

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА КРЫМА

Римский-Корсаков Н.А.¹, Коротаев В.Н.², Мысливец В.И.², Поротов А.В.²,
Пронин А.А.¹, Иванов В.В.¹

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Россия, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36,
e-mail: nrk@ocean.ru, proan@ocean.ru, nnaft@mail.ru

²Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, 119991, Россия, e-mail: vvi06.56@mail.ru, vlaskor@mail.ru,
myslivets@yandex.ru, alexey-porotov@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 15.08.2019, одобрена к печати 21.11.2019

В статье приводятся результаты геофизических и гидрографических работ на Западном шельфе полуострова Крым (Евпатория–Балаклава). Рассматриваются вопросы формирования литологии осадочной толщи, строения рельефа дна и палеогеографических реконструкций условий формирования западного шельфа в голоцене.

Ключевые слова: шельф, акустическое профилирование, геоморфологическое картографирование, осадочная толща, палеогеоморфология

Введение

В 2018 г. Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Лаборатория гидролокации дна Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН продолжили исследования материковой отмели (шельфа) полуострова Крым. Согласно плану научно-исследовательских работ предполагалось выполнить комплекс геофизических, океанографических, геоморфологических и геологических инженерных изысканий на природных полигонах Западного шельфа Крыма. В 2018 г. были проведены морские работы на Евпаторийском и Севастопольском полигонах Западного шельфа. Для выполнения экспедиционных работ было арендовано судно Южного отделения Государственного океанографического института «Пеленг».

Краткий обзор изучения Западного шельфа Крыма

Шельфовая зона северо-западного сектора Черного моря характеризуется наиболее высокой изученностью благодаря ряду проведенных и продолжающихся международных проектов (Yanko, 2018), результаты которых позволили существенно детализировать представления о палеогеографических рубежах развития региона и могут быть использованы в качестве основы для сравнения с материалами изучения сопредельных районов. Тем не менее ряд вопросов, касающихся измене-

ний уровня моря в ходе послеледниковой трансгрессии Черного моря и эволюции береговой зоны, сохраняют дискуссионный характер, что в равной мере относится и к Западному шельфу Крыма.

В первую очередь, это касается глубин современного залегания береговой линии в период максимума регрессии, диапазон колебаний которых меняется от 150 м. в юго-восточном секторе до 90–100 м на Западном шельфе. На подводной окраине Крымского полуострова регрессивная береговая линия выделена на глубинных от 110 м в районе Керченского пролива (Скиба и др., 1975; Моргунов и др., 1981; Щербаков, 1988), до 90 м в центральной части южнобережного шельфа (Щербаков и др., 1978) и до 160–200 м в пределах юго-западной окраины полуострова (Геология шельфа Украины, 1985). Средние глубины расположения береговой линии в период максимума регрессии в северо-западном секторе Черного моря составляют 90–100 м (Конников, 2005). Подобные вариации в глубинах залегания регрессивной береговой линии приоритетно связываются с влиянием неотектонических движений, характеризующихся для черноморского шельфа, в первую очередь, с блоковым характером тектонических нарушений (Геология шельфа Украины, 1984), а также возможными погрешностями в радиоуглеродных определениях абсолютного возраста (Yanko et al., 2018).

В ходе геологических исследований Института океанологии РАН была обнаружена береговая линия бугазского этапа подъема уровня Черного моря до отметок –20÷–25 м 8,5 тыс. лет назад (Невесский, 1967), которая прослеживается по всему периметру северо-западного и западного сектора черноморского шельфа. Согласно данным бурения, на приустьевых участках малых рек западного Крыма (Бельбек, Кача и др.) к этому временному рубежу относится начало ингрессии морских вод в низовья речных долин и формирования лиманов (Иванов, 2014). При этом отмечаемая однородность вскрытой толщи ранне-среднеголоценовых лиманных отложений свидетельствует как о постоянстве условий осадконакопления, связанных с устойчивым развитием барьерных кос в приустьевых участках, так и об отсутствии следов значительных изменений (или перерывов) в осадконакоплении, которые можно было бы ожидать в результате влияния существенных понижений уровня моря в периоды так называемых «регрессий», которые широко декларируются при рассмотрении материалов геологического изучения лиманного побережья северо-западного побережья Черного моря (Геология шельфа Украины, 1984; Геология шельфа Украины, 1985; Геология шельфа Украины, 1987). Наиболее молодая реликтовая аккумулятивная форма на внутреннем шельфе Западного Крыма установлена на глубинах 10–12 м, она представлена маломощным береговым валом, сложенным литофицированными карбонатными песками, и относится по биостратиграфическим материалам к завершающей фазе витязевского (7.0–7.2 тыс. л.н.) этапа трансгрессии (Невесский, 1967)

Материалы изучения донных отложений Сакского и Джарылгачского лиманов, проведенных Институтом океанологии РАН (Subetto et al., 2011), показывают, что присутствие раннеголоценовых ингрессионных отложений в пределах текто-

нических депрессий и эрозионных врезях определялось топографией предголоценовой поверхности коренного рельефа, а последующая эволюция возникавших в ходе голоценовой трансгрессии ингрессионных водоемов (лиманов) была связана с изменениями уровня моря и морфодинамическим развитием береговой зоны.

В завершении краткого обзора современной изученности голоценовой истории развития северо-западного побережья Черного моря следует отметить, что, несмотря на отсутствие на побережье Западного Крыма крупных речных водотоков, материалы немногочисленных исследований лито-стратиграфии прибрежных отложений на приустьевых участках некоторых из них показали присутствие достаточно мощных толщ голоценовых отложений, представляющих естественный архив данных для реконструкции эволюции побережья в ходе голоценовой трансгрессии. Материалы изучения залегающих в основании ингрессионной серии лиманно-морских фаций, а также перекрывающих их отложений пересыпей, представляют большой интерес для детализации изменений относительного уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии на побережье Западного Крыма, влияние локальных тектонических условий на изменения уровня, а также реконструкцию динамики береговой линии как на участках отдельных лиманов, так и развития абразионно-аккумулятивной системы побережья юго-западного Крыма в условиях изменений уровня моря и климата.

Наши исследования внутреннего шельфа Западного Крыма (Евпатория–Севастополь–Балаклава) позволяют существенно дополнить сведения о морфологическом и литологическом строении Западного шельфа и восстановить палеогеографические события в голоцене.

Методы и материалы

Исследования велись с помощью комплекса аппаратуры Лаборатории гидролокации дна Института океанологии РАН. Для акустического зондирования и исследований структуры рыхлых отложений использовался профилограф АП-5 с приемопередающим блоком ChirpSonar фирмы DataSonics. При зондировании использовались частотно-модулированные (ЧМ) посылки с рабочей (центральной) частотой 5 кГц. Для гидролокационной съемки и исследований морфологии рельефа поверхности дна использовался высокоразрешающий трехчастотный гидролокатор бокового обзора (ГБО) «YellowFinn», фирмы Imagenex, с рабочими частотами 120, 300 и 600 кГц. Для промера глубин использовались цифровые эхолоты Скот-М и LMS-350. Навигационная привязка данных осуществлялась с помощью DGPS-приемника Sigma-G3T фирмы Javad, использующего данные спутниковых группировок GPS и ГЛОНАСС. Дополнительно применялись GPS-приемники Garmin 46 и BU-353. Акустическое зондирование, гидролокационная съемка дна и эхолотный промер глубин выполнялись одновременно на скорости движения по маршруту до 4 узлов.

На внутреннем шельфе Западного Крыма – от Евпатории до Балаклавы – в период с 16 по 23 мая 2018 г. было выполнено 14 гидроакустических профилей. Общая площадь покрытия дна гидролокационной съемкой составила 65 км², длина

галсов акустического профилирования толщи донных отложений – 161.2 км и общая длина галсов эхолотного промера – 180.4 км. Получен большой объем современных данных по пространственному распределению микро- и мезоформ современного рельефа дна и литологическому строению верхней (современной) части толщи донных отложений шельфа полуострова Крым на участке Евпатория–Севастополь–Балаклава. В частности, по данным ГБО установлена граница фациальных зон (песчаных и илистых грунтов), выходы коренных пород, локальные понижения и грядовый рельеф дна. С помощью профилографа АП-5 изучена литология и мощность толщи донных отложений.

Результаты и обсуждение

Геологическое строение шельфа и рельеф побережья. Шельф Западного Крыма – это часть северо-западного шельфа Черного моря, имеющая с ним общие черты геолого-геоморфологического строения, новейшей истории развития и современной динамики, отличаясь в то же время региональным своеобразием. Основу северо-западного шельфа образуют структуры трех областей: Восточно-Европейской или Русской платформы, эпигерцинской Скифской платформы и альпийского мегантиклинория Горного Крыма, продолжающиеся на шельфе (Моргунов и др., 1981). Евпаторийский полигон целиком расположен в пределах *Причерноморской впадины*, которая осложнена здесь Добруджинско-Тарханкутским поднятием, Альминско-Варненским прогибом и поднятием Микензиевы горы. Севастопольский полигон принадлежит к району западного окончания горного сооружения Крымской геосинклинали (Геология шельфа СССР, 1981; Геология шельфа Украины, 1983; Геология шельфа Украины, 1984; Геология шельфа Украины, 1985; Гончаров и др., 1960; Зенкович, 1958а; Зенкович, 1958б; Зенкович, 1960)

Тарханкутский полуостров представляет собой третичное поднятие в виде пологого вала. Структурное продолжение этого поднятия прослеживается на западном побережье Черного моря в виде горного кряжа Добруджи. На самом полуострове выделяются четыре пологих антиклинали восточно-северо-восточного простирания, западные оконечности которых срезаны морем, а восточные погребены под плиоценовыми и четвертичными глинами. Антиклинали сложены неогеновыми известняками и сарматскими глинами. Рельеф полуострова напоминает слегка выпуклое плато с отметками более 170 м. Морские берега почти на всем протяжении обрывистые, абразионные, за исключением района балочных систем, устьевые части которых подтоплены и перекрыты пересыпями, образующие бухты лиманного типа (Ярылкачская, Черноморская, Караджа, Донузлавская).

Альминская депрессия занимает плоское, пониженное пространство побережья с высотами не более 80 м от Карантинного мыса в районе Евпатории до Николаевского выступа, где неогеновые отложения погружаются под уровень моря. Восточнее Евпатории берег имеет вид плавной дуги вплоть до м. Лукулл и представляет собой аккумулятивное лиманное побережье с крупными ингрессионны-

ми формами – озерами Сасыкским, Сакским и Кизил-Ярским. От с. Николаевка до Севастопольской бухты аккумулятивный берег сменяется абразионным, с выступающими в море мысами (Николаевский, Лукулл, Маргопуло), сложенными древнеаллювиальными галечниками, которые некогда выносили реки Альма, Кача и Бельбек. Здесь проходит южная граница Причерноморской впадины.

Горное сооружение Крымской антиклинали расположено за пределами платформенной северо-западной области и образовано разнообразными и сложено дислоцированными породами. В юго-западном Крыму сходятся несколько разломно-шовных зон, в частности здесь располагается сейсмически активный грабен Севастопольской бухты (Борисенко и др., 1995), а южнее, в районе Гераклийского полуострова, находится возвышенная западная оконечность горного сооружения Крыма в виде Мекензиевых гор и Федюниных высот с отметками от 200 до 500 м сложенная неогеновым комплексом и выраженных в рельефе наклонными моноклинальными пластовыми возвышенностями куэст. Западнее Балаклавской бухты неогеновые известняки отделены по линии сброса от верхнеюрских мраморов. Берег от Севастополя до Херсонеса приглубый, бухтовый, активно абрадируемый морем. В устье р. Черной, в неогеновых известняках, образована глубоко врезанная Севастопольская бухта.

Береговая морфодинамика. От м. Тарханкут до оз. Донузлав побережье представлено неровным, мелко бухтовым абразионным берегом с многочисленными гротами, пещерами, останцами и навалом плит известняка у подножья глинистого клифа. В районе оз. Донузлав берег становится аккумулятивным, хотя и размывается. Озеро Донузлав некогда было крупнейшим заливом Тарханкутского полуострова, впоследствии отделенного от моря мощной пересыпью. Пересыпь состоит из среднезернистого хорошо сортированного песка со значительной примесью кварца и ракуши (Дзенс-Литовский, 1938). Песчаные накопления пересыпи с внутренней стороны перекрыты илами. Частичная литификация песков пересыпи, очевидно, связана с взаимной фильтрацией вод озера и моря (Невесский, 1949). В процессе повышения уровня моря пересыпь постепенно затапливалась и отступала в сторону оз. Донузлав. Аналогичный процесс смещения аккумулятивных форм в сторону берега отмечен также на пересыпях евпаторийского побережья в Каламитском заливе (озера Отар-Мойнак, Сасык и Сакское), для которых были сделаны буровые разрезы. Мощность Отар-Мойнакской пересыпи составляет 6–8 м, а озерных илов – 17.5 м (Зенкович, 1947; Зенкович, 1948; Зенкович, 1958а).

Озеро Сасык является самым крупнейшим в Крыму, представляя затопленные устья нескольких балок. Его пересыпь составляет часть единого аккумулятивного тела, которое тянется от пересыпи оз. Кизил-Яр до Карантинного мыса. Сложена она песком, ракушей, гравием и галькой общей мощностью до 16 м, которые уходят в сторону озера под покров илов и там выклиниваются. Песчаная пересыпь Сакского озера имеет мощность 24 м, под которыми лежит 8-метровая толща серого и красно-бурого ила. Южнее оз. Богайлы аккумулятивный берег с песчано-галечными пересыпями сменяется абразионным. В основании клифов вскрываются валун-

но-галечниковые конгломераты мощностью до 1 м из серого известняка, песчаников, кремней и кварца, которые представляют собой аллювий южных крымских рек, русла которых блуждали по поверхности глинистых толщ. В настоящее время реки Булганак, Альма, Кача, Бельбек имеют глубоко врезуемые долины, устьях которых некогда были подтоплены морем и представляли лиманные заливы. Однако впоследствии, по мере развития процесса выравнивания береговой линии вследствие интенсивной абразии, устьевые лиманы и их отложения были уничтожены за последние 4000 лет. Между устьями рек Качи и Бельбека поверхность современного клифа нарушена оползневыми процессами, образующие оползневые террасы протяженностью до сотен метров.

Южнее устья р. Бельбек в основании абразионных клифов начинают эпизодически появляться сарматские известняки, которые в районе Севастопольской бухты слагают подводный бенч. Севастопольская бухта представляет собой подтопленную часть долины р. Черной. Бухта врезуема в сарматские известняки на глубину от 20 до 30 м. Местность между Севастополем и Балаклавой, называемая Гераклеиским полуостровом, расчленена несколькими длинными и глубокими балками, подтопленные устьевые части которых образуют крупные и мелкие бухты: Южную, Карантинную, Стрелецкую, Камышевую, Казачью, Килен, Артиллерийскую, Херсонесскую и Круглую. Береговая линия между бухтами представлена активным клифом, а побережье – каменистой поверхностью из доломитизированного известняка верхнего сармата.

От м. Херсонес до м. Фиолент низменный и каменистый берег сложен желтовато-белыми ракушечными известняками и мергелями нижнего и среднего сармата, в нижней части обрыва которого встречаются выходы изверженных пород. У подножья клифа имеются навалы глыб и плит, абразионные останцы и узкие галечные пляжи. Высота клифа постепенно увеличивается в восточном направлении и вблизи м. Фиолент представляет собой стену, сложенную белым известняком. Восточнее м. Фиолент высокий абразионный берег прерывается глубоко врезуемыми бухтами – Мраморной балкой и Балаклавской бухтой. Мраморная балка заложена по линии сброса, отделяющего сарматские отложения от верхнеюрских мраморовидных известняков, образующих иногда крутые остроконечные останцы (грот Дианы, Георгиевская скала). Балаклавская бухта представляет собой ингрессионный залив типа «риас» с крутостенными склонами. Этот район, очевидно, можно считать восточной границей Западно-Крымской береговой области, восточнее которой начинаются почти не абрадируемые береговые обрывы с приглубым подводным склоном, характерным для Южно-Крымской береговой области.

Рельеф и литология дна Западного шельфа. Западно-Крымский район отличается от северо-западного шельфа Черного моря большей приглубостью, большая часть которого лежит в пределах глубин 60 м. На севере Западного шельфа изобата 60 м проходит в 10–15 км от берега, а на юге – в непосредственной близости от уреза. Основная часть шельфа, общая ширина которого достигает 90 км, находится на глубинах 70–150 м. Так, подводный склон южного побережья Тарханкутского

полуострова очень приглуб. Подножья клифов уходят здесь на глубину от 5 до 10 м, а изобаты 20 м и 40 м отстоят от берега на расстояние 400–900 и 750–1200 м соответственно. Крутой подводный склон, выработанный в коренных породах, на глубинах более 40 м сменяется почти плоской, пологой наклоненной и покрытой илами поверхностью внутреннего шельфа. Восточнее м. Ойрат подводный склон становится менее приглубым: изобата 10 м проходит на расстоянии 400–600 м от берега, а изобата 20 м – в 1.5–2.0 км. Дно до глубины 25 м представляет собой ступенчатую плиту коренных пород, прикрытую слоем глин. В этой части Западного шельфа Крыма наблюдается наиболее широкие участки внутреннего (80 км) и внешнего (50 км) шельфа, ограниченные изобатами 50 м и 100–150 м соответственно (рис. 1).

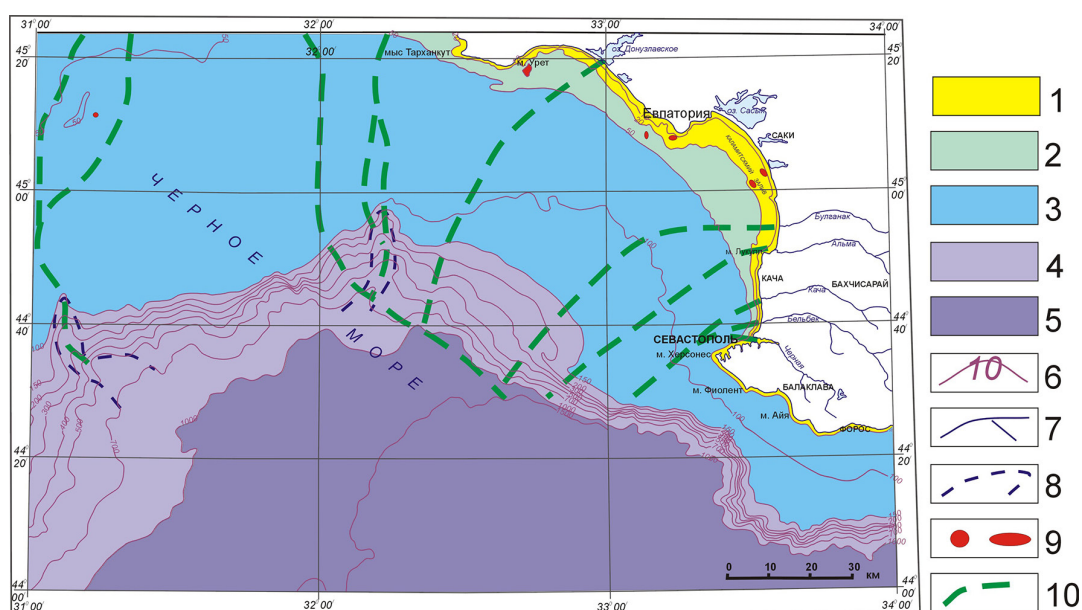


Рис. 1. Геоморфологическая карта-схема Западного шельфа Крыма. 1 – прибрежная отмель (0–20 м), 2 – абразионно-аккумулятивная терраса внутреннего шельфа (20–50 м), 3 – внешний шельф (50–150 м), 4 – материковый склон (150–1000 м), 5 – глубоководная впадина (более 1000 м), 6 – изобаты (м), 7 – гидрографическая сеть, 8 – подводные каньоны, 9 – рифы и скальные плиты, 10 – палеоруслы рек.

В районе бухт Ярлыгачской, Узкой (Черноморской) и Караджинской на северо-западном побережье Тарханкутского побережья, в пределах в целом абразионного берега, были сформированы песчано-галечные пересыпи и соленые озера в подтопленных устьях долинно-балочной сети. Следы древней гидрографической сети, сформированной при более низком уровне моря, прослеживаются по «языкам» песчаных наносов, занимающих наиболее пониженные части перечисленных бухт с глубинами от 5 до 20 м. Мелководные периферийные части этих бухт представлены обнаженным известняковым бенчем.

В районе пересыпи оз. Донузлав на дне в направлении наибольших глубин, как и в бухтах северо-западного побережья Тарханкутского полуострова, протягивается ложбина, очерченная изобатой 20 м и являющийся, очевидно, подводным

продолжением бывшей долинно-балочной сети. Подводный склон перед Донузлавской пересыпью до глубин 15 м сложен песком с примесью ракуши, из которого здесь были сформированы несколько подводных береговых валов. Глубже этой полосы песков идет голое известняковое дно со структурными ступенями. С глубин более 20 м бенч сменяется заиленным ракушечным грунтом.

Строение дна Евпаторийской бухты характерно тем, что под небольшим слоем крупно- и мелкозернистых кварцевых песков везде залегают неогеновые известняки, которые в обнаженном виде прослеживаются до глубин 12 м. Центральная часть бухты выстлана ракушей, гравием и галькой. Слабо заиленные и илистые пески обнаружены в южной и юго-восточной части бухты, а также в ее вершине. Вся прибрежная часть Каламитского залива против пересыпей озер Сасык, Сакского, Кизил-Яр и Богайлы покрыта слоем чистых ракушечных песков, а против абразионных глинистых выступов берега обнажаются красно-бурые глины. Обнаружено, что параллельно современному побережью Каламитского залива на дне среди песчаных отложений на глубинах около 10 м протягивается скалистая гряда, являющаяся, очевидно, древним литифицированным береговым баром. За внешним краем этого вала на глубинах 15–20 м залегают илы.

В евпаторийской части Западного шельфа его общая ширина составляет 55 км, в том числе внутреннего (по изобате 50 м) – 25 км, а внешнего (по изобате 100–150 м) – 35 км. От внешнего края шельфа до глубин 1000 м располагается крутой материковый склон, а глубже – выровненная поверхность глубоководной впадины Черного моря. В пределах внешнего шельфа на глубинах от 70 до 140 м располагается так называемое «Каламитское поле конкреций» (Геология шельфа Украины, 1983). Рельеф этой части шельфа Западного Крыма представляет собой не выровненное плато, а сочетание пологих валов и гряд субширотного направления с перепадом высот до 1 м. Конкреции приурочены к светлым илам приподнятых участков дна. Максимальное содержание конкреций в современном слое донных осадков составляет 2.5 кг/м². Мощность конкреционного слоя среди молиоловых илов достигает от 20 до 60 см. Сами конкреции Каламитского поля представляют собой створки раковин размером до 15 см, обросшие гидроксидами железа и марганца. Общая площадь распространения поверхностного конкреционного поля равна 2700 км².

В приустьевой части большинства рек Западного Крыма (Булганак, Альма, Кача, Бельбек, Черная) в пределах внутреннего шельфа обнаружены погребенные подводные долины. Они представляют собой глубоко врезанные, корытообразные формы с вертикальными стенками, заполненные рыхлыми осадками. Многие каньоны, очевидно, являются продолжением речной овражно-балочной сети суши. В рельефе дна шельфа эти формы выражены слабо (Барковская, 1997; Мысливец, 1988; Мысливец, 1989).

На участке побережья от Севастополя до Балаклавы бенч образует непрерывную полосу до глубин 30–40 м, где сменяется песками и ракушей, которые глубже 50 м замещаются илами. Повсеместно в прибойной зоне встречаются навалы глыб известняка. Берег очень приглуб: изобата 30 м проходит в 400 м восточнее

м. Херсонес и на 750 м в районе Стрелецкой бухты. В крупных бухтах отмечены «языки» песка, а длинные и узкие Карантинная и Стрелецкая заполнены илами. В вершинах небольших бухт (Казачья, Круглая, Херсонесская, Камышовая) образованы песчан-гравийные пересыпи, отделяющие соленые озера. В Севастопольской бухте, заложенной по разлому, ее продолжение на шельфе прослеживается до глубин 31–32 м. Мощность осадочной толщи достигает здесь 20 м. От Балаклавы до м. Фиолент приглубость берега сохраняется: изобата 50 м проходит в 750–1000 м от берега. Ниже 50 м располагаются две подводные террасы, прикрытые илом. В целом, на дне Западного шельфа Крыма наиболее распространенным типом осадков являются *алеврито-пелитовые* и *пелитовые илы* (содержание фракции менее 0.01 мм – 50–70 %). Глубина их залегания колеблется от 150–220 до 2000 м. Затем следуют *ракушняки* (около 25%), *пелитовые илы* (около 20%), *пески* (около 10%). Ракушники ($M_d = 1$ мм) и раковинные пески ($M_d = 1.0-0.1$ мм) занимают узкую (1–3 км) прибрежную отмель от уреза до глубин 20–25 м (рис. 2). Ракушняки представлены в основном обломками раковин пелеципод и гастропод (*Modiola*, *Cardium*, *Bittium*, *Risos*, *Abra*, *Nassarius*, *Chione*, *Mitilus*, *Retusa*). Наименее распространены *крупные алевриты* и *марганцево-железистые конкреции* (Геология шельфа Украины, 1985).

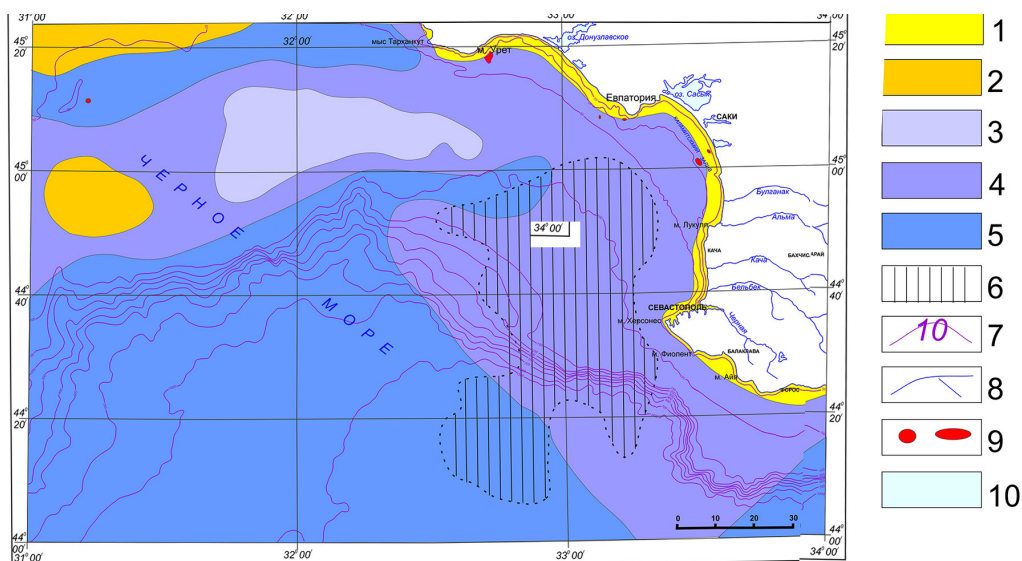


Рис. 2. Грунтовая карта Западного шельфа Крыма. 1 – пески, 2 – ракушняки, 3 – мелкоалевритовые илы, 4 – алеврито-пелитовые илы, 5 – пелитовые илы, 6 – ареал марганцево-железистых конкреций, 7 – изобаты (м), 8 – гидрографическая сеть, 9 – рифы и скальные плиты, 10 – водные объекты (по «Геология шельфа УССР. Литология» 1985 с добавлениями).

В целом, рельеф большей части Западного шельфа можно определить как затопленную абразионно-аккумулятивную аллювиально-морскую равнину; внутренняя часть шельфа между мысом Тарханкут и Евпаторийским маяком, а также южнее мыса Лукулл, представляет собой наклонную абразионную равнину.

История формирования Западного шельфа Крыма. Позднеплейстоцен-голоценовая история развития рельефа побережья Азово-Черноморского бассейна, несмотря на общие природные факторы, характеризуется региональным своеобразием, обуславливавшим особенности изменений относительного уровня моря и эволюции рельефа береговой зоны. Основным фактором формирования рельефа и осадочной толщи Западного шельфа послужила крупномасштабная (до 100 м) трансгрессивно-регрессивная ритмика уровня Черного моря, волновая деятельность и дифференцированная новейшая тектоника.

История формирования Западного шельфа Крыма начинается с антской стадии посткарангатской глубокой регрессии Черного моря 22–20 тыс. л.н., когда уровень опустился до отметок –100–80 м ниже современного и почти полностью осушился шельф, на месте которого возникла субаэральная слабо наклонная волнистая континентальная равнина, прорезанная руслами палеорек. (Геология шельфа Украины, 1985; Скиба и др., 1975; Щербаков, 1988; Щербаков и др., 1978; Yanko, 2018; Геология шельфа Украины, 1985). В дальнейшем, в ходе новозвксинской трансгрессии между 17 и 13 тыс. л.н. происходил быстрый подъем уровня моря с отметок около –140 м до –50 м, а в интервале 12–11 тыс. л.н. достигал современных отметок –20–25 м. В последующие 1.5 тыс. л. трансгрессивная фаза сменяется резким понижением уровня Черного моря до отметок –35–50 м, которая около 9.5 тыс.л.н. вслед за прорывом босфорского порога средиземноморскими водами сменяется голоценовой трансгрессией.

В результате подобных крупномасштабных колебаний уровня Черного моря к началу голоценового этапа в геоморфологическом отношении поверхность дна Западного шельфа Черного моря представляла собой полого наклоненную к югу субгоризонтальную равнину с общим уклоном 1–2°, рельеф которой был унаследован от позднеплейстоценового субаэрального рельефа приморской равнины. Характерной особенностью строения рельефа равнины являлось отчетливо выраженная расчлененность речными долинами в виде линейных субмеридиональных желобов с перепадами глубин 10–15 м и шириной от 2 до 20 км (рис. 3). Другой характерной региональной особенностью мезорельефа шельфа является присутствие двух

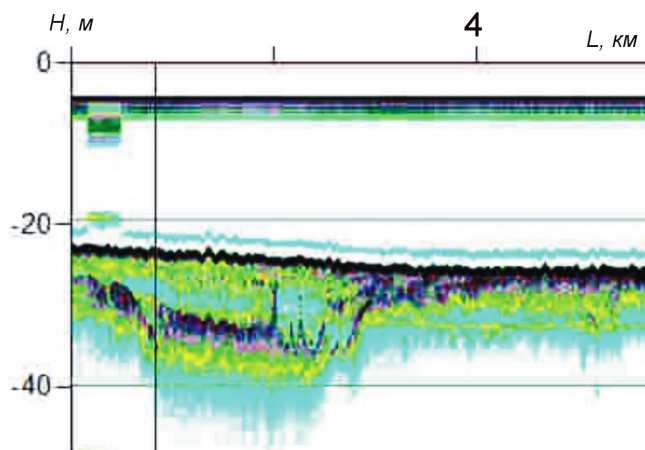


Рис. 3. Гидроакустическое изображение палеодолины в Каламитском заливе (траверзе оз. Кизил-Яр), перекрытой морскими голоценовыми отложениями.

уступов субширотного простирания, один из которых располагается в интервале глубин 30–40 м и может рассматриваться в качестве границы между внутренним и внешним шельфом. Второй уступ выражен отчетливым перепадом в рельефе дна на глубинах 10–15 м (уклоны достигают 20°).

Кратко охарактеризованные неоднократные крупномасштабные изменения уровня Черного моря в позднеплейстоценовый этап развития обусловили формирование достаточно изменчивой структуры верхней части осадочного покрова шельфа, что делает крайне сложной интерпретацию отдельных сейсмоотражающих горизонтов и их корреляцию. Важно отметить, что верхний рубеж залегания поздне-новоэвксинских отложений располагается на современных глубинах 30–35 м и достаточно выдержан по простиранию Крымского шельфа, что позволяет использовать их в качестве сеймостратиграфического репера при расчленении осадочной толщи на границе внутреннего и внешнего шельфа, отделяющего позднехвалынскую серию от вышележащего голоценового комплекса (рис 4).

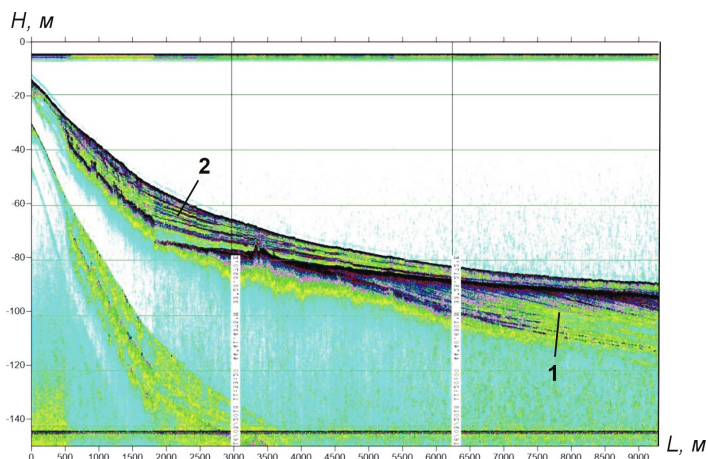


Рис. 4. Гидроакустическое изображение слоистости осадочной толщи позднехвалынского (1) и голоценового (2) возраста в Каламитском заливе.

На рубеже около 9.8 тыс. л.н., с начала поступления Средиземноморских вод, голоценовая трансгрессия Черного моря приняла неравномерный, ускоренно-замедленный характер (Yanko, 2018), связанный с наложением на общий ход трансгрессии эвстатических ритмов длительностью в 1.5–2.0 тыс. лет. В общем ходе голоценовой трансгрессии Черного моря выделяются пять фаз ускоренного подъема уровня (бугазский, витязевский, каламитский, джеметинский и нимфейский), разделенных относительно кратковременными фазами стабилизации или незначительного понижения уровня моря. В период начального (бугазского) этапа уровень моря к временному рубежу около 8.5 тыс. л.н. достиг отметок –20–25 м. Береговая линия этого возраста прослеживается по всему периметру северо-западного сектора черноморского шельфа и на побережье западного Крыма (Невесский, 1967) в виде погребенной аккумулятивной формы, отделяющей расположенное бережнее обширное поле лиманных отложений. Геоморфологически она представляет собой наиболее раннюю генерацию барьерных кос, сформировавшихся в ходе

голоценовой эволюции абразионно-аккумулятивного берега на участке побережья к югу от м. Лукулл и протягивающуюся с перерывами вплоть до северного окончания Евпаторийской бухты (м. Карантинный). Согласно данным бурения, на приустьевых участках малых рек западного Крыма (Бельбек, Кача и др.) к этому временному рубежу относится начало ингрессии морских вод в низовья речных долин и формирования лиманов (Иванов, 2014). При этом отмечаемая однородность вскрытой толщи ранне-среднеголоценовых лиманных отложений свидетельствует как о постоянстве условий осадконакопления, связанных с устойчивым развитием барьерных кос в приустьевых участках, так и об отсутствии следов значимых изменений (или перерывов) в осадконакоплении, которые можно было бы ожидать в результате влияния существенных понижений уровня моря в периоды так называемых «регрессий», которые широко декларируются при рассмотрении материалов геологического изучения лиманного побережья северо-западного побережья Черного моря (Геология шельфа Украины, 1984; Геология шельфа Украины, 1985; Геология шельфа Украины, 1987). Наиболее молодая реликтовая аккумулятивная форма на внутреннем шельфе западного Крыма на глубинах 10–12 м представлена маломощным береговым валом из литофицированных карбонатных песков и относится по биостратиграфическим материалам к завершающей фазе витязевского (7–7.2 тыс.л.н.) этапа трансгрессии (Невесский, 1967). Следует отметить, что береговая линия витязевского этапа выделяется по материалам геологических исследований вдоль всего северо-западного сектора черноморского шельфа и образует наиболее молодой гипсометрический уровень среди древних береговых линий, выраженных в рельефе и осадках внутреннего шельфа. Последующие более молодые береговые линии второй половины голоцена, как правило, залегают либо в тыловых частях береговых террас, либо слагают основание современных пересыпей.

Если присутствие раннеголоценовых ингрессионных отложений в пределах тектонических депрессий и эрозионных врезах определялось топографией предголоценовой поверхности коренного рельефа, то последующая эволюция возникавших в ходе голоценовой трансгрессии ингрессионных водоемов (лиманов) определялась изменениями уровня моря и морфодинамическим развитием береговой зоны. Это наглядно показывают материалы изучения донных отложений Сакского и Джарылгачского лиманов (Subetto, 2011). В обоих озерах-лиманах отложения замкнутых сильно минерализованных водоемов (озер) залегают на песчано-алевритовых осадках полуизолированных заливов, возникших в ходе ингрессии моря в эрозионно-тектонические депрессии в среднем голоцене. Возникновение отчленяющих лиманы пересыпей, сопровождавшееся превращением морских заливов в изолированные лиманы происходило при положении уровня моря на 4–5 м ниже современного и по данным C^{14} датирования раковинного материала из кровли морских фаций относятся в временному рубежу 5.3–5.6 кал. л.н. Как показывают данные C^{14} датирования полное обособление озер-лиманов от моря и превращение их в сильно минерализованные озера произошло около 4,7–5.0 кал. л.н. и, по-видимому, связано с завершением формирования наиболее ранних генераций пересыпей под влиянием временной стабилизации уровня моря.

Детальное изучение строения пересыпей западно-крымских лиманов показало, что их эволюция за последние 4.5–5.0 тыс. лет включает несколько этапов, которые отражают влияние изменений штормовой активности под влиянием климатической ритмики голоцена, которая, возможно, проявлялась на фоне малоамплитудных колебаний уровня моря. Это нашло свое отражение в формировании нескольких генераций береговых валов, наиболее отчетливо выраженных в строении лиманного барьера оз. Сасык (Евпатория), возраст наиболее молодой из которых на основании найденных на поверхности археологических материалов скифского времени охватывает последние 2.5 тыс. лет.

Выводы

1. Основным фактором формирования рельефа и осадочной толщи Западного шельфа послужила крупномасштабная (до 100 м) трансгрессивно-регрессивная ритмика уровня Черного моря, волновая деятельность и дифференцированная новейшая тектоника. В результате колебаний уровня Черного моря к началу голоценового этапа в геоморфологическом отношении поверхность дна Западного шельфа Черного моря представляла собой полого наклоненную к югу субгоризонтальную равнину, рельеф которой был унаследован от позднеплейстоценового субэарального рельефа приморской равнины.

2. Характерной особенностью строения рельефа равнины является отчетливо выраженная расчлененность речными долинами в виде линейных субмеридиональных желобов с перепадами глубин 10–15 м и шириной от 2 до 20 км, а также наличие двух абразионных уступов субширотного простирания в интервалах глубин 10–15 м и 30–40 м, время образования которых датируется бугазским и витязевским временем. К этим береговым линиям приурочены погребенные генерации береговых аккумулятивных форм.

3. По данным анализа буровых скважин, возникновение отчленяющих лиманы пересыпей произошло при положении уровня на 4–5 м ниже современного около 5 тыс. лет назад под влиянием временной стабилизации уровня моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН на 2019 г. тема № 0149-2019-0011 при частичной поддержке РФФИ проект РГО-а №17-05-41041.

Литература

- Барковская М.Г.* Осадкообразование в приурезовой полосе, на шельфе и континентальной окраине бесприливных морей. М.: Изд-во Института океанологии им. П.П. Ширшова, 1997. 233 с.
- Борисенко Л.С., Никонов А.А., Останин А.М.* Сейсмодислокации в Юго-Западном Крыму (р-н Севастополя) // Доклады РАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 58–60.
- Геология шельфа Украины. Литология. Киев: Наукова думка, 1985. 187 с.
- Геология шельфа Украины. Стратиграфия. Киев: Наукова Думка, 1983. 199 с.
- Геология шельфа Украины. Твердые полезные ископаемые. Киев: Наукова Думка, 1984. 199 с.

- Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наукова Думка, 1981. 160 с.
- Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наукова думка, 1987. 152 с.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря // Морская геология (Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса). М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 94–103.
- Дзенс-Литовский А.И. Пересыпи и лиманы Азово-Черноморского побережья и Степного Крыма // Природа. 1938. № 6. С. 22–36.
- Зенкович В.П. О профилях подводного склона берегов Западного Крыма // Тр. Института океанологии. Т. XXVIII (Динамика и морфология морских берегов). 1958а. С. 93–99.
- Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Государственное изд-во географической литературы, 1958б. 374 с.
- Зенкович В.П. Изучение динамики берегов Западного Крыма // Вопросы географии. 1947. Вып. 3. С. 205–206.
- Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Том II (Северо-западная часть). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 215 с.
- Зенкович В.П. Строение берега западного Крыма у Евпатории // Вопросы географии. 1948. Вып. 7. С. 179–186.
- 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.
- Конигов Е.Г. Колебания уровня Азово-Черноморского бассейна и миграции береговой линии в новозэксине и голоцене // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2005. № 2. С. 68–76.
- Моргунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М.: Наука, 1981. 244 с.
- Мысливец В.И. Геоморфология шельфа Северо-Западной области. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря // М.: Изд-во Московск. Ун-та, 1988. С. 165–175.
- Мысливец В.И. Опыт историко-генетической типизации шельфа северной части Черного моря / Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей // М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1989. С. 84 – 91.
- Невесский Е.Н. Литифицированные ракушечники и известковые пески // Тр. Института океанологии АН СССР. 1949. Т. 4.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене // Океанология. 1975. Т. XV. Вып. 5. С. 865–867.
- Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене: М.: Наука, 1988. 216 с.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 211 с.
- Subetto D.A. Black Sea level fluctuations during the Holocene recorded in salt lake sediments of Crimea // INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip. Odessa, Ukraine: 2011. P. 111–113.
- Yanko V. Geological and geomorphological factors and marine conditions of the Azov-Black Sea Basin and coastal characteristics as they determine prospecting for scaled prehistoric sites on the continental shelf // Quaternary Paleoenvironments. 2018. P. 431–478.

THE GEOMORPHOLOGY AND HISTORY FORMATION OF WESTERN SHELF OF CRIMEA

**Rimsky-Korsakov N.A.¹, Korotaev V.N.², Myslivets V.I.², Porotov A.V.²,
Pronin A.A.¹, Ivanov V.V.¹**

¹*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia,
e-mail: nrk@ocean.ru, proan@ocean.ru, nnaft@mail.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, GSP-1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia
e-mail: vvi06.56@mail.ru, vlaskor@mail.ru, myslivets@yandex.ru,
alexey-porotov@yandex.ru*

Submitted 15.08.2019, accepted 21.11.2019

The article considers results of geophysical and hydrographical working on The Western Shelf of Crimea peninsula (Evpatoriya-Balaklava). The questions of formation lithology of sedimentary layer, relief bottom and palaeogeographical reconstruction are regarding.

Keywords: shelf, acoustic profiling, geomorphological mapping, sedimentary layer, palaeogeomorphology

References

- Barkovskaya M.G.* Osadkoobrazovanie v priurezovoj polose, na shel'fe i kontinental'noj okraine besprilivnyh morej. Moscow: Shirshov Institute of Oceanology, 1997, 233 p.
- Borisenko L.S., Nikonov A.A., and Ostanin A.M.* Sejsmodislokacii v YUgo-Zapadnom Krymu (r-n Sevastopolya). *Doklady RAN*, 1995, Vol. 343, No. 6, pp. 58–60.
- Dzens-Litovskij A.I.* Peresypti i limany Azovo-Chernomorskogo poberezh'ya i Stepnogo Kryma. *Priroda*, 1938, No. 6, pp. 22–36.
- Geologiya shel'fa Ukrainy. Litologiya. Kiev: Naukova dumka, 1985, 187 p.
- Geologiya shel'fa Ukrainy. *Stratigrafiya*. Kiev: Naukova dumka, 1983, 199 p.
- Geologiya shel'fa Ukrainy. *Tverdye poleznye iskopaemye*. Kiev: Naukova dumka, 1984, 199 p.
- Geologiya shel'fa USSR. *Kerchenskij proliv*. Kiev: Naukova Dumka, 1981, 160 p.
- Geologiya shel'fa USSR. *Tektonika*. Kiev: Naukova dumka, 1987, 152 p.
- Goncharov V.P. and Neprochnov YU.P.* Geomorfologiya dna i voprosy tektoniki Chernogo moray. Morskaya geologiya (Doklady sovetskih geologov na XXI sessii Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa). Moskva: Izd-vo AN SSSR, 1960, pp. 94–103.
- Ivanov V.E.* Osobennosti osadkonakopleniya v ust'yah rek yugo-zapadnogo Kryma v pozdnem plejstocene i golocene. *Geologiya poleznyh iskopaemyh Mirovogo okeana*, 2014, No. 1(35), pp. 94–107.
- Konikov E.G.* Kolebaniya urovnya Azovo-Chernomorskogo bassejna i migracii beregovoj linii v novoehvksine i golocene. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana*, 2005, No. 2, pp. 68–76.
- Morgunov YU.G., Kalinin A.V., and Kalinin V.V.* Tektonika i istoriya razvitiya severo-zapadnogo shel'fa Chernogo morya. Moskva: Nauka, 1981, 244 p.
- Myslivec V.I.* Geomorfologiya shel'fa Severo-Zapadnoj oblasti. Istoriya geologicheskogo razvitiya kontinental'noj okrainy zapadnoj chasti Chernogo morya. Moscow: Lomonosov

- Moscow State University, 1988, pp. 165–175.
- Myslivec V.I.* Opyt istoriko-geneticheskoj tipizacii shel'fa severnoj chasti Chernogo moray. Geologiya kontinental'noj terrasy ukrainnyh i vnutrennih morej. Moscow: Lomonosov Moscow State University, 1989, pp. 84–91.
- Nevejskij E.N.* Litificirovannye rakushechniki i izvestkovye peski. *Tr. Instituta okeanologii AN SSSR*, 1949, Vol. 4.
- Nevejskij E.N.* Processy osadkoobrazovaniya v pribrezhnoj zone morya. Moscow: Nauka, 1967, 255 p.
- Shcherbakov F.A. and Kuprin P.N.* Osadkonakoplenie na kontinental'noj okraine Chernogo morya. Moscow: Nauka, 1978, 211 p.
- Shcherbakov F.A.* Materikovyje okrainy v pozdnem plejstocene i golocene. Moscow: Nauka, 1988, 216 p.
- Skiba S.I., Shcherbakov F.A., Kuprin P.N.* K paleogeografii Kerchensko-Tamanskogo rajona v pozdnem plejstocene i golocene. *Okeanologiya*, 1975, Vol. XV, Vol. 5, pp. 865–867.
- Subetto D.A.* Black Sea level fluctuations during the Holocene recorded in salt lake sediments of Crimea. INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip. Odessa, Ukraine, 2011, pp. 111–113.
- Yanko V.* Geological and geomorphological factors and marine conditions of the Azov-Black Sea Basin and coastal characteristics as they determine prospecting for scaled prehistoric sites on the continental shelf. *Quaternary Paleoenvironments*, 2018, pp. 431–478.
- Zenkovich V.P.* O profilyah podvodnogo sklona beregov Zapadnogo Kryma. *Tr. Instituta okeanologii (Dinamika i morfologiya morskikh beregov)*, 1958, Vol. XXVIII, pp. 93–99.
- Zenkovich V.P.* Berega Chernogo i Azovskogo morej. Moskva: Gosudarstvennoe izd-vo geograficheskoy literatury, 1958, 374 p.
- Zenkovich V.P.* Izuchenie dinamiki beregov Zapadnogo Kryma. *Voprosy geografii*, 1947, Vol. 3, pp. 205–206.
- Zenkovich V.P.* Morfologiya i dinamika sovetskih beregov Chernogo morya. Tom II (Severozapadnaya chast'). Moskva: Izd-vo AN SSSR, 1960, 215 p.
- Zenkovich V.P.* Stroenie berega zapadnogo Kryma u Evpatorii. *Voprosy geografii*, 1948, Vol. 7, pp. 179–186.