

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ИЗЫСКАНИЯ НА ВОСТОЧНОМ ШЕЛЬФЕ ПОЛУОСТРОВА КРЫМ (ФЕОДОСИЯ-КЕРЧЬ-АНАПА)

**В.В. Иванов¹, В.Н. Коротаев¹, В.И. Мысливец¹, А.В. Поротов¹,
А.А. Пронин², Н.А. Римский-Корсаков², Н.Ф.Тихонова²**

¹Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991, Россия
e-mail: vvi06.56@mail.ru, vlaskor@mail.ru, myslivets@yandex.ru, alexey-porotov@yandex.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: nrk@ocean.ru, proan@ocean.ru, nnaft@mail.ru
Статья поступила в редакцию 20.04.2018, одобрена к печати 26.04.2018

В статье рассматриваются вопросы применения современных методов экспедиционных исследований при проведении инженерных изысканий для изучения рельефа и донных отложений мелководных континентальных окраин – шельфов. Приводятся результаты геофизических и гидрографических работ на Восточном шельфе полуострова Крым.

Ключевые слова: шельф, акустическое профилирование, геоморфологическое картографирование

Введение

В 2017 г. Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Лаборатория гидролокации дна Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН начали исследования материковой отмели (шельфа) полуострова Крым. Согласно плану научно-исследовательских работ предполагается комплекс геофизических, океанографических, геоморфологических и геологических инженерных изысканий на природных полигонах Западного и Восточного участков шельфа Крыма. В 2017 г. были проведены морские работы на Керченском и Феодосийском полигонах Восточного шельфа, а также буровые работы на Камыш-Бурунской пересыпи в Керченском проливе. В экспедиции было задействовано НИС «Ашамба» Южного отделения Института океанологии РАН (рис. 1).

Краткий обзор изучения шельфа

Первые работы по геологическому строению шельфа Керченского полуострова связаны с именем Н. И. Андрусова, обработавшего буровой материал, полученный при инженерно-геологических изысканиях в связи с первым проектом моста через Керченский пролив. Эти данные позволили ему в 1926 г. (Андрусов, 1926) высказаться в пользу эрозионной гипотезы происхождения пролива. В конце 1930-х годов Черноморская экспедиция, проводившая комплексное изучение



Рис. 1. Научно-исследовательское судно Института океанологии РАН «Ашамба».

Черного моря, обобщила результаты в монографии А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова (Архангельский, Страхов, 1938).

В послевоенные десятилетия изучение шельфа проводилось по нескольким направлениям. Геофизические и тектонические исследования позволили выяснить природу континентальной террасы, выявить основные тектонические структуры, в том числе выраженные в рельефе, проследить связь структурных элементов суши и морского дна, установить мощность аккумулятивного тела к югу от Керченского пролива. В 1970-е годы проведена первая в СССР кондиционная съемка шельфа методом непрерывного сейсмоакустического профилирования. Были составлены карта дочетвертичных отложений, структурная карта поверхности коренных пород, карты мощности четвертичных отложений и палеогеоморфологическая карта. Керченско-Таманский шельф вошел в число наиболее изученных (Скиба и др., 1975; Тектоника, 1985). К основополагающим работам следует отнести монографии и статьи В.П. Зенковича (1958), Е.Н. Невесского (1967), П.В. Федорова (1963, 1978), Н.С. Благоволина (1960, 1962) [8–9, 16–18, 20, 26–27]. Вопросам формирования осадочного покрова посвящен ряд монографий (Барковская, 1977; Невесский, 1967; Осадконакопление, 1978), а основные события четвертичной истории шельфа Черного моря и его Керченско-Таманской части изложены в книге М.Н. Алексеева и его соавторов (Алексеев и др., 1986). Итоги геологического изучения шельфа северной части Черного моря, включая Керченско-Таманский шельф, были подведены в 1980-х годах в серии 5 монографий под общим названием «Геология шельфа СССР» (1981, 1983, 1984, 1985, 1987).

Наши исследования позволяют существенно дополнить сведения о литологическом строении Восточного шельфа и восстановить палеогеографические события в позднем голоцене.

Методика и технологии

В процессе работы при исследовании современного рельефа дна и геологического строения шельфа применены методы практической океанографии, гидроакустики и сейсмопрофилирования. В частности, использовался комплекс гидролокационной аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна (ЛГД) Института океанологии РАН (Бабич и др., 2014, 2015). Для геодезической привязки маршрутов эхолотных промеров, акустического зондирования и гидролокационной съемки, а также для проводки судна по запланированному маршруту применялся современный DGPS-приемник Sigma-G3T фирмы Javad, использующий данные спутниковых группировок GPS и ГЛОНАСС. Для площадной гидролокационной съемки с целью геоморфологического картирования поверхности дна использовался гидролокатор бокового обзора (ГБО) «СиФокс» с рабочей частотой 240 кГц, а также ГБО «YellowFin» (рис. 2) фирмы Imagenex с рабочими частотами 120, 300 и 600 кГц. Для зондирования верхней толщи рыхлых осадочных отложений использовался сейсмопрофилограф «АП-5-ИОРАН» с рабочей частотой 4.5 кГц (рис. 3).

Сбор, обработка и представление информации в реальном времени велась с помощью оригинальной компьютерной системы, работой которой управляет программа «ЭхоГраф» разработки ЛГД ИО РАН. Подготовка данных и приведение их к виду, удобному для обработки стандартными пакетами программ, осуществлялась с использованием оригинальной программы WINRASTR.



Рис. 2. Гидролокатор бокового обзора (ГБО) «YellowFin».



Рис. 3. Гидролокатор бокового обзора (ГБО) «СиФокс» и сейсмоакустический профилограф «АП-5-ИО РАН».

Грунтовые съемки с отбором поверхностного слоя наносов (5–10 см) производились синхронно с промером и автономно во время остановки судна при помощи грейферных пробоотборников. Геологические работы включали бурение скважин в береговой зоне аккумулятивных форм (пересыпей и кос), описание кернов и лабораторные аналитические исследования вещественного состава и возраста отложений.

Материалы

На Восточном шельфе Крыма от Феодосии до Керчи было выполнено 12 выходов в море на НИС «Ашамба». Общая длина галсов эхолотного промера составила 340 км, гидролокационной съемки – 242 км, сейсмоакустического профилирования – 192 км. Количество отобранных проб грунта – 15.

Результаты и обсуждение

Рельеф суши. Восточное окончание Крыма занимает Керченский полуостров, протягивающийся с севера на юг на 45 км и с запада на восток на 80 км. Рельеф поверхности северной и восточной частей полуострова представляет собой холмистую, структурно-денудационную возвышенную равнину на палеогеновых и неогеновых глинах, известняках и песчаниках с высотами до 150–189 м. Дочетвертичные отложения смяты в складки, денудированы и часто образуют холмистый рельеф. Холмы-антиклинали, как правило, группируются в цепи и вытянуты в широтном направлении. Наиболее отчетливо выражена гряда, разделяющая полуостров на северную и южную части – Парпачский гребень. Юго-западная часть полуострова – денудационная низменность с полого-волнистым рельефом на майкопских глинах, формировавшаяся в условиях очень слабых поднятий.

Берега полуострова в большинстве случаев представлены абразионными мысами и абразионно-аккумулятивными бухтами. Аккумулятивные берега – это, как правило, пересыпи или косы, отделяющие от моря лагуны и лиманы (районы Акташского, Чокракского, Тобечикского, Кояшского, Узунларского озер; аккумулятивный берег Феодосийского залива с озером Ачи и Камыш-Бурунская коса).

Характерная особенность Керченского и Таманского полуостровов – наличие грязевых вулканов, приуроченных к сводам антиклиналей, в том числе и на дне Керченского пролива. Оба полуострова с разделяющим их проливом образуют единую в тектоническом и структурно-геоморфологическом отношении Керченско-Таманскую область. Основная особенность Таманского полуострова – наличие большого числа лиманов, лагун и заливов, в результате чего площадь водной поверхности почти равна поверхности суши. Керченский полуостров, наоборот, несколько приподнят по сравнению с Таманским. Он поднимался как единый блок, ограниченный разломами, несмотря на различия во внутреннем строении. Его юго-западная часть сложена с поверхности майкопскими глинами, которые перекрывают восточную периклиналь Крымского горно-складчатого сооружения, находящуюся за пределами собственно Керченско-Таманского прогиба. На Керченском полуострове превышения холмистых антиклинальных гряд над днищами синклинальных долин достигают 100 м. Мощность верхнеплиоценовых и четвертичных отложений в синклиналях составляет 70–90 м. Таманский полуостров, представлявший собой архипелаг островов-антиклиналей, испытал поднятия меньшей амплитуды, а мощность отложений в синклиналях составляет не более 120–130 м (Геология шельфа СССР, 1987).

Рельеф дна шельфа. Северное побережье Керченского полуострова омывает Азовское море, в западной части которого сформирована крупная аккумулятивная форма – Арабатская стрелка, отделяющая лагуну Сиваш с плоским дном и глубинами 3–4 м. В Арабатском и Казантипском заливах глубины достигают 7–9 м, а дно преимущественно выравненное.

Перед входом в Керченский пролив со стороны Азовского моря глубины составляют 10–12 м, а в северной части пролива, вдоль судоходного канала – 6–7 м. В южной части пролив расширяется, а глубины увеличиваются до 15 м на широте мыса Тузла и до 20 м – на выходе из пролива в Черное море.

Шельф Черного моря к югу от Керченского полуострова на участке от Феодосии до Керчи и далее до Анапы – отмель и относительно выровненный. Изобата 50 м располагается на расстоянии 10–30 км от берега. В прибрежной зоне, особенно у мысов, рельеф шельфа становится неровным, местами с выступающими над водой денудационными останцами, например у горы Опук, и мелководными банками. По направлению к краю шельфа на глубинах 50–100 м рельеф дна становится сглаженным; иногда появляются пологие возвышения, вытянутые с юго-запада на северо-восток.

Ширина шельфа составляет: 1) На продолжении Феодосийского залива – 45 км, глубина на внешнем крае – 90–100 м; 2) У мыса Чауда ширина шельфа уменьшается до 25–30 км; глубина внешнего края – около 100 м; 3) Далее на восток шельф снова расширяется и к югу от Керченского пролива его ширина достигает 50 км, а глубина внешнего края от 90 до 135 м; 4) Южнее Таманского полуострова шельф опять сужается до 20 км; его бровка на глубинах 90–100 м выражена отчетливо и в нее врезан крупнейший в этой части Черного моря Кубанский подводный каньон.

Строение рельефа и литология Восточного шельфа Крыма тесно связаны с геологическим строением Керченского полуострова и западного окончания Кавказского хребта, где в зоне контакта платформенных и складчатых структур накопилась мощная толща плотных глин и рифовых известняков и развивается грязевой вулканизм. Характерной особенностью береговой линии побережья Восточного Крыма является ее чрезвычайная изрезанность, приводящая к формированию абразионно-аккумулятивных систем, ограниченных скалистыми мысами – непропусками для вдольбереговых потоков наносов и приуроченных к бухтам в устьях малых рек.

В пределах Восточного шельфа были сформированы береговая отмель (0–5 м) и подводная абразионно-аккумулятивная терраса на глубинах от 20 до 50 м, приуроченные ко времени длительного стояния уровня Черного моря в новоэвксинский и еникальский периоды голоценовой истории. За пределами шельфа хорошо выделяются материковый склон в пределах глубин 100–1500 м и ложе центральной котловины на глубинах более 1500 м. Из элементов подводного рельефа обнаружены реликтовые подводные долины Дона и Старой Кубани, подводные каньоны, каменистые бенчи и скальные выступы (банки) (рис. 4).

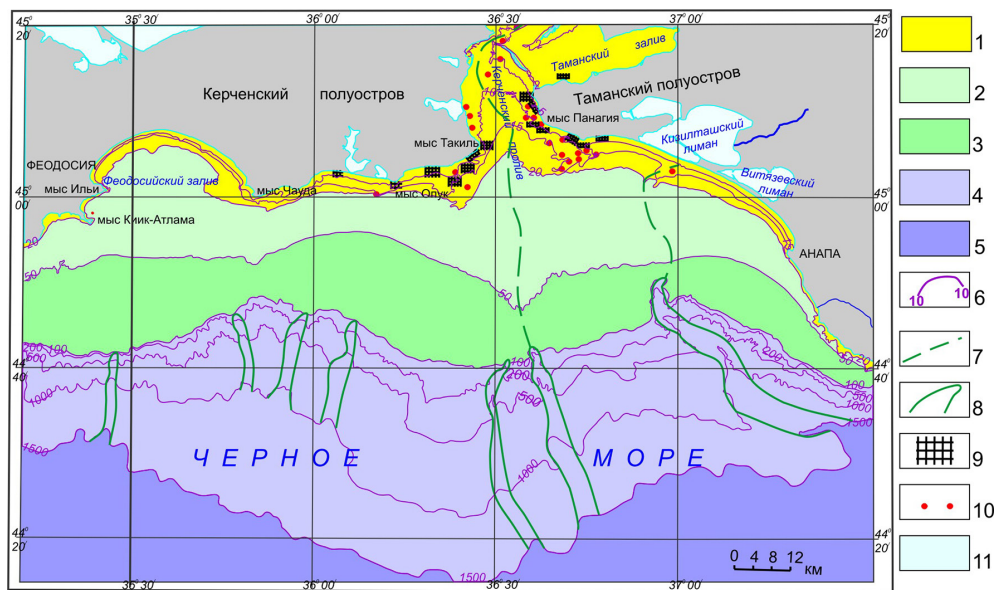


Рис. 4. Геоморфологическая карта-схема Восточного шельфа Крыма. 1 – береговая отмель (0–20 м), 2 – абразионно-аккумулятивная терраса (20–50 м), 3 – внешний шельф (50–100 м), 4 – материковый склон (100–1500 м), 5 – ложе центральной котловины (более 1500 м), 6 – изобаты (м), 7 – реликтовые подводные долины, 8 – подводные каньоны, 9 – каменистые бенчи, 10 – скальные выступы (банки), 11 – водные объекты.

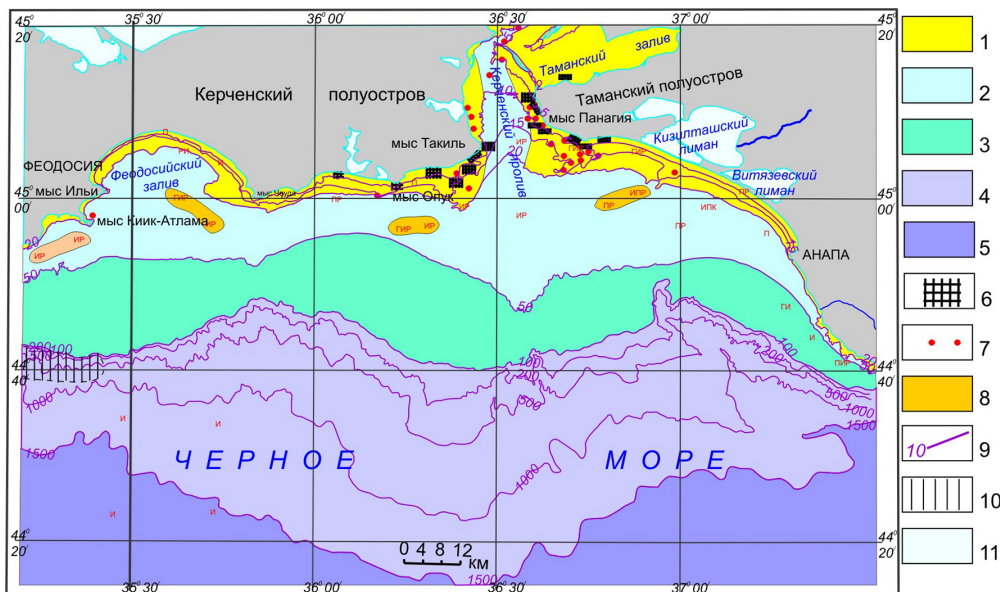


Рис. 5. Карта-схема донных грунтов Восточного шельфа Крыма. 1 – пески береговой отмели, 2 – мелко-алевритовые илы внутреннего шельфа, 3 – алеврито-пелито-мидиевые илы внешнего шельфа, 4 – пелито-фазеолиновые илы материкового склона, 5 – илы известковые ложа центральной котловины, 6 – каменистые бенчи, 7 – скальные выступы (банки), 8 – ракушняки, 9 – изобаты (м), 10 – ареал марганцево-железистых конкреций, 11 – водные объекты (по [Геология шельфа Украины, 1985] с добавлениями).

По данным анализа навигационных карт, опубликованных материалов (Зенкович, т. 1 – 1958; т. 2 – 1958; 1960) и отобранных проб донного грунта выделены несколько зон осадков: песчаная береговая отмель на глубинах 0–15 м, мидиевые

илы шельфа (15–100 м), фазеолиновые илы материкового склона (100–1500 м) и известковые илы центральной котловины (глубины более 1500 м) (рис. 5).

Результаты сейсмоакустических работ на полигонах. Феодосийский полигон. Система галсов в Феодосийском заливе включала пересечение его акватории от мыса Ильи к мысу Чауда, выполнение двух поперечных профилей из западной и восточной частей залива на открытый шельф и профиль вдоль берега от траверза мыса Ильи до участка южнее мыса Киик-Атлама. На подводном продолжении мыса Ильи зафиксирован выступ коренного шельфа с абрадированной поверхностью, прикрытой 2–3-метровым слоем осадков. Это говорит об отступании берега в районе мыса в результате абразии и выработанном характере шельфа этого участка. В основном рельеф дна Феодосийского залива выровненный; в восточной части появляются невысокие пологие волны длиной 250–300 м, а покров голоценовых осадков мощностью 5–15 м подстилается отражающим горизонтом, вероятно, приуроченным к поверхности перерыва в осадконакоплении. Нижележащая толща акустически прозрачна и не содержит отражающих горизонтов. В районе мыса Чауда голоценовые осадки практически исчезают, на поверхность дна на глубинах 9–10 м выходит абрадированный бенч; местами угадываются срезанные абразией наклонно залегающие слои коренных пород.

Исследование Феодосийского залива и шельфа показало повсеместное распространение голоценового покрова мощностью в среднем около 10 м. Лишь в самом заливе на глубинах около 20 м мощность достигает значений 20–30 м. В средней части шельфа, на глубинах около 50 м, отчетливо видна срезанная абразией антиклиналь с крыльями по обеим сторонам сводовой части; где абразионная поверхность перекрыта голоценовыми отложениями мощностью до 10 м. На глубинах 70–75 м на поверхности выровненного дна возвышается холм высотой около 15 м и диаметром в основании около 200 м. Холм лежит на продолжении описанной выше антиклинальной зоны. Напротив мыса Ильи видна абразионная поверхность, срезающая косо падающие слои коренных пород. Далее в сторону средней части шельфа дно подстилается осадочной толщей, состоящей из двух слоев мощностью по 3–3,5 м, ограниченных снизу четкой отражающей границей. Нижележащая часть профиля акустически прозрачна, отражающие границы в ней появляются лишь на глубинах шельфа 50–52 м. Они представляют собой отражения от наклонно залегающих, падающих к югу пластов пород, очень похожих на пласты, образующие крылья антиклинальных складок. Дальше, к глубинам 60 м, отражения пластов исчезают. На профиле вдоль побережья от мыса Ильи в сторону мыса Меганом выделяются абразионные бенчи напротив мысов Ильи и Киик-Атлама (рис. 6).

На внутреннем шельфе за пределами Феодосийского залива в рельефе внешней зоны шельфа между валообразными грядами прослеживаются долинообразные понижения. Ф.А. Щербаков и А.А. Чистяков (Щербаков, Чистяков, 1980) считают эти понижения проявлениями разветвленной долинной сети, выходящей из Феодосийского залива, не указывая, однако, продолжением какой реки эти долины являются.

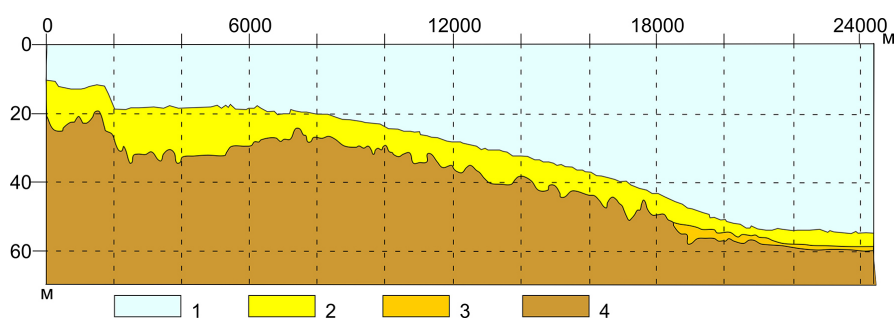


Рис. 6. Геолого-литологический разрез внутреннего шельфа на Феодосийском полигоне в районе мыса Чауда. 1 – водная толща, 2 – современные черноморские отложения, 3 – древнечерноморские отложения, 4 – коренные неогеновые породы (сарматские слои).

Керченский полигон. На этом полигоне выполнены три сейсмических профиля. Под покровом голоценовых осадков мощностью от 5 до 10 м протягивается абразионная поверхность, срезающая падающие на север пласты коренных пород. Юго-западнее мыса Тузла на глубине около 10 м обнаружен грязевой вулкан – холм относительной высотой до 8 м с плоской вершиной, в настоящее время неактивный. На участке от мыса Такиль до мыса Кыз-Аул зафиксированы пласты коренных пород, смятые в синклинальные и антиклинальные складки, срезанные абразионной поверхностью и перекрытые маломощным (2–5 м) чехлом голоценовых осадков. Мощность перекрывающих коренное основание морских, аллювиально-морских и континентальных отложений постепенно увеличивается к краю шельфа, достигая 100–130 м (Инженерная геология, 1992). Волнистый характер поверхности шельфа определяется присутствием валообразных поднятий, вытянутых с северо-востока на юго-запад и продолжающих антиклинальные гряды, развитые на прилегающей суше. Относительная высота поднятий 5–7 м. Рыхлые отложения, облекающие гряды, смягчают их очертания. Гряды разделены синклинальными понижениями, к некоторым из них приурочены погребенные и затопленные продолжения речных долин суши.

Выделяются три крупные системы таких гряд (Геология шельфа УССР, 1981). Первая состоит из двух прилегающих друг к другу кулисообразно расположенных гряд. Первая начинается у мыса Чауда и протягивается на юго-запад до глубин около 60 м. Вторая начинается на глубинах около 55 м западнее первой и продолжается до глубин 75 – 80 м, то есть почти до края шельфа. Нашими исследованиями с применением акустического профилографа установлено, что вершинные поверхности этих антиклинальных гряд срезаны абразией и перекрыты толщей рыхлых отложений мощностью от 10 до 20 м. Эти отложения состоят из верхней и нижней толщ, разделенных отчетливой отражающей границей (рис. 7).

Вторая система гряд прослеживается от мыса Такиль и банки Анисимова на юго-запад до глубин порядка 50–55 м. Возможно, с ее продолжением связаны небольшие выступы поверхности шельфа на глубине 60–80 м. Третья крупная система гряд находится к югу от Таманского полуострова и продолжает абразионную поверхность у мысов Панагия и Железный Рог на глубинах от 45–50 м до 65–70 м.

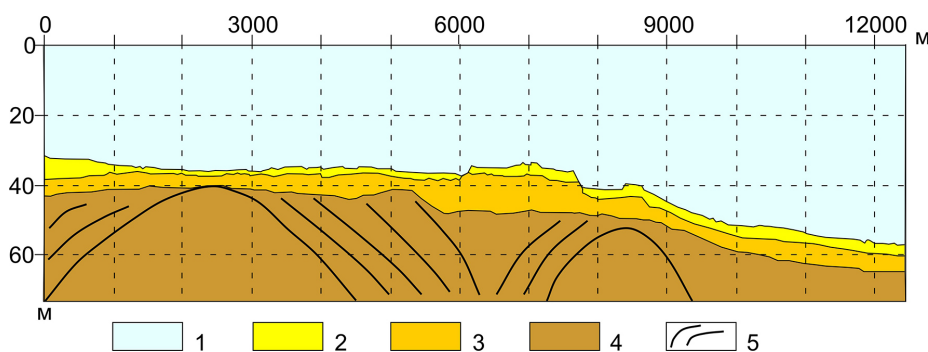


Рис. 7. Геолого-литологический разрез внутреннего шельфа на Керченском полигоне в районе мыса Кызыл-Аул. 1 – водная толща, 2 – современные черноморские отложения, 3 – древнечерноморские отложения, 4 – коренные неогеновые породы (сарматские слои), 5 – диапировая складчатость.

История формирования Восточного шельфа Крыма. Позднеплейстоцен-голоценовая история развития рельефа побережья Азово-Черноморского бассейна, несмотря на общие природные факторы (глобальные климатические ритмы, колебания уровня моря и т.п.), характеризуется региональным своеобразием, обуславливающим особенности изменений относительного уровня моря и эволюции рельефа береговой зоны. В связи с этим одним из направлений исследований шельфа является детализация палеогеографических рубежей в голоценовой истории Керченского пролива, их хронологическая привязка и корреляция с этапами развития Черного и Азовского морей в позднем плейстоцене и голоцене. В рамках этого направления было проведено бурение серии неглубоких (до 10–15 м) скважин в районе Тобечикского озера, Камыш-Бурунского залива, реликтовых лиманов в Керченской бухте и Яныш-Кале. Изучение скважинного материала включало литолого-фациальный и биостратиграфический анализы, а также радиоуглеродное датирование раковинного материала (18 определений), позволивших получить новые данные по литолого-фациальному строению и геохронологии прибрежных отложений ряда современных и реликтовых заливов-лиманов, на основе которых проведена реконструкция их развития за последние 6 тыс. лет.

Тобечикский лиман представляет собой один из наиболее крупных внутренних водоемов побережья Керченского пролива. Его акватория разделена двумя перемычками на три сообщающихся между собой водоема. От моря лиман отделен узкой песчаной пересыпью протяженностью около 1 км. Занимаемая лиманом акватория вытянута в широтном направлении и ориентирована вкрест простирания основных тектонических структур юго-восточного блока Керченского полуострова (Геология шельфа УССР, 1981). В структурном отношении лиман представляет собой многоступенчатый грабен, наложенный на ряд складчатых структур. Изучение строения прибрежных отложений, вскрытых бурением на пересыпи, показало, что в основании разреза залегает толща коричневатых-серых суглинков с включением раковинного детрита и линзами разнотерристых ракушечных песков. Мощность толщи превышает 7 м, а ее кровля залегает на отметках –14 м абс.

Выше по разрезу залегают темно-серые глинистые илы с прослоями песчано-детритового материала мощностью до 9 м. Завершают разрез разнотекстурированные раковинные пески серо-коричневого цвета мощностью около 5 м, составляющие современную пересыпь. Вскрытая в основании разреза толща песчаных суглинков на основании сопоставления с литологическими комплексами верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Керченского пролива могут быть предположительно соотнесены с лиманно-аллювиальными фациями новозвксинского времени. Залегающая выше илистая толща, приуроченная к интервалу глубин 4,5–14 м, относится к этапу ингрессии моря в низовья лимана в среднем голоцене. Верхний возрастной рубеж этого этапа на основании радиоуглеродного датирования оценивается 4,5–4,3 тыс. лет. На основании глубин залегания и положения в разрезе прибрежных отложений формирование этой толщи можно коррелировать с залегающей в прибрежной зоне на глубинах 10–15 м древней генерацией Тобчикской пересыпи, установленной в ходе геологических исследований на прилежащем участке прибрежного шельфа, которая прослеживается по всему контуру Керченского пролива (Архангельский, Страхов, 1938).

Чурбашский лиман располагался в низовьях долины р. Чурбашки. В ходе последовательного выполнения палеозалива в приустьевой части долины на его месте сформировалась низкая морская терраса шириной до 2,5 км, образованная серией древних береговых валов. Наиболее молодой генерацией валов является современная Камыш-Бурунская коса. Согласно результатам исследований, этот участок побережья характеризуется сложным геологическим строением. В районе Чурбашской долины сочленяются две разнонаправленные системы структур Керченского полуострова широтного и северо-восточного простирания. Низовья долины, занимаемые лиманом, представляют собой многоступенчатый грабен, заложенный по южному крылу Камыш-Бурунской и северному крылу Эльтиген-Ортельской мульды. В ее пределах установлены три субширотных разрывных нарушения, которые оконтуривают два тектонических блока, опущенных по отношению к южному борту долины. Подобная раздробленность структурного плана находит свое отражение как в распределении мощностей четвертичных отложений, так и в дифференцированных темпах неотектонических движений.

Результаты изучения строения составляющих Камыш-Бурунскую террасу прибрежных отложений показали, что в основании вскрытого разреза на отметках –8 ÷ –12 м абс. залегает линза слоистых илов. Радиоуглеродное датирование раковинного материала из верхней части линзы илов показало, что их возраст составляет около 4,4–4,8 тыс. лет (по ^{14}C возраст 4510 ± 80). С мористой стороны на этих глубинах по материалам сейсмоакустического профилирования обнаружена серия древних береговых валов, которые вместе с прилежащей со стороны берега линзой погребенных илов образуют единый литолого-фациальный комплекс древней береговой линии, обнаруженной ранее на различных участках побережья Керченского пролива.

Выше по разрезу залегает слой мелкозернистых хорошо сортированных серых песков с редкими раковинами, мощность которых возрастает от 2–3 м во вну-

тренней, прилежащей к коренному берегу, части аккумулятивной террасы до 4–5 м в ее внешней приморской части. Вблизи внутреннего коренного борта палеолимана бурением вскрыта линза раковинных песков, мощностью до 0,5 м, залегающая на отметках $-4 \div -3,5$ м абс., которую можно рассматривать как фации древней береговой линии палеолимана, радиоуглеродный возраст которой по раковинному материалу составил 2350 ± 80 лет. Кровля песчаного слоя залегает на абс. отметках $-3 \div -5$ м ниже уровня моря и относительно выдержана по всей площади палеозалива.

Подъем уровня моря за последние 1,5 тыс. лет сопровождался размывом мористой части косы и общим смещением ее в сторону суши. Материал от размыва древней косы поступал на формирование ранних генераций косы, выполняющих внутренние участки палеозалива. Подобная схема развития прибрежной территории Камыш-Бурунской бухты подтверждается результатами литолого-фациального и геохронологического изучения толщи прибрежных отложений. Верхняя часть разреза прибрежно-морской террасы образована толщей разнородных детритовых песков коричневого цвета, содержащих хорошо окатанный раковинный материал. Общая мощность приповерхностного слоя составляет 4–5 м. Раковинный материал представлен редкими целыми окатанными раковинами и переотложенным раковинным детритом.

Прибрежная территория Керченской бухты занята обширной низменностью, разделенной массивом г. Митридат на северную (или собственно Керченскую) и южную, представлявшие еще в первой половине XIX века заболоченные пойменные равнины, дренируемые рядом мелких рек. Низовья рек представляли собой мелководные озера-лиманы, отгороженные от моря песчаными пересыпями. Речные долины были заложены по широтным разрывным нарушениям, проходящим по южному крылу Керченской бухты, образующих структуру проседания.

Результаты бурения в прибрежной полосе Керченской бухты, дополненные опубликованными данными, показывают, что в основании разреза четвертичных отложений на размытой поверхности меотических глин залегает плотные зеленовато-темно-серые глины с примесью раковинного детрита мощностью до 10 м, условно относимые к карангатской трансгрессии. Их перекрывает илистая толща мощностью 13–15 м среднего голоцена. Илистые отложения глубоко проникают на территорию приморской низменности по долинам мелких рек, маркируя границы ингрессионных лиманов. Абсолютные отметки кровли илов достигают современного уровня моря, что косвенно свидетельствует о том, что в среднем голоцене (3,5–5 тыс. л.н.) уровень моря достигал современного положения или несколько превышал его. Об этом также свидетельствуют высотные отметки фаций древних береговых валов, вскрытых бурением в тыловой части приморской низменности на отметках до +1,5 м выше современного уровня моря.

Трансгрессивный комплекс отложений среднего голоцена на большей территории приморской низменности перекрывается мощным (до 4 м) культурным слоем античного и средневекового времени, изученным достаточного фрагментарно. Следует отметить находки строительных остатков в полосе прибрежного мелководья, что косвенно свидетельствует о более низком положении уровня моря в античный период.

Еникальский палеолиман занимает обширный участок прибрежной заболоченной низины, располагающейся на северо-восточной окраине Керченского полуострова между мысами Еникале и Опасное. Мысы сложены относительно прочными известняками, тогда как береговой участок между ними – рыхлыми четвертичными породами, представленными преимущественно суглинками, глинами и песчаниками. В ходе эволюции рельефа побережья в условиях новочерноморской трансгрессии более активное разрушение рыхлых пород на участке, ограниченном с севера и юга мысами, предопределило возникновение естественной вогнутости контура береговой линии, которая во время новочерноморской трансгрессии превратилась в мелководный открытый залив. Дальнейшее развитие этого участка побережья проходило под влиянием малоамплитудных изменений уровня моря и абразионно-аккумулятивной перестройки контура береговой линии, сопровождавшейся общим выравниванием ее очертаний.

Изучение строения прибрежных отложений, вскрытых бурением в пределах заболоченной низины, показало, что в основании разреза на размытой поверхности сарматских глин залегает слой серых алевроитовых песков мощностью 1,5–2 м. Глубины залегания подошвы песчаного слоя изменяются по мере удаления от моря, постепенно уменьшаясь от 10–11 м вблизи современного уреза до 5,5–6 м во внутренних частях прибрежной низины, и его можно определить как фацию мелководного полуизолированного залива, возникшего в ходе затопления морем Еникальского палеозалива в среднем голоцене. Строение перекрывающей его толщи меняется от внешней к внутренней части палеолимана. В прибрежной полосе заболоченной низины алевроитовые пески перекрываются более грубозернистой песчаной толщей с гравием и галькой мощностью до 8–9 м. В пределах ее внутренней части в средней части разреза залегает линза опесчаненных слоистых илов темно-серого цвета мощностью 1,5–2,5 м. Во внешней части заболоченной низины наблюдается постепенное уменьшение глубин залегания линзы илов от 9–10 м до 5–3 м. Поверхностный слой мощностью 3–4 м во внешней низине представлен разнотонными песками с прослоями гравия и гальки, а во внутренней – более тонкими песчаными отложениями с прослоями суглинков с линзами растительных остатков.

Таким образом, строение прибрежных отложений характеризует различные стадии эволюции мелководного залива в ходе развития трансгрессии Черного моря во второй половине голоцена. В ходе затопления морем эрозионно-тектонической депрессии при положении относительного уровня моря на 10–12 м ниже современного, возник мелководный залив, который постепенно отчленялся от моря пересыпью-косой. Историко-археологические материалы по античному городу Порфмию (VI в. до н.э. – I в. н.э.) позволяют считать, что он был расположен на коренном берегу Еникальского палеолимана и, возможно, являлся местом одной из переправ через Керченский пролив в античное время. Эволюция этой мелководной акватории в последующий период определялась как дальнейшим повышением уровня моря, так и разрастанием блокирующей песчаной косы, что привело к полной изоляции палеозалива-лимана, его постепенному зарастанию и превращению в болотистую

низину. Свидетельством этого являются также изображения этой территории на гидрографических картах конца XIX в.

Палеогеографическое развитие шельфа Черного моря, примыкающего к территории восточного Крыма (Керченско-Таманской зоне) в позднем плейстоцене–голоцене обуславливалось, прежде всего, изменением уровня Черного моря за последние 18–20 тыс. лет, а также неотектоническими движениями отдельных участков прибрежных блоков суши и шельфа, которые определили фрагментарность и прерывистость в распространении одновозрастных четвертичных отложений исследуемой территории.

Согласно опубликованным в последнее десятилетие данным по строению и геохронологии позднеплейстоценовых отложений северо-западного шельфа Черного моря, между 16 и 13 тыс. л.н. происходил быстрый подъем уровня моря с отметок около –140 м до –50 м, а в дальнейшем продолжился плавный подъем до отметок – 20 м ниже современного около 11 тыс. л.н. (Yanko-Homban et al, 2007). Пик новоэвксинской трансгрессии связывается со сбросом вод по «Манычскому проливу» из бассейна Каспийского моря. 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 (рис. 8).

Развитие голоценовой трансгрессии Черного моря подразделяется на два этапа: трансгрессивный, характеризующийся ускоренным темпом подъема уровня и охватывающий возрастной интервал с 9,5 до 6 тыс. л.н., и последовавший за этим этап максимума трансгрессии, в ходе которого произошло замедление темпов подъема уровня при приближении его современному положению. Подобный ход изменения уровня Черного моря определил основные рубежи в развитии рельефа прибрежно-шельфовой зоны в ходе последовательной смены трансгрессивно-регрессивных этапов: глубокой регрессии в ранне-новоэвксинское время, трансгрессивная фаза в средне-новоэвксинское, последующая кратковременная поздне-новоэвксинская регрессия и последняя трансгрессивная фаза в голоцене.

Подъем уровня моря в голоцене носил неравномерный характер (Невесский, 1967), связанный с наложением на общий ускоренно-замедленный ход трансгрессии эвстатических циклов длительностью в несколько тысяч лет (рис. 8). В ходе голоценовой трансгрессии Черного моря выделяются пять фаз ускоренного подъема уровня (бугазский, витязевский, каламитский, джеметинский и нимфейский), разделенных короткими фазами стабилизации или незначительного понижения уровня моря. При этом амплитуды промежуточных регрессий, по всей вероятности, были неглубоки и не превышали первых метров (Невесский, 1967).

Наряду со сложным уровенным режимом Черноморского бассейна в позднем плейстоцене–голоцене на развитие Керченского пролива в ходе голоценовой трансгрессии большое влияние оказали особенности доголоценового рельефа (наличие порогов), которые определяли сужение палеодолины Дона и, как следствие, разделение палеодолины палео-Дона на ряд бассейнов, характеризовавшихся раз-



Рис. 8 . Изменения уровня Черного моря в голоцене по (Бабич и др., 2014). Стадии: 1 – новозвксинская, 2 – бугазская, 3 – витязевская, 4 – каламитская, 5 – джеметинская, 6 – фанагорийская, 7 – нимфейская.

личным седиментационным развитием, особенно на ранней стадии голоценовой трансгрессии.

В частности, в центральной части Керченского пролива на траверзе м. Тузла – м. Камыш-Бурун пролив был перегорожен сложными субширотными порогами, которые хорошо фиксируются по изолинии –50 м. Выше отмечалось, что в пределах южной окраины Керченского пролива устанавливается еще один прорванный палео-Доном порог, определяющий отклонение палеорула реки к западу, а на прилегающей к проливу с юга части шельфа Черного моря выделяются несколько поверхностей выравнивания на отметках –10, –20, –50 м, а особенно отчетливо на отметке –60 м, установленных как на таманском, так и на керченском подводных склонах и непосредственно в акватории к югу от пролива. Таким образом, палео-Дон как бы спускается к Черному морю по субширотным ступеням, прорывая поперечные поднятия.

Влияние палеотопографии прослеживается на протяжении всей голоценовой истории развития акватории пролива, но в данном случае следует отметить, что на рубеже новочерноморского этапа (максимума трансгрессии), охватывавшего последние 6 тыс. лет, очертания пролива напоминают собой узкую и глубокую долину, которая несколько расширяется в районе черноморского взморья пролива и на широте Таманского залива (Шнюков, 1979). В южной части пролива по трассе современного фарватера древняя долина настолько сужается и углубляется, что приобретает очертания каньона. Существование отмеченного выше поднятия коренного рельефа в центральной части пролива создавало условия для возникновения прерывистой барьерной формы, отчленявшей низовья ряда долин, открывающихся в пролив с западного борта пролива (Тобечик, Черубаш и др.), а также определявших отличия в седиментационном развитии северной половины пролива от южной. На раннем этапе позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития, вслед за новозвксинской трансгрессией, пролив прошел через пресноводную и пресноводно-лиманную стадии, которые постепенно сменились лиманной в ходе голоценой трансгрессии моря. В ходе дальнейшего повышения уровня особенно

сти топографии и формирование поперечного барьера определили преобладание в южной половине пролива условий открытого морского залива, а в северной, приазовской – полуизолированного лимана. Фрагменты одной из древних генераций этого палеобарьера – аналога современной косы Тузла – были установлены в ходе наших сейсмоакустических исследований (Поротов и др., 2014) на участке пролива, прилежащем к югу от косы Тузла. Подобная дифференциация в фациальных условиях осадконакопления нашла свое непосредственное отражение в распределении мощностей и особенностях состава голоценовых отложений, охарактеризованных в работах (Геология, 1981; Скиба и др., 1975; Шнюков и др., 1979).

Выводы

1. Материалы акустического профилирования и анализ буровых скважин на побережье Керченского пролива позволили выделить в строении осадочной толщи прибрежной части пролива следы по крайней мере трех древних береговых линий, маркирующих положение уровня в различные стадии голоценовой трансгрессии Черного моря. Установлено, что повышение уровня моря за последние 1,5 тыс. лет сопровождалось размывом береговых абразионно-аккумулятивных форм и общим смещением их в сторону суши. Подобная схема развития прибрежной территории подтверждается результатами литолого-фациального и геохронологического изучения толщи прибрежных отложений Камыш-Бурунской бухты.

2. Камыш-Бурунская коса является полигенетической формой, прошедшей сложную эволюцию. Ее зарождение относится к середине III тысячелетия до н.э. при положении уровня моря на 6–9 м ниже современного. Древний береговой барьер, существовавший в этот период, являлся частью барьерной системы, отчленившей внутреннюю часть Керченского пролива. В ходе развития трансгрессии эта барьерная форма распалась на ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований, одним из которых является Героевская терраса и Камыш-Бурунская коса. Рельеф прибрежной суши Камыш-Бурунского залива представляет собой серию древних генераций Камыш-Бурунской косы, формировавшихся в ходе последовательного выполнения палеозалива на месте устьевой зоны Чурбашского лимана. В ходе последней трансгрессивной фазы, охватывающей последние 1,5 тыс. лет, подъем уровня моря составил около 3,5–4 м и сопровождался активным размывом Героевской террасы и аккумуляцией на участке Камыш-Бурунской косы. Средняя величина выдвигания береговой линии косы составила около 2–2,5 км. Современная Камыш-Бурунская коса представляет собой наиболее молодую генерацию береговых валов, продолжающих естественную стадию развития береговой зоны.

3. Результаты исследования строения прибрежных отложений на восточном побережье Керченского пролива (побережье Керченской бухты, пересыпь оз. Тобечик, Героевская терраса и прилежащая к ней Камыш-Бурунская коса и др.) позволяют провести предварительную реконструкцию изменений уровня моря и развития береговых аккумулятивных форм. Полученные данные по геохронологии наибо-

лее древних генераций береговых валов показали, что уровень моря в ходе ново-черноморской трансгрессии впервые приблизился к его современному положению около 5–4,5 тыс. л.н. Радиоуглеродный возраст наиболее древних генераций береговых валов в тыловых частях примкнувших террас в вершинах бухт составляет 3,5–4 тыс. л.н. В частности, в строении Героевской террасы, расположенной южнее м. Камыш-Бурун, прибрежно-морские фации с возрастом 3,7–4,2 тыс. лет залегают на абсолютных высотах $\pm 0,5$ м относительно современного уровня моря. В вершине Керченской бухты они вскрыты бурением на отметках +0,5–1 м выше современного уровня моря. Ряд пересыпей-кос (оз. Тобечик, Камыш-Бурунская палеокоса и др.), отгораживавших палеолиманы в эту фазу трансгрессии, располагались мористее и позднее оказались частично размыты и перекрыты более молодыми отложениями.

4. Комплекс археологических и геоморфологических данных показывает, что в интервале 1,5–2,7 тыс. л.н. происходило понижения относительного уровня моря на величину 3,5–4 м. Береговые валы этого возраста вскрыты в ходе наших исследований в вершине древнего залива, существовавшего на месте современной аккумулятивной террасы в вершине Камыш-Бурунского залива. Обширная территория к востоку от древней береговой линии была занята мелководным заливом, частично отгороженным от открытой акватории пролива древней Камыш-Бурунской косой. Результаты литолого-стратиграфического и геохронологического анализа показали, что фациальные условия палеозалива на месте южной половины Камыш-Бурунского залива существовали, по крайней мере, с начала I тысячелетия до н.э. до середины I тыс. н.э. и, вполне возможно, даже до конца X в. н.э. Повышение уровня моря за последние 1,5 тыс. лет сопровождалось размывом Героевской террасы и древней генерации палеокосы. Материал от размыва древней косы поступал на формирование серии генераций береговых валов, последовательно выполняющих внутренние участки палеозалива, что, в конечном итоге, привело к выравниванию контура береговой линии. Современная Камыш-Бурунская коса представляет собой наиболее молодую генерацию береговых валов, возраст которых не превышает 300–500 лет.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема №0149-2018-0010) при частичной поддержке РФФИ (проект РГО-а №17-05-41041)

Литература

- Алексеев М.Н., Чистяков А.А., Щербаков Ф.А. Четвертичная геология материковых окраин. – М.: Недра, 1986. – 243 с.
- Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива. // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. – 1926. – Т. 4. – № 3-4. – С. 294–332.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – 226 с.
- Бабич Д.Б., Иванов В.В., Кортаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Инженерные изыскания при исследовании русловых процессов в целях улучшения судоходных условий на Нижней Волге // Инженерные изыскания. – 2014. – № 2. – С. 35–41.
- Бабич Д.Б., Иванов В.В., Кортаев В.Н., Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А.

- Гидрографические, геофизические и русловые методы исследований при изысканиях для улучшения судоходных условий в морских каналах [на примере Волго-Каспийского морского судоходного канала] // Инженерные изыскания. – 2015. – № 2. – С. 38–51.
- Балабанов И.П.* Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. – М.-Владивосток: Дальнаука, 2009. – 352 с.
- 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.
- Благоволин Н.С.* Происхождение и история развития Керченского пролива // Изв. АН СССР. – 1960. – № 2. – 1960. – С. 105–109. – (Серия геоморфологическая).
- Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 192 с.
- Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. – М.: Наука, 1971. – 74 с.
- Зенкович В.П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. – Том I. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – 187 с.
- Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. – М.: Государственное изд-во географической литературы, 1958. – 374 с.
- Зенкович В.П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. – Том II: Северо-западная часть. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 215 с.
- Инженерная геология шельфа и побережья Черного моря. – М.: Наука, 1992. – 117 с.
- Керченский пролив // Геология шельфа УССР. – Киев: Наукова думка, 1981. – 160 с.
- Стратиграфия // Геология шельфа УССР. – Киев: Наукова думка, 1983. – 199 с.
- Литология // Геология шельфа УССР. – Киев: Наукова думка, 1985. – 187 с.
- Невеский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. – М.: Наука, 1967. – 255 с.
- Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. – М.: Наука, 1978. – 212 с.
- Поротов А.В., Мысливец В.И., Гайнанов В.И., Зинько В.Н., Зверев А.С.* Развитие рельефа побережья Керченского пролива в районе м. Камыш-Бурун в позднем голоцене [по данным геoarхеологических и сейсмоакустических исследований] / *А.В. Поротов*, // Вестн. Моск. ун-та. – 2014. – № 2. – С. 41–48. – (Сер. 5: География).
- 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.
- Твердые полезные ископаемые // Геология шельфа Украины. – Киев: Наукова думка, 1984. – 199 с.
- Тектоника // Геология шельфа УССР. – Киев: Наукова думка, 1987. – 152 с.
- Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. – М.: Недра, 1985. – 215 с.
- Тектоника Северного Причерноморья. – Киев: Наукова думка, 1988. – 164 с.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. // Труды ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1963. – Т. 88. – 157 с.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 165 с.
- Шнюков Е.Ф., В.М. Аленкин, А.В. Григорьев* Геологическая история Керченского пролива в позднечетвертичное время // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних 669 морей. – М.: Наука, 1979. – С. 161–173.

- Щербаков Ф.А., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая характеристика шельфа Керченского и Таманского полуостровов. // Геоморфология. – 1980. – № 2. – С. 80–85.
- Yanko-Hombah V., Gilbert A., Dolukhanov P. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological evidence // *Quaternary International*. – 2007. – Vol. 167–168. – P. 91–113.

GEOPHYSICAL AND HYDROGRAPHICAL SURVEYS AT THE EASTERN SHELF OF THE CRIMEA PENINSULA (FEODOSIYA-KERCH-ANAPA)

V.V. Ivanov¹, V.N. Korotaev¹, V.I. Myslivets¹, A.V. Porotov¹, A.A. Pronin²,
N.A. Rimsky-Korsakov², N.F. Tikhonova²

¹Lomonosov 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

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: nrk@ocean.ru, proan@ocean.ru,
nnaft@mail.ru

Submitted 20.04.2018, accepted 26.04.2018

The article considers questions of using modern expeditionary methods of engineering surveys for studying of relief and bottom sediments of shallow continental outlaying – shelves. The results of geophysical and hydrographical working on The East Shelf of Crimea peninsula.

Keywords: sea shelf, acoustic profiling, geomorphological mapping

References

- Alekseev M.N., Chistjakov A.A., and Shherbakov F.A. Chetvertichnaja geologija materikovykh okrain (Quaternary geology of continental borders). Moskva: Nedra, 1986, 243 p.
- Andrusov N.I. Geologicheskoe stroenie i istorija Kerchenskogo proliva (Geological structure and history of Kerch strait). *Bjull. MOIP. Otd. Geologii*, 1926, Vol. 4, No 3-4, pp. 294–332.
- Arhangel'skij A.D. and Strahov N.M. Geologicheskoe stroenie i istorija razvitija Chernogo morja (Geological structure and history development of the Black Sea). Moskva-Leningrad: Izdatelstvo AN SSSR, 1938, 226 p.
- Babich D.B., Ivanov V.V., Korotaev V.N., and Rimskij-Korsakov N.A. Inzhenernye izyskanija pri issledovanii ruslovykh processov v celjah uluchsheniya sudohodnykh uslovij na Nizhnej Volge (Engineering surveys in the research of channel processes for the improvement of navigable conditions of the Lower Volga River). *Inzhenernye izyskanija*, 2014, No. 2, pp. 35–41.
- Babich D.B., Ivanov V.V., Korotaev V.N., Pronin A.A., and Rimskij-Korsakov N.A. Gidrograficheskie, geofizicheskie i ruslovyje metody issledovanij pri izyskanijah dlja uluchsheniya sudohodnykh uslovij v morskikh kanalakh (na primere Volgo-Kaspijskogo morskogo sudohodnogo kanala) (Hydrographical, geophysical and channel research methods of engineering surveys for the improvement of navigability in seaway canals (by

- the example of the Volga Caspian seaway canal). *Inzhenernye izyskanija*, 2015, No. 2, pp. 38–51.
- Balabanov I.P.* Paleogeograficheskie predposylki formirovaniya sovremennyh prirodnyh uslovij i dolgosrochnyj prognoz razvitija golocenovyh terras Chernomorskogo poberezh'ja Kavkaza (Palaeogeographycal pre-requistites of formation recent nature conditions and long term prognosis of developmnt of Holocene terraces of Black Sea coastal of Caucasus). Vladivostok: Dal'nauka, 2009, 352 p.
- Barkovskaja M.G.* Osadkoobrazovanie v priurezovoj polose, na shel'fe i kontinental'noj okraine besprilivnyh morej (Sedimentation in shoreline, shelf and continental borders of tideless sea). Moskva: Izdatelstvo Instituta okeanologii im. P.P. Shirshova, 1997, 233 p.
- Blagovolin N.S.* Proishozhdenie i istorija razvitija Kerchenskogo proliva (Origin and history of development of Kerch strait). *Izv. AN SSSR, serija geomorfologicheskaja*, 1960, No. 1960, pp. 105–109.
- Blagovolin N.S.* Geomorfologija Kerchensko-Tamanskoj oblasti (Geomorphology of Kerch-Taman region). Moskva: Izdatelstvo AN SSSR, 1962, 192 p.
- Fedorov P.V.* Stratigrafija chetvertichnyh otlozhenij Krymsko-Kavkazskogo poberezh'ja I nekotorye voprosy geologicheskoi istorii Chernogo morja (Stratigraphy of Quarternary sediments of Crimea-Caucasus Coast and some questions of geological history of Black Sea). *Trudy GIN AN SSSR*, Vol. 88, Moskva: Nauka, 1963, 157 p.
- Fedorov P.V.* Plejstocen Ponto-Kaspija (Pleistocene of Ponto-Caspian). Moskva: Nauka, 1978, 165 p.
- Geologicheskoe stroenie shel'fov Kaspijskogo, Azovskogo i Chernogo morej v svjazi s ih neftegazonosnost'ju (Geological structure of shelves Caspian, Azov and Black Seas in connexion of their oil-gas-bearing). Moskva: Nauka, 1971, 74 p.
- Geologija shel'fa USSR, Kerchenskij proliv (Geology of shelf of UkSSR. Kerch strait). Kiev: Naukova dumka, 1981, 160 p.
- Geologija shel'fa Ukrainy, Stratigrafija (Geology of shelf of UkSSR. Stratigraphy). Kiev: Naukova dumka, 1983, 199 p.
- Geologija shel'fa Ukrainy, Tverdye poleznye iskopaemye (Geology of shelf of UkSSR, Hard useful mineral). Kiev: Naukova dumka, 1984, 199 p.
- Geologija shel'fa Ukrainy, Litologija (Geology of shelf of UkSSR. Lithology). Kiev: Naukova dumka, 1985, 187 p.
- Geologija shel'fa USSR, Tektonika (Geology of shelf of UkSSR. Tectonic). Kiev: Naukova dumka, 1987, 152 p.
- Inzhenernaja geologija shel'fa i poberezh'ja Chernogo morja (Engineering geology of shelf and coast of Black Sea). Moskva: Nauka, 1992, 117 p.
- Nevesskij E.N.* Processy osadkoobrazovanija v pribrezhnoj zone morja (Processes sedimentation in coastal zone of sea). Moskva: Nauka, 1967, 255 p.
- Osadkonakoplenie na kontinental'noj okraine Chernogo morja (Sedimentation on continental borders of Black Sea). Moskva: Nauka, 1978, 212 p.
- Porotov A.V., Myslivec V.I., Gajnanov V.I., Zin'ko V.N., and Zverev A.S.* Razvitie rel'efa poberezh'ja Kerchenskogo proliva v rajone m. Kamysh-Burun v pozdnem golocene (podannyh geoarheologicheskikh i sejsmoakusticheskikh issledovanij) (Development relief of coast of Kerch strait in region Cape Kamysh-Burun in Late Holocene (by data geoarheological and seismoacoustical research)). *Vestnik Moskovskogo Universiteta*, 2014, Ser. 5, Geografija, No. 2, pp. 41–48.
- Tektonika mezokajnozojskikh otlozhenij Chernomorskoj vpadiny (Tectonic of Mezokainozoic sediments of Chernomorsky depression). Moskva: Nedra, 1985, 215 p.

- Tektonika Severnogo Prichernomor'ja (Tectonic of Northern Prichernomorya). Kiev: Naukova dumka, 1988, 164 p.
- Shnjukov E.F., Alenkin V.M., and Grigor'ev A.V. Geologicheskaja istorija Kerchenskogo proliva v pozdnechetvertichnoe vremja (Geological history of Kerch strait in Late Quarternary time). Pozdnechetvertichnaja istorija i sedimentogenez okrainnyh i vnutrennih morej. Moskva: Nauka, 1979, pp. 161–173.
- Shherbakov F.A. and Chistjakov A.A. Strukturno-geomorfologicheskaja harakteristika shel'fa Kerchenskogo i Tamanskogo poluostrovov (Structural-geomorphological description of shelf Taman-Kerch peninsulas). *Geomorfologija*, 1980, No. 2, pp. 80–85.
- Skiba S.I., Shherbakov F.A., and Kuprin P.N. K paleogeografii Kerchensko-Tamanskogo rajona v pozdnem plejstocene i golocene (Palaeogeography of Kerch-Taman region in Late Pleistocene and Holocene). *Okeanologija*. 1975. Vol. XV. Issue 5. pp. 865–867.
- Yanko-Hombah V., Gilbert A., and Dolukhanov P. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological evidence. *Quaternary International*, 2007, Vol. 167–168, pp. 91–113.
- Zenkovich V.P. Morfologija i dinamika sovetskih beregov Chernogo morja (Morphology and dynamics of the Soviet Coast of Black Sea). Vol. I. Moskva: Izdatelstvo AN SSSR, 1958, 187 p.
- Zenkovich V.P. Berega Chernogo i Azovskogo morej (Coasts of Black and Azov Seas). Moskva: Gosudarstvennoe izd-vo geograficheskoy literatury, 1958, 374 p.
- Zenkovich V.P. Morfologija i dinamika sovetskih beregov Chernogo morja, Tom II (Severozapadnaja chast') (Morphology and dynamics of the Soviet Coast of Black Sea, Vol. II). Moskva: Izdatelstvo AN SSSR, 1960, 215 p.