

ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ АЗОВСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ПОСЛЕДНЕГО КЛИМАТИЧЕСКОГО МАКРОЦИКЛА

© 2023 г. Т. А. Янина^{а,*}

^аМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*E-mail: paleo@inbox.ru

Поступила в редакцию 12.11.2023 г.

После доработки 14.11.2023 г.

Принята к публикации 21.11.2023 г.

В статье анализируется динамика природной среды Азовского моря в условиях разномасштабных и разнонаправленных изменений климата последнего макроцикла, включающего микулинскую межледниковую и валдайскую ледниковую эпохи, отдельные их стадии и фазы развития. Показано, что палеогеографическое развитие Азовского моря тесно связано с глобальными изменениями климата и находится в зависимости от функционирования системы Средиземноморье–Понт–Каспий.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, глобальные изменения климата, система Средиземноморье–Понт–Каспий, Азовское море, палеогеография.

DOI: 10.31857/S0869587323120113, EDN: NLWJEO

Азовское море, глубоко врезаюсь в сушу и длинной цепочкой проливов и морей соединяясь с Атлантическим океаном, представляет собой самое континентальное море планеты. Оно является частью системы Средиземноморье–Понт (Азовское и Чёрное моря)–Каспий – внутриконтинентальных водоёмов, реликтов бассейна Паратетиса, отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития (рис. 1). Составная часть системы Понто-Каспий включает в себя Каспийское море (изолированный бассейн), Азово-Черноморский бассейн (имеющий периодическую связь с Мировым океаном) и Манычскую депрессию (функционировавшую как пролив между Каспием и Понтом). Средиземное море имеет постоянную связь с Мировым океаном, “воротами” между ним и Пон-

том служит Мраморное море, в зависимости от функционирования проливов Дарданеллы и Босфор, периодически превращавшееся в изолированный водоём. Динамику природной среды Азовского моря необходимо рассматривать неотрывно от развития всей этой сложной системы бассейнов, испытывающей на себе влияние множества факторов.

Цель настоящей статьи – показать, как изменялось Азовское море в условиях глобальных изменений климата последнего климатического макроцикла. Материалом послужил анализ и обобщение результатов многолетних исследований автора в Понто-Каспийском регионе, а также опубликованные данные.

В настоящее время общепринятым подходом к оценке продолжительности событий служит их сопоставление с изотопно-кислородными данными по глубоководным морским осадкам и ледниковым кернам, отражающим глобальные изменения климата (морские изотопные стадии, или МИС) [1, 2]. Последний климатический макроцикл – это эпоха от последнего межледниковья (МИС 5е) до современного (МИС 1), составляющая поздний плейстоцен (рис. 2). Он включает в себя разномасштабные и разнознаковые глобальные климатические события: межледниковую и ледниковую эпохи, отдельные их стадии и фазы развития. Палеогеографический анализ отклика природной среды Азовского моря на разномас-



ЯНИНА Тамара Алексеевна – доктор географических наук, заведующая научно-исследовательской лабораторией новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, профессор кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

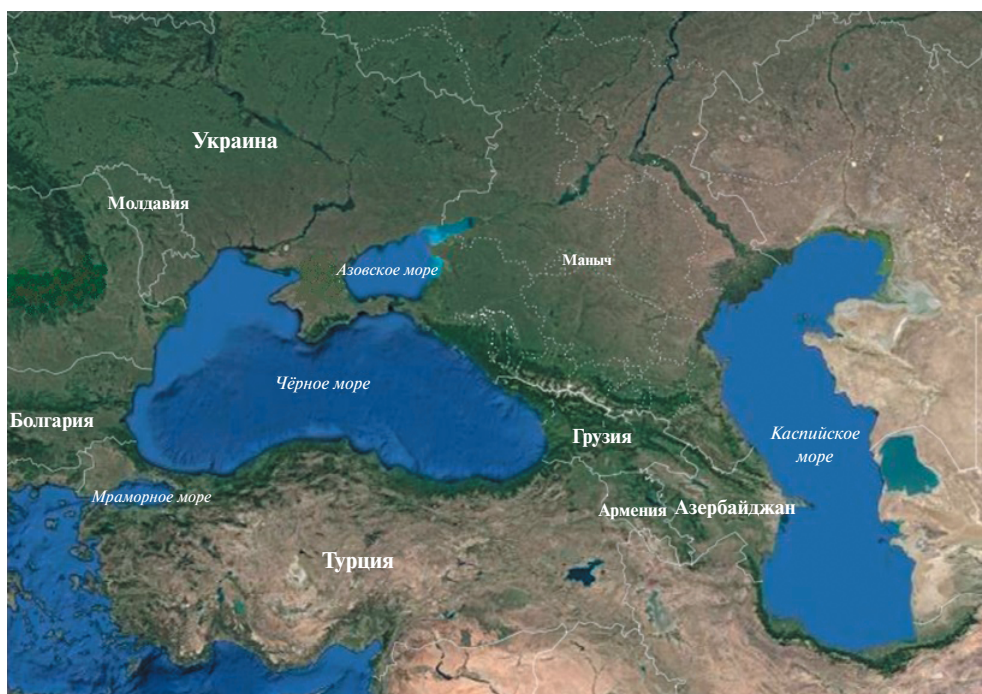


Рис. 1. Азовское море в системе Средиземноморье—Понт—Каспий

штабные и разнознаковые изменения климата важен для понимания современного состояния бассейна, он представляет собой естественно-историческую основу для прогнозных оценок и актуален в современных условиях глобальных климатических изменений.

Изучение истории развития бассейнов Понта и эволюции их природной среды в позднем плейстоцене имеет долгую историю. Первые палеогеографические реконструкции выполнены Н.И. Андрусовым [4, 5], продолжены работами [6–8] и многими другими. Комплексные исследования обобщены в монографиях [9–15]. В последние десятилетия наблюдается резкое увеличение количества таких работ, что свидетельствует о возрастающем интересе международного научного сообщества к истории внутриконтинентальных бассейнов Европы, игравших важную роль в развитии природной среды континента в палеовремени и продолжающих играть эту роль в наши дни.

Последний климатический макроцикл начинается с межледниковой эпохи (микулинской на Восточно-Европейской равнине). Международной стратиграфической комиссией геохронологическая позиция последнего межледниковья оценивается интервалом МИС 5е, между 128 и 115 тыс. лет назад (л.н.); климатический оптимум межледниковья датируется в ~125 тыс. л.н. [2] (см. рис. 2). Начало межледниковья характеризовалось быстрым подъёмом уровня моря (бореаль-

ная трансгрессия), связанного с таянием материкового оледенения [16, 17]. Уровень Мирового океана достиг современных отметок около 127 тыс. л.н., в максимальной фазе трансгрессии он превысил современные значения на 6–7.5 м [17] или на 7–9 м [18]. Понижение уровня океана началось 116–118 тыс. л.н. [19]. Режим Средиземного моря в позднем плейстоцене определялся колебаниями уровня океана, поскольку связь этого моря с Северной Атлантикой через Гибралтар не прерывалась. Одновременно с трансгрессией океана в Средиземном море развивалась тирренская трансгрессия, характеризующаяся широким расселением тропической малакофауны сенегальского типа с показательным видом *Strombus bubonius*. Основной трансгрессивный пик, превышающий современный уровень на 6–7 м, отвечал климатическому оптимуму межледниковья, более тёплым и влажным условиям по сравнению с современными.

Воды тирренской трансгрессии, преодолев систему Дарданеллы—Мраморное море—Босфор, заполнили Черноморскую котловину, став причиной карангатской трансгрессии с наивысшим в неоплейстоцене уровнем (на 5–7 м выше современного) и солёностью до 30 промилле (‰). Её отложения распространены широко, поэтому палеогеография этого бассейна изучена достаточно полно [8–14, 20–24].

Карангатская трансгрессивная эпоха в Понте представлена двумя стадиями — карангатской и

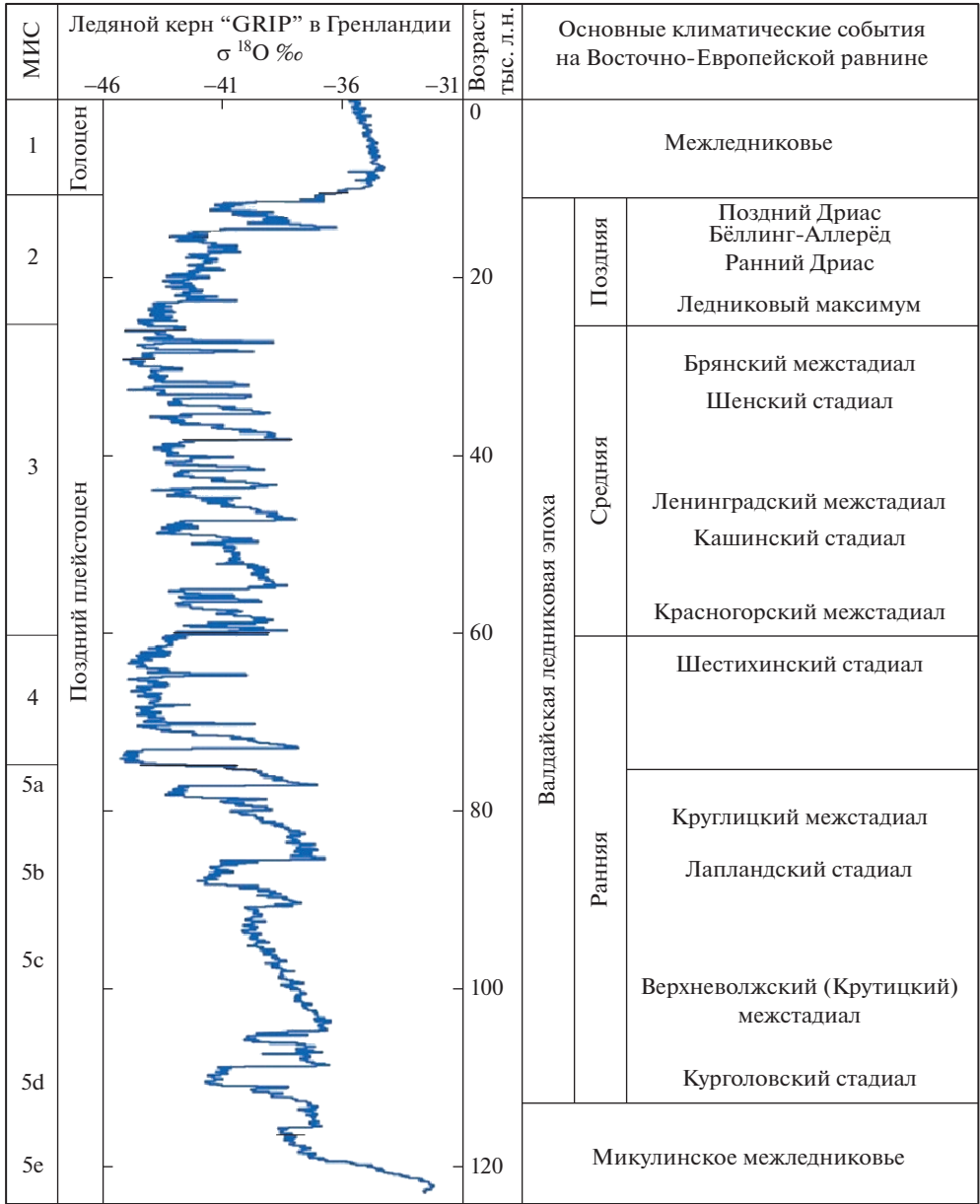


Рис. 2. Глобальные изменения климата последнего макроцикла (поздний плейстоцен)
Источник: [3]

тарханкутской. В межледниковье развивалась карангатская стадия. В раннюю фазу её развития, тобечикскую [10], с уровнем ниже современного, в области Чёрного моря распространились виды, характерные для него и в наши дни. Вторая фаза трансгрессии, собственно карангатская, характеризовалась солёнолюбивыми видами, среди которых присутствовали моллюски, ныне здесь отсутствующие (*Acantocardia tuberculata* и др.). Высокая солёность была характерна и для южной части Азовского моря. Заполнив Азовскую котловину и приустьевые участки речных долин, карангатские воды ингрессионным заливом вторг-

лись в Манычскую депрессию (рис. 3а). Результаты буровых работ, выполненных нами в депрессии [25], свидетельствуют о проникновении морских вод вплоть до порога (водораздела) Зунда-Толга, преодолеть который они не смогли. Распространение в осадках центральной части Манычской депрессии представителей карангатской фауны *Cerastoderma glaucum*, *Chamelea gallina*, *Chlamys glabra*, *Ostrea edulis* служит доказательством довольно высокой солёности вод залива (около 18–20‰). В его вершинной части, судя по преимущественному распространению *Cerastoderma glaucum* и исчезновению более солёнолю-

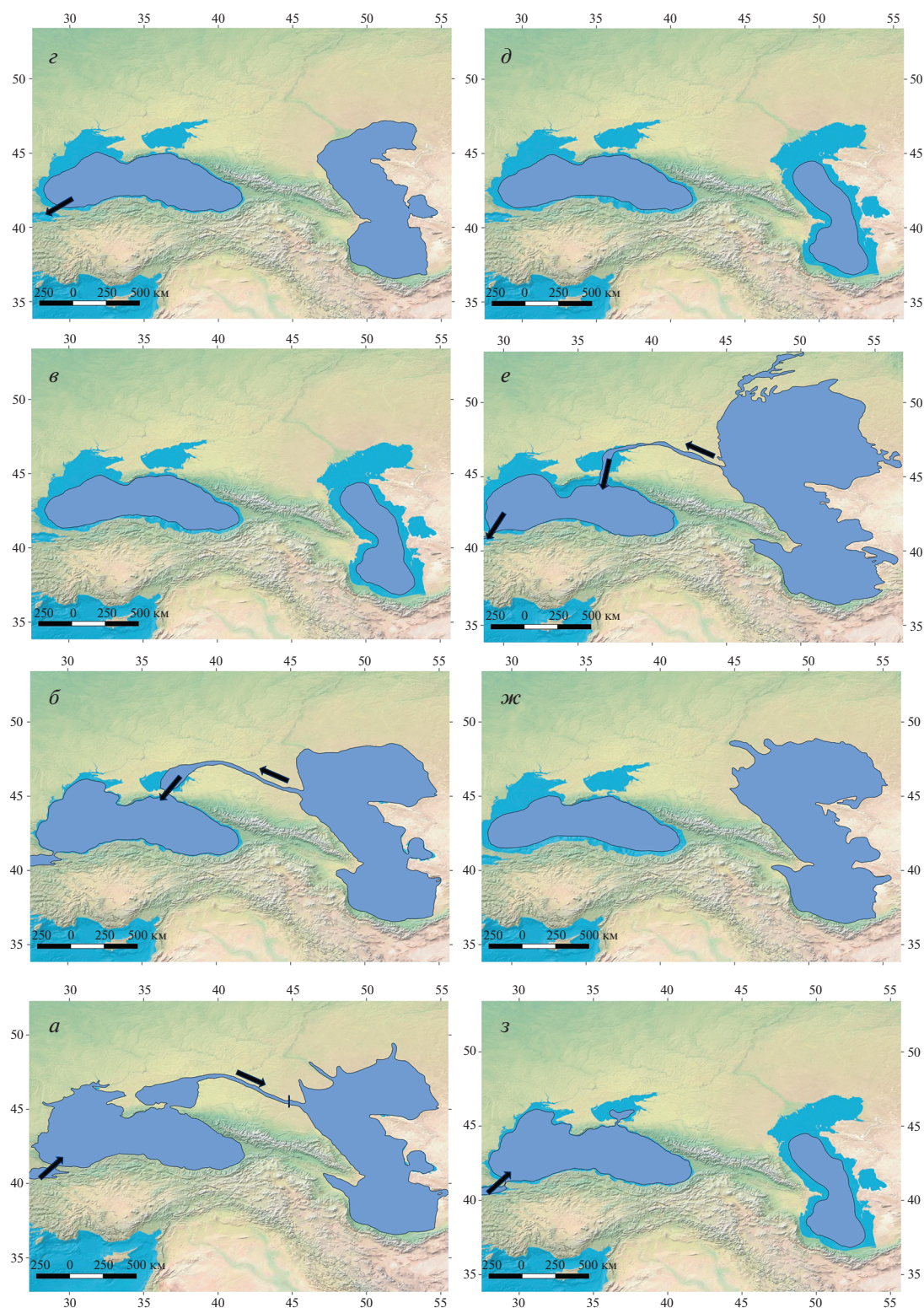


Рис. 3. Система бассейнов Средиземноморье–Понт–Каспий в условиях последнего климатического макроцикла: *а* – микулинское межледниковье; *б* – переходный период: микулинское межледниковье – ранневалдайское (калининское) оледенение; *в* – ранневалдайское (калининское) оледенение; *г* – межстадиальное потепление; *д* – поздневалдайское (осташковское) оледенение; *е* – деградация поздневалдайского оледенения; *ж* – позднеледниковье; *з* – ранний голоцен. Стрелками показаны сток вод и миграции фауны

бивых видов моллюсков, воды залива были довольно сильно опреснены (до 10‰) [11, 26].

Датирование карангатских отложений в стратотипических разрезах Эльтиген (Керченский полуостров) и Тузла (Таманский полуостров) методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) привело нас к заключению о развитии этой трансгрессивной стадии 131–120 тыс. л.н. [22–24].

В Каспии в межледниковую эпоху развивалась так называемая малая трансгрессия, сформировался позднехазарский изолированный бассейн с максимальным уровнем около –10 м, с превышавшей современную солёностью – от 10–12‰ в Северном до 14–15‰ в Южном Каспии [12, 14]. Карангатские воды не стекали в Каспий.

Микулинское межледниковье сменилось сложной в климатическом отношении эпохой, отвечающей МИС 5d-a (115–75 тыс. л.н.). Согласно принятой региональной схеме для европейской части России, этот временной интервал выделяется как часть ранневалдайского оледенения. Он включает в себя курголовское похолодание (стадия 5d), верхневолжский (крутицкий) интерстадиал (5c), лапландское похолодание (5b) и круглицкий интерстадиал (5a) [27, 28]. Некоторые исследователи [28] считают, что этот интервал следует выделять в качестве самостоятельного этапа, например, зовалдая. Автор данной статьи придерживается точки зрения о его отнесении к переходной (межледниковье – оледенение) климатической эпохе.

В Понте продолжал своё развитие карангатский трансгрессивный бассейн, поддержанный второй стадией тирренской средиземноморской трансгрессии (МИС 5c). Её уровень лишь немного превышал современный, климатические условия также были близки к современным. Третий подъём тирренской трансгрессии, отвечающий МИС 5a, оказался незначительным. Согласно исследованиям в Мраморном море [21, 29], средиземноморские воды в Понт не сбрасывались. В составе малакофауны Понта отсутствовали галофильные элементы, господство перешло к умеренно стеногалинным и эвригалинным видам. Согласно данным ОСЛ-датирования, временной интервал этой стадии – от 120 до 100 тыс. л.н. [22, 24].

Эта же эпоха в Каспии ознаменовалась развитием гирканского трансгрессивного бассейна [11]. Вопрос о его существовании служил предметом многолетней дискуссии [11, 30]. В последние годы в связи с нефтепоисковыми работами в акватории Северного Каспия появились данные, позволившие нам подтвердить существование гирканской трансгрессии в истории Каспия [30]. Её фаунистический облик определялся совместным нахождением *Didacna subcatillus*, *D. cristata* и

редких представителей позднехазарской фауны. Бассейн был опреснён и по размерам превосходил позднехазарский. Палиноспектры указывают на некоторое похолодание и увлажнение климата [30].

Снижение уровня карангатского бассейна, как следствие снижения уровня Мирового океана в переходную к ледниковой эпоху, привело к сокращению протяжённости ингрессионного залива в Маныче. Однако эти климатические условия благоприятствовали повышению уровня изолированного Каспия. Гирканские воды, преодолев порог Зунда-Толга, стали заполнять Манычскую депрессию. О впадении гирканских каспийских вод в отступавший карангатский залив свидетельствуют материалы бурения в центральной части Манычской депрессии [25, 26], а именно залегание выше слоёв с карангатской малакофауной отложений с совместным присутствием представителей эвригалинной карангатской и гирканской фаун.

Продолжавшееся снижение уровня карангатского бассейна привело к полному освобождению Манычской депрессии от морских вод и открытию в ней гирканского пролива (рис. 3б). На открытие пролива указывает залегание в керне скважин слоя с гирканской фауной (без примеси карангатской) [25, 26]. Существование пролива подтверждено нами анализом керна скважин на Таманском шельфе Понта [26, 31]: здесь в отложениях завершающей фазы (тарханкутской) карангатского бассейна отмечены раковины моллюсков (*Didacna cristata*, *D. subcatillus*), характерные для гирканской трансгрессии Каспия. Гирканский пролив, с учётом анализа обитавшей в нём малакофауны, имел солёность 8–10‰. ОСЛ-датировка гирканских отложений в центральной части Манычской депрессии – 107 ± 7 тыс. лет назад [25].

Неустойчивый в климатическом отношении переходный период сменился глубоким продолжительным похолоданием, отвечавшим стадии МИС 4 (75–60 тыс. л.н.) и соответствовавшим калининской стадии валдайского оледенения. Океан, а вслед за ним и карангатский бассейн, регрессировали. Связь со Средиземным морем отсутствовала [21, 29]. В Понте получила развитие посткарангатская регрессия с уровнем до –80 – –100 м [9–14]. На месте Азовского моря простиралась аллювиальная равнина с пересекавшей её долиной Дона (рис. 3в). В Причерноморье распространились сухие холодные степи [12, 14, 21]. В Каспии также развивалась глубокая регрессия – ательская [14, 32]. Палинологические материалы свидетельствуют о разнообразии ландшафтной обстановки в Северном Прикаспии: от лесных с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепных и тундро-лесостепных [32]. Ме-

тодами радиоуглеродного и ОСЛ-датирования временной интервал регрессии определён примерно в 75–42 тыс. л.н. [32, 33].

Калининское оледенение сменилось межстадиальным потеплением (средневалдайский мегаинтерстадиал, МИС 3) с временными границами 60–25 тыс. л.н. [27, 28]. Оно включало в себя ряд относительно холодных и тёплых фаз, в целом характеризующаясь общим смягчением континентальности климата [27]. Мраморное море формировалось как озёрный бассейн [21, 29], связь между Средиземным морем и Понтом не установлена. В Понте реконструировано повышение уровня до –25 – –20 м, названное Г.И. Поповым [11] сурожской трансгрессией, однако признанной далеко не всеми исследователями региона. Осадки этого трансгрессивного бассейна обнаружены на шельфе современного Чёрного моря [34, 35]. Время его существования оценивается в 40–25 тыс. л.н. [35]. Изученный нами керн скважин с Таманского шельфа подтвердил существование сурожского трансгрессивного бассейна, береговая линия которого реконструируется на уровне около –20 м. На основании радиоуглеродного датирования возраст прибрежных сурожских отложений – около 30 тыс. л.н. [31]. Подъём уровня был вызван увеличением приходной составляющей водного баланса (увеличение стока с водосборных площадей). В Азовском бассейне в результате подпора формировались болотные и лиманные условия (рис. 3г).

В Каспии для этого же интервала времени (по материалам бурения и результатам анализа керна скважин из Северного Каспия нами установлено существование самого раннего хвалынского трансгрессивного бассейна. В составе его фауны *Didacna subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. parallela*. Многочисленные радиоуглеродные датировки показали интервал его развития во второй половине межстадиала МИС 3 [36]. Функционирование пролива в эту эпоху не установлено.

Поздневалдайская (осташковская) стадия оледенения сопоставляется с МИС 2 (25–11.7 тыс. л.н.). Максимальное похолодание климата валдайской ледниковой эпохи датировано интервалом 22–18 тыс. л.н. В этот период вся территория бореальной области Европы за пределами Скандинавского ледникового покрова представляла собой единую гиперзону [12], ландшафты которой сформировались под сильным воздействием процессов криогенеза. Согласно [37], локальный ледниковый максимум в центре Восточно-Европейской равнины датируется около 20–20.5 тыс. л.н.; дегляциация началась 17–15 тыс. л.н.

В период максимального похолодания Понт представлял собой изолированный регрессивный новоэвксинский бассейн (рис. 3д), минимальный уровень которого оценивается от –100 [12] до

–140 м [14, 15, 34]. На месте черноморских котловин, континентального склона и нижней части шельфа существовал сильно опреснённый водоём, заселённый малакофауной, в составе которой определены виды пресноводной (родов *Viviparus*, *Lithoglyphus*, *Valvata*) и слабо солоноватоводной (родов *Monodacna*, *Dreissena*) экологических групп, господствовали дрейссены [10–12].

Азовское море представляло собой низменную прибрежную равнину, пересекаемую долиной Дона, устье которого располагалось в 60 км южнее Керченского пролива [11, 12]. Холодный и сухой климат реконструирован по спорово-пыльцевым данным [38]. На осушенных участках шельфа и низменных побережьях существовали ландшафты, близкие к перигляциальным. Время существования регрессивного бассейна оценивается в 22–17 (16) тыс. л.н. [39].

В период ледникового максимума Каспий также регрессировал [14, 36]. Но с началом дегляциации его уровень стремительно поднимался, достигнув абсолютных отметок 48–50 м. В долине Волги существовал протяжённый (около 500 км) эстуарий. Его осадки обнажены в большинстве разрезов [11, 12, 14]. Типичной фацией являются шоколадные глины, уникальные осадки хвалынской трансгрессии Северного Каспия. Бассейн заселила сравнительно бедная фауна, преимущественно *Didacna parallela*, *D. protracta* и *D. ebersini*. Солёность на основной акватории раннехвалынского Каспия оценивается в 11–12‰. Низкие температуры бассейна подтверждаются палинологическими материалами: так, в период накопления толщи шоколадных глин в Нижнем Поволжье реконструированы перигляциальные ландшафты [40].

При достижении трансгрессией максимальных отметок открылся пролив. Об этом свидетельствует геоморфологическое строение Манычской депрессии, а также палеонтологическое содержание её отложений [11, 14]. Воды раннехвалынской трансгрессии проложили себе путь к новоэвксинскому бассейну Понта в буртасских озёрных отложениях Маныча и перекрывающих их субэвральных осадках. Об этом (эрозионном) этапе существования пролива свидетельствуют сохранившиеся ложбины стока и грядовый рельеф Манычской долины [41]. На следующем (аккумулятивном) этапе нижнехвалыньские осадки сформировали прислонённую к грядам террасу на высоте 22–25 м. Отложения вскрываются в естественных разрезах на протяжении Манычской долины. В их составе типичные раннехвалыньские виды *Didacna ebersini*, *D. protracta*. Строение осадочной толщи и содержащиеся в ней сообщества моллюсков указывают на однопавленную миграцию малакофауны из Каспия в новоэвксинский бассейн Понта [14, 41].

Функционирование пролива датируется 18–14 тыс. л.н. [42], в плейстоцене это завершающая эпоха его существования.

Новоэвксинский бассейн Понта, принявший хвалынские воды из Каспия, отреагировал понятием уровня. Более того, трансгрессивная тенденция в нём наметилась и в результате увеличения стока с водосборных площадей. В новоэвксинском трансгрессивном бассейне расселились слабо солоноватоводные каспийские виды (*Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*), среди которых встречались редкие *Didacna moribunda* и *D. ebersini* [9–11]. Уровень новоэвксинской трансгрессии достиг максимального уровня – 30 м. Его более высокому стоянию препятствовал низкий порог стока пролива Босфор: при его достижении новоэвксинские воды сбрасывались в Мраморное море и даже в Средиземное, чему существуют геологические и палеонтологические свидетельства [21, 29]. Сформировалась уникальная палеогеографическая ситуация: каскад бассейнов Каспий–Понт–Мраморное море–Средиземное море (рис. 3е). В результате подпора в Азовском море создавались условия для возникновения болот и лиманов.

Послеледниковое гляциоэвстатическое повышение уровня Средиземного моря носит название верзильской (фландрской) трансгрессии. Её начало относится к раннему послеледниковью (около 17–15 тыс. л.н.) [9, 12, 14, 21]. Трансгрессия, начавшаяся с поступления большого объёма североатлантических вод, привела к распространению современной средиземноморской фауны, прежде всего моллюсков. Первое вторжение средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн произошло около 9.8–9.5 тыс. л.н. [14, 15, 43]. В области Понта началось формирование голоценовой межледниковой черноморской трансгрессии (рис. 3з).

* * *

Палеогеографическая динамика Азовского моря в последнем климатическом макроцикле (МИС 5 – МИС 1) была тесно связана с глобальными изменениями климата и находилась в зависимости от функционирования системы Средиземноморье–Понт–Каспий. Глобальное потепление (МИС 5е) и подъём уровня Мирового океана привели к заполнению средиземноморскими водами Черноморской, а затем и Азовской котловин и вызвали в Понте морскую карангатскую трансгрессию. Глобальное похолодание в переходный к валдайской ледниковой эпохе период вызвало снижение уровня карангатского бассейна вслед за снижением уровня океана. В отличие от карангатского моря, в этих же условиях гирканский бассейн Каспия трансгрессировал и сбросил часть своих вод по Манычу в тар-

ханкутский бассейн (вторая стадия карангатской эпохи) Понта. В ранневалдайскую (калининское оледенение, МИС 4) ледниковую стадию в Понте существовал посткарангатский регрессивный бассейн. В условиях межстадиального потепления (МИС 3) бассейн трансгрессировал, но его уровень оставался на отрицательных отметках. Поздневалдайская (осташковское оледенение, МИС 2) ледниковая эпоха, приведшая к самому значительному снижению уровня Мирового океана, вызвала глубокую новоэвксинскую регрессию в Понте. В эпоху деградации наземного и подземного оледенения новоэвксинский бассейн трансгрессировал, оставаясь на отрицательных отметках уровня. В этот период он испытал влияние сброса в него вод раннехвалынской трансгрессии Каспия. Одновременный сброс вод через Босфор в Средиземноморье стал причиной формирования каскада сточных бассейнов системы. Глобальное межледниковое потепление голоцена вновь привело к поступлению средиземноморских вод и развитию в Понте черноморской морской трансгрессии.

Таким образом, Понт (Азовское и Чёрное моря), как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземноморьем, в своём развитии испытывал влияние обоих бассейнов. В его позднеплейстоценовой истории установлено чередование морских бассейнов и солоноватоводных (каспийского типа). Морским бассейном была лишь карангатская трансгрессия, вызванная притоком средиземноморских вод. Следующее наступление моря на сушу (черноморское) развивалось уже в голоцене. Солоноватоводными были посткарангатский, сурожский и новоэвксинский бассейны. Азовское море, как полноценный бассейн, существовало лишь в межледниковые эпохи, при развитии в Чёрном море трансгрессии с уровнем выше либо близком к современному.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность коллегам, принимавшим участие в совместных полевых и аналитических исследованиях в Понто-Каспийском регионе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00164 “Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях последней межледниковой эпохи”.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Imbrie J., Hays J.D., McIntyre A. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // *A. Berger et al.,*

- eds. Milankovitch and Climate. Reidel, Boston, 1984. P. 269–305.
2. *Head M.J.* Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions // *Quaternary International*. 2019. V. 500. P. 32–51.
 3. *Yanina T.A.* Environmental variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean basins during the last climatic macrocycle // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. V. 13. № 4. P. 6–23.
 4. *Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Керченском полуострове // *Записки Новоросс. об-ва естествоиспыт.* 1884. Т. 9. Вып. 2. С. 1–198.
 5. *Андрусов Н.И.* Предварительный отчёт об участии в Черноморской глубоководной экспедиции // *Известия Русского географического общества*. 1890. Т. 26. В. 2 (5). С. 380–409.
 6. *Губкин И.М.* Обзор геологических образований Таманского полуострова // *Изв. Геол. ком.* 1913. Т. 32. № 8. С. 803–859.
 7. *Павлов А.П.* Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // *Мем. Об-ва любит. естествозн., антроп. и этногр.* 1925. Вып. 5.
 8. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Чёрного моря. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
 9. *Фёдоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Чёрного моря // *Труды ГИН АН СССР*. Т. 88. М.: Наука, 1963.
 10. *Невесская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Чёрного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
 11. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983.
 12. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Россельхозакадемия, 1998.
 13. *Несмеянов С.А., Измайлов Я.А.* Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИС, 1995.
 14. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012.
 15. *Матишов Г.Г., Титов В.В., Ковалёва Г.В. и др.* Палеогеография Приазовья в голоцене. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2019.
 16. *Forsström L.* Duration of interglacials: a controversial question // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 1577–1586.
 17. *Kopp R.E., Mitrovica J.X., Griffies S.M. et al.* The impact of Greenland melt on local sea levels: a partially coupled analysis of dynamic and static equilibrium effects in idealized water-hosing experiments // *Climate Change*. 2010. V. 103. P. 619–625.
 18. *Dutton A., Lambeck K.* Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial // *Science*. 2012. V. 337. P. 216–219.
 19. *Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X. et al.* A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage // *Geophysical Journal International*. 2013. V. 21. P. 1–6.
 20. *Янко В.В., Фролов В.Т., Мотненко И.В.* Фораминиферы и литология стратотипического горизонта (антропоген Керченского полуострова) // *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.* 1990. Т. 65. № 3. С. 85–97.
 21. *Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T. et al.* Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: interbasinal connectivity and faunal evolution // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 188. P. 1–40.
 22. *Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей Э.С. и др.* Возраст карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Чёрного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2019. № 6. С. 29–40.
 23. *Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Янина Т.А. и др.* Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Чёрного моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2020. № 6. С. 139–145.
 24. *Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А.* Хронология карангатской трансгрессии Чёрного моря на основе данных люминесцентного датирования // *Известия Российской академии наук. Серия географическая*. 2023. Т. 87. № 1. С. 88–101.
 25. *Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К.* Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Маньчжурской депрессии // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2018. № 3. С. 77–88.
 26. *Янина Т.А., Сорокин В.М., Семиколенных Д.В.* Каспийские моллюски в карангатском бассейне Чёрного моря (поздний плейстоцен) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2023. Т. 78. № 5. С. 20–26.
 27. *Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012.
 28. *Шик С.М.* Неоплейстоцен Центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.
 29. *Çağatay M.N., Eriş K., Ryan W.B.F. et al.* Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara // *Marine Geology*. 2009. V. 265. P. 87–100.
 30. *Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2014. № 3. С. 3–9.
 31. *Сорокин В.М., Янина Т.А., Романюк Б.Ф.* Новые находки карангатских отложений в восточной части Чёрного моря // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2022. № 5. С. 113–119.
 32. *Yanina T.A., Bolikhovskaya N.S., Sorokin V.M. et al.* Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian sea (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2021. V. 590. P. 73–84.
 33. *Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д. и др.* Хронология и условия развития криогенеза в лёссово-почвенных сериях Нижнего Поволжья //

- Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 3. С. 49–66.
34. История геологического развития континентальной окраины западной части Чёрного моря / Ред. П.Н. Куприн. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.
 35. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 112–120.
 36. Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. V. 465 (A). P. 130–141.
 37. Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A. et al. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be // Quaternary Science Reviews. 2018. V. 200. P. 106–113.
 38. Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов-на-Дону: Изд. РГУ, 1976.
 39. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 51–60.
 40. Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R. The early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: pollen records, palynofloras and reconstructions of paleoenvironments // Quaternary International. 2020. V. 540. P. 10–21.
 41. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г. и др. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М.: Географический факультет МГУ, 2010.
 42. Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. Возраст хвалынского пролива в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2022. № 5. С. 103–112.
 43. Çagatay M.N., Görür N., Algan A. et al. Late Glacial–Holocene palaeoceanography of the Sea of Marmara timing of connections with the Mediterranean and the Black Sea // Marine Geology. 2000. V. 167. P. 191–206.

ENVIRONMENTAL DYNAMICS OF THE SEA OF AZOV UNDER CONDITIONS OF THE LAST CLIMATIC MACROCYCLE

T. A. Yanina^{1, #}

¹M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]E-mail: paleo@inbox.ru

The paper presents the dynamics of the natural environment of the Sea of Azov under the different-scale and multidirectional changes of the climate during the last macrocycle, the epoch from the last interglacial to the modern one, including the Mikulino interglacial and Valdai glacial epochs, their development stages and phases. It has been shown that the paleogeographic development of the Sea of Azov is closely related to global climate changes and is dependent on the functioning of the Mediterranean–Pont–Caspian system.

Keywords: late Pleistocene, global climate changes, Mediterranean–Pont–Caspian system, Sea of Azov, paleogeography.