонт. 1 — известняки, 2 — туфы, 3 — гравелиты, 4 — алевролиты, 5 — песчаники, 6 — глины, 7 — мергели, 8 — глинистые известняки, 9 — андезитовые лавы.

горизонт средневерхнетитонских отложений ( $J_3tt_{2-3}$ ), нижнетитонский водоупорный горизонт ( $J_3tt_1$ ) и водоносный горизонт средневерхнеоксфордско-кимериджских отложений ( $J_3o_{2-3}$ — $J_3km$ ) (рис. 2). Изучен скважинами Родниковского водозабора (№ 5531, 5566, 5595, 5770 и другими) и многочисленными источниками (Скельский основной, Мердвен-Каясы и другими). Его мощность достигает 2000 м. Детальная характеристика его гидрогеологических особенностей приведена в работах [Новиков и др., 2018, 2019а, б].

Циркуляция вод из области питания на Ай-Петринской яйле в Байдарскую долину происходит с огромной скоростью. Несмотря на небольшую долю карстовых каналов в общем объеме пустотности растворимых пород (обычно в пределах 0.05—3.0 %), они проводят 94—99 % подземного стока [Workington et al., 2000]. Скорости движения подземных вод в карстовых каналах на 3—7 порядков выше, чем в некарстовых водоносных системах зоны активного водообмена, обычно составляя сотни и тысячи метров в сутки. По результатам 35 экспериментов по трассированию карстовых вод, проведенному в разные годы в Горном Крыму, средняя скорость их движения составляет 3350 м/сут (140 м/ч; 0.04 м/с), причем эту оценку можно считать заниженной, поскольку регистрация времени прихода трассеров в пункты наблюдений в большинстве экспериментов была малодискретной, а эксперименты проводились не в периоды высокой обводненности [Климчук, Токарев, 2014]. При этом в периоды весеннего снеготаяния и дождевых паводков на северо-восточном склоне Байдарской долины, кроме нескольких известных родников и активных пещер-источников, появляется множество периодически действующих водопунктов, приуроченных к диапазонам высот 300—400 и 600—800 м [Амеличев, Матюшкин, 2011]. Согласно балансовой оценке, величина инфильтрации в глубокие водоносные горизонты Байдарской котловины со стороны массива Ай-Петри составляет около 162.7 тыс. м<sup>3</sup>/сут [Приблуда и др., 1979].

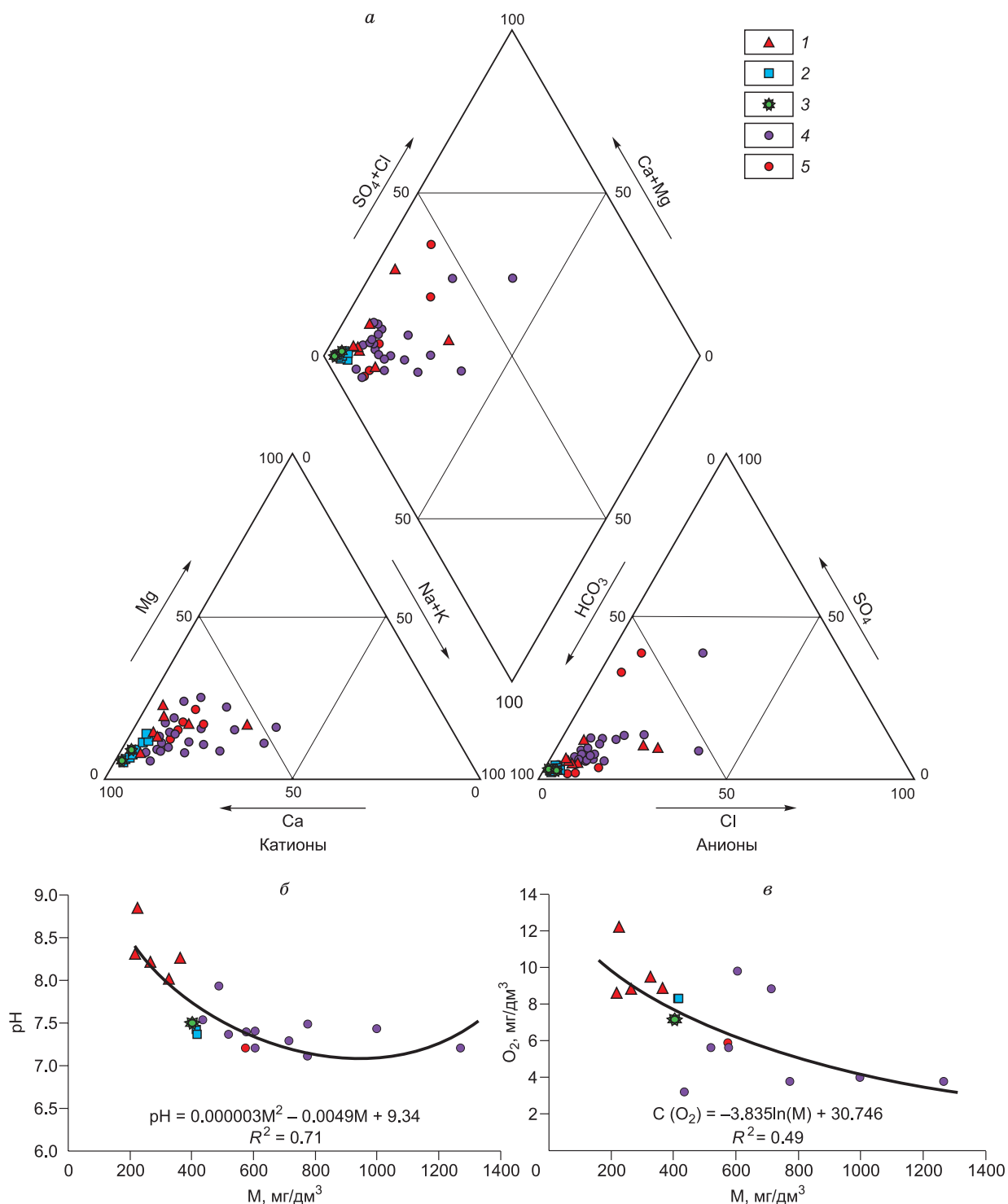
**Особенности геохимии природных вод.** В Байдарской долине развиты пресные и ультрапресные воды преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава (по С.А. Щукареву) с величиной общей минерализации от 207.4 до 1268.8 мг/дм<sup>3</sup> (рис. 3, табл. 1). Большинство изученных вод характеризуется соленостью, не превышающей 1 г/дм<sup>3</sup>, что связано с формированием их химического состава в сильно закарстованных известняках верхнеюрского возраста, образованных в условиях карбонатной платформы северной активной окраины Тетиса [Рудько и др., 2017; Рудько, 2018]. Разделение имеющихся данных на однородные совокупности по геохимическим коэффициентам (Ca/Na, Ca/Mg, Ca/Si, Mg/Si, Na/Si, Si/Na,  $rNa/rCl$  и  $SO_4/Cl$ ) позволило проследить источники поступления элементов при формировании вод в карбонатных, карбонатно-терригенных, алюмосиликатных, в том числе с вкраплениями сульфидов, породах.

Подверженность вод процессам континентального засоления характеризуется значениями коэффициента  $SO_4/Cl = 1$  и проявляется в их широком влиянии на состав грунтовых вод зоны региональной трещиноватости. При их взаимодействии с сульфидной минерализацией увеличиваются средние показатели  $SO_4/Cl$  до 2.0 по сравнению с их значениями в водах, подверженных процессам континентального засоления, где  $SO_4/Cl = 1.1$ . При увеличении роли алюмосиликатных пород за счет времени их взаимодействия с водами отношения Na/Si превышают Mg/Si и снижаются Ca/Mg = 8.1, а коэффициент Ca/Na в среднем снижается до 3.9, несколько уменьшаются Ca/Si = 20.7 и повышаются средние значения  $rNa/rCl = 1.4$ . В условиях антропогенного влияния в грунтовых водах величины коэффициента Na/Si в среднем повышаются до 16.6, значения Mg/Si до 4.3, снижаются Ca/Na до 1.8 и практически не изменяются отношения Ca/Mg = 7.5 и  $rNa/rCl = 1.4$ .

Трещинно-жильные воды в алюмосиликатных образованиях по соотношению химических элементов проявляются, с одной стороны, высокими средними показателями  $SO_4/Cl = 7.3$  (при взаимодействии вод с сульфидами), а с другой, — низкими  $SO_4/Cl = 0.3$  (в условиях длительного взаимодействия вод с алюмосиликатами). Характеризуются высокими значениями Na/Si = 5.3, Mg/Si = 3.5, Ca/Mg = 7.1, низкими Ca/Na = 4.9 и Ca/Si = 25.1. Наиболее яркими их представителями являются колодцы села Санаторное. Отнесение источника Мердвен-Каясы к трещинно-жильным водам алюмосиликатов является условным, поскольку эти воды могут быть связаны с карбонатными образованиями с вкраплениями сульфидов.

Дадим краткую характеристику выделенных типов вод по геохимическим разновидностям (группы I-VIII) (см. табл. 1). *Воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных пород, подверженные влиянию процессов континентального засоления (группа I)* — слабощелочные со средними значениями pH = 7.8; собственно пресные с минерализацией 543 мг/дм<sup>3</sup> (по классификации [Шварцев, 1996]) и содержанием кремния 4.3 мг/дм<sup>3</sup>. Воды гидрокарбонатные с долей сульфатов и хлоридов до 10 мас. %-экв. преимущественно кальциевые с долей магния до 24 мас. %-экв. в роднике Деспита, и до 10 мас. %-экв. натрия в родниках Чертова лестница и Q 044. По соотношению распространенности магния и натрия при близких значениях Mg/Si и Na/Si прослеживается взаимодействие вод с карбонатно-терригенными образованиями при Ca/Si = 25.3, Ca/Na = 7.4, величина Ca/Mg = 12.5 говорит о начальных стадиях взаимодействия в системе вода—порода при средних значениях  $rNa/rCl = 1.05$ .

При взаимодействии вод зоны региональной трещиноватости с сульфидной минерализацией (группа II) в условиях континентального засоления — воды слабощелочные с  $\text{pH} = 7.63$ , собственно пресные со средней минерализацией  $506 \text{ мг/дм}^3$  и содержанием кремния  $4.3 \text{ мг/дм}^3$ . Эти воды практически не отличаются от вышерассмотренных и их следует включить в воды зоны региональной трещино-



**Рис. 3.** Диаграмма Пайпера состава природных вод Байдарской долины (а), зависимости величины  $\text{pH}$  (б) и содержания растворенного кислорода (в) от величины общей минерализации природных вод.

Типы вод: 1 — поверхностные, 2 — трещинно-карстовые, 3 — Скельский источник, 4 — зоны региональной трещиноватости, 5 — трещинно-жилые.

Таблица 1. Химический состав природных вод Байдарской долины

№ на рис. 1	Координаты		Абс. отметка, м	Год	pH	Eh	O <sub>2</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	Элемент, мг/дм <sup>3</sup>					M <sub>c</sub> , мг/дм <sup>3</sup>	Химический тип**				
	с.ш.	в.д.						Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>			SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub>	Si
<b>Воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-герригенных пород, подверженные процессам континентального засоления (I группа)</b>																		
1	44°24'40"	33°49'60"	+358	2018	8.1	—	—	50.7	3.4	7.3	10.50	177	8.8	10.9	1.7	3.16	269	HCO <sub>3</sub> Ca
1	44°24'40"	33°49'60"	+358	2019	7.5	147.0	3.19	90.0	5.8	12.4	1.70	285	15.0	19.8	6.4	3.75	436	HCO <sub>3</sub> Ca
2	44°25'10"	33°51'50"	+363	2018	7.9	—	—	100.1	4.0	12.3	0.45	311	25.2	14.6	2.1	3.11	468	HCO <sub>3</sub> Ca
2	44°25'10"	33°51'50"	+363	2019	7.9	67.2	—	98.0	9.8	16.2	0.38	317	25.9	19.3	0.3	3.69	487	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na
3	44°25'30"	33°51'05"	+611	2018	7.3	—	—	137.0	14.8	24.3	0.94	471	26.0	30.8	3.1	5.94	705	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na
3	44°25'30"	33°51'05"	+611	2019	7.3	145.2	8.85	140.0	18.3	21.7	0.86	460	25.6	48.7	0.6	5.97	716	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Mg
4	44°25'20"	33°47'05"	+522	2018	7.4	—	—	133.0	18.2	14.4	0.71	470	27.8	19.0	3.8	4.24	683	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
4	44°25'20"	33°47'05"	+522	2019	7.4	136.5	—	107.0	23.0	16.3	0.67	401	27.9	23.2	5.9	5.58	605	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
5	44°25'15"	33°50'40"	+577	2018*	7.9	—	—	115.0	6.5	10.9	0.49	334	31.8	22.4	2.1	3.63	521	HCO <sub>3</sub> Ca
			Среднее значение		7.6	124.0	6.02	107.9	11.5	15.1	1.86	358	23.8	23.2	2.9	4.34	543	—
<b>Воды зоны региональной трещиноватости выщелачивания алюмосиликатов и окисления сульфидов (II группа)</b>																		
6	44°26'30"	33°45'60"	+263	2018	7.8	—	—	88.0	8.8	10.2	0.53	273	33.6	14.8	2.2	2.85	429	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Ca-Mg
6	44°26'30"	33°45'60"	+263	2019	7.4	172.1	5.61	98.0	15.3	14.2	0.33	347	28.1	17.5	2.0	3.87	520	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
7	44°28'20"	33°52'50"	+362	2018	7.4	—	—	102.5	6.7	13.1	1.24	354	13.2	6.5	2.4	4.89	497	HCO <sub>3</sub> Ca
7	44°28'20"	33°52'50"	+362	2019	7.4	173.0	5.61	114.0	8.5	19.5	0.94	411	14.8	7.9	2.2	5.60	577	HCO <sub>3</sub> Ca-Na
			Среднее значение		7.5	172.6	5.61	100.6	9.8	14.3	0.76	346	22.4	11.7	2.2	4.30	506	—
<b>Воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода), подверженные процессам континентального засоления (III группа)</b>																		
8	44°27'55"	33°41'50"	+137	2018	7.1	209.3	3.79	137.0	19.0	36.8	9.70	420	59.0	52.7	1.5	6.15	774	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Na-Mg
8	44°27'55"	33°41'50"	+137	2019	7.1	—	—	123.8	11.7	30.7	4.73	427	34.6	31.4	40.1	5.80	664	HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca-Na-Mg
9	44°26'40"	33°46'25"	+138	2018*	7.7	—	—	105.3	9.8	27.4	16.26	366	39.3	29.5	4.2	4.54	594	HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca-Na-Mg
10	44°30'60"	33°38'60"	+177	2019	7.2	185.4	9.80	98.0	24.0	23.8	0.32	406	27.0	23.5	2.2	6.12	605	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na
			Среднее значение		7.3	197.4	6.80	116.0	16.1	29.7	7.75	405	40.0	34.3	12.0	5.65	659	—
<b>Воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов, подверженные процессам континентального засоления в условиях антропогенного влияния (IV группа)</b>																		
11	44°28'30"	33°52'55"	+364	2018*	8.5	—	—	101.0	7.8	44.7	3.87	360	45.1	29.9	3.6	4.11	592	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl Ca-Na
12	44°28'25"	33°52'50"	+372	2019	7.2	154.5	3.79	157.0	33.0	117.0	49.80	537	111.0	127.0	137.0	6.28	1269	HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca-Na-Mg
13	44°28'25"	33°52'55"	+371	2019	7.4	171.8	3.99	164.0	39.0	70.1	0.45	291	58.0	197.0	180.0	6.21	1000	Cl-HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na
14	44°25'50"	33°42'30"	+302	2018*	8.3	—	—	103.8	12.9	82.9	2.47	226	183.0	85.7	1.5	3.26	697	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Na-Mg
			Среднее значение		7.9	163.2	3.89	131.5	23.2	78.7	14.15	354	99.3	109.9	80.5	4.97	890	—



Трещинно-жилые воды выщелачивания натриевых алюмосиликатов и окисления сульфидов (V группа)																	
№	Ш	Д	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г	Г			
15	44°26'30"	33°43'20"	+304	2018*	7.9	—	—	141.0	14.6	21.2	1.09	301	170.0	25.9	2.0	4.29	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Ca-Mg-Na
16	44°25'05"	33°52'55"	+400	2018*	8.6	—	—	44.0	6.8	13.5	1.03	128	53.1	6.6	0.7	1.50	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Ca-Mg-Na
			Среднее значение		8.3	—	—	92.5	10.7	17.4	1.06	215	111.6	16.3	1.4	2.90	—
Трещинно-жилые воды выщелачивания натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода) (VI группа)																	
17	44°24'15"	33°49'20"	+192	2018	7.2	—	—	117.0	17.6	23.0	1.59	466	5.6	20.4	3.3	4.74	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Mg-Na
17	44°24'15"	33°49'20"	+192	2019	7.2	110.2	5.90	98.0	19.5	22.4	1.40	403	6.9	23.0	0.5	6.56	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Mg-Na
18	44°24'10"	33°49'20"	+143	2018*	7.6	—	—	143.0	18.7	25.7	1.32	493	16.0	48.6	2.9	5.94	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Mg-Na
			Среднее значение		7.3	110.2	5.90	119.3	18.6	23.7	1.44	454	9.5	30.7	2.2	5.75	—
Трещинно-карстовые воды (VII группа)																	
19	44°27'60"	33°51'25"	-77	2018	8.0	—	—	107.0	5.0	4.2	0.5	348	7.0	4.7	2.6	2.17	HCO <sub>3</sub> Ca
20	44°28'30"	33°51'00"	-539	2018	7.9	—	—	93.0	5.6	4.5	0.50	303	9.7	5.2	2.6	2.40	HCO <sub>3</sub> Ca
21	44°28'40"	33°50'60"	-539	2018	8.2	—	—	139.0	5.3	4.7	0.60	441	10.2	5.4	2.8	2.21	HCO <sub>3</sub> Ca
22	44°27'55"	33°51'20"	-997	2018	8.2	—	—	83.3	2.8	2.2	0.38	262	5.6	3.0	2.5	1.42	HCO <sub>3</sub> Ca
23	44°27'60"	33°51'05"	-352	2018	7.9	—	—	9.0	7.8	6.2	0.64	311	9.4	5.2	2.5	3.03	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
23	44°27'60"	33°51'05"	-352	2019	7.4	118.7	8.29	86.0	8.5	5.1	0.34	296	7.7	7.6	3.1	2.34	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
24	44°27'60"	33°51'10"	+54	2018	7.4	—	—	90.9	4.5	3.8	0.47	293	9.7	4.7	1.7	2.02	HCO <sub>3</sub> Ca
24	44°27'60"	33°51'10"	+54	2019	7.4	180.5	8.33	88.0	7.3	5.1	0.35	299	8.6	5.8	2.3	2.74	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
25	44°27'55"	33°51'30"	+412	2019	7.5	155.3	7.16	90.0	5.4	3.1	0.26	292	6.4	5.8	2.1	1.99	HCO <sub>3</sub> Ca
25	44°27'55"	33°51'30"	+412	2018	7.5	—	—	116.0	4.3	5.9	0.49	368	8.0	3.2	2.4	1.99	HCO <sub>3</sub> Ca
			Среднее значение		7.7	151.5	7.9	90.2	5.7	4.5	0.45	321	8.2	5.1	2.5	2.23	—
Поверхностные воды, подверженные влиянию процессов конгигентального засоления (VIII группа)																	
26	44°26'30"	33°46'10"	+267	2019	8.0	160.0	9.49	66.0	12.0	3.6	2.40	182	22.0	36.0	2.1	4.13	HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> Ca-Mg
27	44°27'50"	33°42'20"	+261	2019	8.9	177.0	12.25	33.5	6.1	20.0	1.80	120	13.7	29.4	0.9	0.31	HCO <sub>3</sub> -Cl Ca-Na-Mg
28	44°28'35"	33°52'50"	+358	2019	8.3	159.5	8.89	65.0	9.2	14.2	2.10	250	10.7	13.0	0.0	1.03	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na
29	44°29'40"	33°48'30"	+252	2018	8.3	—	—	42.9	4.5	3.5	0.84	135	15.0	5.7	7.4	0.24	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Ca-Mg
29	44°29'40"	33°48'30"	+252	2019	8.3	116.4	8.63	44.0	4.3	4.4	0.54	151	6.6	5.9	0.0	0.50	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
30	44°29'30"	33°47'40"	+222	2018	8.0	—	—	58.3	3.2	4.0	0.82	185	9.3	5.1	1.4	0.97	HCO <sub>3</sub> Ca
30	44°29'30"	33°47'40"	+222	2019	8.2	159.2	8.86	51.0	7.9	4.5	0.54	186	8.6	6.2	0.5	1.08	HCO <sub>3</sub> Ca-Mg
			Среднее значение		8.3	154.4	9.62	51.5	6.7	7.8	1.29	173	12.3	14.5	1.8	1.18	—
			Гидрогеохимический фон		7.4	159.2	8.33	98.0	8.5	14.2	0.82	317	16.0	19.0	2.2	3.54	—

Примечание. Прочерк — отсутствие данных.

\* Источник в 2019 г. сухой.

\*\* Название химического типа дано по классификации С.А. Шукарева (в формулу добавлены макрокомпоненты с содержанием > 10 мас. %-экв.). М — минерализация.

ватости карбонатно-терригенных образований. Для них характерно только повышение средних значений  $SO_4/Cl = 1.9$  по сравнению с типичными водами зон региональной трещиноватости в условиях континентального засоления, где  $SO_4/Cl = 1.1$ .

*Воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов (длительного взаимодействия в системе вода—порода), подверженных процессам континентального засоления (группа III), слабощелочные с  $pH = 7.66$ ; собственно пресные средней минерализации  $659 \text{ мг/дм}^3$  и содержанием кремния  $5.7 \text{ мг/дм}^3$ ; гидрокарбонатные с долей хлоридов до 15 мас. %-экв. в фонтане Варналы в с. Гончарное и долей сульфат-иона до  $10.7\text{—}12.0$  мас. %-экв. в источнике Кара-Агач и фонтане Варналы (см. табл. 1). При увеличении роли алюмосиликатных образований за счет взаимодействия с водами отношения  $Na/Si$  превышают  $Mg/Si$  и снижаются значения  $Ca/Mg = 8.1$  и  $Ca/Na$  в среднем снижаются до 3.9, несколько уменьшаются значения  $Ca/Si = 20.7$  и повышаются средние значения  $rNa/rCl = 1.4$ .*

*Воды зоны региональной трещиноватости преимущественно натриевых алюмосиликатов, подверженных процессам континентального засоления в условиях антропогенного влияния (группа IV), слабощелочные с  $pH = 7.59$ ; собственно пресные с минерализацией  $889 \text{ мг/дм}^3$  и содержанием кремния  $5.0 \text{ мг/дм}^3$ ; гидрокарбонатно-хлоридные кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с долей хлорид-иона до  $20\text{—}30$  и 20 мас. %-экв. нитратов в центральных колодцах № 1 и 2 в с. Колхозное. В условиях антропогенного влияния в грунтовых водах отношения  $Na/Si$  в среднем повышаются до 16.5, а  $Mg/Si$  до 4.3, снижаются  $Ca/Na$  до 1.8, и практически не меняются значения отношений  $Ca/Mg = 7.5$  и  $rNa/rCl = 1.5$ .*

*Трещинно-жилые воды в алюмосиликатных образованиях (группы V и VI) слабощелочные с  $pH = 7.2\text{—}8.6$  (среднее — 7.7) со средней минерализацией  $580 \text{ мг/дм}^3$  и содержанием кремния  $4.6 \text{ мг/дм}^3$ ; гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые с долей хлоридов до 14 мас. %-экв. при содержании хлорид-иона  $48.6 \text{ мг/дм}^3$  в колодце Санаторный нижний. В источниках Мердвен Каясы и Странный отмечаются высокие доли сульфат-иона до  $32.6\text{—}38.5$  мас. %-экв. соответственно. Трещинно-жилые воды в алюмосиликатных образованиях по соотношению химических элементов проявляются, с одной стороны, высокими средними показателями  $SO_4/Cl = 7.3$  (при взаимодействии вод с сульфидами) и низкими значениями —  $SO_4/Cl = 0.3$  (в условиях длительного взаимодействия вод с алюмосиликатами). Характеризуются высокими значениями  $Na/Si = 5.3$ ,  $Mg/Si = 3.5$ ,  $Ca/Mg = 7.1$ , низкими значениями  $Ca/Na = 4.9$  и  $Ca/Si = 25.1$ .*

*Трещинно-карстовые воды (группа VII) формируются при взаимодействии с карбонатными образованиями и содержат фоновые значения  $SO_4$ , которые в среднем составляют  $8.2 \text{ мг/дм}^3$ , а  $Cl = 5.1 \text{ мг/дм}^3$ . Они слабощелочные с  $pH = 7.7$ ; пресные с минерализацией  $444 \text{ мг/дм}^3$  и невысокими концентрациями кремния  $2.29 \text{ мг/дм}^3$ ; гидрокарбонатные кальциевые. Характерны значения  $Na/Si = 2.0$ ,  $Mg/Si = 2.5$ ,  $rNa/rCl = 1.0$ . Высокие средние значения  $Ca/Si = 44.1$ ,  $Ca/Mg = 18.5$  и особенно по сравнению с другими разновидностями значения величины  $Ca/Na = 23.3$  являются отличительной чертой состава трещинно-карстовых вод. У Скельского источника  $Ca/Na = 34.7$ , а содержания кремния снижаются до  $2.0 \text{ мг/дм}^3$ .*

*Поверхностные воды (группа VIII) подвержены влиянию процессов континентального засоления. Они слабощелочные с  $pH = 8.3$  и окислительными условиями геохимической обстановки с содержаниями растворенного кислорода от  $8.63$  до  $12.25 \text{ мг/дм}^3$ ; умеренно пресные с минерализацией  $267 \text{ мг/дм}^3$  и содержанием кремния  $1.2 \text{ мг/дм}^3$  гидрокарбонатного кальциевого состава в р. Черная и Чернореченском водохранилище, гидрокарбонатно-хлоридного кальциевого с повышенной долей натрия до 20 мас. %-экв. в озере с. Гончарное и гидрокарбонатно-хлоридного кальциевого в оз. Конюшня с. Орлиное.*

*Природные воды фонового<sup>1</sup> состава в пределах Байдарской долины относятся к нейтральным ( $pH = 7.4$ ), гидрокарбонатным кальциевым, умеренно пресным с величиной общей минерализации  $497 \text{ мг/дм}^3$  (см. табл. 1). Отмечается закономерное поведение основных химических элементов ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_3^-$  и  $SO_4^{2-}$ ) с увеличением общей минерализации природных вод и их химическим типом (рис. 4).*

Изученные воды имеют интересный спектр распределения микроэлементов (табл. 2). Средние концентрации для поверхностных, трещинно-карстовых и грунтовых (зоны региональной трещиноватости и трещинно-жилых) вод приведены на рис. 5, а. Среди них наиболее высокие содержания отмечаются в грунтовых водах ( $\text{мкг/дм}^3$ ): Si до 4684, Sr до 601, Fe до 200, Br до 79.3, B до 64.1, P до 59.1 и т.д. Вторая группа микроэлементов (Cu, Cr, Ti, Rb, Ni, As, Se, Sc, Mo, V, Pb, Co и Sb) характеризуется концентрациями в растворе от 0.14 до  $2.24 \text{ мкг/дм}^3$ . Третья группа (Y, Zr, Sn, Te, La, Hg, Be, Cd, Ag, W, Ga, Ge и Cs) объединяет элементы с содержаниями от 0.008 до  $0.049 \text{ мкг/дм}^3$  и четвертая (Bi, Nd, Hf, Ta, In и Tl) соответствует концентрациям ниже  $0.006 \text{ мкг/дм}^3$ . С ростом общей минерализации в растворе накапливается ряд микроэлементов (Si, Sr, Fe, Br, B, Ba, Zn, Li, Ni, Sc, Co, La, Cd и In) (см. рис. 5, б—з), а

<sup>1</sup> Под гидрогеохимическим фоном понимается средняя из наиболее часто встречающихся концентраций элемента.

поведение P, Mn, I, Al, Cu, Cr, Ti, Rb, As, Se, Mo, V, Pb, Sb, Y, Zr, Sn, Te, Hg, Be, Ag, W, Ga, Ge, Cs, Bi, Nb, Hf, Ta и Tl носит более сложный характер.

Сравнительный анализ содержаний микроэлементов в изученных водопунктах (см. табл. 2) с водами фонового состава позволил установить ряд комплексных гидрогеохимических аномалий по содержанию (мкг/дм<sup>3</sup>): Si > 5444; Sr > 412; Fe > 210; Br > 62.4; B > 61.4; P > 22.2; Ba > 33; Mn > 1.8; Zn > 14.4; I > 14.55; Al > 7.05; Li > 6.15; Cu > 1.5; Cr > 1.5; Ti > 0.81; Rb > 0.47; Ni > 0.62; As > 0.51; Se > 0.57; Sc > 0.53; Mo > 0.6; V > 0.45; Pb > 0.11; Co > 0.09; Sb > 0.21; Y > 0.03; Zr > 0.03; Sn > 0.04; Te > 0.12; La > 0.015; Hg > 0.03; Be > 0.024; Cd > 0.012; Ag > 0.008; W > 0.015; Ga > 0.006; Ge > 0.009; Cs > 0.005; Bi > 0.003; Nb > 0.0045; Hf > 0.0015; Ta > 0.003 и Tl > 0.003. Природа их возникновения связана с проявлением различных геологических и антропогенных факторов. Уровень концентраций отражает специфику химического элемента и миграционной способности.

Так, в воде р. Черная обнаружены высокие концентрации марганца до 170 мкг/дм<sup>3</sup> при региональном гидрогеохимическом фоне 1.8 мкг/дм<sup>3</sup>. Он концентрируется также в грунтовых водах, чего не наблюдается в трещинно-карстовых (см. рис. 5, а). Потенциальным источником высоких концентраций марганца в речных водах можно считать проявления марганцевых руд, расположенных в непосредственной близости от изучаемого водопункта (см. рис. 1), но этот вопрос требует детальных минералогических исследований.

Среди геологических факторов литолого-минералогические особенности водовмещающих пород выступают основными при протекании процессов формирования химического состава природных вод. А.И. Перельманом [1975] был предложен метод оценки водной миграции химических элементов в зоне гипергенеза по коэффициенту ( $K_x$ ), который определяется как отношение содержания химического элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в водовмещающих породах или кларку литосферы. Этот коэффициент отражает интенсивность водной миграции, определяемую свойствами самого элемента, а также степень его концентрирования или рассеяния в природных водах. Нами для расчетов были использованы средние содержания химических элементов в карбонатных породах [Григорьев, 2009]. Рассчитанные коэффициенты водной миграции химических элементов в водах фонового состава выстроились следующим образом в порядке убывания: очень сильная интенсивность миграции  $I_{17.7} > Br_{14.4} > сильная Se_{2.83} > B_{2.22} > Sr_{1.46} > Sb_{1.12} > Be_{1.07} > Hg_{1.06} > средняя Zn_{0.74} > Mo_{0.50} > Li_{0.46} > Sc_{0.41} > Ag_{0.18} > As_{0.16} > Si_{0.123} > Ba_{0.122} > слабая Cr_{0.10} > Cu_{0.096} > Bi_{0.080} > Sn_{0.068} > Tl_{0.067} > P_{0.062} > Ni_{0.043} > Ta_{0.040} > Ge_{0.034} > Cd_{0.028} > Fe_{0.026} > Rb_{0.024} > Co_{0.023} > Pb_{0.020} > W_{0.017} > V_{0.012} > очень слабая (инертная) интенсивность миграции  $Nb_{0.008} > Hf_{0.0033} > Mn_{0.0031} > La_{0.0029} > Cs_{0.0022} > Ti_{0.0018} > Ga_{0.0016} > Y_{0.0013} > Al_{0.0008} > Zr_{0.0008}$ . Ряды миграции элементов в поверхностных, грунтовых (зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильных) и трещинно-карстовых водах приведены на рис. 5, д.$

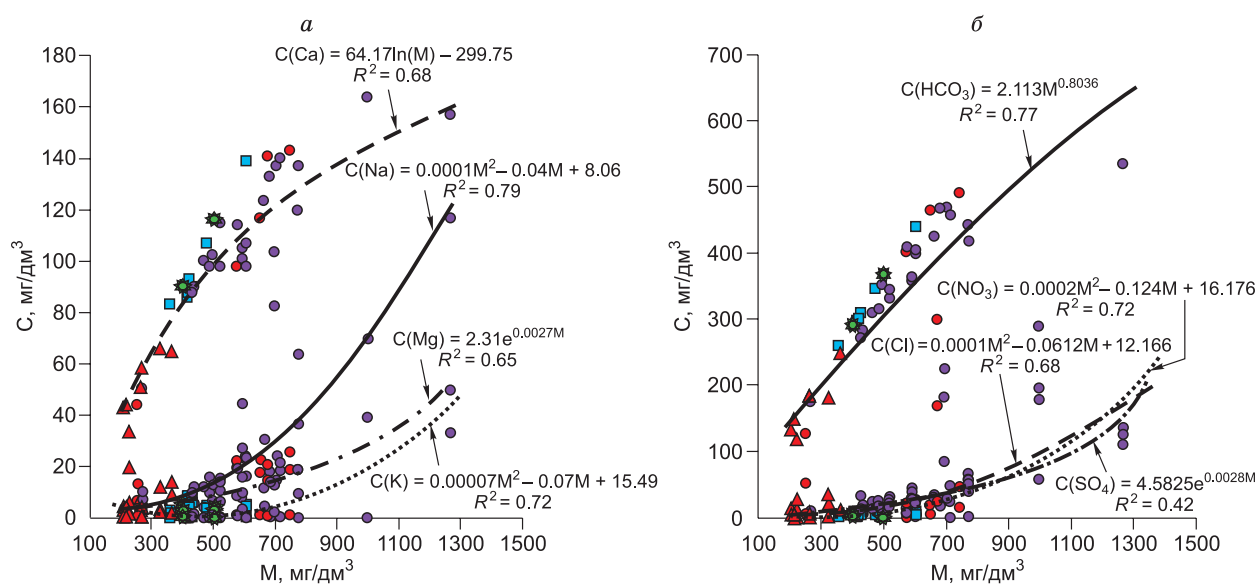


Рис. 4. Зависимость содержаний (С) основных катионов (а) и анионов (б) от общей минерализации природных вод Байдарской долины.

Усл. обозначения см. рис. 3.

Таблица 2.

## Микроэлементный состав природных вод Байдарской долины

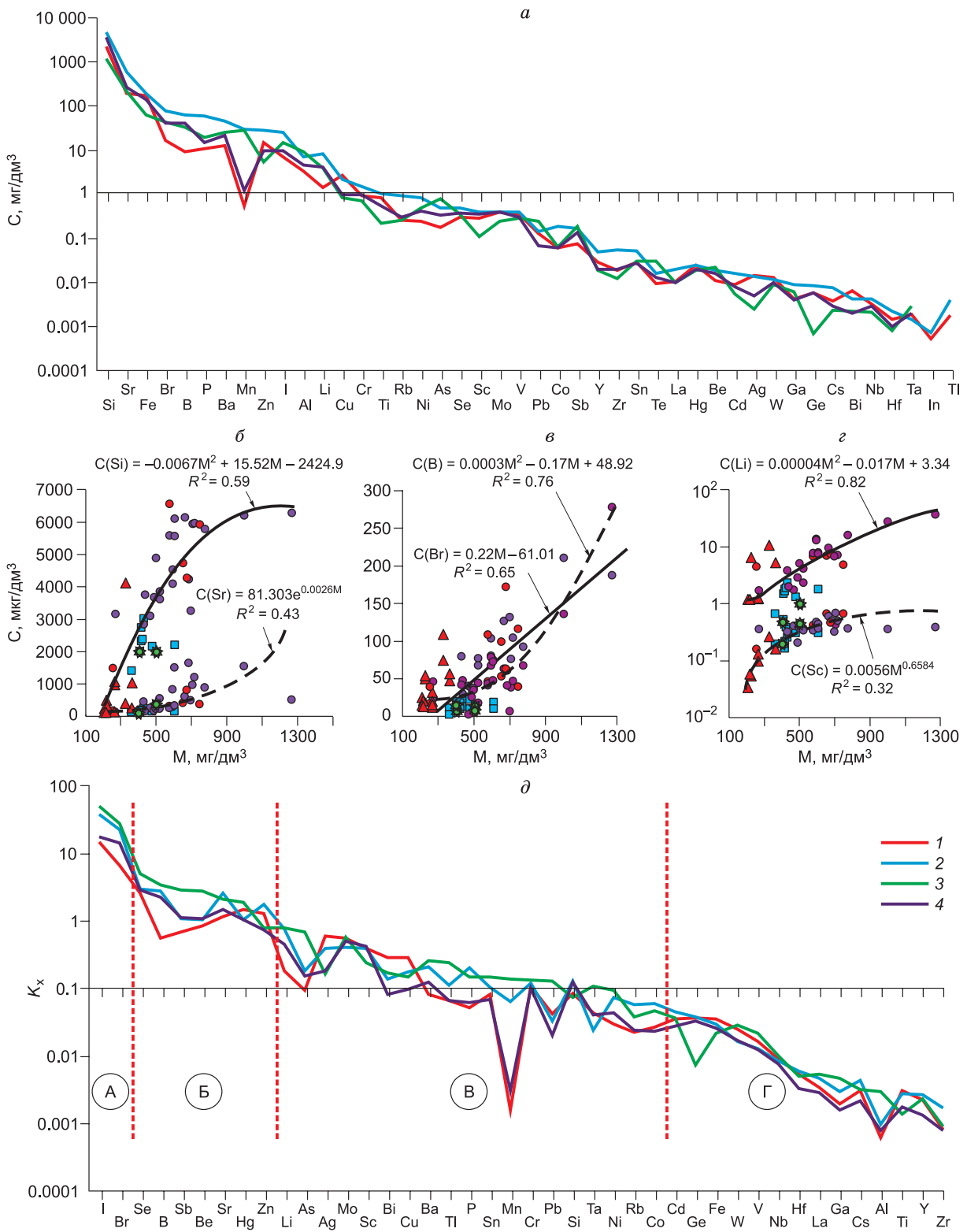
№ на рис. 1	Год	Элемент, мкг/дм <sup>3</sup>																					
		Li	Be	B	Al	P	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr
<b>I группа</b>																							
1	2018	1.7	—	45.6	10.2	404.0	0.19	1.44	0.36	0.78	140.3	150.0	0.40	1.01	1.11	9.6	0.0112	0.0124	1.76	0.65	23.7	3.58	148.6
1	2019	2.0	—	47.9	4.0	291.2	0.43	0.81	0.30	1.67	28.8	169.7	0.17	0.95	0.49	2.4	0.0017	0.0076	0.91	0.41	29.9	2.78	171.3
2	2018	1.7	0.016	2.2	9.2	11.0	0.52	2.79	0.34	0.44	10.9	140.0	0.17	0.40	1.30	13.5	0.0032	0.0167	0.25	0.09	40.6	0.16	255.7
2	2019	2.9	—	25.3	1.9	0.5	0.22	0.34	0.41	1.45	2.3	74.5	0.05	0.12	0.19	3.4	0.0100	0.0029	0.26	0.11	36.2	0.20	188.0
3	2018	0.4	0.011	37.7	32.3	52.0	0.25	2.29	0.58	1.55	123.0	260.0	1.33	2.45	4.80	23.2	0.0230	0.0190	0.62	—	76.0	0.73	976.0
3	2019	7.2	—	46.5	1.5	6.5	0.16	0.42	0.37	3.60	14.2	330.2	0.07	0.60	0.22	0.3	0.0017	0.0170	0.60	0.65	104.4	0.63	1217.6
4	2018	7.6	0.020	40.9	2.9	12.5	9.9	2.70	0.50	0.19	0.6	320.0	0.05	0.41	2.00	6.6	0.0030	0.0016	0.08	—	61.0	0.87	1657.0
4	2019	8.0	—	47.5	0.4	6.5	0.38	0.47	0.30	2.58	0.1	113.0	0.04	0.15	0.36	—	0.0089	—	0.11	0.11	47.0	0.97	1523.0
5	2018*	2.3	0.026	17.9	4.1	24.9	0.25	1.07	0.58	0.85	10.5	230.0	0.13	0.50	1.24	12.0	0.0030	0.0039	0.23	—	77.0	0.18	255.0
	Среднее	3.8	0.018	34.6	7.4	89.9	1.37	1.37	0.42	1.46	36.7	198.6	0.27	0.73	1.30	8.9	0.0073	0.0101	0.54	0.34	55.1	1.12	710.2
<b>II группа</b>																							
6	2018	3.8	—	41.2	1.3	10.0	77.0	0.69	0.36	0.64	0.6	163.4	0.04	0.19	0.51	3.0	0.0032	0.0021	0.10	0.30	79.6	0.17	467.1
6	2019	4.1	—	44.1	1.8	10.2	54.0	0.44	0.58	1.66	0.2	77.0	0.03	0.10	0.19	—	—	—	0.13	—	68.0	0.20	555.3
7	2018	5.1	0.033	35.0	21.0	54.0	0.19	1.31	0.36	7.00	2.8	200.0	0.09	0.89	6.50	45.6	0.0153	0.0142	0.28	0.65	38.0	0.35	246.0
7	2019	7.6	—	43.4	8.6	9.9	0.43	0.24	0.30	1.37	0.3	78.8	0.03	0.23	0.38	0.5	0.0038	—	0.19	0.41	41.6	0.30	258.4
	Среднее	5.2	0.033	40.9	8.2	21.0	32.91	0.67	0.40	2.67	1.0	129.8	0.05	0.35	1.90	16.4	0.0074	0.0082	0.18	0.45	56.8	0.26	381.7
<b>III группа</b>																							
8	2018	16.1	—	67.2	0.9	18.3	0.52	0.51	0.34	2.24	0.2	131.1	0.08	0.47	0.41	0.0	—	—	0.19	0.09	92.6	0.43	900.4
8	2019	9.4	—	62.5	7.7	35.0	0.22	1.50	0.41	0.70	30.6	180.0	0.29	1.37	2.90	15.1	0.0065	0.0066	0.65	0.11	127.0	0.55	622.0
9	2018*	13.0	—	67.0	6.1	31.0	260.0	1.13	0.37	0.90	1.2	150.0	0.10	0.41	0.98	12.3	0.0026	0.0065	0.31	0.65	81.0	0.44	840.0
10	2019	7.5	—	72.1	2.3	28.1	0.30	0.36	0.30	1.42	0.2	72.1	0.03	0.07	0.17	—	—	—	0.55	0.11	75.5	0.53	351.0
	Среднее	11.5	—	67.2	4.3	28.1	65.26	0.88	0.36	1.32	8.1	133.3	0.13	0.58	1.12	9.1	0.0046	0.0066	0.43	0.24	94.0	0.49	678.4
<b>IV группа</b>																							
11	2018*	13.6	—	78.3	12.2	260.0	0.30	0.96	0.30	1.15	0.9	140.0	0.06	0.57	2.56	10.7	—	0.0052	1.12	0.11	104.0	0.35	310.0
12	2019	37.1	—	277.2	6.9	80.3	0.19	0.46	0.17	1.49	5.5	106.8	0.31	2.47	10.27	267.1	0.0019	—	0.96	—	187.7	0.25	516.1
13	2019	27.7	—	135.7	24.4	77.0	0.19	0.62	0.17	1.50	12.2	132.5	0.12	5.13	14.75	120.0	0.0328	0.0173	1.39	—	210.2	6.26	1550.0
14	2018*	6.8	—	6.6	5.6	14.2	80.3	0.70	0.41	0.51	1.1	150.0	0.13	0.82	1.95	9.8	0.0196	0.0015	0.34	0.11	132.1	0.62	500.2
	Среднее	21.3	—	124.5	12.3	107.9	20.25	0.69	0.26	1.16	4.9	132.3	0.16	2.25	7.38	101.9	0.0181	0.0080	0.95	0.11	158.5	1.87	719.1

15	2018*	7.5	0.031	62.8	4.0	14.5	0.52	0.97	0.34	0.80	84.1	300.0	0.25	1.11	1.88	7.2	0.0028	0.0050	0.49	0.09	172.0	0.31	812.0	
16	2018*	4.4	—	39.2	4.7	18.7	0.16	0.48	0.37	0.62	1.2	82.9	0.03	0.39	1.08	3.4	0.0046	0.0155	0.32	0.65	17.3	0.57	186.4	
	Среднее	6.0	0.031	51.0	4.4	16.6	0.34	0.73	0.36	0.71	42.7	191.5	0.14	0.75	1.48	5.3	0.0037	0.0103	0.41	0.37	94.7	0.44	499.2	
<b>VI группа</b>																								
17	2018	7.0	0.005	99.0	3.1	29.8	0.30	1.97	0.50	0.98	304.3	690.0	0.49	0.78	0.50	47.0	0.0278	0.0080	0.55	—	53.0	0.94	421.3	
17	2019	6.8	—	108.4	2.4	4.2	0.38	0.29	0.30	1.52	6.9	399.5	0.03	0.08	0.14	1.4	0.0018	0.0003	0.23	0.11	46.8	1.05	328.5	
18	2018*	4.8	0.013	115.9	9.9	31.5	0.29	2.36	0.36	1.33	2.0	350.0	0.39	0.76	1.40	35.1	0.0128	0.0049	0.43	0.30	39.9	0.53	375.0	
	Среднее	6.2	0.009	107.8	5.1	21.8	0.32	1.54	0.39	1.28	104.4	479.8	0.30	0.54	0.68	27.8	0.0141	0.0044	0.40	0.21	46.6	0.84	374.9	
<b>VII группа</b>																								
19	2018	1.3	—	10.0	0.6	4.0	0.30	0.66	0.30	1.30	—	210.0	0.08	0.29	1.00	2.3	0.0019	0.0041	0.18	0.11	22.4	0.23	170.0	
20	2018	1.9	—	10.0	0.2	7.0	0.38	0.78	0.30	1.20	0.6	420.0	0.08	0.30	0.89	0.6	0.0003	0.0091	0.20	0.11	18.6	0.26	180.0	
21	2018	1.8	—	10.0	0.4	2.0	0.30	0.49	0.50	0.70	—	120.0	0.04	0.17	0.67	—	0.0014	0.0071	0.19	—	19.2	0.30	170.0	
22	2018	0.7	—	2.4	4.6	11.6	0.19	0.83	0.36	0.20	1.0	200.0	0.05	0.30	2.71	50.3	0.0027	0.0079	0.14	0.65	11.6	0.23	142.8	
23	2018	2.3	0.016	12.6	7.2	7.2	0.25	1.21	0.58	0.27	1.1	160.0	0.05	0.35	16.50	43.0	0.0028	0.0060	0.36	—	21.0	0.37	275.0	
23	2019	1.8	—	9.6	1.2	8.1	0.16	0.36	0.37	0.89	0.0	50.5	0.02	0.10	0.73	0.1	—	—	0.34	0.65	15.6	0.25	202.1	
24	2018	1.5	0.016	12.0	1.4	8.2	0.52	0.54	0.34	0.61	0.2	155.3	0.03	0.22	2.18	4.1	0.0040	0.0026	0.02	0.09	19.7	0.25	166.5	
24	2019	1.7	—	12.1	3.1	9.7	0.22	0.34	0.41	1.37	0.2	65.6	0.04	0.09	0.38	—	—	0.0040	0.23	0.11	14.5	0.27	204.1	
25	2019	0.5	—	6.6	2.5	17.7	0.19	0.35	0.17	1.58	0.1	73.1	0.04	0.12	0.37	0.8	—	—	0.07	—	13.8	0.19	92.3	
25	2018	1.0	0.003	7.7	12.0	35.1	0.43	2.64	0.30	1.38	1.1	260.0	0.19	0.60	1.12	16.2	0.0173	—	0.09	0.41	13.6	0.23	367.0	
	Среднее	1.5	0.012	9.3	3.3	11.1	0.29	0.82	0.36	0.95	0.5	171.5	0.06	0.25	2.66	14.7	0.0043	0.0058	0.18	0.30	17.0	0.26	197.0	
<b>VIII группа</b>																								
26	2019	10.5	—	73.7	17.1	44.3	0.26	0.21	0.44	1.04	11.4	98.4	0.09	0.57	1.04	—	0.0065	—	1.81	0.29	108.9	0.49	403.6	
27	2019	6.4	0.022	53.2	7.1	14.8	0.05	0.18	0.16	0.58	0.8	33.4	0.03	0.43	0.35	0.1	0.0048	—	0.93	0.25	50.2	—	300.5	
28	2019	5.2	—	56.4	8.5	15.4	0.15	0.15	0.23	1.08	4.6	55.1	0.03	0.61	0.49	0.0	0.0019	—	0.93	0.08	47.3	0.10	255.5	
29	2018	1.2	—	14.0	11.5	10.1	0.03	0.31	0.39	0.40	6.6	80.0	0.03	0.55	1.74	11.0	0.0026	0.0007	0.49	—	25.4	0.32	132.0	
29	2019	1.2	—	12.8	7.3	22.3	0.06	0.10	0.33	0.76	0.6	40.4	0.02	0.36	0.57	—	0.0048	—	0.48	0.36	20.8	0.19	134.6	
30	2018	1.2	—	12.0	7.9	9.0	0.13	0.41	0.25	0.34	170.0	90.0	0.23	0.64	1.14	10.6	0.0190	—	0.55	—	32.3	0.29	142.8	
30	2019	1.3	—	15.0	6.3	19.3	0.10	0.23	0.22	0.83	4.7	42.7	0.02	0.23	0.55	—	0.0038	—	0.44	0.84	19.9	0.20	142.0	
	Среднее	3.6	0.022	33.9	9.4	19.3	0.11	0.23	0.29	0.72	28.4	62.9	0.06	0.48	0.84	5.4	0.0062	0.0007	0.80	0.36	43.5	0.27	215.9	
	Фон	4.1	0.016	40.9	4.7	14.8	0.35	0.54	0.29	1.00	1.2	140.0	0.06	0.41	1.00	9.6	0.0038	0.0060	0.34	0.38	41.6	0.31	275.0	

№ на рис. 1	Год	Элемент, мкг/дм <sup>3</sup>																					
		Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Hg	Tl	Pb	Bi	
<b>I группа</b>																							
1	2018	0.07	0.053	0.003	0.61	0.018	0.013	—	0.045	0.17	0.008	8.1	0.0031	17	0.014	0.0017	0.0028	0.010	0.010	—	—	0.349	0.0026
1	2019	0.02	0.080	0.010	0.63	0.001	0.002	—	0.011	0.23	—	8.8	0.0031	27	0.009	0.0036	0.0019	0.003	0.060	—	—	0.306	0.0016
2	2018	0.12	0.035	0.002	0.33	0.045	0.035	0.0010	0.051	0.06	0.021	4.7	0.0053	60	0.042	0.0013	—	0.013	—	0.0010	—	0.127	—
2	2019	0.00	0.007	—	0.03	—	—	—	0.006	0.13	—	9.9	—	38	—	—	—	—	0.023	—	—	0.003	—
3	2018	0.26	0.228	0.002	0.58	0.031	0.020	—	0.038	0.23	0.026	3.1	0.0150	32	0.063	0.0054	0.0007	0.020	—	—	—	0.410	0.0026
3	2019	0.02	0.030	—	0.02	—	0.001	—	0.006	0.18	—	44.8	—	21	0.004	0.0007	—	—	0.023	—	—	0.005	—
4	2018	0.05	0.034	—	0.50	0.004	0.006	—	0.087	0.03	—	42.0	0.0035	26	0.015	0.0014	0.0003	0.004	—	0.0040	—	0.007	0.0007
4	2019	0.01	0.006	—	0.70	—	—	—	0.006	0.07	—	18.0	0.0042	28	—	—	—	—	0.029	0.0023	—	0.069	—
5	2018*	0.11	0.030	0.003	0.58	—	0.011	—	0.015	0.10	—	6.5	0.0010	29	0.029	—	—	—	—	—	—	0.410	0.0019
	Среднее	0.07	0.056	0.004	0.44	0.020	0.013	0.0010	0.029	0.13	0.018	16.2	0.0050	31	0.025	0.0024	0.0014	0.010	0.029	0.0024	—	0.187	0.0019
<b>II группа</b>																							
6	2018	0.02	0.020	0.006	0.39	0.002	0.008	—	0.027	0.03	0.032	32.0	0.0018	16	0.010	0.0065	0.0007	0.000	0.029	—	—	0.131	0.0025
6	2019	0.00	—	—	0.58	—	—	—	—	0.21	—	21.5	—	20	—	—	—	0.002	0.012	—	—	0.410	—
7	2018	0.05	0.036	0.000	0.61	0.039	0.009	0.0005	0.043	0.14	0.002	10.3	0.0061	68	0.029	0.0022	0.0010	0.043	—	0.0005	—	0.349	0.0025
7	2019	0.00	0.009	0.001	0.63	—	—	0.0002	0.001	0.18	—	5.6	0.0005	64	0.004	—	0.0015	0.004	0.006	0.0002	—	0.306	0.0120
	Среднее	0.02	0.022	0.002	0.55	0.021	0.009	0.0004	0.024	0.14	0.017	17.4	0.0028	42	0.014	0.0044	0.0011	0.012	0.016	0.0004	—	0.299	0.0057
<b>III группа</b>																							
8	2018	0.02	0.007	0.001	0.33	—	—	—	—	0.67	—	15.8	—	77	—	—	—	—	0.035	—	—	0.127	0.0141
8	2019	0.05	0.034	—	0.03	—	0.029	—	0.096	0.18	0.036	46.6	0.0040	39	0.012	0.0021	0.0004	0.016	—	0.0158	—	0.003	0.0045
9	2018*	0.11	0.014	0.004	0.02	0.003	—	—	0.038	0.08	—	26.7	0.0020	64	0.040	0.0016	0.0016	0.014	—	0.0031	—	0.005	0.0012
10	2019	—	—	—	0.50	—	—	—	—	0.12	—	9.4	—	22	—	—	—	—	0.007	—	—	0.027	—
	Среднее	0.06	0.018	0.003	0.22	0.003	0.029	—	0.067	0.26	0.036	24.6	0.0030	51	0.026	0.0019	0.0010	0.015	0.021	0.0095	—	0.041	0.0066
<b>IV группа</b>																							
11	2018*	0.02	0.020	—	0.50	0.005	0.007	—	0.012	0.17	0.014	17.0	0.0013	65	0.012	0.0037	—	—	—	—	—	0.027	—
12	2019	0.02	0.061	0.003	0.01	0.006	0.049	—	0.011	0.33	—	65.2	0.0015	56	0.009	0.0008	0.0024	0.007	0.031	—	—	0.004	0.0059
13	2019	0.06	0.028	0.010	0.01	0.007	0.018	—	0.272	0.32	—	15.7	0.0123	100	0.041	0.0008	0.0031	0.015	0.031	—	—	0.004	0.0088
14	2018*	0.02	0.036	0.009	0.03	—	0.009	0.0017	0.031	0.22	0.038	90.0	0.0405	17	0.010	0.0021	—	0.021	—	0.0017	—	0.003	0.0025
	Среднее	0.03	0.036	0.007	0.14	0.006	0.021	0.0017	0.082	0.26	0.026	47.0	0.0139	60	0.018	0.0019	0.0028	0.014	0.031	0.0017	—	0.010	0.0057

15	2018*	0.11	0.040	—	0.33	0.004	0.055	—	0.017	0.12	0.001	138.0	—	—	—	0.0023	0.127	—					
	2018*	0.02	0.028	—	0.02	0.015	0.005	0.0002	0.079	0.16	0.004	4.7	0.0026	—	0.0016	0.0061	0.005	—					
	Среднее	0.07	0.034	—	0.18	0.010	0.030	0.0002	0.048	0.14	0.003	71.4	0.0026	33	0.0006	0.0042	0.066	—					
17	2018	0.02	0.033	—	0.50	0.014	0.006	—	0.162	0.04	—	5.6	0.0157	93	0.010	0.0007	—	0.007	0.0014				
	2019	0.01	0.002	—	0.70	—	—	—	0.002	0.13	—	6.2	0.0163	117	0.005	—	—	0.069	—				
	2018*	0.04	0.431	—	0.39	0.012	0.007	—	0.138	0.07	0.001	3.0	0.0110	49	0.016	0.0032	—	0.131	—				
18	Среднее	0.02	0.155	—	0.53	0.013	0.007	—	0.101	0.08	0.001	4.9	0.0143	86	0.010	0.0020	—	0.069	0.0014				
	<b>VII группа</b>																						
	2018	0.01	0.027	0.003	0.50	—	0.005	0.001	0.020	0.020	0.02	0.005	7.2	0.0007	7	0.007	0.0009	0.0020	0.012	0.019	0.0034	0.027	0.0005
2018	0.01	0.008	0.003	0.70	—	0.001	0.0004	0.020	0.020	0.03	0.006	6.0	0.0018	14	0.006	0.0007	0.0025	0.011	—	0.0028	0.069	0.0014	
2018	0.01	0.007	—	0.50	—	0.003	—	0.050	—	0.03	0.002	6.8	0.0028	13	0.004	—	0.0007	0.008	—	0.0018	0.007	—	
2018	0.05	0.037	0.004	0.61	0.004	0.006	—	0.030	0.039	0.01	0.013	3.9	0.0031	7	0.012	0.0031	0.0016	0.047	—	0.0005	0.349	0.0006	
2018	0.03	0.025	0.005	0.58	0.009	0.014	—	0.039	—	0.01	—	10.6	0.0016	21	0.005	0.0004	0.0012	0.002	—	0.0027	0.410	0.0310	
2019	0.00	0.006	—	0.02	—	—	—	—	—	0.20	—	4.5	—	15	—	—	—	—	0.019	0.0010	0.005	—	
2018	0.02	0.006	0.001	0.33	0.001	0.006	—	0.037	—	0.02	0.027	16.0	0.0018	16	0.007	0.0024	—	0.004	—	0.0041	0.127	0.0021	
2019	0.01	0.011	—	0.03	—	—	—	—	—	0.20	—	11.8	0.0024	19	0.001	—	0.0015	—	0.042	0.0004	0.003	—	
2019	0.01	0.008	—	0.01	0.004	0.004	—	0.008	—	0.20	—	3.4	—	7	0.008	—	0.0030	—	0.020	0.0002	0.004	—	
2018	0.15	0.053	—	0.63	0.055	0.033	0.0012	0.027	0.04	0.04	0.004	0.8	0.0165	11	0.047	0.0012	0.0028	0.009	—	0.0011	0.306	0.0032	
Среднее	0.03	0.019	0.003	0.39	0.015	0.009	0.0006	0.029	0.08	0.08	0.010	7.1	0.0038	13	0.011	0.0015	0.0019	0.013	0.025	0.0018	0.131	0.0065	
<b>VIII группа</b>																							
2019	0.04	0.020	0.001	0.10	—	—	—	—	—	0.28	—	41.3	—	13	0.012	0.0006	—	—	0.009	—	—	—	—
2019	0.01	0.016	—	0.05	—	—	—	0.006	—	0.28	—	5.8	—	18	0.007	—	0.0023	—	0.008	0.0002	0.007	—	—
2019	0.01	0.011	0.003	0.30	0.001	—	—	0.004	—	0.22	—	17.4	0.0020	62	0.007	—	0.0038	0.009	0.019	0.0024	0.021	0.0040	—
2018	0.02	0.016	0.002	0.46	—	0.002	—	0.045	—	0.11	0.015	9.7	0.0028	17	0.010	0.0011	0.0026	0.010	0.020	0.0090	0.840	0.0017	
2019	0.00	0.009	—	0.05	—	—	—	0.001	—	0.18	—	8.2	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2018	0.05	0.009	—	0.69	0.004	0.009	—	0.129	—	0.08	—	13.5	—	25	0.015	—	—	—	—	0.0038	0.330	0.0011	
2019	0.00	0.008	—	0.04	—	—	—	0.003	—	0.18	0.045	8.4	—	20	—	—	—	—	0.040	—	0.003	—	
Среднее	0.02	0.013	0.002	0.24	0.003	0.006	—	0.031	—	0.19	0.030	14.9	0.0024	25	0.010	0.0008	0.0029	0.009	0.019	0.0038	0.240	0.0023	
Фон	0.02	0.020	0.003	0.40	0.005	0.008	0.0	0.027	0.14	0.14	0.013	9.7	0.0029	22	0.010	0.0013	0.0016	0.009	0.020	0.0024	0.07	0.0025	

Примечание. Прочерк — отсутствие данных или значение ниже предела обнаружения; название геохимической группы природных вод приведено в табл. 1.



**Рис. 5.** Спектр распределения микроэлементов в природных водах Байдарской долины (а); зависимость содержаний кремния и стронция (б), бора и брома (в), лития и скандия (з) от величины общей минерализации природных вод; ряды миграции микроэлементов в природных водах Байдарской долины (д).

Типы вод: 1 — трещинно-карстовые, 2 — зоны региональной трещиноватости и трещинно-жилвные, 3 — поверхностные; 4 — гидрогеохимический фон. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3. А—Г — класс химических элементов по миграционной способности.



Установлены некоторые особенности поведения элементов в природных водах Байдарской долины по сравнению с классической схемой А.И. Перельмана [Основы..., 1982]. Так, бор перешел в класс элементов, обладающих сильной миграционной способностью, молибден — в класс средней, а цезий — в класс слабой и очень слабой. При этом бериллий передвинулся в класс сильной, а олово и тантал в класс со средней миграционной способностью. Не рассмотренные А.И. Перельманом Sb и Hg вошли в группу элементов, обладающих сильной миграционной способностью; Ag, Cr, Sc, Bi и Pb — в группу средней и V, La, Cd, Ga, Ge — в группу слабой (см. рис. 5, д). Кларк концентрации элементов в карбонатных породах относительно пород земной коры может объяснить наблюдаемые сдвиги в группах по интенсивности водной миграции, но этот вопрос требует отдельного изучения.

Второй ключевой фактор, оказывающий влияние на формирование состава природных вод Байдарской долины, связан с деятельностью человека. Для примера рассмотрим особенности состава вод четырех колодцев с. Колхозное. В целом воды характеризуются более высокой минерализацией до 1269 мг/дм<sup>3</sup> и HCO<sub>3</sub> Ca, HCO<sub>3</sub> Ca-Na и Cl-HCO<sub>3</sub> Ca составом, а также нитратным загрязнением. Отмечается превышение предельно допустимых концентраций (ПДК) в 3—4 раза (см. табл. 1). Помимо NO<sub>3</sub><sup>-</sup> отмечаются превышения ПДК по общей жесткости и содержанию лития. Отмечаются повышенные концентрации в растворе Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, P, Cu, Zn, As, Sr, Sn, Ba и Pb. В изученном в 2018 и 2019 годах южном колодце с. Колхозное произошло увеличение общей минерализации на 79.4 мг/дм<sup>3</sup> и концентраций в растворе: Na, Mg, Ca, Cl, Li, B, Si, Br, Sr и Ba. Также подвержены загрязнению источники и колодцы, находящиеся в других населенных пунктах (источники — фонтаны Варналы в с. Орлиное и Странный в с. Тыловое), а также в непосредственной близости от автодорог (колодец Ласпинской смотровой площадки) (см. табл. 1—2).

**Изотопный состав природных вод.** Изотопные отношения кислорода, водорода и углерода природных вод позволяют изучать их историю прямыми методами. Именно поэтому использование стабильных изотопов ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{13}\text{C}$ ) завоевало широкую популярность при исследовании динамики природных вод, их генезиса и гидрогеохимических эффектов при взаимодействии воды и пород [Ферронский, Поляков, 2009]. До недавнего времени по Крыму отсутствовали систематические данные по изотопному составу атмосферных осадков и практически не проводились исследования по изотопной гидрогеохимии природных вод. Для интерпретации изотопных данных в научной литературе повсеместно используется линия Крейга — известная глобальная линия метеорных вод (Global Meteoric Water Line; GMWL) [Craig, 1961]:  $\delta\text{D} = 8.0 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$ . При определенных сочетаниях климатических и географических параметров взаимоотношение изотопов, оставаясь линейным, может отличаться от вышеприведенного уравнения. Такие взаимоотношения получили название локальных линий метеорных вод (Local Meteoric Water Line; LMWL). Локальная линия метеорных вод для северного склона Крымских гор, предложенная Ю.В. Дублянским с соавторами [2012], выражается как  $\delta\text{D} = 7.0 \cdot \delta^{18}\text{O} + 3.2$ .

Накопление экспериментальных данных об изотопном составе подземных вод Крымского полуострова только начинается. Из рисунка 6, а видно, что значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  всех изученных водопунктов хорошо согласуются с локальной линией метеорных вод. Выделяются две группы природных вод. Первая (А) ( $\delta^{18}\text{O} = -9.9...-8.9\text{‰}$  и  $\delta\text{D} = -64.2...-54.0\text{‰}$ ) объединяет подземные воды Родниковского водозабора, эксплуатирующего напорный водоносный комплекс верхнеюрского возраста, имеющий с ним гидравлическую взаимосвязь — Скельский источник (основной), воды из пещер-источников Скельская, Черная и Мамут-Чокрак, а также ряд источников и колодцев: источник Святого Пантелеймона в с. Оборонное, родник Деспита, колодец Кую-Алан и другие (см. табл. 3). При этом, по данным Ю.В. Дублянского с соавторами [2012], воды водоносного горизонта в блоке верхнеюрских известняков, погруженном ниже уровня эрозионного вреза р. Краснопещерная, опробованные в наблюдательной скважине северо-восточнее Байдарской долины, имеют  $\delta^{18}\text{O} = -12.9 \pm 0.2\text{‰}$  и  $\delta\text{D} = -83.0 \pm 1.0\text{‰}$ .

Во второй группе (Б) представлены поверхностные воды р. Черная, Чернореченского водохранилища, озер в селах Колхозное, Гончарное и Орлиное, а также источников и колодцев: Фуска-Чокрак, Кильсе-Бурунум и других (см. табл. 3). Для нее установлены:  $\delta^{18}\text{O} = -7.5...-3.0\text{‰}$  и  $\delta\text{D} = -52.0...-32.5\text{‰}$ . В целом изученные источники и колодцы в зависимости от условий питания и степени их взаимодействия с вмещающими горными породами расположены в полях трещинно-карстовых (А) или поверхностных (Б) вод. Их характеризует очень большая вариация изотопных отношений О и Н:  $\delta^{18}\text{O} = -9.3...-5.3\text{‰}$  и  $\delta\text{D} = -61.0...-39.6\text{‰}$ .

Интересно отметить, что для ряда представленных на рис. 6 данных отмечается существенное отклонение изотопного состава для пар  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  как от GMWL, так и от LMWL. При этом наблюдаются и положительные (т. е. в сторону более «тяжелого» изотопного состава), и отрицательные (соответственно в сторону более «легкого» изотопного состава) отклонения от указанных линий. Однозначная интерпретация подобных эффектов требует дополнительного обширного исследования, учитывающего сезонность опробования, так называемые тайм-серии (time-series) [Jones, Banner, 2003; Pan et al., 2020], и всевозможные климатические условия: температуру, влажность, наличие/отсутствие паводков и осад-

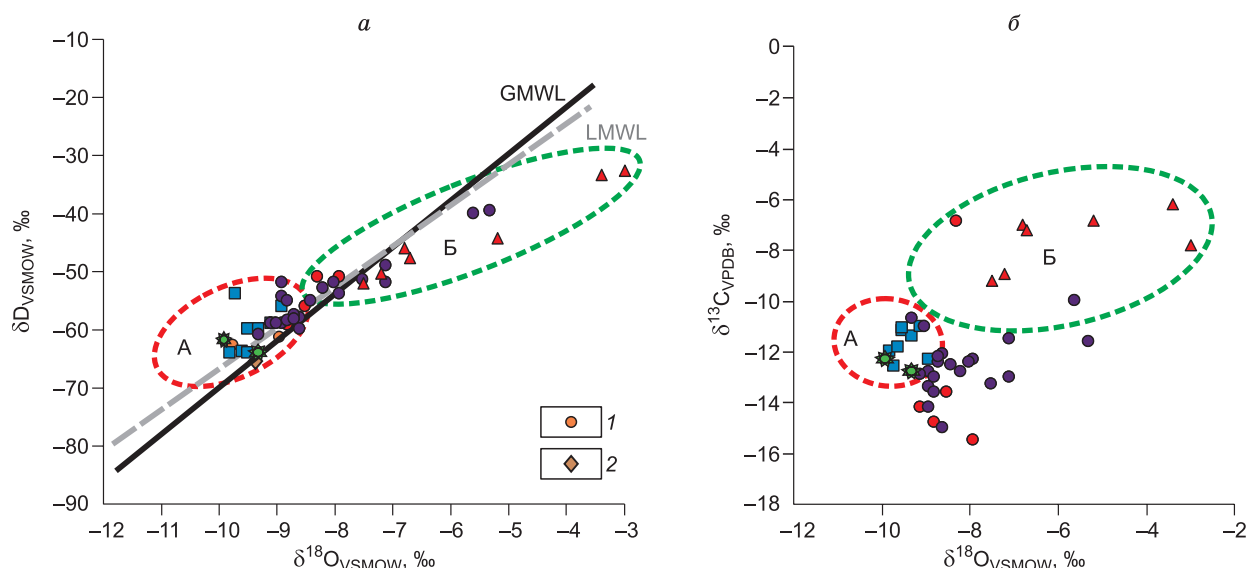
ков [Aouade et al., 2016; Bryan et al., 2020; Soler, Bonotto, 2020]. Кроме того, построение достоверной локальной линии метеорных вод и, соответственно, корректное соотношение получаемых данных с LMWL требует многолетних и регулярных исследований [Aouade et al., 2016], учитывающих как климатические, так и антропогенные факторы.

Тем не менее, предполагая на данном этапе исследования достоверность и ежегодную воспроизводимость данных в сторону «утяжеления»  $\delta^{18}\text{O}$ , когда точки ложатся справа от локальной линии метеорных вод. Наиболее вероятным объяснением этого явления считается эффект испарения вод [Aouade et al., 2016; Chafouq et al., 2018; Yu et al., 2019; Newman et al., 2020], особенно активно проявляющийся в верхних слоях поверхностных вод (при глубине до 100 см), когда обогащение изотопного соотношения  $\delta^{18}\text{O}$  тяжелым изотопом может достигать 4 ‰ [Wenninger et al., 2010]. Кроме того, нельзя исключать и вероятное обогащение вод изотопом  $^{18}\text{O}$  при протяженном контакте вод с изотопно-тяжелыми кислородсодержащими минералами [Yu et al., 2019; Aydin et al., 2020].

Не меньший интерес вызывают данные, касающиеся вод зон региональной трещиноватости и трещинно-карстовых вод, чьи значения  $\delta^{18}\text{O}$ , напротив, обеднены тяжелым изотопом. Подобные негативные изотопные сдвиги в литературе [Andreo et al., 2004] связывают с проявлением эффекта сезонности. Авторы указывают на различие в емкости осадков и их изотопного состава в зависимости от времени года. Таким образом, конечный изотопный состав вод конкретного резервуара сильно зависит от того, в какой период происходит его основное питание. К аналогичным выводам пришли и авторы работы [Bagheri et al., 2019]. На основании вышеизложенного можно сделать вывод, что основным периодом для питания отмеченных вод является холодное время года, когда осадки обогащены более легкими изотопами кислорода. Тем не менее проверка данной гипотезы требует дополнительных исследований.

Помимо  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ , в природных водах Байдарской долины было изучено распределение отношений стабильных изотопов растворенного неорганического углерода (dissolved inorganic carbon — DIC)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  (см. рис. 6, б). Потенциальными источниками гидрокарбонат-иона в природных водах могут служить карбонатные осадочные породы, гидролиз алюмосиликатов, так называемый почвенный  $\text{CO}_2$ , атмосферный диоксид углерода, а также органическая (биогенная) углекислота. В работах [Das et al., 2005; Deirmendjian, Abril, 2018] показано, что значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  определяется как типом выветриваемой (вымываемой) породы, с которой вода находится в непосредственном контакте, так и наличием/отсутствием биологической активности растений и бактерий. Первые, связывая атмосферный  $\text{CO}_2$  в ходе фотосинтеза, в дальнейшем высвобождают его уже в форме почвенной углекислоты, образуемой при корневом дыхании и жизнедеятельности микроорганизмов. При этом тип растений, осуществляющих фотосинтез,  $\text{C}_3$  или  $\text{C}_4$ , также оказывает существенную роль.

Для вод Байдарской долины наиболее тяжелые значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  (–9.2...–6.2 ‰) имеют поверхностные воды, у которых процесс фотосинтеза протекает беспрепятственно. Интересно отметить, что



**Рис. 6. Изотопный состав Н и О (а) и  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (б) в природных водах Байдарской долины.**

Воды из пещер-источников [Дублянский и др., 2012]: 1 — Скельская и Черная, 2 — Мамут-Чокрак; GMWL [Craig, 1961], LMWL [Дублянский и др., 2012]. Остальные усл. обозначения см. на рис. 3.

Таблица 3.

## Изотопный состав природных вод Байдарской долины

№ на рис. 1	Год	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	№ на рис. 1	Год	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$
		‰					‰		
<b>I группа</b>					<b>V группа</b>				
1	2018	-10.0	-40.0	-5.6	15	2018*	-15.5	-51.0	-7.9
1	2019	-11.6	-39.6	-5.3	16	2018*	-6.9	-51.0	-8.3
2	2018	-12.8	-59.0	-8.9		Среднее	-12.3	-52.8	-6.3
2	2019	-12.4	-57.6	-8.7	<b>VI группа</b>				
3	2018	-15.0	-58.0	-8.6	17	2018	-14.2	-59.0	-9.1
3	2019	-13.4	-54.5	-8.9	17	2019	-14.8	-59.3	-8.8
4	2018	-10.7	-61.0	-9.3	18	2018*	-13.6	-56.0	-8.5
4	2019	-11.0	-59.1	-9.0		Среднее	-14.2	-58.1	-8.8
5	2018*	-13.0	-55.0	-8.8	<b>VII группа</b>				
	Среднее	-12.2	-53.8	-8.1	19	2018	-12.3	-56.0	-8.9
<b>II группа</b>					20	2018	-11.1	-64.0	-9.5
6	2018	-13.0	-49.0	-7.1	21	2018	-11.0	-59.0	-9.1
6	2019	-13.3	-51.5	-7.5	22	2018	-12.6	-54.0	-9.7
7	2018	-12.5	-55.0	-8.4	23	2018	-11.2	-60.0	-9.5
7	2019	-12.1	-60.0	-8.6	23	2019	-12.0	-64.2	-9.8
	Среднее	-12.7	-53.9	-7.9	24	2018	-11.4	-60.0	-9.3
<b>III группа</b>					24	2019	-11.8	-63.9	-9.6
8	2018	-13.6	-58.6	-8.8	25	2019	-12.3	-61.9	-9.9
8	2019	-14.2	-52.0	-8.9	25	2018	-12.8	-64.0	-9.3
9	2018*	-12.9	-59.0	-9.1		Среднее	-14.2	-58.1	-8.8
10	2019	-12.2	-58.2	-8.7	<b>VIII группа</b>				
	Среднее	-13.2	-57.0	-8.9	26	2019	-6.2	-33.3	-3.4
<b>IV группа</b>					27	2019	-7.8	-32.5	-3.0
11	2018*	-12.3	-54.0	-7.9	28	2019	-6.8	-44.1	-5.2
12	2019	-12.4	-52.0	-8.0	29	2018	-7.0	-46.0	-6.8
13	2019	-11.5	-52.0	-1.1	29	2019	-7.2	-47.7	-6.7
14	2018*	-12.8	-53.0	-8.2	30	2018	-9.2	-52.0	-7.5
	Среднее	-12.3	-52.8	-6.3	30	2019	-8.9	-50.3	-7.2
						Среднее	-7.6	-45.6	-6.4

Примечание. Название геохимической группы природных вод приведено в табл. 1.

изотопный состав углерода этих вод очень близок с изотопным составом вторичных кальцитов ( $\delta^{13}\text{C} = -9.9 \dots -7.7$  ‰), что говорит об участии первых в процессах их формирования. При этом хорошо известно [Das et al., 2005], что карбонаты континентальной коры, образованные в основном из морских систем, имеют значения  $\delta^{13}\text{C}$ , близкие к нулю. Для исследованного региона установлено [Рудько и др., 2017], что значения  $\delta^{13}\text{C}$  не зависят от фациальных особенностей и уменьшаются (от  $+3.0 \dots +3.5$  ‰ до  $+1.0 \dots +1.5$  ‰) по мере омоложения возраста карбонатных отложений, что соответствует общему тренду позднеюрского времени. Значения  $\delta^{13}\text{C}$ , полученные для Крымской карбонатной платформы, оказались выше (на  $0.5 \text{—} 1.0$  ‰) значений, характерных для глубоководных морских обстановок западной окраины Тетиса. Предполагается, что эти различия обусловлены особенностями водной циркуляции и повышенной биопродуктивностью морских акваторий Северного Перитетиса. Наши исследования водовмещающих карбонатных пород показывают значения  $\delta^{13}\text{C}$  в диапазоне  $+1.9 \dots +2.9$  ‰. Согласно [Das et al., 2005], выветривание подобных карбонатов (со значениями  $\delta^{13}\text{C} \sim 0$  ‰) с участием  $\text{CO}_2$ , производимым растениями типа  $\text{C}_3$ , должно приводить в результате смешивания углекислоты источников к значениям  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , равным  $-9.6$  ‰, что очень близко к полученным данным. Небольшое «утяжеление» изотопных отношений до  $-6.2$  ‰ в некоторых образцах, по-видимому, указывает на внесение вклада в изотопный состав как атмосферного  $\text{CO}_2$  (включая процессы испарения и дегазации вод), что, согласно работе

[Mickler et al., 2019], может существенно «утяжелить» изотопное отношение углерода, так и углекислоты, высвобождаемой из растений типа  $C_4$ , смещающей значение  $\delta^{13}C_{DIC}$  в сторону обогащения изотопом  $^{13}C$  [Das et al., 2005].

Трещинно-карстовые воды отличаются более легкими значениями  $\delta^{13}C_{DIC}$  ( $-12.8... -11.0$  ‰). Очевидно, что в данном случае вклад атмосферного  $CO_2$  и углекислоты, выделяемой растениями (ввиду невозможности фотосинтеза), в формирование изотопного состава DIC минимален, и доминирующий в анионном составе  $HCO_3^-$ -ион обогащается «легкими» изотопами углерода из рассеянного органического вещества, попадающего в воду в виде  $CO_2$  при диагенезе и/или биологической активности гетеротрофных микроорганизмов [Deirmendjian, Abril, 2018].

Воды зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильные (родники, колодцы) характеризуются наиболее широкой вариацией  $\delta^{13}C_{DIC}$  ( $-15.5... -6.9$  ‰). Основную сложность в данном случае представляет точность определения возможных источников  $CO_2$  и, соответственно, его изотопного состава. Наиболее вероятным выглядит смешанный тип «изотопного питания» DIC, включающий целый комплекс процессов: от обмена углекислотой вод с атмосферой, с одной стороны, до активного протекания процессов фотосинтеза и корневого дыхания растений с последующим биохимическим разложением органических соединений в почвенном слое, с другой. Установлено закономерное обогащение вод изотопом  $^{13}C$  с увеличением pH природных вод и, напротив, смещение  $\delta^{13}C$  в сторону легких изотопов с ростом величины общей минерализации.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя вышесказанное, следует отметить, что на территории Байдарской долины развиты преимущественно пресные и ультрапресные воды гидрокарбонатного кальциевого состава с величиной общей минерализации от 208 до 1269 мг/дм<sup>3</sup>. Изученные водопункты разделены на три крупные группы: поверхностные, грунтовые (зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильные) и трещинно-карстовые. Наиболее защищенные от антропогенного влияния трещинно-карстовые имеют минерализацию (359—606 мг/дм<sup>3</sup>) и характеризуются в основном нейтральной величиной pH (7.4—7.9). Грунтовые воды отличаются более высокой минерализацией до 1269 мг/дм<sup>3</sup> и преимущественно слабощелочным pH = 7.7. Воды р. Черная, Чернореченского водохранилища и озер характеризуются минерализацией от 207 до 364 мг/дм<sup>3</sup> и слабощелочной и щелочной pH (8.0—8.9), что связано с широким проявлением процессов континентального засоления.

Изученные воды имеют интересный спектр распределения микроэлементов. Время протекания процессов взаимодействия вод с вмещающими горными породами и общие закономерности распределения элементов в земной коре определяют их концентрации в растворе. Так, наиболее распространенный в земной коре кремний в наибольшей мере накапливается в водах зоны региональной трещиноватости, где его средние концентрации составляют 4.7 мг/дм<sup>3</sup>, в трещинно-жильных — 4.61, трещинно-карстовых — 2.23 и в поверхностных — 1.18 мг/дм<sup>3</sup>. Формирование гидрогеохимических аномалий связано с литолого-минералогическими особенностями водовмещающих пород и хозяйственной деятельностью человека, что закономерно проявляется в водопунктах, расположенных в пределах действующей сети автодорог вдоль побережья Черного моря и населенных пунктов Тыловое, Орлиное и Колхозное.

Установлено, что все изученные воды имеют атмосферное происхождение и располагаются вдоль глобальной (GMWL) и локальной (LMWL) линий метеорных вод. Диапазон значений  $\delta^{18}O$  в водах меняется от  $-9.9$  до  $-3.3$  ‰ с значениями  $\delta D$  от  $-64.2$  до  $-32.5$  ‰. Источником  $\delta^{13}C$  гидрокарбонат-иона в природных водах Байдарской долины служат карбонатные осадочные породы, атмосферный диоксид углерода, органические соединения и гидролиз алюмосиликатных минералов. При этом поверхностные воды имеют более тяжелый изотопный состав углерода ( $-9.2... -6.2$  ‰) за счет атмосферного  $CO_2$  и активной жизнедеятельности растений и микроорганизмов. Трещинно-карстовые воды отличаются более легким  $\delta^{13}C$  ( $-12.8... -11.0$  ‰) за счет процессов взаимодействия вод с рассеянным органическим веществом. Воды зоны региональной трещиноватости и трещинно-жильные характеризуются наиболее широкой вариацией  $\delta^{13}C$  ( $-6.9... -15.5$  ‰), что связано со смешанным типом «изотопного питания» вод.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0025, РФФИ и г. Севастополь (грант № 18-45-920032 p\_a) и государственного задания РФ «Наука» в рамках проекта № FSWW-0022-2020.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амеличев Г.Н., Матюшкин Б.Э. Карст и пещеры северо-восточного обрамления Байдарской котловины (Горный Крым) // Спелеология и карстология, 2011, № 6, с. 25—35.  
Гидрогеология СССР. Т. VIII. Крым / Ред. А.В. Сидоренко. М., Недра, 1970, 364 с.

**Горобцов Д.Н., Никулина М.Е., Пендин В.В., Фоменко И.К., Козловский С.С., Черепанский М.М., Чесалов Л.Е.** Оценка современного состояния месторождений подземных вод нераспределенного фонда недр Республики Крым // Геология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология, 2017, № 6, с. 8—16.

**Григорьев Н.А.** Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург, УрО РАН, 2009, 383 с.

**Дублянский В.Н., Лущик А.В., Морозов В.И.** Проблемы рационального использования и охраны геологической среды Крыма и прилегающих районов. Киев, ИГЛ АН УССР, 1990, 48 с.

**Дублянский Ю.В., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Шпётль К.** Изотопный состав атмосферных осадков и карстовых источников северо-западного склона Крымских гор // Спелеология и карстология, 2012, № 9, с. 14—21.

**Каюкова Е.П., Юровский Ю.Г.** Водные ресурсы Крыма // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология, 2016, № 1, с. 25—32.

**Климчук А.Б., Токарев С.В.** Рекомендации по охране подземных источников питьевого водоснабжения в карстовых регионах // Спелеология и карстология, 2014, № 12, с. 5—16.

**Лущик А.В., Горбатюк Н.В., Морозов В.И.** Водоотбор и его влияние на подземные воды, пригодные для хозяйственно-питьевого водоснабжения в Крыму // Строительство и техногенная безопасность, 2016, № 12 (54), с. 83—91.

**Миньковская Р.Я., Ингерев А.В.** Гидрохимическая характеристика рек Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря, 2010, № 22, с. 265—281.

**Новиков Д.А., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф.** Особенности гидрогеологии верхнеюрских отложений юго-западных районов Крымского полуострова // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология, 2018, т. 4 (70), № 4, с. 268—288.

**Новиков Д.А., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф.** Новый взгляд на гидрогеологические условия города федерального значения Севастополь // Известия Томск. политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов, 2019а, т. 330, № 8, с. 105—122.

**Новиков Д.А., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф.** Оценка качества подземных вод верхнеюрских отложений юго-западных районов Крымского полуострова для целей питьевого и сельскохозяйственного водоснабжения // Экология и промышленность России, 2019б, т. 23, № 4, с. 52—57.

**Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия / Ред. С.Л. Шварцев.** Новосибирск, Наука, 1982, 287 с.

**Парубец О.В.** Изменение климата в Крыму // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Серия География, 2009, т. 22 (61), № 2, с. 88—96.

**Перельман А.И.** Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975, 342 с.

**Приблуда В.Д., Коджаспиров А.А., Дублянский В.Н.** Баланс подземных вод юго-западной части Горного Крыма // Геологический журнал, 1979, т. 39, № 2, с. 38—46.

**Рудько С.В.** Обстановки накопления верхнеюрских отложений Байдарской котловины и эволюция Крымской карбонатной платформы // Литология и полезные ископаемые, 2018, № 4, с. 337—354.

**Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г.** Sr-хемостратиграфия,  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  отложений Крымской карбонатной платформы (поздняя юра, Северный Перитетис) // Литология и полезные ископаемые, 2017, № 6, с. 58—77.

**Тарасенко В.С., Паштецкий В.С., Ляшевский В.И., Панютин В.М., Резников С.В., Тимченко З.В.** Экологические проблемы водохозяйственного комплекса Украины и Крыма // Таврійський вісник аграрної науки, 2013, № 1, с. 115—119.

**Ферронский В.И., Поляков В.А.** Изотопия гидросферы. М., Научный мир, 2009, 632 с.

**Шварцев С.Л.** Общая гидрогеология. М., Недра, 1996, 423 с.

**Шестопалов В.М., Богуславский А.С., Бублясь В.Н.** Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции. Киев, Институт геологических наук НАН Украины, 2007, 120 с.

**Andreo B., Linan C., Carrasco F., Jimenez de Cisneros C., Caballero F., Mudry J.** Influence of rainfall quantity on the isotopic composition ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain) // Appl. Geochem., 2004, v. 19, p. 561—574.

**Aouade G., Ezzahar J., Amenzou N., Er-Raki S., Benkaddour A., Khabba S., Jarlan L.** Combining stable isotopes, Eddy Covariance system and meteorological measurements for partitioning evapotranspiration, of winter wheat, into soil evaporation and plant transpiration in a semi-arid region // Agric. Water Manage., 2016, v. 177, p. 181—192.

**Aydin H., Karakus H., Multu H.** Hydrogeochemistry of geothermal waters in eastern Turkey: Geochemical and isotopic constraints on water-rock interaction // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2020, v. 390, 106708.

**Bagheri R., Bagheri F., Karami G. H., Jafari H.** Chemo-isotopes ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) signatures and HYSPLIT model application: Clues to the atmospheric moisture and air mass origins // *Atmos. Environ.*, 2019, v. 215, 116892.

**Bryan E., Meredith K.T., Baker A., Andersen M.S., Post V.E.A., Treble P.C.** How water isotopes ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ) within an island freshwater lens respond to changes in rainfall // *Water Res.*, 2020, v. 170, 115301.

**Chafouq D., Mandour A.El., Elgettafi M., Himi M., Chouikri I., Casas A.** Hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the Ghis-Nekor plain (northern Morocco) // *J. African Earth Sci.*, 2018, v. 139, p. 1—13.

**Coplen T.B.** Normalization of oxygen and hydrogen isotope data // *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 1988, v. 72, p. 293—297.

**Craig H.** Isotopic variations in meteoric waters // *Science*, 1961, v. 133, p. 1702—1703.

**Das A., Krishnaswami S., Bhattacharya S.K.** Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 236, p. 419—429.

**Deirmendjian L., Abril G.** Carbon dioxide degassing at the groundwater-stream-atmosphere interface: isotopic equilibration and hydrological mass balance in a sandy watershed // *J. Hydrol.*, 2018, v. 558, p. 129—143.

**Epstein S., Mayeda T.** Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1953, v. 4, p. 213—224.

**Handbook** of stable isotope analytical techniques. V. 1. Elsevier, 2004, 1258 p.

**Jones I.C., Banner J.L.** Estimating recharge thresholds in tropical karst island aquifers: Barbados, Puerto Rico and Guam // *J. Hydrol.*, 2003, v. 278, p. 131—143.

**Mickler P.J., Carlson P., Banner J.L., Breecker D.O., Stern L., Guilfoyle A.** Quantifying carbon isotope disequilibrium during in-cave evolution of drip water along discrete flow paths // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2019, v. 244, p. 182—196.

**Nelson S.T.** A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analyzed by continuous flow methods // *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 2000, v. 14, p. 1044—1046.

**Newman C.P., Poulson S.R., Hanna B.** Regional isotopic investigation of evaporation and water-rock interaction in mine pit lakes in Nevada, USA // *J. Geochem. Explor.*, 2020, v. 210, 106445.

**Nichkova L.A., Novikov D.A., Chernykh A.V., Dultsev F.F., Sigora G.A., Khomenko T.Yu.** Geochemistry of natural waters of the Baydar valley (Crimean Peninsula) // *E3S Web Conferences*, 2019, v. 98, 01036.

**Novikov D.A., Nichkova L.A., Chernykh A.V., Dultsev F.F., Pyryaev A.N., Sigora G.A., Khomenko T.Yu.** Distribution of the stable isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) in natural waters of the Baydar valley (Crimean Peninsula) // *E3S Web Conferences*, 2019, v. 98, 01038.

**Pan Y.-X., Wang X.-P., Ma X.-Z., Zhang Y.-F., Hu R.** The stable isotopic composition variation characteristics of desert plants and water sources in an artificial revegetation ecosystem in Northwest China // *Catena*, 2020, v. 189, 104499.

**Rafferty A.E., Zimmer A., Frierson D.M.V., Startz R., Liu P.** Less than  $2\text{ }^\circ\text{C}$  warming by 2100 unlikely // *Nat. Clim. Change*, 2017, v. 7, p. 637—641.

**Soler A., Bonotto D.M.** Stable isotopes (H, O, S) signatures evidencing evolutionary trends of Brazilian spas groundwaters // *J. Geochem. Explor.*, 2020, v. 210, 106452.

**Wenninger J., Beza D.T., Uhlenbrook S.** Experimental investigations of water fluxes within the soil-vegetation-atmosphere system: Stable isotope mass-balance approach to partition evaporation and transpiration // *Phys. Chem. Earth*, 2010, v. 35, p. 565—570.

**Worthington S.R.H., Ford D.C., Beddows P.** Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution // *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, National Speleological Society, 2000, p. 423—432.

**Yano K., Sekiya N., Samson B.K., Mazid M.A., Yamauchi A., Kono Y., Wade L.J.** Hydrogen isotope composition of soil water above and below the hardpan in a rainfed lowland rice field // *Field Crops Res.*, 2006, v. 96, p. 477—480.

**Yu H., Ma T., Du Y., Chen L.** Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of South China Sea: Clues from hydrochemistry and stable isotopes (D,  $^{18}\text{O}$ ,  $^{37}\text{Cl}$  and  $^{81}\text{Br}$ ) // *J. Geochem. Explor.*, 2019, v. 196, p. 57—65.

*Поступила в редакцию 24 января 2020 г.,  
принята в печать 8 апреля 2020 г.*