

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ¹

Введение

История развития побережья Черного моря на заключительном этапе голоценовой трансгрессии, детальные реконструкции развития отдельных участков берега в условиях изменений уровня моря продолжают привлекать к себе внимание в связи с разработкой палеогеографического обоснования прогноза развития побережья в условиях ожидаемого ускорения темпов повышения уровня [1]. Результатами исследований палеогеографического развития Черноморского побережья в голоцене [2–4] обоснованы представления о колебательном (возвратно-поступательном) характере общего хода повышения уровня моря в процессе развития послеледниковой трансгрессии. Подобные осцилляции уровня с амплитудой в первые метры связываются с эвстатическими причинами при незначительном вкладе неотектонических движений прибрежной суши [3, 5]. Сопоставление кривых изменений уровня моря в голоцене для Черноморского побережья показало достаточно существенную их региональную изменчивость, находящую отражение в количестве и возрасте трансгрессивных фаз [6, 7]. Открытым остается вопрос о природе и амплитуде регрессивной фазы в I тысячелетии до н.э. – “фанагорийской регрессии”, о существовании которой, казалось бы, убедительно свидетельствуют многочисленные затопленные археологические памятники античной эпохи: неясно, явилось ли это результатом последующего погружения прибрежных территорий под влиянием неотектонических движений, или же было предопределено эвстатическими причинами, и лишь амплитуда регрессии, существенно отличающаяся по оценкам разных авторов [4], отражает региональные особенности изменений уровня моря под влиянием неотектонических движений, а также надежность палеоуровневых реконструкций на основе различного типа индикаторов положения уровня моря в античное время. Следует отметить, что полученные оценки величин современных тектонических движений на побережье Черного моря на основе равномерных наблюдений [8, 9] показали значимые различия в величинах относительных изменений уровня в пределах основных тектонических зон континентального обрамления Черноморской впадины, а осредненные темпы опускания прибрежной полосы в пределах различных структурно-тектонических зон позволяют допустить существенное влияние неотектонических движений на деформации высотных отметок голоценовых береговых линий. Ограниченность пунктов наблюдений затрудняет оценку проявления поперечной зональности, которая вполне естественна для разнородного в тектоническом отношении побережья и находит свое отражение, в частности, в изменчивости высотных отметок залегания верхнеплейстоценовых отложений [10], морфологического облика и высотного положения новочерноморской террасы [11], глубины залегания голоценовых береговых линий в прибрежно-шельфовой зоне [12, 13].

В данном сообщении рассматриваются результаты сравнительного изучения особенностей развития ряда участков Черноморского побережья Таманского полуострова в позднем голоцене, расположенных в достаточно контрастных структурно-тектонических зонах, что дало сравнительный материал для оценки влияния локальных условий на изменение относительного уровня моря в позднем голоцене. Особенности тектонической структуры Таманского полуострова [14] определяются его приуроченностью к области сочленения мегантиклинорий Крыма и Кавказа и

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-65105).

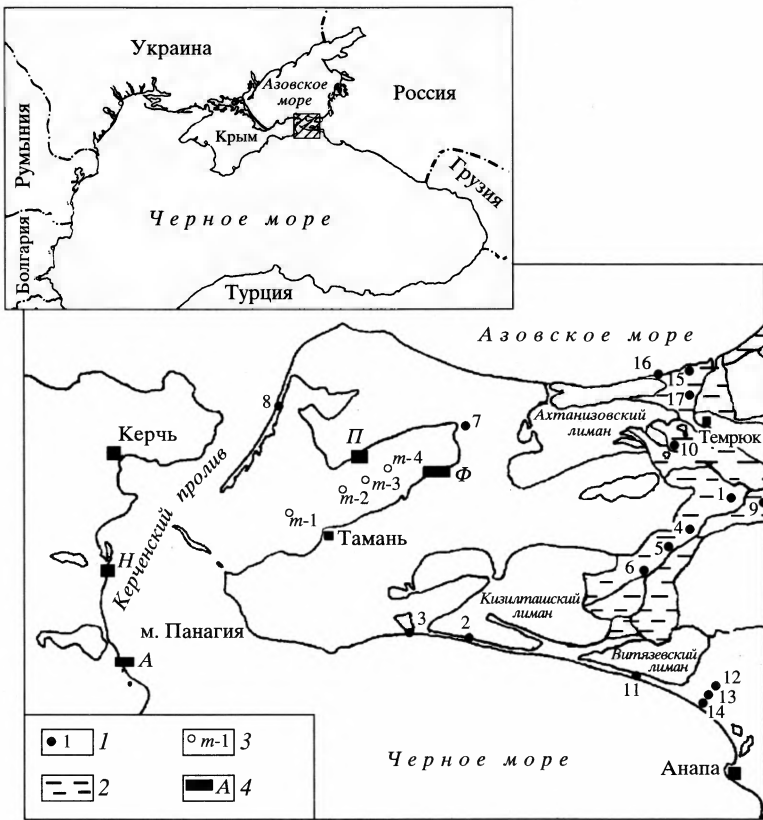


Рис. 1. Схема района исследований

1 – местоположение и номера скважин, 2 – дельта р. Кубань, 3 – номера и положение станций вибробурения в Таманском заливе (по Е.Н. Невескому [2]), 4 – упоминаемые в тексте поселения античного времени на побережье Таманского залива и Керченского пролива: Н – Нимфей, А – Аккра, П – Патрей, Ф – Фанагория

включают Северо-Таманское поднятие, Керченско-Таманский межпериклинальный прогиб и периклиналь Большого Кавказа. Каждая из этих структурно-гетерогенных зон характеризуется дифференцированными по знаку и интенсивности новейшими тектоническими движениями, унаследованно проявлявшимися на протяжении новейшего тектонического этапа [15]. Полученные осредненные оценки голоценовых темпов тектонических движений в 0.6–1.1 мм/год [9, 16] позволяют их рассматривать в качестве одного из факторов, определявших локальные особенности развития трансгрессии и указывают на необходимость более детальной их оценки для использования в прогнозных моделях развития береговой зоны в условиях ожидаемого ускорения темпов подъема уровня под влиянием глобальных климатических изменений.

Проведенные исследования включали анализ и дешифрирование аэро- и космоснимков, геоморфологическое обследование побережья и бурение толщи прибрежных отложений (рис. 1), а также последующее литофациальное, палинологическое, малакофаунистическое и геохронологическое изучение полученного материала. Учитывая разнородные геохронологические данные (радиоуглеродное датирование по раковинам моллюсков и торфам, а также археологические материалы), использованные для возрастной привязки индикаторов положения уровня моря (таблица), приведение радиоуглеродных дат к календарной (исторической) шкале проводилось

Радиоуглеродные датировки из голоценовых отложений Черноморского побережья Таманского полуострова

Местоположение и номер скважины, интервал, м			Индекс	Видовой состав раковинного материала	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Календарный возраст
Таманский залив		M-1 1.0–1.5	МГУ-1545	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Chlamys glabra</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Nassa reticulata</i> , <i>Retusa truncatula</i> , <i>Gidrobia ventrosa</i> , <i>Rissoa sp.</i> , <i>Bittium reticulatum</i>	1240 ± 50	cal AD 1305 (1398) 1452 cal BP 645 (552) 498
		M-1 2.0–2.35	МГУ-1546	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Nassa reticulata</i> , <i>Gidrobia ventrosa</i> , <i>Rissoa sp.</i> , <i>Bittium reticulatum</i>	2060 ± 70	cal AD 449 (624) 721 cal BP 1501 (1326) 1229
		M-2 1.2–1.5	МГУ-1549	<i>Chione gallina</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Irus irus</i> , <i>Tellina fabula</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Abra ovata</i>	1250 ± 50	cal AD 1300 (1392) 1447 cal BP 650 (558) 503
		M-2 1.8–2.0	МГУ-1552	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Chione gallina</i>	2450 ± 70	cal AD 12 (159) 345 cal BP 1938 (1791) 1605
		M-3 0.8–1.05	МГУ-1564	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Gastrana fragilis</i>	1160 ± 50	cal AD 1377 (1441) 1500 cal BP 573 (509) 450
		M-3 1.9–2.4	МГУ-1548	<i>Abra ovata</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Cardium exiguum</i>	2130 ± 70	cal AD 392 (551) 674 cal BP 1558 (1399) 1276
Терраса выс. +3.5 м в окрестностях Тамани			МГУ-1539	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Gidrobia ventrosa</i> , <i>Rissoa sp.</i> , <i>Bittium reticulatum</i>	4370 ± 60	cal BC 2396 (2199) 2026 cal BP 4346 (4148) 3976
коса Чушка		2.8–3.0	МГУ-1504	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Solen vagina</i>	1260 ± 60	cal AD 1285(1380)1452 cal BP 665 (570) 498
		4.2–4.5	МГУ-1520	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Divaricella divaricata</i> , <i>Mysella bidentata</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Abra alba</i> , единичные <i>Ostrea edulis</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i>	3390 ± 150	cal BC 1164 (945) 797 cal BP 3114 (2894) 2747
		7.7–8.0	МГУ-1502	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Solen vagina</i> , <i>Paphia discrepans</i> , <i>Cardium exiguum</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Cerastoderma Ostrea</i> и <i>Mytilus</i> , <i>Gastrana fragilis</i> , <i>Abra ovata</i> , <i>Loripes lacteus</i> , <i>Mytilus galloprovincialis</i>	4700 ± 150	cal BC 2892(2633)2403 cal BP 4842(4582)4353
		9.0–9.3	МГУ-1501	<i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Ostrea edulis</i> , <i>Paphia discrepans</i>	5430 ± 120	cal BC 3780 (3611) 3348 cal BP 5730(5560) 5298
		Анапская пересыпь	скв. 2	3.2–3.5	ГИН-9934	<i>Ostrea edulis</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chlamys glabra</i>
3.6–3.8	ГИН-9935			<i>Ostrea edulis</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	1380 ± 90	cal AD 1212(1287)1332 cal BP 738 (663) 618
7.8–8.0	ГИН-9939			<i>Cerastoderma glaucum</i>	2080 ± 200	cal AD 473605)678 cal BP 1477 (1345) 1272
8.1–8.2	ГИН-9938			<i>Cerastoderma glaucum</i>	2820 ± 110	cal BC 388(317)145 cal BP 2338 (2266) 2095
10.0–10.3	ГИН-9937			<i>Cerastoderma glaucum</i>	3180 ± 290	cal BC 918(767)464 cal BP 2868 (2716) 2414

Окопание

Местоположение и номер скважины, интервал, м			Индекс	Видовой состав раковинного материала	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Календарный возраст	
Дельта Кубани	скв. 13	2.5–3.0	МГУ-1534	<i>Cerastoderma glaucum</i>	3800 ± 100	cal BC 1595(1470)1377 cal BP 3545 (3419) 3327	
		3.0–3.5	МГУ-1517	<i>Cerastoderma glaucum, Chione gallina, Donax trunculus</i>	1595 ± 50	cal AD 1022(1051)1117 cal BP 928 (899) 833	
		5.5–6.0	МГУ-1529	<i>Cerastoderma glaucum, Chione gallina, Ostrea edulis, Donax trunculus</i>	3390 ± 120	cal BC 1121 (945) 812 cal BP 3071 (2894) 2762	
		6.5–7.0	МГУ-1515	<i>Cerastoderma glaucum, Chione gallina, Donax trunculus</i>	3730 ± 100	cal BC 1503(1399)1285 cal BP 3453 (3348) 3235	
		4.0–4.10	МГУ-1577	<i>Cerastoderma glaucum, Pitar rudis, Loripes lacteus, Ostrea edulis, Chione gallina, Donax sp.</i>	4220 ± 100	cal BC 2136(1989)1873 cal BP 4086 (3938) 3823	
	скв. 14	6.7–7.0	МГУ-1575	<i>Cerastoderma glaucum, Loripes lacteus, Ostrea edulis, Chione gallina, Donax sp.</i>	1100 ± 40	cal AD 1450 (1473) 1500 cal BP 500 (477) 450	
		7.8–8.1	МГУ-1565	<i>Cerastoderma glaucum, Ostrea edulis, Chione gallina, Donax sp.</i>	1930 ± 60	cal AD 679 (711) 770 cal BP 1271 (1239) 1180	
		10.0–10.3	МГУ-1574	<i>Cerastoderma glaucum, Abra ovata</i>	2660 ± 60	cal BC 157 (69) cal AD 3 cal BP 2107 (2018) 1947	
		скв. 6	4.3–4.4	МГУ-1528	<i>Cerastoderma glaucum, Mytilus galloprovincialis, Chlamys plabsa, Mytilaster lineatus, Dreisena polymorpha, Paphia discrepans, Gastrana grapilis, Massarius reticulatus</i>	3370 ± 45	cal BC 985 (918) 872 cal BP 2934 (2867) 2821
			6.25–6.35	МГУ-1529	<i>Cerastoderma glaucum</i>	2300 ± 110	cal AD 251 (353) 437 cal BP 1699 (1597) 1513
	8.7–8.8		МГУ-1526	<i>Cerastoderma glaucum, Mytilus galloprovincialis</i>	2890 ± 150	cal BC 399 (367) 330 cal BP 2349 (2316) 2280	
	скв. 4	9.65–9.75	МГУ-1527	<i>Cerastoderma glaucum</i>	3770 ± 60	cal BC 1503(1430) 1384 cal BP 3453 (3379) 3334	
		скв. 4	7.5–8.0	ГИН-9940	<i>Cerastoderma glaucum, Paphia discrepans</i>	4330 ± 90	cal BC2283(2144)2018 cal BP 4233 (4093) 3968
			9.5–10.0	ГИН-9941	<i>Cerastoderma glaucum, Abra ovata</i>	3000 ± 180	cal BC 767 (483) 317 cal BP 2717 (2432) 2267
		скв. 1	11.0–11.5	ГИН-9942	<i>морф</i>	4000 ± 100	cal BC 858(1706)1593 cal BP 3808 (3655) 3543
					5940 ± 80	cal BC 4940 (4884) 4714 cal BP 6890 (6833) 6664	

Примечание: Датировки с индексом МГУ выполнены в Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ О.Б. Паруниным, с индексом ГИН – в Геологическом институте РАН Л.Д. Сулержицким. Жирным шрифтом указаны господствующие виды в фаунистической группировке.

на основе стандартной процедуры, используя калибрационную программу CALIB 3.0 [17]. Осредненная величина поправки на “бассейновый эффект” на основании существующих данных для Средиземного и Черного морей [18–20] принималась равной 250 лет. Учитывая возможные погрешности, связанные с использованием раковинного материала для датирования последовательности палеогеографических событий за сравнительно короткие промежутки времени, полученные результаты рассматриваются нами как предварительные и как основа для последующей детализации.

Результаты исследований

Анапская пересыпь представляет собой сложную аккумулятивную форму, протяженностью около 25 км, состоящую из разделяемых Благовещенским останцом Бугазской и Витязевской пересыпей, отчленяющих от моря одноименные лагуны-лиманы. Восточнее Витязевского лимана на расстоянии около 15 км протягивается Джеметинская терраса, связанная с пересыпями общим вдольбереговым потоком наносов, определившим объединение некогда относительно самостоятельных аккумулятивных форм в единое аккумулятивное образование [21, 22]. В тектоническом отношении рассматриваемый участок побережья расположен в двух зонах: западной оконечности периклинали Большого Кавказа, к которой относится участок берега от Анапы до Благовещенского останца, и расположенной к западу зоне Керченско-Таманского межпериклинали прогиба, в пределы которого входят Бугазская пересыпь и Таманский залив [23, 24].

Витязевская пересыпь и расположенная восточнее Джеметинская терраса сложены ритмичной толщей отложений, отражающей превращение эрозионно-тектонических понижений коренного рельефа в ходе голоценовой ингрессии в лагунно-лиманные водоемы и их отчленение от моря аккумулятивными барьерами, последовательно смещавшимися в сторону суши вслед за поднимавшимся уровнем моря. Несмотря на проведенные детальные исследования литолого-геоморфологического строения Анапской пересыпи [21, 22], отсутствие детального биостратиграфического расчленения толщи слагающих ее отложений и его геохронологического обоснования затрудняло возрастную привязку отдельных этапов развития этой полигенетичной формы и реконструкцию изменений относительного уровня моря в позднем голоцене.

Результаты литолого-биостратиграфического и геохронологического изучения Джеметинской террасы и прилегающей части Витязевской пересыпи (рис. 2) показали, что в строении верхней части слагающих ее отложений присутствуют две разновозрастные песчаные толщи, формирование которых связано с различными фазами голоценовой трансгрессии, разделенных этапом понижения относительного уровня моря, во время которого пересыпь развивалась как надводное образование. Формирование более древней генерации согласно радиоуглеродным датам относится к возрастному интервалу 4.8–3.6 тыс. л.н. и связано с первой (каламитской по Л.А. Невеской или – джеметинской – по А.Б. Островскому и др.) фазой в развитии новочерноморской трансгрессии, во время которой уровень моря впервые приближался к его современному положению. Отложения погребенных береговых валов, поверхность которых залегает на глубине 1.5–2.0 м ниже современного уровня моря, литологически и фаунистически достаточно контрастно отличаются от перекрывающих их морских и эоловых отложений, слагающих современную генерацию пересыпи. Формирование перерыва в литолого-фаціальном строении отложений пересыпи связывается с относительным понижением уровня моря в интервале 3.6–2.0 тыс. л.н., следы которого в виде древнебереговых фаций, залегающих на современных глубинах 5–6 м, установлены в ходе исследований Е.Н. Невеского [12]. Отложения регрессивной фазы были вскрыты рядом скважин в пределах современной пляжевой террасы, а также на участках существования палеолимана в центральной части Витязевской пересыпи.

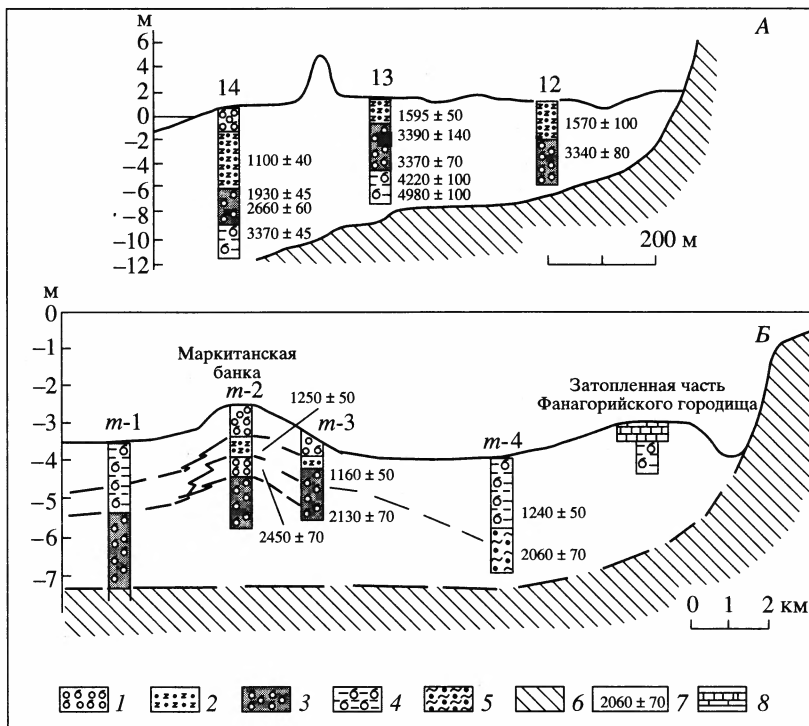


Рис. 2. Строение прибрежных отложений Джеметинской террасы (А) и Таманского залива (Б)
 Пески: 1 – разноразмерные детритовые, 2 – мелкозернистые, 3 – алевритовые; 4 – алевриты с ракушей; 5 – илы мелкоалевритовые; 6 – доголоценовые суглинки; 7 – радиоуглеродный возраст, тыс. лет; 8 – культурные слои IV–II вв. до н.э. на дне Таманского залива

зевской пересыпи. Они представлены лагуно-лиманскими илами с фаунистическим комплексом *Cerastoderma glaucum* и единичными *Abra ovata*, залегающими на глубинах 6–12 м ниже современного уровня моря. Серия радиоуглеродных датировок: 3370 ± 45 , 2660 ± 60 – 2200 ± 45 (календарный возраст: 1121–812, 388–145, 157–3 гг. до н.э.) позволяет отнести их формирования к периоду т.н. “фанагорийской регрессии”, охватывающей конец второго – первое тысячелетие до н.э. Палеолиманские отложения перекрываются характерным для Анапской пересыпи горизонтом серых алевритовых песков с ракушей (*Cerastoderma glaucum*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Donax* sp., *Loripes lacteus*), с абсолютным возрастом 1930 ± 45 (календарный возраст 679–770 гг. н.э.), представляющие, по-видимому, фации краевых частей лиманов и отражающие смещение древней пересыпи под влиянием подъема уровня моря в начальный период последней (нимфейской) трансгрессивной фазы. Формирование современной генерации береговых валов, трансгрессивно перекрывших новочерноморскую, на основании радиоуглеродного возраста раковинного материала (календарный возраст – 984 (1050) 1187 гг. н.э.) относится к концу первого тысячелетия н.э. и практически соответствует возрасту зарождения современной Бугазской пересыпи, свидетельствуя об объединении к этому времени отдельных звеньев Анапской пересыпи в единое аккумулятивное образование. К этому же периоду относится и возникновение дюнных массивов, представляющих одну из характерных черт морфологического строения Анапской пересыпи.

Бугазская пересыпь и прилегающая черноморская дельта Кубани в структурном отношении располагаются в пределах одной из наиболее интенсивно погружающихся зон Керченско-Таманского межпериклиналичного прогиба – “Ахтанизовской сту-

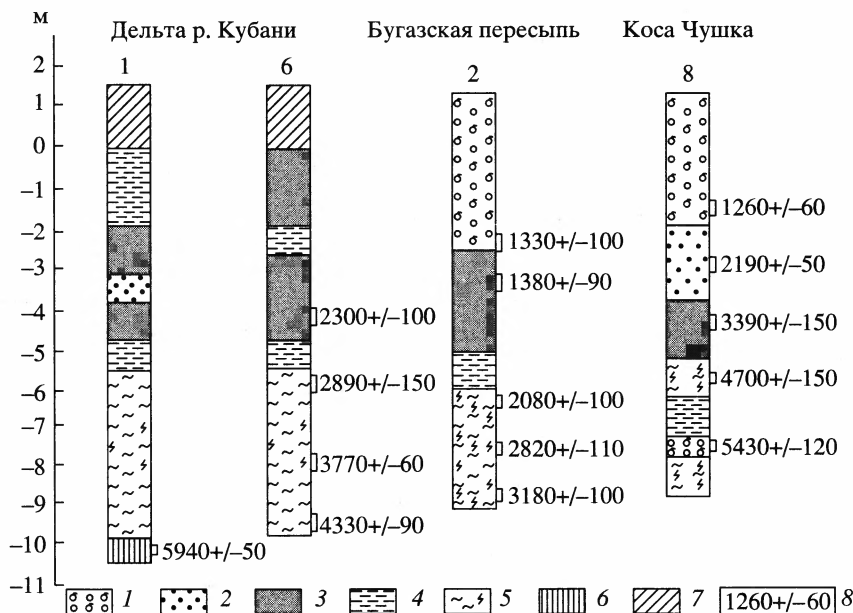


Рис. 3. Строение прибрежных отложений Черноморского побережья Таманского полуострова
 Пески: 1 - разнозернистые детритовые, 2 - мелкозернистые, 3 - алевритовые; 4 - алевриты; 5 - илы мелкоалевритовые; 6 - торф; 7 - супеси; 8 - радиоуглеродный возраст, тыс. лет (расположение скважин см. на рис. 1)

пени”, темпы неотектонического опускания которой оцениваются в 2–2.5 мм/год [24]. Строение толщи отложений Бугазской пересыпи имеет отчетливо выраженный трансгрессивный характер (рис. 3). В основании вскрытого разреза залегает толща лагунно-лиманских илов, мощностью свыше 6–8 м, содержащая монодоминантный фаунистический комплекс *Cerastoderma glaucum*. Толща прослежена в полосе прибрежного шельфа [12] и фациально связана с палео-Кизилташским лиманом, существовавшим на месте современной Бугазской пересыпи при положении уровня моря на 6–9 м ниже современного. Серия радиоуглеродных датировок по раковинному материалу из илистой толщи показала, что существование лиманных условий охватывает достаточно широкий временной интервал, календарный возраст которого составляет 1413 (1654–1176) до н.э. – 649 (429–820) н.э. (таблица).

Илистая толща перекрывается горизонтом опесчаненных алевритов, мощностью около 3 м, с фаунистической группировкой *Chione gallina*, *Cerastoderma glaucum*, *Paphia discrepans*, *Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Loripes lacteus*, *Spisula subtruncata* и *Ostrea edulis*, фациально связанных с условиями прибрежной полосы лиманов. С поверхности до глубин 2–2.5 м ниже уровня моря пересыпь образована разнозернистыми песками с единичной галькой, раковинным детритом и целой ракушкой, среди которой господствуют *Ostrea edulis*, в небольшом количестве встречаются *Chione gallina*, *Cerastoderma glaucum*, *Chlamys glabra*, единичны *Paphia discrepans*. Начало формирования современной генерации пересыпи на основании серии радиоуглеродных датировок относится к концу первого тысячелетия н.э. – 1380 ± 100 л.н. (календарный возраст 850–1230 гг. н.э.) при относительном положении уровня моря на 2–3 м ниже современного. Данные по истории развития этого участка побережья существенно дополняются материалами по литолого-биостратиграфическому и геохронологическому изучению черноморской дельты Кубани (рис. 3). Согласно результатам геологических исследований [25], толща голоценовых отложений представлена ассоциацией аллювиальных, озерных, лиманно-морских и субаэральных осадков, находя-

щихся в сложных пространственных взаимоотношениях, что крайне затрудняет их стратиграфическое подразделение и палеофациальную интерпретацию. Ограниченный объем полученных нами данных, наряду с имеющейся геологической информацией, позволяет лишь предварительно реконструировать изменения уровня моря в позднем голоцене на этом участке Таманского побережья. В строении верхней 10–12 метровой толщи отложений дельтовой равнины выделяются два седиментационных ритма, следы которых прослеживаются по изменению литологии и видового состава фаунистических комплексов в различных частях дельты.

Во внутренней части Черноморской дельты на отметках –10–10.5 м был вскрыт горизонт торфяников, абс. возраст которых составил 5940 ± 50 лет. Формирование горизонта может быть связано с этапом замедления подъема уровня или кратковременной регрессии, следы которой в виде прослоев торфа в толще морских отложений широко развиты в пределах восточного Причерноморья и Колхиды. Выше по разрезу залегают горизонт алевроитовых илов, сформировавшийся в условиях ингрессионного залива, существовавшего на месте Черноморской дельты Кубани в период 5.5–3.5 тыс. л.н. В строении нижнего комплекса отложений отчетливо выражен единый седиментационный ритм, проявляющийся в постепенном переходе от илистых фаций ингрессионного залива к более мелководным алевроитовым осадкам лиманно-лагунного водоема. Завершает регрессивную последовательность отчетливо прослеживаемый в различных частях дельты горизонт песчаных отложений, содержащий раковины морских видов *Mytilus galloprovincialis*, *Pecten*, *Mytilaster lineatus*, *Paphia discrepans*, *Gastrana fragilis*, а также редкие пресноводные формы *Dreissena polymorpha*. Радиоуглеродные датировки по раковинному материалу находятся в интервале между 3100 ± 180 – 2300 ± 60 л.н. (календарный возраст 767 (483)317 гг. до н.э. – 251 (353)437 гг. н.э.). Фациальный тип отложений и их гипсометрическое положение позволяют связывать формирование этого горизонта с условиями относительно более низкого положения уровня моря в период т. н. “фанагорийской регрессии” 3.3–2.0 тыс. л.н.

Фациальный облик и состав фаунистического комплекса приповерхностной толщи отложений позволяет связать ее формирование с последней трансгрессивной фазой голоценовой трансгрессии, начавшийся в середине первого тысячелетия нашей эры. В ходе подъема уровня моря обширное пространство на месте современной Черноморской дельты Кубани вновь оказалось занято мелководным лиманно-лагунным водоемом. Поверхностный горизонт супесей с маломощными прослоями торфа отражает последовательное выдвигание дельты, продолжавшееся вплоть до начала XIX в., в результате выполнения речными выносами внутренней части залива.

Эрозионно-тектоническое понижение Таманского залива в структурном отношении приурочено к зоне субширотных нарушений, фиксирующих Парпаческо-Таманский региональный разлом [24]. Одновременно, синклинальное понижение Таманского залива представляет собой северную границу Керченско-Таманского межперицинального прогиба, отделяющую его от Северо-Таманской зоны поднятий.

Донные отложения Таманского залива (рис. 2) представлены толщиной мелкоалевроитовых илов с прослоями раковинного материала, мощностью около 7 м, залегающие на размытой поверхности верхнеплейстоценовых континентальных отложений. Однородность состава илистой толщи свидетельствует об относительной стабильности условий седиментации во внутренней части залива с начала ингрессии моря в его пределы около 6.0 тыс. л.н. до конца II тыс. до н.э.

До последнего времени единственным источником для оценки изменений уровня моря в позднем голоцене для этого участка побережья оставались археологические материалы по затопленным культурным слоям античного времени на дне Таманского залива. В значительной мере это определялось плохой сохранностью древнебереговых образований позднеплейстоцен-голоценового времени на побережье Таманского полуострова. В ходе проводимых нами исследований были получены новые материалы по геохронологии древнебереговых образований на этом участке побе-

режья. В частности, радиоуглеродный возраст раковинного материала из отложений низкой морской террасы с отметками 3.5–4 м над у. м. на юго-западном берегу Таманского залива составил 4370 ± 60 ВР (календарный возраст – 2703–2402 ВС), что указывает на достижение уровнем моря относительного положения, близкого к современному в период первого максимума новочерноморской трансгрессии, оставившей следы в виде надводных образований на тектонически активных участках Черноморского побережья [11].

Одним из геоморфологических индикаторов положения уровня моря в позднем голоцене является подводная аккумулятивная форма – Маркитанская банка, протягивающаяся в виде вала через весь залив между косами Маркитанской и Рубанова. Особенности ее строения характеризуют материалы исследований, проведенных ИО АН СССР в 50-е годы, а также результаты выполненного нами бурения прибрежных отложений на побережье залива. Разрез слагающих Маркитанскую банку отложений имеет отчетливо выраженное трансгрессивное строение, отражающее надвигание тела древней барьерной формы, некогда перегораживавшей Таманский залив, вслед за повышающимся уровнем моря на залегающие бережное мелководно-заливные отложения. ¹⁴С возраст раковинного материала из горизонта грубозернистых песков, залегающих в основании Маркитанской банки, составил 2450 ± 70 л.н. (календарный возраст: 339 г. до н.э. – 50 г. н.э.), что подтверждает факт существования барьерной формы, частично или полностью отгораживавшей внутреннюю часть Таманского залива от акватории Керченского пролива, во второй половине первого тысячелетия до н.э. при относительном положении уровня моря на 5–5.5 м ниже современного. Таким образом, подводный реликт Маркитанской косы на основании полученных радиоуглеродных датировок представляет собой один из немногих примеров установленных древнебереговых образований, относящихся ко времени фанагорийской регрессии. Как правило, на открытых участках Черноморского побережья береговые формы этого времени благодаря незначительным глубинам залегания оказались размытыми в ходе волновой переработки прибрежной полосы в трансгрессивную фазу, охватывающую последние 1.5 тыс. лет.

Материалы по строению донных отложений позволили более детально охарактеризовать условия седиментации во внутренней части залива. В основании разреза здесь залегают темно-серые пелитовые илы, сменяемые выше полуметровым прослоем алевроитовых илов с ракушей. Приповерхностный слой донных осадков мощностью около 1.5 м образован чередованием прослоев алевроитовых илов с ракушей и раковинных песков. Формирование подобной слоистости связано с изменениями гидродинамической активности вод залива, определяемой состоянием блокирующих его аккумулятивных барьеров – Маркитанской банки (в прошлом – надводного образования) и косы Тузла. Это обосновывается результатами изучения влияния прорыва косы Тузла в 1925 г. на условия седиментации во внутренних частях Таманского залива [12].

В ископаемом фаунистическом сообществе из нижнего илистого слоя многочисленны *Cerastoderma glaucum*, единичны *Chione gallina*, *Gastrana fragilis*, *Cardium exiguum*, *Abra ovata*, характеризующие условия закрытого мелководного залива лагунного типа без притока пресных вод. Абсолютный возраст раковинного материала из горизонта 2.0–2.5 м составил 2060 ± 50 л.н. (календарный возраст 449–721 гг. н.э.). Залегающие выше более песчаные осадки при сходном видовом составе моллюсков характеризуются увеличением количества раковин *Chione*, *Gastrana*, появлением редких *Ostrea edulis*, *Mytilaster lineatus*, что, по-видимому, свидетельствует об осолонении вод залива в результате более широкого сообщения его с морем. Абсолютный возраст раковинного материала из основания приповерхностного песчано-ракушечного слоя (глубина 1.2–1.5 м) составил 1240 ± 50 л.н. (календарный возраст – 1305–1452 гг. н.э.) практически совпадает с возрастом древнебереговых фаций в строении верхней части отложений Маркитанской косы, что позволяет оценить возрастной рубеж превращения Таманского залива в открытый водоем в результате

повышения уровня в ходе развития нимфейской фазы трансгрессии. В последующем условия седиментации в заливе существенно зависели от состояния косы Тузла, изменения которых определяли формирование слоистости в строении верхнего слоя донных отложений, отражающих чередование периодов различной гидродинамической активности [12].

Данные об изменениях уровня Черного моря в позднем голоцене в районе Таманского залива дополняются результатами подводных археологических исследований, которыми были охвачены затопленные части Фанагорийского и Патрейского городищ, а также участок побережья Таманского полуострова между мысами Панагия и Тузла. В пределах затопленной части Фанагорийского городища в 185 м от современного берега были установлены на глубине -3.2 м следы каменной мостовой, а также керамического материала IV–III вв. до н.э. [26]. Выше по разрезу в интервале -2.5 – -1.9 м залегают слои II в. до н.э., которые перекрываются приповерхностным песчаным слоем, содержащим керамический материал как античного, так и средневекового времени. Обнаружение культурных слоев середины первого тысячелетия до н.э. на дне Таманского залива свидетельствует об относительном повышении уровня моря за последние 2.0 тыс. лет не менее чем на 4 м. Принимая во внимание особенности палеогеографического развития Черноморского побережья в позднем голоцене, археологические данные послужили в качестве основания для выделения фанагорийской регрессивной фазы [3, 12], в пользу которой свидетельствуют многочисленные находки затопленных культурных слоев античного времени на побережье Крыма [11], Кавказа [4] и Тамани.

Результаты подводных исследований *Патрейского городища* показали, что его затопленная часть площадью около 27 га представляет собой отмель шириной до 400 м, поверхность которой плавно понижается до глубины 4 м. Резкого понижения – следов древней береговой террасы не зафиксировано, но сама береговая линия отмечена в 360–385 м от берега на глубинах 4.4–4.9 м. Культурный слой практически разрушен, сохранились лишь остатки, заглубленные в материк. Наиболее ранние из них (конец VI – начало V вв. до н.э.) зафиксированы в 100 м от берега на глубине 2.2–2.3 м [27].

В районе мыса Панагия подводными исследованиями на глубинах около 5 м были обнаружены обработанные известняковые блоки, а также фрагменты керамики IV в. до н.э. – III в. н.э. [28]. При обследовании расположенной мористее рифовой зоны на поверхности дна были найдены якоря, а также фрагменты амфор, кровельная черепица и др. строительные материалы, указывающие на существование здесь древней якорной стоянки. На основании глубин залегания комплекса археологических находок величина подъема уровня за последние 2.0 тыс. лет оценивается в 5.0–5.5 м, что удовлетворительно совпадает с полученными нами геологическими данными по Таманскому заливу и прилегающей Бугазской пересыпи.

Коса Чушка, расположенная на северо-восточном берегу Керченского пролива, в тектоническом отношении принадлежит к западной периферии Северо-Таманской зоны поднятий, разделенной серией субширотных и субмеридиональных разрывных нарушений на ряд блоков, определяющих особенности коренного рельефа, распределение фаций и мощностей четвертичных отложений и, по-видимому, различия в интенсивностях новейших тектонических движений.

Реконструкция позднеголоценовых изменений уровня моря для этого участка побережья основаны на палеофациальном изучении ряда древних аккумулятивных форм (Палестузла, Палеокамыш-Бурун и др.) [29], фрагментов новочерноморской террасы на побережье Керченского полуострова [3], а также геоморфологическом положении затопленных археологических объектов на побережье Керченского пролива. Установленные бурением реликты древнебереговых образований, залегающие в толще отложений косы Чушка, позволяют считать, что в витязевское время (7.0–8.0 тыс. л.н.) уровень моря достигал современных отметок 9–12 м, а в каламитское (7.0–6.0 тыс. л.н.) – -3 – -5 м ниже современного [4]. Следы максимальной фазы

новочерноморской трансгрессии в виде фрагментов аккумулятивных террас с абс. отметками +3–4 м выделяются на западном берегу Керченского пролива, а также вдоль северо-западного побережья Таманского полуострова. Однако недостаточная геохронологическая изученность древнебереговых образований, основанная преимущественно на биостратиграфических данных, заставляет с осторожностью относиться к существующим реконструкциям изменений уровня моря за последние 4.0–6.0 тыс. лет. Ряд затопленных сооружений античного времени (остатки оборонительных или жилых сооружений, молы, колодцы и пр.), расположенные в пределах античных поселений на побережье Керченского пролива (Пантикапей, Нимфей, Акра и др.) находятся в настоящее время на глубинах 2.5–3.5 м, что свидетельствует об относительно более низком положении уровня моря в конце первого тысячелетия до н.э. Однако уровень изученности выявленных подводных объектов не позволяет пока с уверенностью использовать ни известные глубины нахождения, ни тип сооружений для детальных реконструкций положения уровня моря в античный период и его возможных изменений в ходе развития так называемой “нимфейской трансгрессии”. В частности, на юго-западном побережье Керченского пролива в 4 км к северу от м. Такиль располагается небольшое поселение, индентифицируемое как античная Акра. Большая часть поселения в настоящее время затоплена морем, и лишь северо-западный угол оборонительных стен находится на песчаной косе, отделяющей озеро Яныш от моря. Подводными обследованиями [30, 31] были обнаружены залегающие на глубинах до 4–4.5 м развалы камней, неокатанная керамика и остатки сооружений (основания оборонительных стен и башен). Среди них на глубине 3 м был обнаружен каменный колодец, глубиной до 1.1 м, в котором были найдены амфоры и посуда IV–III вв. до н.э. На основании керамического материала и нумизматической коллекции, собранной на поселении, время его существования относится к периоду с IV в. до н.э. по IV в. н.э. Важной с нашей точки зрения представляется находка на дне ненарушенного культурного слоя VI–VIII вв. н.э. Исследованиями прибрежной акватории у Нимейского городища на глубине 4.0–4.5 м в 300–500 м от берега были обнаружены остатки здания, располагавшегося вблизи линии древнего берега [32], а также фрагменты керамики первой половины IV в. до н.э. Мористее развала плит, на глубинах 6.0–6.5 м, обнаружены якорные камни и обломки средневековой керамики. Современные глубины залегания строительных остатков на затопленных частях Нимфея и Акры, а также отметки днища колодца позволяют приблизительно оценить положение уровня моря с середины первого тысячелетия до н.э. по IV в. н.э. на 5–5.5 м ниже современного. Заслуживают отдельного внимания находки на дне средневековой керамики, которая, несмотря на ее перетолженное состояние в результате длительного нахождения в слое активной волновой переработки, позволяет отнести начало нимфейской трансгрессивной фазы ко второй половине первого тысячелетия н.э. Это подтверждается, в частности, возрастом раковинного материала из низкой 2.5–3 м террасы на побережье Керченского пролива [33], составившего 1040 ± 80 (календарный возраст 1514 (1461–1634) гг. н.э.).

Для северо-восточного побережья Керченского пролива одним из немногочисленных затопленных объектов на дне моря является сооружение в виде погребенного вала, установленного в ходе геофизических работ в районе юго-восточного окончания косы Чушка и подтвержденного разведочными шурфами [34]. Глубина залегания основания искусственного сооружения, интерпретируемого как оборонительный вал, составляет 3–4 м ниже современного уровня моря и, с учетом возможной точности, практически совпадает с современными глубинами нахождения культурных слоев античного времени на западном берегу Керченского пролива, что ставит под сомнение возможность использования археологических индикаторов для оценки неотектонических движений для данного района за историческое время [9, 35].

Для уточнения палеогеографического развития косы Чушка нами был изучен разрез слагающих ее отложений (рис. 3). Нижняя часть вскрытых отложений (11–6.5 м) представлена песчано-илистыми осадками с обилием раковин хорошей со-



Рис. 4. Изменение уровня моря на побережье Таманского полуострова за последние 5.0 тыс. лет
 Датированные горизонты раковинного материала из отложений: 1 – Витязевской пересыпи, 2 – Бугазской пересыпи и Черноморской дельты Кубани, 3 – Таманского залива, 4 – косы Чушка. Подводные археологические объекты: 5 – вымостики и кладки, 6 – колодцы, 7 – керамические комплексы, 8 – якорные стоянки

хранности, среди которых господствуют *Cerastoderma glaucum*, многочисленны *Chione gallina*, *Ostrea edulis*, более редки *Cardium exiguum*, *Gastrana fragilis*, *Paphia discrepans*. Радиоуглеродная датировка образца из интервала 7–6.5 м – 4700 ± 150 лет. Выше увеличивается песчанность осадков, они содержат небольшое количество примерно в равном соотношении раковин *Cerastoderma glaucum*, *Cardium exiguum*, *Chione gallina*, *Loripes lacteus*, *Divaricella divaricata*, *Mysella bidentata*, *Paphia discrepans*, *Gastrana fragilis*, *Abra alba*, а также несущие следы переотложения единичные экземпляры *Ostrea edulis* и *Mutilus galloprovincialis*. Нижняя часть скважины (до глубины 3.5 м), содержит казантипский (каламитский – по схеме Л.А. Невеской) комплекс, включающий малакофауну, не характерную для этого района ныне – соленолюбивые *Chione gallina*, *Ostrea edulis*, *Mutilus galloprovincialis*, и характеризующие пролив с более широким сообщением с Черным морем в середине голоцена.

Верхние три метра осадков скважины вскрыли песчаные отложения, связанные с формированием современной генерации косы. Присутствующий малакофаунистический комплекс, аналогичный обитающему здесь в настоящее время – менее соленолюбивый, чем в казантипское время, содержит целые раковины *Cerastoderma glaucum* (преобладают), *Chione gallina* (встречаются редко), редкие мощные обломки *Mutilus* и хрупкие *Solen vagina*. Радиоуглеродная датировка раковин из основания слоя (интервал 2–1.5 м) – 1260 ± 60 лет (календарный возраст 1285(1380)–1452 гг. н.э.). Таким образом, в строении отложений прикорневой части косы Чушка по данным литолого-фациального, биостратиграфического и геохронологического изучения, выявляются те же особенности, что и на рассмотренных ранее примерах по прилежащим участкам черноморского побережья Таманского полуострова – существование перерыва в накоплении прибрежных отложений в позднекаламитское время, связанное с относительным понижением уровня моря в период так называемой фанагорийской регрессии.

Заключение

1. Результаты изучения строения и возраста формирования толщи прибрежных отложений различных в структурно-тектоническом отношении участков побережья

Таманского полуострова позволили охарактеризовать региональные особенности изменений уровня Черного моря в позднем голоцене, связанные с неотектоническими условиями этого побережья. На основании литолого-фациальных и малакофаунистических признаков, а также данных радиоуглеродного датирования, в строении верхней части прибрежных отложений выделяются следы, по крайней мере, двух трансгрессивных фаз в изменении относительного уровня моря, из которых первая относится к возрастному интервалу 4.0–3.7 тыс. л.н., вторая охватывает последние 1.5 тыс. лет (рис. 4).

Отложения первой трансгрессивной фазы наиболее отчетливо выявляются в строении аккумулятивных образований (Анапская пересыпь, коса Чушка) и залегают на отметках 3.0–2.5 м ниже современного уровня моря. К этому же возрастному интервалу относится формирование и низкой террасы с отметками +3–3.5 м, фрагменты которой прослеживаются на участках побережья, испытывающих активное современное поднятие (Таманский залив, Азовское побережье Таманского п-ова). В строении дельтовых отложений следы изменений уровня находят свое отражение во внутриафациальных изменениях литологического состава отложений и, в меньшей мере, в составе палеофаунистических комплексов. Однако реконструкция относительных изменений уровня моря в гораздо большей степени приближенна из-за условности оценок глубин палеолиманов, а также плохой сохранности среднеголоценовых береговых форм на побережье и недостаточной геохронологической изученности древних береговых образований в прибрежно-шельфовой зоне.

2. Археолого-палеогеографические данные свидетельствуют о существовании в позднем голоцене периода относительного понижения уровня моря, который охватывает возрастную интервал с конца II тысячелетия до н.э. до середины I тысячелетия н.э. Одним из немногочисленных морфологически выраженных следов относительно более низкого положения уровня моря в этот период является затопленная аккумулятивная форма во внешней части Таманского залива – Маркитанская банка, формирование которой связано с положением относительного уровня моря на 5–6 м ниже современного в середине I тысячелетия до н.э. Комплекс археолого-палеогеографических данных позволяет не только с достаточной определенностью оценить положение уровня моря во второй половине I тысячелетия до н.э., составляющее 5–6 м ниже современного, но и охарактеризовать некоторые черты изменения уровня моря за последние 1.5 тыс. лет. В частности, присутствие раннесредневековых керамических комплексов в пределах затопленных частей поселений античного времени Керченского пролива и Таманского залива свидетельствует о начале последней “нимфейской” трансгрессивной фазы голоценовой трансгрессии Черного моря не ранее VIII–IX вв. н.э., что подтверждает реконструкции Н.С. Благоволина и А.Н. Щеглова, основанные на материалах изучения античного Херсонеса [36]. К концу I тысячелетия н.э. относится также начало формирования современных генераций крупных аккумулятивных образований побережья (Витязевская и Бугазская пересыпи, коса Чушка и др.), а также современных кос и пересыпей на побережье Азовского моря [25].

3. Результаты сопоставления локальных реконструкций изменения уровня моря для различных в неотектоническом отношении участков побережья (рис. 4) позволили приблизительно оценить влияние неотектонических движений на изменение относительного положения уровня моря за последние 3 тыс. лет. Согласно полученным оценкам, темпы разнонаправленных неотектонических движений в пределах отдельных структурных зон составляют 0.5–1.5 мм/год, проявляющихся в пределах сравнительно ограниченных по протяжению участков побережья Таманского залива. Следует отметить, что существующие оценки дифференцированных тектонических движений за различные возрастные интервалы плейстоцена составляют в среднем 0.5 мм/год [16]. В связи с этим несомненно влияние неотектонических движений на итоговые изменения относительного уровня моря в позднем голоцене. В частности это касается и существующих оценок относительного понижения уровня во вре-

ма фанаторийской регрессии, амплитуда эвстатической составляющей которой, по-видимому, не превышала 2.5–3 м. Более корректной оценке темпов неотектонических движений препятствует фрагментарность развития и узкий временной интервал установленных следов древних береговых линий, что требует дальнейшего изучения влияния молодых тектонических движений на изменения относительного уровня моря и крайние осторожного применения обобщенных кривых изменения уровня моря при реконструкции развития побережья Черного моря во второй половине голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каплин П.А., Поротов А.В., Селиванов А.О. Современное состояние и будущее развитие побережья Азовского моря // Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1997. С. 173–187.
2. Невеский Е.Н. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. XXVIII. С. 23–29.
3. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 163 с.
4. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.
5. Островский А.Б. Палеогеографические критерии причин новейших изменений палеогидрологического режима внутриконтинентальных морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 102–111.
6. Pirazzoli P.A. Sea-Level Changes: The Last 20 000 years. Chichester et al.: Wiley. 1996. 212 p.
7. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: Геос, 1999. 229 с.
8. Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей // Геоморфология. 1973. № 3. С. 46–73.
9. Никонов А.А., Энман С.В., Мишин А.В. Современные вертикальные движения земной коры на побережьях Черного и Азовского морей (по равномерным данным) // Докл. РАН (ДАН). 1997. Т. 357. № 6. С. 818–822.
10. Никонов А.А. Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-азовского и Керченского разломов // Тектоника. 1994. № 5. С. 16–27.
11. Благоволин Н.С., Девирц А.Л., Лилленберг Д.А. и др. Опыт сопоставления молодых террас Балтики и Понто-Каспия по геолого-геоморфологическим и радиохронометрическим данным // Baltica. Вильнюс: Изд-во АН ЛитССР, 1974. Т. 5. С. 181–202.
12. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254 с.
13. Хрусталев П.П., Шербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Р-н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1974. 152 с.
14. Андреев В.М., Казанцев Р.А., Панаев В.А. и др. Тектоника области сочленения Кавказа и Крыма // Тектоника и стратиграфия. Киев: Наукова Думка, 1981. Вып. 20. С. 22–28.
15. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 191 с.
16. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИС, 1995. 238 с.
17. Stuiver M., Reimer P.J., Braziunas T.F. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples // Radiocarbon. 1998. V. 40. № 3. P. 1127–1151.
18. Facorellis Y., Maniatis Y. Apparent ^{14}C ages of marine mollusk shells from a Greek islands: calculation of the marine reservoir effect in the Aegean sea // Radiocarbon. 1998. V. 40. № 2. P. 963–972.
19. Morhange Ch., Oberlin Ch. Estimation de l'âge apparent local de l'eau de mer dans le cas du Vieux Port de Marseille // Méditerranée. 2000. T. 94. P. 65–68.
20. Sianti G., Paterno M., Arnold M. et al. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean sea and Black sea // Radiocarbon. 2000. V. 42. P. 271–280.
21. Айбулатов Н.А., Шербаков Ф.А., Кузнецов В.Г., Студзинский Е.П. Новые данные о происхождении Анапской пересыпи и прилегающих районов шельфа Черного моря // Совр. процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 145–150.
22. Невеский Е.Н. История развития Анапской пересыпи // Тр. Ин-та океанол. М.: Изд-во АН СССР, 1957. Т. 21. С. 165–174.

23. *Шарданов А.Н.* Геологическая история Керченско-Таманского прогиба // Тр. Краснодарск. фил. ВНИГРИ. 1962. Вып. 10. С. 45–57.
24. *Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л. и др.* Геология шельфа УССР: Керченский пролив. Киев: Наукова Думка, 1981. 160 с.
25. *Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Тертычная Т.В., Чернов С.Б.* Реконструкции и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани // Вестн. ЛГУ. Сер. геол. 1989. Вып. 6. С. 61–69.
26. *Блаватский В.Д.* Подводные археологические исследования на северных берегах Понта в 1957–1962 гг. // Античная археология и история. М.: Наука, 1985. С. 167–172.
27. *Османова С.Р.* Археологические памятники на затопленной части Патрейского городища – “Патрей” (м-лы исслед.) М.: 1999. Вып. 1. С. 30–49.
28. *Кондрашев А.В.* Подводные исследования у мыса Панагия // Изучение памятников морской археологии. С-Пб.: 1995. Вып. 2. С. 55–67.
29. *Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Курприн П.Н.* К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене // Океанология. 1975. Т. 15. № 5. С. 862–867.
30. *Шилик К.К.* Обнаружение двух античных городов на дне Керченского пролива // Четверти международного симпозиума Тракия Понтика IV. София. 1991. С. 427–434.
31. *Куликов А.В.* Археологические разведки на городище Акра // Археологические исследования в Крыму 1994 год. Симферополь: Таврия, 1997. С. 160–162.
32. *Зинько В.Н.* Охранные археологические исследования на хоре Нимфея // Археологические исследования в Крыму 1994 год. Симферополь: Таврия, 1997. С. 119–124.
33. *Бадинова В.П., Зубаков В.А., Ицксон Е.М., Руднев Ю.П.* Радиоуглеродные датировки лаборатории ВСЕГЕИ (ЛГ) // Бюл. комисс. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1976. Т. 45. С. 166–167.
34. *Абрамов А.П., Васильев А.Г., Копейкин В.В., Морозов П.А.* Модификации георадаров для морских подводных работ // Древности Боспора. М.: Изд. ИА РАН, Вып. 6. С. 11–17.
35. *Никонов А.А.* Затопленные остатки античных сооружений по берегам Боспора Киммерийского (в связи с изменением уровня моря) // Российская археология. 1998. № 3. С. 57–65.
36. *Благоволин Н.С., Щеглов А.Н.* Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в Юго-Западном Крыму // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 2. С. 49–58.

Географический факультет МГУ,
Институт археологии РАН,
Университет Париж-ХII.

Поступила в редакцию
14.10.2003

THE EVOLUTION OF THE BLACK SEA'S COASTAL ZONE OF TAMAN' PENINSULAR IN THE LATE HOLOCENE

A.V. POROTOV, YU.V. GORLOV, T.A. YANINA, E. FOUACHE

S u m m a r y

The paper deals with the results of paleogeographical study of marine and deltaic sediments of the Black Sea's shoreline of Taman' peninsular, aimed to reconstruction of the local variation of the sea level changes and coast development in the Late Holocene. On the basis of litho-facial, palaeontological, geochronological and submarine archaeological studies an estimation of local neotectonic impact on the sea level changes for the last 5.0 ka was obtained and the time frame of recent coastal feature's generation was determined.