

УДК [551.583:551.35](262.5.04)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-2-44-59

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЕ В ГОЛОЦЕНЕ

Софья Ивановна Меренкова¹✉, Людмила Васильевна Малахова²,
Владимир Евгеньевич Иванов³, Татьяна Владимировна Малахова⁴,
Николай Иванович Бобко⁵, Сергей Викторович Капранов⁶

¹ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru ✉,
<https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

² ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия;
malakh2003@list.ru, <https://orcid.org/0000-0001-8810-7264>

³ ООО Севастопольский институт геодинамики и инженерно-технических изысканий, Севастополь, Россия;
vladiwolf@gmail.com

⁴ ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия;
t.malakhova@imbr-ras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9653-7341>

⁵ ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия;
ni.bobko@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3825-7325>

⁶ ФИЦ Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия;
sergey.v.kapranov@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5614-065X>

Аннотация. Получены данные по содержанию петрогенных и рассеянных (включая редкоземельные) элементов в голоценовых отложениях Севастопольской бухты дотехногенного этапа ее развития. Выявлены аномалии обогащения Ag, Au, Hg, Pb и повышенные в отдельных слоях содержания Cu, Zn, Cd, Sn, Sb. Данные особенности по-видимому обусловлены сульфидной минерализацией в области денудации, а также возникновением специфических геохимических барьеров (гидродинамического) в периоды смены палеогеографических обстановок. Значения отношений элементов, чувствительных к смене типа выветривания, позволили установить черты климата в области денудации. Так, во время накопления толщи лагунно-лиманных отложений, происходило относительное потепление и гумидизация, при этом пограничные отложения толщи фиксируют более сухие и холодные условия в самом начале и завершении ее формирования. Следующий этап начинается с потепления (отсутствие проб в нижней и средней части не позволяет проследить далее преобладающие обстановки), но затем, в джеметинское время, отмечается похолодание и аридизация. Пики относительного повышения солености согласуются с несколькими предполагаемыми периодами аридизации. Эти построения вписываются в общую региональную картину изменения климата юго-западного Крыма и Черноморского региона в интервале 9,5–3,0 тыс. лет назад.

Ключевые слова: голоцен; петрогенные и рассеянные элементы; реконструкция палеоклимата; Севастопольская бухта

Для цитирования: Меренкова С.И., Малахова Л.В., Иванов В.Е., Малахова Т.В., Бобко Н.И., Капранов С.В. Геохимические особенности осадконакопления в Севастопольской бухте в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2023. № 2. С. 44–59.

RECONSTRUCTION OF PALEOCLIMATIC FACETS OF SEDIMENTATION IN SEVASTOPOL BAY BASED ON GEOCHEMICAL DATA

Sofia I. Merenkova¹✉, Ludmila V. Malakhova², Vladimir E. Ivanov³,
Tatiana V. Malakhova⁴, Nikolay I. Bobko⁵, Sergey V. Kapranov⁶

¹ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru ✉

² Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; malakh2003@list.ru

³ Ltd Sevastopol Institute of Geodynamics and Engineering-Technical Researches, Sevastopol, Russia; vladiwolf@gmail.com

⁴ Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; t.malakhova@imbr-ras.ru

⁵ Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia; ni.bobko@yandex.ru

⁶ Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia;
sergey.v.kapranov@yandex.ru

Abstract. Data on the abundance of petrogenic and trace elements (including rare earth elements) in the Quaternary deposits of Sevastopol Bay at the pre-technogenic stage of its development were obtained. Anomalies in the enrichment with Ag, Au, Hg, Pb and elevated levels of Cu, Zn, Cd, Sn, Sb in some layers were discovered. These features are apparently due to sulfide mineralization in the denudation area and the emergence of specific geochemical barriers (hydrodynamic and, possibly, saline ones) in the periods of changes in the paleogeographic environment.

The ratios of the contents of elements sensitive to the change in the weathering type made it possible to establish the climate characteristics in the source area. During the accumulation of the liman deposits, relative warming and humidization took place, with the boundary strata of this period evidencing drier and colder conditions at the very beginning and completion of the deposit formation. The marine stage begins with warming (the lack of samples in the lower and middle parts does not allow us to trace further the prevailing conditions), but cooling and aridization are observed later on. These constructions fit into the general regional picture of climate change in the southwestern Crimea in the interval of 9.5–3.0 thousand years ago.

Keywords: holocene; petrogenic and trace elements; paleoclimate reconstruction; Sevastopol Bay

For citation: Merenkova S.I., Malakhova L.V., Ivanov V.E., Malakhova T.V., Bobko N.I., Kapranov S.V. Reconstruction of paleoclimatic facets of sedimentation in Sevastopol Bay based on geochemical data. *Moscow University Geol. Bull.* 2023; 2: 44–59. (In Russ.).

Введение. Систематические исследования голоценовой истории Черноморского региона позволили получить информацию об изменениях уровня Черного моря [Свиточ, 2008; Балабанов, 2009; Nevesky, 1970; Pirazzoli, 1991; Balabanov, 2007; Fouache et al., 2012], его солёности, влияния этапов соединения и водообмена с Мраморным морем, связанными с этими событиями перестройками фаунистических сообществ [Манушкина и др., 2006; Ковалева и др., 2017; Ivanova et al., 2007, 2012], связи палеоокеанологических и климатических событий [Болиховская и др., 2016; Martin et al., 2007; Martin, Yanko-Hombach, 2011]. Выполнены климатические реконструкции по данным палинологических исследований [Bottema et al., 1995; Wick et al., 2003; Connor and Kvavadze, 2008; Litt et al., 2009; Shumilovskikh et al., 2012; Bolikhovskaya et al., 2018; Marret et al., 2019], в том числе — для Гераклейского полуострова [Cordova, Lehman, 2005].

История формирования Севастопольской бухты напрямую связана с развитием Черноморского бассейна, его трансгрессивных/регрессивных этапов, а также региональными и глобальными климатическими изменениями. Это делает осадочные породы бухты ценным источником информации о прошлой динамике окружающей среды и климата в регионе. Изучение геохимических особенностей отложений Севастопольской бухты позволяет взглянуть на климатическую историю региона через влияние на седиментогенез. Помимо непосредственно представления о химическом составе отложений, содержании и особенностях распределения элементов, результаты исследований могут дать информацию о палеогеографических изменениях, происходивших в голоцене на данной территории и определить их место в региональных климатических событиях. В 2013 г. появилась возможность получить данные о химическом составе донных осадков в колонке общей мощностью 29 м (от поверхности дна до скального основания), полученных в ходе геологических изысканий в центральной части бухты.

Характеристика района исследования. Южная береговая линия Севастопольской бухты соответствует северной границе Гераклейского полуострова. Бухта широтного простиранья врезана в сарматские известняки на глубину до 40 м, имеет длину 7 км, ее ширина меняется от 1300 м на западе до 700–800 м на востоке и представляет собой затопленную

морем нижнюю часть древней долины р. Черная. В формировании основных черт рельефа большую роль сыграли дизъюнктивные дислокации. Низовья р. Черной заложены по разлому северо-западного направления, а очертания Севастопольской бухты определены грабеном с признаками правосторонних сдвиговых деформаций [Мысливец и др., 2013].

Вследствие малых вертикальных градиентов солёности Севастопольская бухта является слабо-стратифицированной. Солёность в поверхностном слое составляет 17–18‰ (в придонном слое на 0,45‰ выше) [Акватория..., 1999; Иванов и др., 2006]. При этом происходит опреснение поверхностных вод бухты стоком р. Черная. С речным стоком поступает значительное количество аллохтонных органических и минеральных веществ, в том числе биогенных элементов и загрязняющих веществ [Овсяный и др., 2001]. Несмотря на влияние речного стока на термохалинную структуру, основным фактором, формирующим циркуляцию вод бухты, является ветер, вследствие воздействия которого изменение пространственного распределения температуры и солёности наступает в течение нескольких часов [Иванов и др., 2003; Михайлова, Шапиро, 2005]. Под влиянием преобладающих над акваторией бухты восточных ветров формируется поверхностное дрейфовое течение, направленное вдоль бухты с востока на запад. Также между входными молами обнаружены течения, направленные в бухту и обратно, которые могут эродировать дно, углубляя его [Немировский, Еремин, 2003].

Несмотря на довольно частые штормовые ветры, максимальные высоты волн в Севастопольской бухте не превышают 2,0 м [Алексеев и др., 2012] — это наиболее интенсивное волнение при западном ветре вследствие разгона в северо-западной части Черного моря (волны проникают в акваторию бухты между заградительными молами). При южном ветре сказывается экранирующее действие Гераклейского п-ова, поэтому высоты волн на входе в бухту составляют 1 м, при северном же ветре они достигают 2 м, но в обоих случаях на большей части акватории преобладают высоты волн 0,1–1 м. При восточном ветре разгон волн происходит только в пределах Севастопольской бухты, поэтому высоты волн в основной части ее акватории составляют 0,5–0,7 м [Алексеев и др., 2012]. Необходимо также отметить, что штилевое состояние поверхности бухты прак-

тически отсутствует из-за интенсивного движения судов — «корабельные волны» могут образовываться ежедневно, высота их достигает 0,5–0,7 м.

Суточная продукция углерода в Севастопольской бухте достигает 1,0–2,0 г сухого вещества/м³, а биомасса зоопланктона часто превышает его среднюю биомассу в открытых районах Черного моря в 5–10 раз (в поверхностном слое Черного моря содержится в среднем 3–4 мг/дм³ сухого ОВ) [Сорокин, 1982]. Этому способствует поступление биогенных элементов из речных и различного рода сточных вод. В зонах экстремального загрязнения морской среды неочищенными сточными водами уровень загрязнения донных отложений органическим веществом антропогенного генезиса резко повышается — его содержание достигает около 6%, что сопоставимо с содержанием органического углерода в техногенных илах Севастопольской бухты, а также отмечается существенное изменение гранулометрического состава донных отложений в зоне воздействия сточных вод: характерно увеличение мелкодисперсной части (алеврито-пеллитовой) в литоральной зоне шельфа [Орехова, Овсяный, 2020].

На большей части площади бухты поверхностный слой донных осадков представлен антропогенно измененными илами. Для изучения современных отложений верхних слоев толщи осадков Севастопольской бухты применены радиотрассерные методики датировки с использованием техногенных радионуклидов, поступивших в экосистему Севастопольской бухты вследствие ядерных инцидентов, рассчитаны скорость седиментации взвешенного вещества и скорость современного осадконакопления, составляющая в разных районах бухты от 2,4 до 9,3 мм/год [Егоров и др., 2018].

Материалы и методы. Материалы получены в результате бурения в 2013 г. с понтона в акватории Севастопольской бухты. Скважина (№ 6) пробурена на расстоянии 240 м от причала, в точке с координатами 44°37'17,68» с.ш., 33°33'10,13» в.д. и глубиной от поверхности воды 17 м (рис. 1). В данном исследовании использовались только отложения дотехногенного этапа (исключены 1 м техногенно-морских осадков и 2 м морских илов их подстилающих), начиная с 3 м от поверхности дна (15 образцов) (рис. 1). Пробы были отобраны из средней (внутренней) части керна для исключения возможности техногенного загрязнения. Для исследований выбраны образцы ненарушенной структуры, ориентировочным размером 5×5 см. Определение концентраций элементов проводили на базе НОЦКП «Спектрометрия и Хроматография» ФИЦ ИнБЮМ методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на масс-спектрометре PlasmaQuant MS Elite (AnalytikJena AG, Германия), Hg — атомно-абсорбционным методом «холодного пара» на анализаторе ртути «Юлия-2» (Россия). Были определены: петрогенные (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe) и рассеянные (F, Be, S, B, V,

Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U), включая РЗЭ (Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

Содержание элементов F и S определяли количественно (без градуировочных кривых) на основании полученных сигналов, соответствующих массам этих изотопов, и специальных аппроксимирующих формул для данного прибора, включающих в себя сигналы элементов-аналитов. При таком виде анализа погрешность обычно составляет не более 50% [Chenetal., 2008; Krzciuk, 2016].

При анализе методом ИСП-МС образцы проб сушили при 105 °С, растирали в фарфоровой ступке и просеивали через сито с размером ячеек 0,1 мм. Навеску пробы массой 0,1 г заливали 4 мл 67%-ной азотной кислоты (осч, *Ленреактив*, Санкт-Петербург), дополнительно очищенной изопиестической дистилляцией в аппарате для очистки кислот DST-1000 (*Savillex*, США), и нагревали в автоклаве при 120 °С в течение 1,5 ч. Азотнокислый экстракт разбавляли деионизированной водой таким образом, чтобы конечный коэффициент разбавления в аналитической пробе составлял 1000 мл·г⁻¹ сух. в.

Литолого-стратиграфическая характеристика. В соответствии с описанием В.Е. Иванова [2014], отложения, вскрытые скважиной № 6 представлены (снизу-вверх):

1. Аллювиальные отложения (по-видимому, верхнеплейстоценовые). Гравийно-галечные грунты (коэффициент окатанности 2–3), переслаивающиеся с дресвяно-щебенистыми суглинками. Максимальная мощность на разведанную глубину превышает 20 м, дочетвертичные отложения вскрыты не были.

2. Толща лагунно-лиманских образований. Заторфованные илы с остатками древесины. Мощность достигает 7,1 м.

3. Светло-серые терригенные илы с морской фауной двустворчатых моллюсков (*Mytilus* и др.). Соответствуют дотехногенному, природному этапу развития Севастопольской бухты (как и вышеописанные отложения). Максимальная мощность — около 16 м. Исследователями [Бондарев и др., 2015] не было обнаружено в центральной части бухты литологических признаков воздействия фанаторийской регрессии нимфейской трансгрессии — илы литологически однородны.

4. Толща техногенно-морских морских осадков. Черные и темно-серые илы с резким запахом сероводорода. Как правило, имеют текучую и текучепластичную консистенцию. Данные отложения — ввиду высокого влияния на их формирования антропогенного фактора — в нашем исследовании не изучались.

Границы между толщами четко проявлены и свидетельствуют о достаточно быстром и резком характере изменения литофаций.

Обоснование стратиграфического расчленения разреза на основании малакофаунистического анализа было выполнено И.П. Бондаревым [2015]

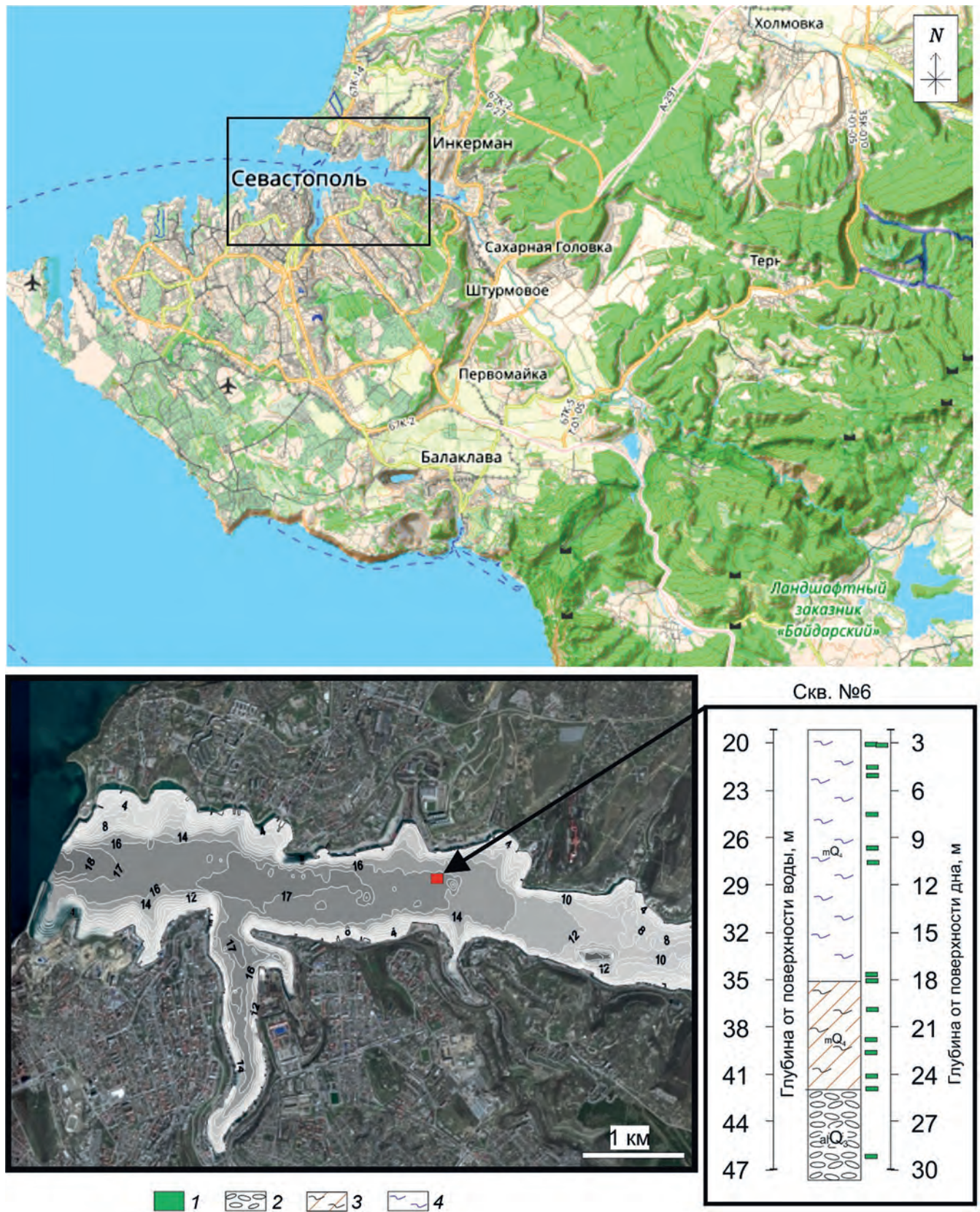


Рис. 1. Местоположение и характеристика разреза. Расположение участка буровых работ на схеме с указанием батиметрии и колонка вскрытых скважиной четвертичных отложений дотехногенного этапа. 1 — участки отбора проб в колонке, 2 — древесно-щебневые и гравийно-галечные отложения с супесчаным заполнителем (a_1Q_3), 3 — илы темно-серые, обогащенные органическими остатками, с фауной морских моллюсков, 4 — илы светло-серые с фауной морских моллюсков.

и базируется на комплексах моллюсков согласно схеме, предложенной Л.А. и Е.Н. Невескими [1960]. В связи с особенностями малакофаунистического комплекса (состав и состояние раковин моллюсков в совокупности с характерным обогащением органикой), И.П. Бондарев и соавторы [2015] относят базальные морские слои к каламитскому (Q₄kl) этапу формирования бассейна. Вышележащие же морские илы с морской фауной двустворчатых моллюсков, по мнению исследователей, накапливались в джемтинский этап развития бассейна и перекрываются только современными илами.

При этом в толще лагунно-лиманских образований, обогащенных органическими остатками, был найден фрагмент древесины (35,2–35,5 м от поверхности моря, горизонт 18,2–18,5 м от поверхности дна). Установленный в Лаборатории географии и эволюции почв Института географии (ИГАН) РАН радиоуглеродный возраст фрагмента составил 8540±120 лет [Малахова и др., 2014]. Калиброванный возраст (пересчитан в программе OxCal, использована IntCal20) составляет 7314 кал. л. до н.э. В связи с такими противоречиями, неоднозначное возрастное расчленение разреза будет подробнее обсуждаться далее.

Результаты исследований и их обсуждение.

Геохимическая характеристика. Полученные количественные данные по содержанию элементов (таблица) рассматривались как по отдельности, в качестве индикаторов (Cu, Zn, Al/K, Al/Na, ΣP3Э_{Ce}/ΣP3Э_Y — преобладание аридного/гумидного выветривания, температурных изменений на водосборной суше, Sr/Ca — изменение солёности), так и в совокупности (рис. 2, 3). Составлена матрица корреляции.

Генетические связи между элементами. В первую очередь, следует отметить, что породы содержат большое количество Ca — от 5,9% до 20,2% (кларковые содержания для глин и глинистых сланцев составляют 2,2%, для карбонатных пород — 27,4% [Григорьев, 2009]). Форма нахождения не определялась, но можно предположить, что в морских слоях (где и достигается максимальное содержание до 20%) большая часть представлена макроскопически плохо различимыми обломками раковинного детрита. Тем не менее, в результате расчетов коэффициентов корреляции, достоверная зависимость содержания Ca устанавливается только со Sr (коэффициент корреляции 0,9), причем для стронция ситуация аналогичная — Sr, по-видимому, нацело входит в карбонатную фазу, что является характерным и ожидаемым для данного элемента поведением. Таким образом, можно утверждать, что карбонат оказывает только «разбавляющее» действие и не влияет на содержание других элементов.

Далее на основании коэффициентов корреляции (≥0,8) были выделены следующие группы (без P3Э).

1 группа: Si, Al, K, Na, Fe, Mg, P, Be, F, S, B, V, Cr, Ni, Ga, Ge, As, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

Al коррелирует с: Mg, K, Fe, Be, B, V, Ga, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

K: Na, Al, Si, Fe, Mg, P, Be, F, B, V, Cr, Ni, Ga, Ge, As, Rb, Te, Cs, Tl, Th.

Si: F, Na, Mg, S, B, K, Rb, Te.

Примечательно, что S коррелирует только с Si и F, в меньшей степени (0,7) с B и K.

В данной группе объединились элементы, взаимосвязанные за счет нахождения в силикатной фазе (глинистые минералы, КППШ и т.д.).

Основные массы Fe связаны, в данном случае, по-видимому, с глинистым материалом. Th также как правило тяготеет к тонкой глинистой части, Cs характерен для каолинита и смешанослойных минералов, Rb изоморфно замещает калий в калишпатах и слюдах (причем КППШ беднее Rb, чем слюды), для Ga характерна тесная геохимическая связь с Al (что ведет к его концентрации в каолините), F также может входить в глинистую фазу (монтмориллонит и гидрослюды) [Юдович, Кетрис, 2011]. As эффективно поглощается гидроксидами Fe и также находится в составе терригенного материала. Cr связан с глинистыми и железистыми минералами, а также КППШ.

2 группа: Mn, Ba, Ti, Zr, Co, Nb, Pd, Hf, (Ag).

Ti коррелирует с: Mn, Zr, Pd, Ba, Hf.

Ba: Ti, Zr, Nb, Pd, Hf, в меньшей степени (0,7) — Mn, Co.

Zr: Ti, Co, Nb, Pd, Ba, Hf.

Ag слабо (0,6) коррелирует только с Ti и Hf.

В этой группе представлены элементы, также связанные с обломочным материалом, но другого минерального состава и размерности: титан- и цирконий содержащие минералы тяжелые и тяготеют к источнику сноса. Ti и Zr — кластофильные элементы, в морской седиментации Ti выступает как инертный элемент-индикатор обломочного материала — либо терригенного, либо вулканогенного [Юдович и др., 2018]. Hf входит в цирконы благодаря изоморфному замещению Zr. В одном из исследований терригенных пород кайнозоя Белоруссии и Прибалтики было отмечено, что «в глубоководных зонах палеогенового моря титан образует прочные связи с Mn, что практически не наблюдается в прибрежных зонах», а также связь содержаний Ti с количеством ильменита (что логично) и содержанием Zr [Аношко, Лукашев, 1984]. В случае осадков Севастопольской бухты, мы тоже наблюдаем корреляцию Mn не с Fe, а именно с Ti, при этом, напротив, в мелководной фации. Однако, это не отменяет того, что возможной причиной связи является ильменит или титаномагнетит, содержащие примеси Mn.

3 группа: Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, Sb, Hg.

В данной группе ряды корреляции аналогичны, все элементы взаимосвязаны. Вариации их содержаний будут более подробно рассмотрены ниже.

Также между собой коррелируют Se, W, Re. Au коррелирует только с Pt. Корреляционных связей не было выявлено для Mo — его распределение

Химический состав осадков Севастопольской бухты (г/т)

Глубина отбора от поверхности дна, м	Be	B	F	Na	Mg	Al	Si	P	S
3,0	1,09	33,68	53,35	4810,90	5420,09	19604,46	2956,46	353,66	8315,74
3,1	1,12	34,54	76,68	5221,52	5857,82	24068,56	3148,21	357,68	13856,34
4,5	1,06	34,72	79,10	4957,75	5699,73	21023,98	3077,47	335,33	14185,07
5,0	0,50	16,64	39,18	2301,22	2796,30	15806,84	1520,66	174,02	7983,95
7,5	0,94	32,07	79,55	4557,61	5123,96	17782,84	2755,86	369,19	16230,79
9,5	0,50	16,84	46,31	2426,85	2931,39	9738,18	1571,65	314,21	7970,81
10,5	0,48	17,56	55,79	2128,82	3082,84	11523,79	1439,67	194,28	7785,37
17,5	0,23	6,74	29,09	556,16	1870,12	12447,13	1178,87	77,64	5099,17
18,1	0,29	8,69	44,75	946,97	1786,19	6948,03	1671,45	140,87	8007,22
19,8	0,55	11,32	30,87	951,21	2654,84	16650,79	1192,63	205,25	6342,42
21,7	0,56	10,71	35,37	882,08	2783,88	11650,97	1060,51	163,93	5981,85
22,5	0,65	13,28	36,58	1127,80	3307,25	14539,30	1099,46	230,90	6075,29
24,2	0,71	23,82	32,05	1921,86	3817,92	14941,18	1166,02	234,00	6347,50
25,0	0,76	25,83	42,37	4396,61	4194,46	15032,49	1067,99	262,81	7139,84
29,1	0,67	13,77	32,25	1150,43	3290,71	12859,88	1029,54	238,99	5534,70
	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
3,0	6444,27	97125,68	0,48	100,83	47,24	41,03	199,50	28020,22	9,17
3,1	6857,14	100459,11	0,52	91,88	52,44	41,07	198,23	30488,98	9,37
4,5	6742,80	106136,18	0,51	93,83	46,42	38,24	186,86	28715,70	8,50
5,0	3220,44	58805,56	0,24	46,09	21,03	17,90	93,78	14145,92	3,93
7,5	6111,83	93195,61	0,47	82,65	40,14	33,52	173,00	24359,52	7,73
9,5	3487,62	61410,46	0,25	49,09	20,53	23,94	98,37	13438,31	3,69
10,5	3230,89	65758,42	0,25	52,24	19,40	17,82	102,60	13102,87	3,64
17,5	1186,55	202247,64	0,14	50,45	13,09	9,78	174,48	7785,46	3,74
18,1	1763,67	68229,81	0,16	40,10	11,16	9,68	107,86	8247,51	2,50
19,8	2624,32	112963,76	0,28	133,50	30,84	23,13	278,92	15401,47	6,73
21,7	2360,02	145856,15	0,28	142,83	31,48	23,45	194,52	14438,99	6,05
22,5	3305,46	121461,70	0,33	157,86	34,88	28,48	192,35	16507,53	6,71
24,2	3845,06	133555,06	0,35	142,21	40,33	30,11	209,37	18397,11	8,57
25,0	4772,02	112458,41	0,34	96,92	40,62	35,15	181,12	21954,63	6,85
29,1	3317,22	124773,92	0,34	162,86	38,18	29,90	265,29	17951,79	8,61
	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb
3,0	31,53	23,47	60,01	7,23	5,03	9,58	<0,01	143,27	54,08
3,1	31,70	23,23	55,53	8,02	2,65	11,80	0,87	64,77	57,36
4,5	30,08	19,61	47,46	7,13	2,44	11,84	1,18	60,39	52,94
5,0	15,69	8,40	21,87	4,25	1,16	6,36	0,39	21,41	23,86
7,5	25,93	15,98	46,40	6,23	1,93	9,47	1,51	33,64	48,70
9,5	14,16	8,23	21,09	3,41	1,03	4,44	19,73	36,48	23,64
10,5	17,45	7,48	28,69	3,61	1,01	3,26	2,51	20,35	24,89
17,5	13,49	7,01	10,97	3,04	0,79	4,40	0,54	8,02	7,13
18,1	17,05	4,80	10,56	2,28	0,68	3,88	0,42	9,37	12,64
19,8	20,67	9,12	21,24	4,96	1,20	3,73	0,63	4,67	22,08
21,7	18,75	8,60	16,70	4,30	1,24	5,58	0,42	6,42	20,30
22,5	25,21	10,20	25,97	5,10	1,32	3,10	0,98	6,98	27,49
24,2	27,92	12,62	30,75	5,33	1,45	6,58	1,54	18,57	32,93
25,0	29,17	66,79	118,88	5,20	1,75	11,74	0,52	23,62	39,38
29,1	26,63	10,19	24,92	4,78	1,40	4,15	0,58	1,08	28,06

Глубина отбора от поверхности дна, м	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Pd	Ag	Cd	Sn
3,0	115,74	0,67	6,11	0,19	0,28	0,47	4,21	0,12	0,03
3,1	123,41	0,75	4,60	0,19	0,32	0,44	1,24	0,25	0,03
4,5	119,06	0,74	4,98	0,18	0,28	0,49	1,69	0,06	0,04
5,0	68,29	0,33	2,66	0,08	0,12	0,23	0,32	0,67	0,00
7,5	117,84	0,57	5,46	0,15	0,31	0,36	1,49	0,17	0,06
9,5	84,88	0,32	2,17	0,09	0,46	0,23	0,89	0,07	0,01
10,5	120,64	0,38	2,99	0,09	0,35	0,27	1,40	0,31	0,01
17,5	197,92	0,40	1,70	0,06	0,16	0,30	8,42	0,53	0,01
18,1	95,41	0,23	1,63	0,06	0,29	0,24	0,57	0,11	0,00
19,8	126,77	0,64	4,71	0,13	0,13	0,37	15,05	0,19	0,03
21,7	188,68	0,72	5,21	0,10	0,20	0,47	2,06	0,07	0,02
22,5	152,67	0,75	6,59	0,18	0,28	0,45	15,24	0,31	0,04
24,2	144,16	0,71	8,28	0,28	0,59	0,47	21,53	0,19	0,02
25,0	138,84	0,67	5,64	0,20	0,73	0,39	5,75	1,43	0,10
29,1	154,63	0,75	6,35	0,19	0,11	0,46	67,96	0,19	0,02
	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
3,0	0,02	0,09	2,93	77,14	9,45	19,90	2,86	11,12	2,49
3,1	0,01	0,07	3,29	76,98	10,36	20,95	3,10	10,95	2,81
4,5	0,01	0,06	2,99	74,09	9,86	20,10	2,94	10,40	2,55
5,0	0,01	0,02	1,43	33,70	4,60	9,77	1,39	5,08	1,29
7,5	0,01	0,05	2,62	66,46	8,50	17,87	2,55	9,24	2,11
9,5	0,03	0,03	1,34	36,46	4,51	9,06	1,37	4,96	1,23
10,5	0,01	0,03	1,45	36,13	4,75	9,07	1,35	5,01	1,18
17,5	0,02	0,03	0,55	43,79	6,10	10,36	1,61	5,70	1,24
18,1	0,01	0,02	0,77	44,13	3,33	6,88	0,98	3,51	0,78
19,8	0,02	0,03	1,41	81,82	10,64	22,08	3,09	10,99	2,40
21,7	0,02	0,03	1,60	85,92	12,03	24,10	3,48	11,55	2,60
22,5	0,02	0,03	1,65	101,27	12,12	23,81	3,37	11,56	2,65
24,2	0,02	0,04	1,87	123,06	10,92	21,87	3,19	10,77	2,39
25,0	0,13	0,04	2,13	90,69	8,62	17,40	2,50	9,08	2,04
29,1	0,02	0,04	1,70	103,56	12,87	25,80	3,64	12,27	2,79
	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
3,0	0,58	2,52	0,04	1,94	0,29	0,80	0,11	0,59	0,09
3,1	0,58	2,58	0,04	2,07	0,32	0,79	0,11	0,61	0,08
4,5	0,55	2,32	0,04	1,87	0,30	0,75	0,11	0,64	0,09
5,0	0,27	1,15	0,02	0,86	0,14	0,36	0,05	0,31	0,04
7,5	0,53	2,36	0,05	1,61	0,29	0,69	0,10	0,50	0,09
9,5	0,25	1,16	0,02	0,81	0,13	0,38	0,05	0,29	0,04
10,5	0,26	1,13	0,02	0,90	0,14	0,39	0,05	0,29	0,05
17,5	0,26	1,22	0,02	0,93	0,15	0,40	0,06	0,34	0,05
18,1	0,17	0,66	0,01	0,66	0,10	0,24	0,04	0,23	0,03
19,8	0,47	2,14	0,03	1,62	0,25	0,72	0,09	0,54	0,07
21,7	0,52	2,28	0,03	1,67	0,27	0,80	0,10	0,60	0,08
22,5	0,52	2,46	0,04	1,72	0,29	0,78	0,10	0,61	0,08
24,2	0,50	2,31	0,04	1,67	0,28	0,71	0,09	0,58	0,08
25,0	0,47	2,00	0,03	1,56	0,27	0,72	0,09	0,55	0,08
29,1	0,58	2,53	0,04	1,94	0,33	0,86	0,11	0,61	0,09

Глубина отбора от поверхности дна, м	Hf	W	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Th	U
3,0	0,13	0,13	0,06	0,07	0,49	0,18	15,60	5,75	0,68
3,1	0,09	0,13	0,01	0,08	0,29	0,19	16,71	6,23	0,72
4,5	0,13	0,08	0,01	0,04	0,14	0,18	13,86	5,61	0,65
5,0	0,06	0,06	<0,01	0,03	0,13	0,09	6,38	2,77	0,42
7,5	0,15	0,13	<0,01	0,02	0,82	0,17	12,08	5,21	0,69
9,5	0,06	3,11	0,01	0,04	0,30	0,09	5,87	2,51	0,35
10,5	0,06	0,22	<0,01	0,03	0,17	0,09	4,93	2,73	0,42
17,5	0,05	0,08	0,01	0,03	0,03	0,06	3,33	1,97	0,38
18,1	0,03	0,07	7,51	0,15	0,09	0,05	3,21	1,69	0,36
19,8	0,15	0,06	0,33	0,02	0,08	0,12	7,03	3,67	0,46
21,7	0,15	0,06	0,01	0,01	0,07	0,12	6,79	3,95	0,50
22,5	0,19	0,07	<0,01	0,01	0,06	0,13	7,17	4,17	0,39
24,2	0,30	0,06	0,01	0,02	0,05	0,15	7,81	4,09	0,90
25,0	0,18	0,05	0,05	0,01	3,84	0,19	130,73	3,69	0,68
29,1	0,21	0,06	0,03	0,01	0,32	0,14	8,49	4,51	0,51

зачастую сильно осложняется его высокой органомфильностью [Юдович, Кетрис, 1994].

Геохимия отдельных элементов. По причине достаточно высокой карбонатности, за основу при определении обогащения/обеднения элементами взяты кларковые содержания элементов в кокколитовых илах Черного моря [Батулин, 2017].

Распределение элементов по колонке, сгруппированных, как показано выше, по генетическому признаку, и нормализованных по кларкам кокколитового ила, приведено на рис. 2. Наиболее высокие содержания элементов 1 и 2 групп по разрезу закономерно обусловлены увеличением доли глинистой, либо обломочной части, минимум достигается в наиболее богатом карбонатом слое.

Внимание привлекает обогащение элементами 3 группы в нижней части колонки (25 м) на границе континентальных и лагунных отложений, а также в верхней части на отметках 7,5 м и 3,0–3,1 м. Содержание Hg превышает кларковое на указанных уровнях в 64, 13,7, 4,8–8,2 раз соответственно. Первое предположение — миграция техногенного загрязнения. Но аномалия, вполне вероятно, имеет естественное происхождение.

Так, Hg и Pb коррелируют с коэффициентом 0,9, что наталкивает на предположение о связи с сульфидной минерализацией источника сноса. Золото-серебряная (в изучаемых осадках бухты содержание Ag превышено в некоторых пробах в 65–300 раз, Au до 20 раз) и сульфидная минерализация описана в породах Гераклейского полуострова [Шнюков и др., 2008]. Минерал галенит (PbS) распространен в составе полиметаллических проявлений Гераклейского плато, где наиболее широко представлен в Фиолентском проявлении, известен в коренных рудопоявлениях ртути в Горном и Предгорном Крыму, где образует редкую вкрапленность

мелких зерен и ассоциирует с киноварью, сфалеритом, халькопиритом и другими минералами, как обломочный минерал отмечен многими авторами в аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях рек Горного и Предгорного Крыма [Тищенко, 2015]. Сфалерит (ZnS) известен в ртутных рудопоявлениях Горного Крыма — с галенитом и халькопиритом, в осадочных породах как терригенный акцессорный минерал отмечен в верхнеюрских и современных аллювиально-делювиальных отложениях [Тищенко, 2015]. Поэтому можно предположить, что повышенные концентрации Pb, Zn, Hg являются следствием интенсификации процессов денудации на водосборе, содержащем продукты разрушения гидротермально измененных магматических пород.

Обогащению слоя, находящегося вблизи контакта аллювиальных отложений и толщи лагунно-лиманских образований, по-видимому, способствовало возникновение геохимических барьеров — гидродинамического и, возможно, солевого [Емельянов, 1998] из-за смены палеогеографических обстановок формирования.

Помимо этого, Севастопольская бухта находится в зоне разлома, а для Hg характерно повышенное содержание и миграция по таким нарушениям, поэтому активизация тектонических движений также могла привести к обогащению осадков ртутью. В пользу этого также свидетельствует приуроченность максимальных содержаний к зоне резкой смены литофаций.

$C_{орг}$ Содержание органического углерода изменяется от 0,03 (аллювиальные отложения) до 4,99% в заторфованных илах (рис. 2). При этом в соседней скважине (№5) в лагунно-лиманной толще содержание достигает 8,78%. Достоверных связей между концентрацией элементов и $C_{орг}$ выявлено не было.

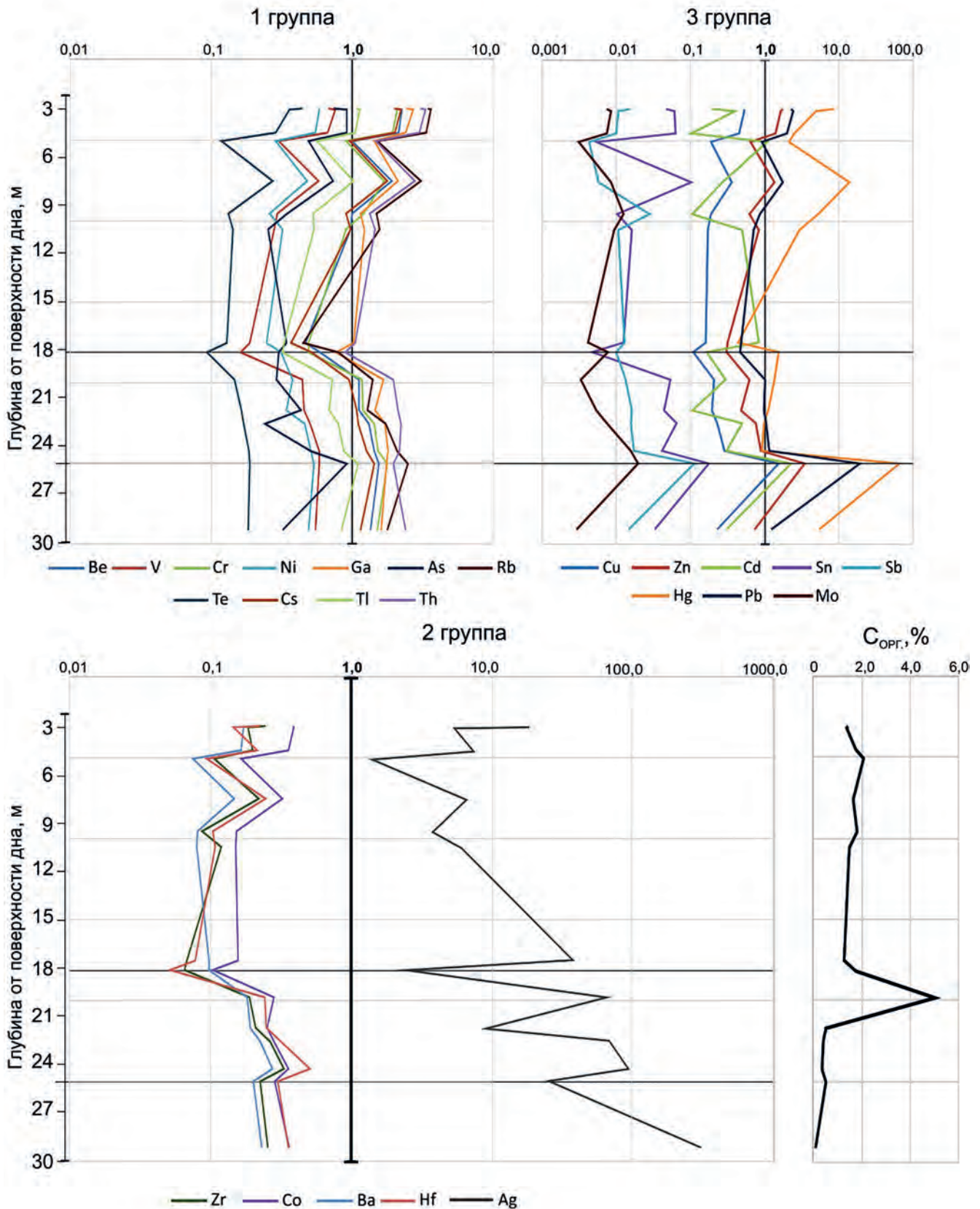


Рис. 2. Содержания некоторых элементов, нормированные на условный стандарт (кокколитовый черноморский ил [Батурин, 2017]).

Распределение РЗЭ. На рис. 3 представлены кривые ненормализованных содержаний РЗЭ. Наибольшие содержания (кроме Sc) характерны для образца из аллювиальных отложений. Далее (по снижению

содержания) следуют образцы из лагунно-лиманных образований и морских терригенных илов в интервале 3–7,5 м. Четко обособлены с наименьшими значениями морские илы в интервале 9,5–18,1 м.

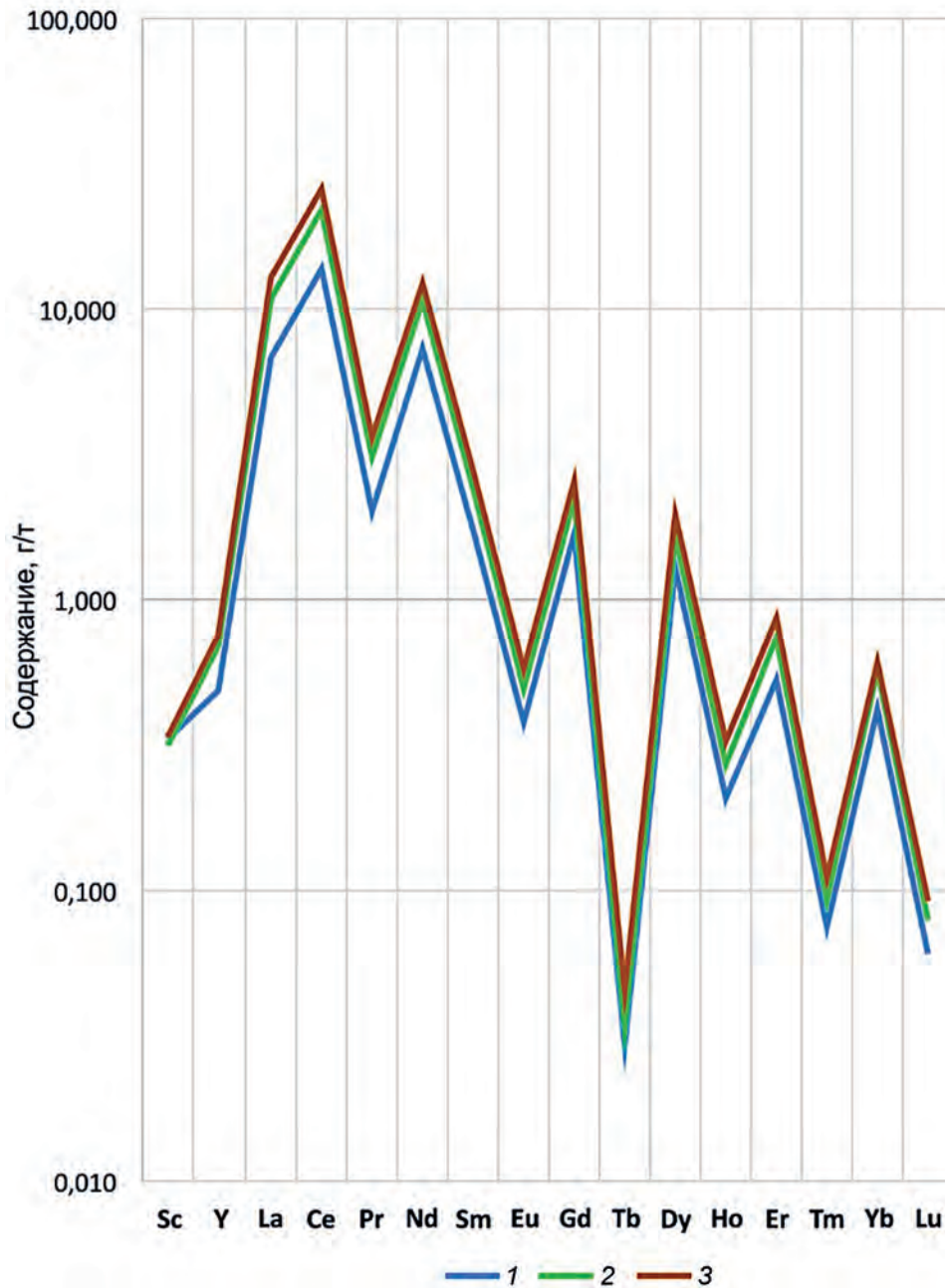


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма РЗЭ (значения не нормированы). Приведены средние значения по литофациям: 1 — морские илы, 2 — лагунно-лиманные образования, 3 — аллювиальные отложения.

Обогащение пород теми или иными элементами тесно связано с климатическими особенностями на палеоводосборах и гидрохимическими особенностями бассейна.

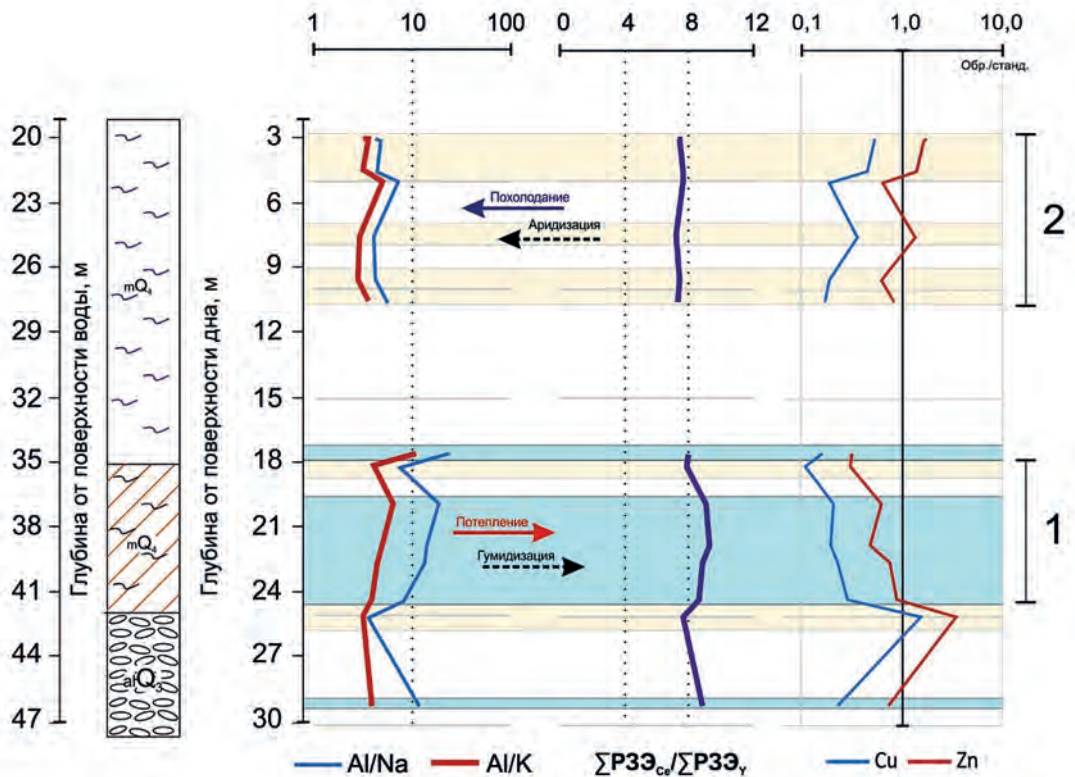
Климат. При преобладании химического выветривания возрастает вымывание щелочей (Na^+ , K^+) и Ca^{+2} , концентрация Al и Si в продуктах выветривания и наоборот — в среде, в которой преобладает физическое выветривание, химическое изменение полевых шпатов с образованием глинистых минералов незначительно [Nesbitt, Young, 1982]. На рис. 4 представлено изменение по разрезу величины отношений Al/Na и Al/K. Рост величин свидетельствует об относительном потеплении и гумидизации, падение — о снижении температур и аридизации (преобладание химического или физического выветривания в области денудации соответственно). Еще одним индикатором, обусловленным

тем же механизмом, является отношение легких и тяжелых РЗЭ:

$$\frac{\Sigma \text{РЗЭ}_{\text{Ce}}}{\Sigma \text{РЗЭ}_{\text{Y}}} = \frac{(\text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu})}{(\text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Tm} + \text{Yb} + \text{Lu})}$$

Коэффициент отражает интенсивность процессов выветривания на суше: при гумидном литогенезе более интенсивно разрушаются полевые шпаты, акцессорные минералы, содержащие цериевые земли, что приводит к увеличению отношения [Балошов, 1976; Шатров, Войцеховский, 2009]. Легкие РЗЭ, как более сильные щелочи, быстрее гидролизуются и накапливаются в корях выветривания, а амфотерные тяжелые преимущественно выносятся. Это отношение в корях выветривания интерпретируют следующим образом: менее 2,5 — аридный; 2,5–4,0 — семигумидный/семиаридный; более 4 — гумидный. Для осадков Севастопольской бухты отношение

Рис. 4. Интервалы относительного изменения температуры поверхности и количества осадков в пределах водосбора Севастопольской бухты по геохимическим данным.



изменяется от 7,2 до 9,3. Количественные критерии разграничения климата в данном случае кажутся несколько завышенными относительно реальной картины — вероятно, осложнено влиянием содержания в источнике сноса (больше легких РЗЭ). Так, отмечается общее увеличение отношения легкие/тяжелые РЗЭ от более основных составов к более кислым [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], в связи с чем данное отношение часто используют для определения состава материнских пород областей сноса (например, при изучении песчаников). Но относительное колебание величины вполне позволяет проследить изменения палеоклиматических условиях, т.к. маловероятно изменение питающей провинции за такой короткий промежуток времени.

Cu и Zn довольно подвижны в пресноводных гумидных ландшафтах, имея тенденцию к концентрации в аридных бассейнах с повышенной минерализацией вод: мобилизация Zn в гумидной зоне (например, в горах), и накопление его в конечных водоемах стока, расположенных в аридной зоне [Юдович, Кетрис, 2011]. Наиболее высокие содержания этих элементов характерны для предполагаемых периодов аридизации/похолодания (рис. 4). Преобладание физического выветривания могло стать причиной снижения количества глинистого материала в совокупности с усилением разрушения и сноса более крупного материала богатых данными элементами пород, что частично обсуждалось выше.

Данные построения необходимо соотнести с общей картиной региональных климатических изменений. На основании анализа пыльцы и по-

чвенных профилей Гераклеийского полуострова и долины р. Черной исследователи [Cordova, Lehman, 2005] реконструировали историю изменения климата и ландшафтов в юго-западном Крыму в течение голоцена (рис. 5, А-В). Сокращение количества древесной пыльцы и распространение *Artemisia* и *Knautia* в сочетании с развитием черноземных почв указывают на преобладание степных условий между 11 и 7,5 тыс. лет назад. Увеличение количества древесной пыльцы, в которой преобладают субсредиземноморские и средиземноморские таксоны, и развитие коричневых (известковых) почв указывает на более высокие температуры и влажность (но с характерной летней засухой) между 7,5 и 5 тыс. лет назад. Увеличение содержания древесной пыльцы и развитие лугово-коричневых почв свидетельствует о гумидизации между 5,4 и 4,6 тыс. лет назад. Последующее снижение количества древесной пыльцы и развитие кальциевых горизонтов в коричневых почвах указывают на то, что сухая фаза имела место в интервале 4,2–3,5 тыс. лет назад.

В связи с двояким возрастным делением, на рис. 5 представлено два варианта предполагаемого положения выделенных в колонке интервалов в общей картине климатических изменений Гераклеийского полуострова. Если сопоставить датированные уровни и предположительные возрастные границы, проведенные в данной колонке голоценовых отложений Севастопольской бухты, с кривыми изменения температуры и влажности по [Cordova, Lehman, 2005], то в обоих случаях интервалы относительного изменения температуры/влажности

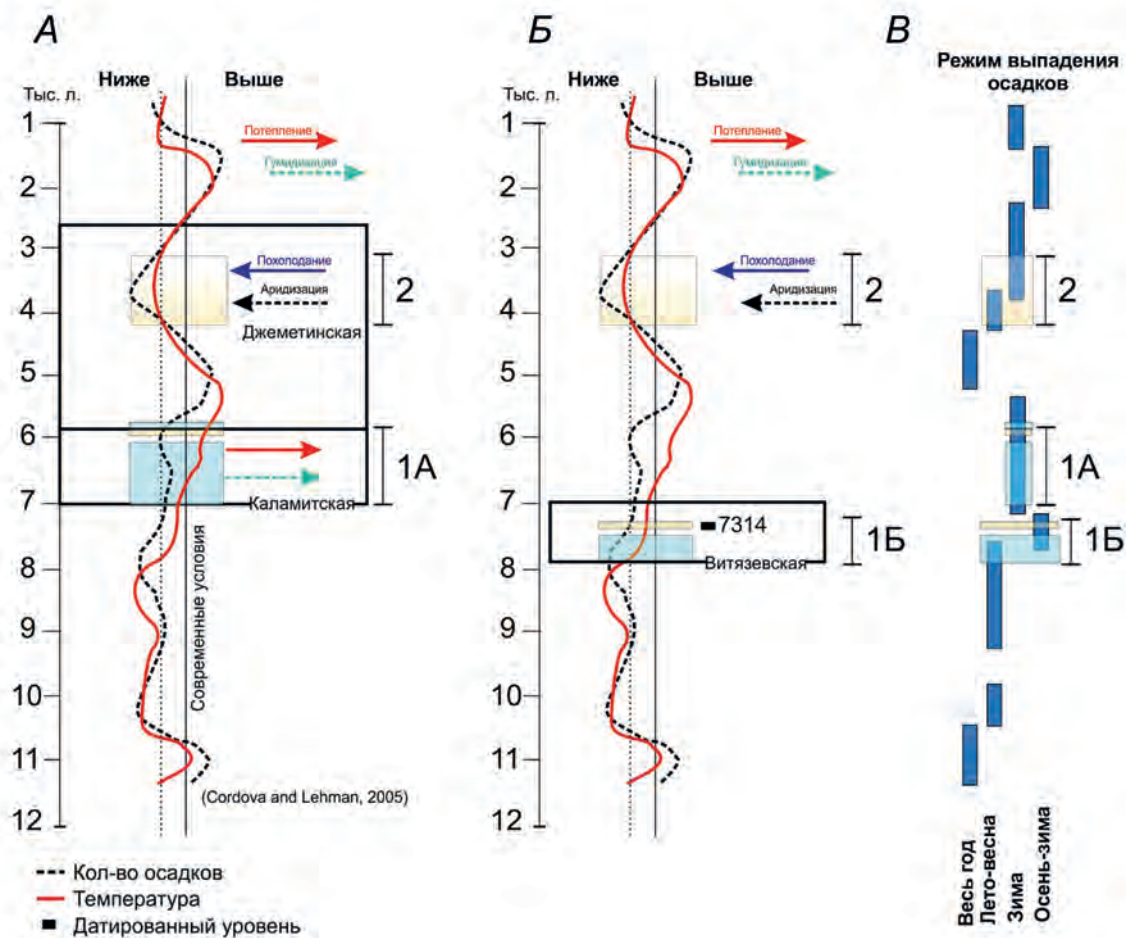


Рис. 5. Сводные кривые изменения среднегодовых температур воздуха и количества осадков на основании анализа пыли и почвенных профилей Гераклеийского полуострова и долины р. Черной (по [Cordova, Lehman, 2005]). А — положение выделенных геохимическим данным интервалов (см. рис. 4) в соответствии с возрастным делением И.П. Бондарева [2015], Б — в соответствии с данными радиоуглеродного датирования, В — положение обоих вариантов в картине изменения режима осадков.

климата по пыльцевым и геохимическим данным не противоречат друг другу, но есть спорные моменты. Так, в предполагаемых границах интервала 1Б датированный уровень (7314) на общей кривой тяжело интерпретировать как обстановку аридизации или похолодания. Можно предположить, что картину серьезно осложняют такие факторы, как схожее по интенсивности влияние на чувствительные к типу выветривания элементы, изменения количества осадков и температуры, колебания режима выпадения осадков.

И.П. Бондарев с соавторами [2015] указывают на находки в составе отложений изучаемой колонки, относимых ими к джеметинским, *O. edulis* — достаточно холодолюбивого кельтского вида [Невеская, 1965], что исследователи связывают с похолоданием в джеметинское время (среднегодовые температуры были на 1–2 °С ниже современных).

Ранее в результате геоморфологического анализа батиметрического материала и непрерывного сейсмопрофилирования Севастопольской бухты, исследователями [Мысливец и др., 2011, 2013, 2015] было выдвинуто следующее предположение: «В ходе послеледниковой трансгрессии на месте Севастопольской бухты, возможно, некоторое время существовал лиман, отгороженный пересыпью на входе

в бухту. Берег тогда располагался на современных глубинах около 16 м [от поверхности дна]... В Днепро-Бугском лимане на этих же глубинах 11–16 м находится кровля бугазско-витязевских отложений». Пересыпь, о которой идет речь, была обнаружена непосредственно западнее входных молов. Также утверждается, что после замедления трансгрессии, начавшейся в ходе послеледникового подъема уровня 7–8 тыс. лет назад, началась интенсивная абразия берегов, а затопление низовьев р. Черной, устьев ее притоков и образованию современного контура берега произошло около 6 тыс. л. назад [Мысливец и др., 2011].

Таким образом, не вызывает сомнений, что обнаруженный по геохимическим данным интервал похолодания и аридизации ([2] на рис. 4,5) относится к джеметинской стадии. Вопрос же с интервалом [1] остается дискуссионным.

Картина климатических изменений на территории Гераклеийского полуострова в голоцене согласуется с построениями для других областей Черноморского региона. При исследовании изменений морской и наземной палеосреды в голоцене на северо-восточном шельфе Черного моря, обнаружены фазы потепления начиная с 6 кал. тыс. л. до н. э. (с самыми теплыми условиями от 3 до 2,5 кал. тыс. л.

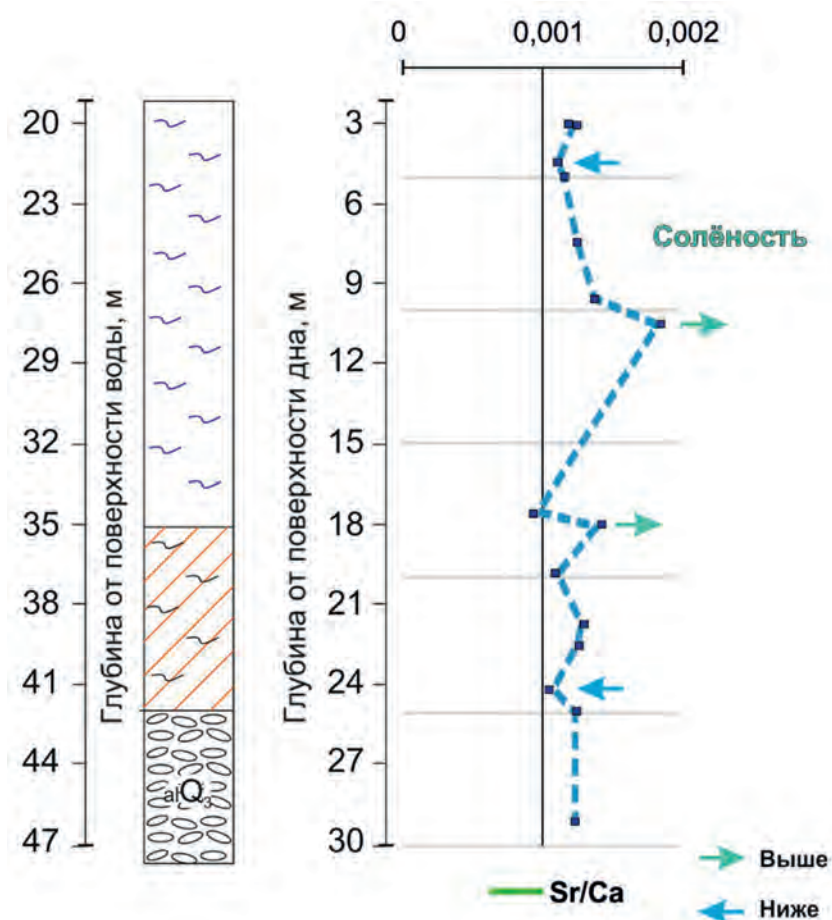


Рис. 6. Предполагаемое относительное изменение солености по геохимическим данным

до н. э.) и между ~7,9 и ~6,1 кал. тыс. л. до н. э. (установлено преобладание теплолюбивого лиственного леса на суше, что указывает на общую тенденцию к потеплению и влажные условия) [Marret et al., 2019].

Наиболее теплые и засушливые условия на Таманском полуострове в голоцене [Bolikhovskaya et al., 2018] были характерны для фаз преобладания степей, которые датированы интервалами ~4,66–4,4, 3,78–3,43, 2,91–2,28, 1,54–1,23 и 0,90–0,83/0,73 кал. тыс. л.н. Наиболее влажные интервалы за исследуемый период датируются ~5,16–4,90, 4,40–3,78, 2,28–1,54 кал. тыс. л.н. Они отличались преобладанием широколиственных (преимущественно буково-дубово-грабовых) лесов. Эти гумидные интервалы, по мнению исследователей [Bolikhovskaya et al., 2018], соответствуют максимумам каламитской, джеметинской и нимфейской трансгрессий Черного моря.

В отложениях южной части Черного моря (42°13.53' N, 36°29.55' E) [Shumilovskikh et al., 2012], для раннего голоцена (~11,7–8,5 кал. тыс. л.н.) основными таксонами древесной пыльцы являются *Quercus robur* и *Pinus diploxylon*, представляющие лиственные дубы и сосны. В осадках чаще (относительно более древних) появляется пыльца эвксинских и средиземноморских таксонов, а также споры мхов и папоротников, что свидетельствует о потеплении/повышении влажности регионального климата. В отложениях среднего голоцена (~8,5–5 кал. тыс. л.н.) этой колонки отмечается высокое содержание древесной пыльцы и быстрое распространение

лиственных лесов умеренного пояса (в северной Анатолии), что характеризуют этот интервал как наиболее влажный и теплый период за последние 18 тыс. лет. Реконструкции на основе палинологических данных для Грузии [Connor, Kvavadze, 2008] также показывают «климатический оптимум» условий около 7–4 тыс. лет назад.

Соленость. Исходя из вышеописанных геохимических особенностей отложений, единственным относительно надежным индикатором изменения солености будет отношение Sr/Ca. Экспериментально установлено, что происходит изоморфное вхождение стронция в карбонат кальция, контролируемое исходным отношением Sr/Ca в растворе (но не для арагонита) [Бонч-Осмоловская, 1964]. По мере сгущения морской воды в аридных фазах, отношение Sr/Ca в рассоле растет, поскольку стронций несколько дискриминируется выпадающими твердыми фазами карбонатов, а карбонаты, осаждающиеся из вод повышенной солености, обогащаются стронцием [Юдович, Кетрис, 2011]. На кривой Sr/Ca для отложений Севастопольской бухты (рис. 6) можно выделить несколько пиков относительного повышения и снижения солености, которые также согласуются с предполагаемыми периодами аридизации.

Заключение. На основании геохимического опробования четвертичных осадков Севастопольской бухты дотехногенного этапа были установлены следующие особенности.

1. Аномальное обогащение осадков Ag (1,4–295,5 раз), Au (1,6–21,7 раз), Hg (до 64 раз), Pb (до 19 раз) относительно как кокколитового черного моря (кларки 0,23, 0,007, 0,06, 7,0 г/т соответственно [Батулин, 2017]), так и кларка для глин и глинистых сланцев (0,15, 0,005, 0,07, 14,0 г/т соответственно [Григорьев, 2009]).

2. Повышенные содержания в отдельных пробах Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, Sb, Hg, Ag, Au, по-видимому, обусловлены сульфидной минерализацией в области денудации, а также возникновением специфических геохимических барьеров (гидродинамического) в периоды смены палеогеографических обстановок.

3. Значения отношений элементов, чувствительных к смене типа выветривания, позволяют установить черты климата в области денудации. Так, во время накопления толщи лагунно-лиманских отложений (заторфованные илы с остатками древесины), происходило относительное потепление и гумидизация, при этом пограничные слои толщи (переход к подстилающим и перекрывающим отложениям) фиксируют более сухие и холодные условия в самом начале и завершении ее формирования. Этап накопления терригенных морских илов начинается

с потепления, но далее отмечается похолодание и аридизация (по-видимому, в джеметинский этап). Пики относительного повышения солености согласуются с несколькими выше установленными периодами аридизации. В результате сопоставления с подробной палинологической летописью, можно предположить, что большее влияние на чувствительные к типу выветривания элементы оказывает именно изменение количества осадков.

Благодарности. Авторы глубоко признательны А.Г. Матулю за консультацию, конструктивную критику и замечания.

Финансирование. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра Институт биологии южных морей имени А.О. Ковалевского РАН «Молисмологические и биогеохимические основы гомеостаза морских экосистем» (№ 121031500515-8) и «Исследование механизмов управления продукционными процессами в биотехнологических комплексах с целью разработки научных основ получения биологически активных веществ и технических продуктов морского генезиса» (№ 121030300149-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акватория и берега Севастополя: экосистемные процессы и услуги обществу / Ред. Е.В. Павлова, Н.В. Шадрин. Севастополь: Аквавита, 1999. 289 с.

Алексеев Д.В., Фомин В.В., Иванча Е.В. и др. Математическое моделирование ветрового волнения в Севастопольской бухте // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 1. С. 75–84.

Аношко Я.И., Лукашев В.К. Геохимия титана в гипергенных условиях (на примере кайнозой Белоруссии и Прибалтики) // Минеральные и геохимические индикаторы процессов литогенеза в осадочных толщах Прибалтики и Белоруссии: Тез. семинара. Таллин: Ин-т геол. ЭССР, 1984. С. 35–37.

Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток: Дальнаука, 2009. 352 с.

Батулин Г.Н. Геохимия микроэлементов в углеродистых осадках современных морей и океанов // Геохимия. 2017. № 5. С. 402–412.

Болиховская Н.С., Кайтамба М.Д., Поротов А.В. и др. Изменения растительности и климата района черноморской дельты Кубани (Таманский п-ов) в последние 7.4 тысяч лет и их корреляция с климатообусловленными колебаниями уровня Черного моря // Материалы IV Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика современных экосистем в голоцене» / Отв. ред. С.Н. Удальцов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016. С. 45–47.

Бондарев И.П., Ломакин И.Э., Иванов В.Е. Особенности формирования и развития Севастопольской бухты // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 4. С. 19–31.

Бонч-Осмоловская К.С. Зависимость содержания стронция в карбонатах кальция от условий образования

твердой фазы // Уч. зап. НИИГА. Регион. геол. Вып. 2. 1964. С. 157–178.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2009.

Егоров В.Н., Гулин С.Б., Малахова Л.В. и др. Биогеохимические характеристики седиментационного самоочищения севастопольской бухты от радионуклидов, ртути и хлороорганических загрязнителей // Морской биологический журнал. 2018. Т. 3, № 2. С. 40–52.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология. Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Атлант. отд. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 410 с.

Иванов В.А., Михайлова Э.Н., Репетин Л.Н. и др. Модель Севастопольской бухты. Воспроизведение вертикальной структуры полей температуры и солености в 1997–1999 гг. // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 4. С. 15–35.

Иванов В.А., Овсяный Е.И., Репетин Л.Н. и др. Гидролого-гидрохимический режим Севастопольской бухты и его изменения под воздействием климатических и антропогенных факторов. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. 90 с.

Иванов В.Е. Особенности осадконакопления в устьях рек юго-западного Крыма в позднем плейстоцене и голоцене // Геология полезных ископаемых Мирового океана. 2014. № 1(35). С. 94–107.

Ковалева Г.В., Дюжова К.В., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из средне- и позднеголоценовых отложений Азовского моря как индикаторы колебаний уровня водоема // Наука Юга России. 2017. Т. 13, № 4. С. 83–92.

Малахова Т.В., Малахова Л.В., Иванов В.Е. и др. Метан в осадочной толще севастопольской бухты (Черное море). Тез. и программа докл. Всерос. науч.-практ. конф. «Метан в морских экосистемах»: посвящ. 25-летию обна-

ружения струйных метановых газовыделений в Черном море (Севастополь, 13–15 окт. 2014 г.). Севастополь, 2014. С. 86–89.

Манушкина А.В., Иванова Е.В., Тесакова Е.М. Остракоды и экостратиграфия голоценовых отложений кавказского шельфа Черного моря // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: ПИН РАН, 2006. С. 11–26.

Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование циркуляции и пространственной структуры термогалинных полей в Севастопольской бухте с учетом реальных внешних данных (зима 1997г.) // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 2. С. 60–76.

Мысливец В.И., Коротаев В.Н., Зверев А.С. и др. К геоморфологии дна Севастопольской бухты // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Вып. 25. 2011. Т. 1. С. 104–110.

Мысливец В.И., Лысенко В.И., Поротов А.В. и др. К новейшей истории Севастопольской бухты // VIII Всероссийской совещание по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 455–456.

Мысливец В.И., Поротов А.В., Лысенко В.И. Последниковая трансгрессия Черного моря и речные долины // Геология морей и океанов: Мат-лы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (Москва, 16–20 ноября 2015 г.). Т. 5. Геофизика и геоморфология дна морей и океанов. М.: ГЕОС, 2015. С. 207–211.

Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря. Их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 391 с.

Невеский Е.Н., Невеская Л.А. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна на последних этапах его истории // Докл. АН СССР. 1960. 136 (5). С. 1193–1196.

Немировский М.С., Еремин И.Ю. Динамика вод рейда Севастополя // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. Вып. 9. С. 59–66.

Овсяный Е.И., Романов А.С., Миньковская Р.Я. и др. Основные источники загрязнения морской среды Севастопольского региона // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. научн. тр. МГИ НАН Украины. 2001. Вып. 2. С. 138–152.

Орехова Н.А., Овсяный Е.И. Антропогенная модификация донных отложений прибрежно-шельфовой зоны г. Севастополя в районе разгрузки сточных вод // Моря России: исследования береговой и шельфовой зон: тезисы докладов всероссийской научной конференции (XXVIII береговая конференция), Севастополь, 21–25 сентября 2020 года. Севастополь: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН», 2020. С. 448.

Свиточ А.А. Хвалынская трансгрессия Каспия и новоэвксинский водоём Черного моря // Водные ресурсы. 2008. Т. 35, № 2. С. 175–180.

Сорокин Ю. И. Черное море. М.: Наука, 1982. 216 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция / Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тищенко А.И. Минералы Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, 2015. 304 с.

Шнюков Е.Ф., Лысенко В.И., Кутный В.А., Шнюкова Е.Е. Золото-серебряная и сульфидная минерализация в породах Гераклейского плато (Крым) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2008. № 2. С. 68–86.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.

Balabanov I.P. Holocene sea-level changes of the Black Sea // The Black Sea Flood Question / Eds. V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin et al. Dordrecht: Springer. 2007. P. 711–730.

Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K. et al. Detailed reconstructions of Holocene climate and environmental changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quaternary International. 2018. Vol. 465. P. 22–36.

Bottema S., Woldring H., Aytuğ B. Late Quaternary vegetation of Northern Turkey // Palaeohistoria. 1995. Vol. 35, N 36. P. 13–72.

Chen H., Dabek-Zlotorzynska E., Rasmussen P.E. et al. Evaluation of semiquantitative analysis mode in ICP-MS // Talanta. 2008. Vol. 74. P. 1547–1555.

Connor S.E., Kvavadze E.V. Modelling late Quaternary changes in plant distribution, vegetation and climate using pollen data from Georgia, Caucasus // J. Biogeography. 2008. Vol. 36. P. 529–545.

Cordova C.E., Lehman P.H. Holocene environmental change in southwestern Crimea (Ukraine) in pollen and soil records // The Holocene. 2005. Vol. 15, N 2. P. 263–277.

Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H. et al. The Late Holocene evolution of the Black Sea — a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. 2012. Vol. 266. P. 162–174.

Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Chepalyga A.L. et al. Holocene sea-level oscillations and environmental changes on the Eastern Black Sea shelf // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. Vol. 246, N 2–4. P. 228–259.

Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Karpuk M.S. et al. Paleoenvironmental changes on the northeastern and southwestern Black Sea shelves during the Holocene // Quaternary International. 2012. Vol. 261. P. 91–104.

Krzciuk K. Intelligent analysis of samples by semiquantitative inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) technique: a review // Critical Reviews in Analytical Chemistry. 2016. Vol. 46. P. 284–290.

Litt T., Krastel S., Sturm M. et al. 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. P. 1555–1567.

Marret F., Bradley L.R., Tarasov P.E. et al. The Holocene history of the NE Black Sea and surrounding areas: An integrated record of marine and terrestrial palaeoenvironmental change // The Holocene. 2019. Vol. 29, N 4. P. 648–661.

Martin R.E., Leorri E., McLaughlin P.P. Holocene sea level and climate change in the Black Sea: Multiple marine incursions related to freshwater discharge events // Quaternary International. 2007. Vol. 167–168. P. 61–72.

Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the

Balabanov sea-level curve // *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis*. 2011. P. 51–58.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.

Pirazzoli P. *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, 1991. 58 p.

Shumilovskikh L.S., Tarasov P., Arz H.W. et al. Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea re-

gion since 18kyr BP derived from the marine core 22-GC3 // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2012. Vol. 337–338. P. 177–193.

Wick L., Lemcke G., Sturm M. Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey // *The Holocene* 13. 2003. P. 665–675.

Статья поступила в редакцию 27.01.2023,
одобрена после рецензирования 22.03.2023,
принята к публикации 22.05.2023