

ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ

УДК 551.79

Т.А. Янина¹**ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОНТО-КАСПИЯ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ²**

Выполнен сравнительный анализ эволюции природной среды Каспия и Понта, установлены общие закономерности и особенности развития бассейнов разного типа в условиях разномасштабных и разнонаправленных изменений климата в позднем плейстоцене. Холодные обширные трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта, не превышавшие его современного уровня, развивались синхронно в холодные (ледниковые) климатические эпохи. Максимальная высота уровня каспийских трансгрессий контролировалась высотой Манычского порога; трансгрессий каспийского типа Понта — высотой Босфорского порога. Теплые трансгрессии Каспия с отрицательными отметками уровня и морские трансгрессии Понта с максимальным его положением развивались в эпохи потепления климата — межледниковые эпохи. Но если определяющим фактором для “теплых” каспийских трансгрессий было существование межледниковых эндотермалов, то для развития морских трансгрессий Понта — межледниковые трансгрессии Мирового океана. Холодные трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта развивались асинхронно с трансгрессиями Мирового океана.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, изменения климата, Каспий, Понт, колебания уровня, природная среда, корреляция событий.

Введение. Понто-Каспий (Черное, Азовское и Каспийское моря) — это система отличающихся природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов — реликтов бассейна Восточного Паратетиса. Эволюция Понто-Каспия отражает глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Восточно-Европейской равнины и горных территорий, а также трансгрессивно-регрессивные события в Мировом океане. Понто-Каспий — стратотипический регион плейстоцена Северной Евразии. Изучение природной среды бассейнов и их прибрежных зон в позднем плейстоцене имеет долгую историю, начавшуюся в конце XIX в. работами Н.И. Андрусова [2] и продолженную многими исследователями [5—11, 14, 18—22, 27—29, 32—39, 43—45, 47—52, 54—61, 63—68, 70—82, 84—88]. Несмотря на обилие накопленного материала, большинство вопросов палеогеографии региона дискуссионны. Все исследователи отмечают наличие в позднем плейстоцене трех крупных этапов развития: в Черноморской области — карангатской и новоэвксинской трансгрессий и разделяющей их регрессии; в Каспийской области — позднехазарской и хвалынской трансгрессий и разделяющей их регрессии. Разногласия начинаются при выделении более мелкомасштабных событий в истории бассейнов, их ранга, возраста, гидрологических и экологических характеристик.

Проблемы сопоставления и взаимосвязи событий внутри Понто-Каспия, их отклик на глобальные и региональные климатические изменения, корреляция с палеогеографическими событиями на сопредельных территориях [15, 21, 26, 31, 41, 43, 52, 61, 64, 75, 76] также не имеют единого решения.

Глобальные климатические события позднего плейстоцена (130—10 тыс. л.н.) — теплая межледниковая (эемская, микулинская) эпоха в начале позднего плейстоцена и холодная двухстадийная ледниковая (вюрмская, валдайская) эпоха в его середине и конце. Состояние природной среды Понто-Каспия напрямую зависит от климатических изменений и вызванных ими колебаний уровня морей разного знака, частоты и размаха в замкнутом Каспийском и имеющем связь с океаном Азово-Черноморском бассейнах.

Постановка проблемы. Сравнительный анализ эволюции природной среды Каспия и Понта, установление общих закономерностей и особенностей развития бассейнов разного типа в условиях разномасштабных и разнонаправленных изменений климата — основная задача работы.

Материалы и методы исследований. Достоверные палеогеографические реконструкции основаны на хронологическом (стратиграфическом) обосновании последовательности событий и фактологически доказанной корреляции их региональных рядов. Основой для реконструкции событий в Понто-Каспии и их

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, научно-исследовательская лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, зав. НИЛ, докт. геогр. н.; e-mail: didacna@mail.ru

² Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 10-05-00251, 11-05-00093, 12-05-01052).

корреляции служат биостратиграфические (экостратиграфические) схемы Каспия и Понта, выполненные автором в результате критического анализа всех основных местонахождений позднеплейстоценовой малакофауны в регионе [73, 75].

Основной метод исследования малакофаунистический, включающий изучение таксономического состава, биостратиграфического распределения, исторического развития, филогении, биогеографии моллюсков. Первостепенное внимание уделено руководящим для Каспийского моря и эндемичным для Понто-Каспия солоноватоводным моллюскам рода *Didacna* Eichw., особенностью которого является быстрое эволюционное развитие на видовом и подвидовом уровнях. Использование дидакн при стратиграфическом расчленении плейстоцена не только Каспия, но и Понта, играет важную роль при корреляции отложений и событий региона. При палеогеографических реконструкциях автор применяет сопряженный метод — взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литологического, фациального, спорово-пыльцевого, диатомового, изотопного, геохронологического и других анализов изучения новейших отложений. Материалы о глобальных и региональных климатических событиях позднего плейстоцена взяты из литературных источников.

Результаты исследований и их обсуждение. Каспий. Событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает позднехазарскую (позднехазарская и гирканская трансгрессивные стадии) и хвалынскую (раннехвалынская и позднехвалынская трансгрессивные стадии) трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией (рис. 1).

Позднехазарская трансгрессия развивалась в две стадии, разделенные регрессией. Уровень раннего позднехазарского бассейна не превышал –10 м. Малакофауна представлена в основном крассоидными дидакнами с характерными видами *D. nalivekini* и *D. surachanica*. Ее отличительная черта — большие размеры (часто гигантизм) и массивность раковин. Наряду с развитием тепловодного вида *Corbicula fluminalis* в Северном Каспии и высокой карбонатностью осадков это позволяет сделать вывод о теплом климате в позднем хазаре. Соленость бассейна была выше солености современного Каспия и составляла от 10—12‰ в Северном Каспии до 14—15‰ в Южном [75]. Результаты анализа фораминифер [77] подтверждают этот вывод. По пыльцевым спектрам и материалам карпологического анализа [1, 79] реконструирована теплая климатическая фаза. О слабом обводнении водосборного бассейна и теплом сухом климате в эту эпоху свидетельствует отсутствие галечного материала дальнего приноса. Бассейн представлял собой изолированное озеро-море, не имеющее связи с Понтом.

Ранняя позднехазарская трансгрессивная стадия сменилась регрессивной, о чем свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении, размывы и поч-

вообразование [49, 52, 58, 63, 73]. В настоящее время нет прямых данных, по которым можно было бы судить о масштабе регрессивной фазы. Судя по изменениям в составе малакофауны, она была незначительной.

Отложения второй трансгрессивной позднехазарской стадии отмечены в Дагестане [52, 58, 73] и на Красноводском п-ове [63]. В составе малакофауны бассейна также господствовали крассоидные дидакны. По материалам бурения скважин в северо-западной области Каспийского региона Г.И. Горещким [19] и Г.И. Поповым [48] реконструирован сильноопресненный солоноватоводный бассейн, который эти исследователи отнесли к гирканской трансгрессии Каспия, имевшей место после позднехазарской трансгрессии. По мнению критиков этой позиции [15, 54, 57, 58, 60, 64, 70], гирканские слои нижней Волги являются опресненной фацией верхнехазарских отложений.

Согласно данным автора статьи [75], гирканский бассейн, описанный Г.И. Поповым на северо-западе Прикаспия, представлял собой обширную лагуну (лиман), “подпертую” поздней позднехазарской трансгрессивной стадией Каспия, с одной стороны, и карангатской ингрессией в Манычскую депрессию — с другой. Влияние вод Волги, Терека и других пресных водотоков привело к значительному опреснению лагуны и расселению в ней многочисленных лиманно-каспийских видов и дидакн, переносящих опреснение и мягкие грунты. Характерна пресноводная форма *Corbicula fluminalis*, широкое распространение которой доказывает тепловодность водоема. По-видимому, поздняя позднехазарская (гирканская) трансгрессивная стадия развивалась во влажную теплую эпоху. Материалы палинологического анализа [79] подтверждают это.

Урано-иониевые датировки позднехазарских отложений лежат в интервале 122—76 тыс. л.н. [6, 31, 52, 58, 70]; датирование методом электронно-парамагнитного резонанса дало результат 140—85 тыс. л.н. [13].

Хазарский трансгрессивный этап развития Каспия сменился ательской регрессией, которая, согласно материалам сейсмоакустического профилирования [39], достигала уровня –140 м. Каспий отступил в среднюю и южную котловины. В Нижнем Поволжье в основании регрессивной толщи залегают ахтубинские пески с сингенетичными им клиньями и морозобойными трещинами — ярким свидетельством суровых климатических условий времени их отложения. Растительность была представлена тундрово-степными ассоциациями [22]. Ахтубинские осадки перекрыты ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощность до 20 м), образовавшимися в континентальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины пресноводных и наземных моллюсков угнетенного облика, костные остатки мамонта, северного оленя и других животных, что свидетельствует о холодном климате в эту эпоху. Таежные спорово-пыльцевые спектры из ательских осадков [22, 23, 43] подтверждают это. Ательская толща осложнена несколькими (до 4) горизонтами в разной степени

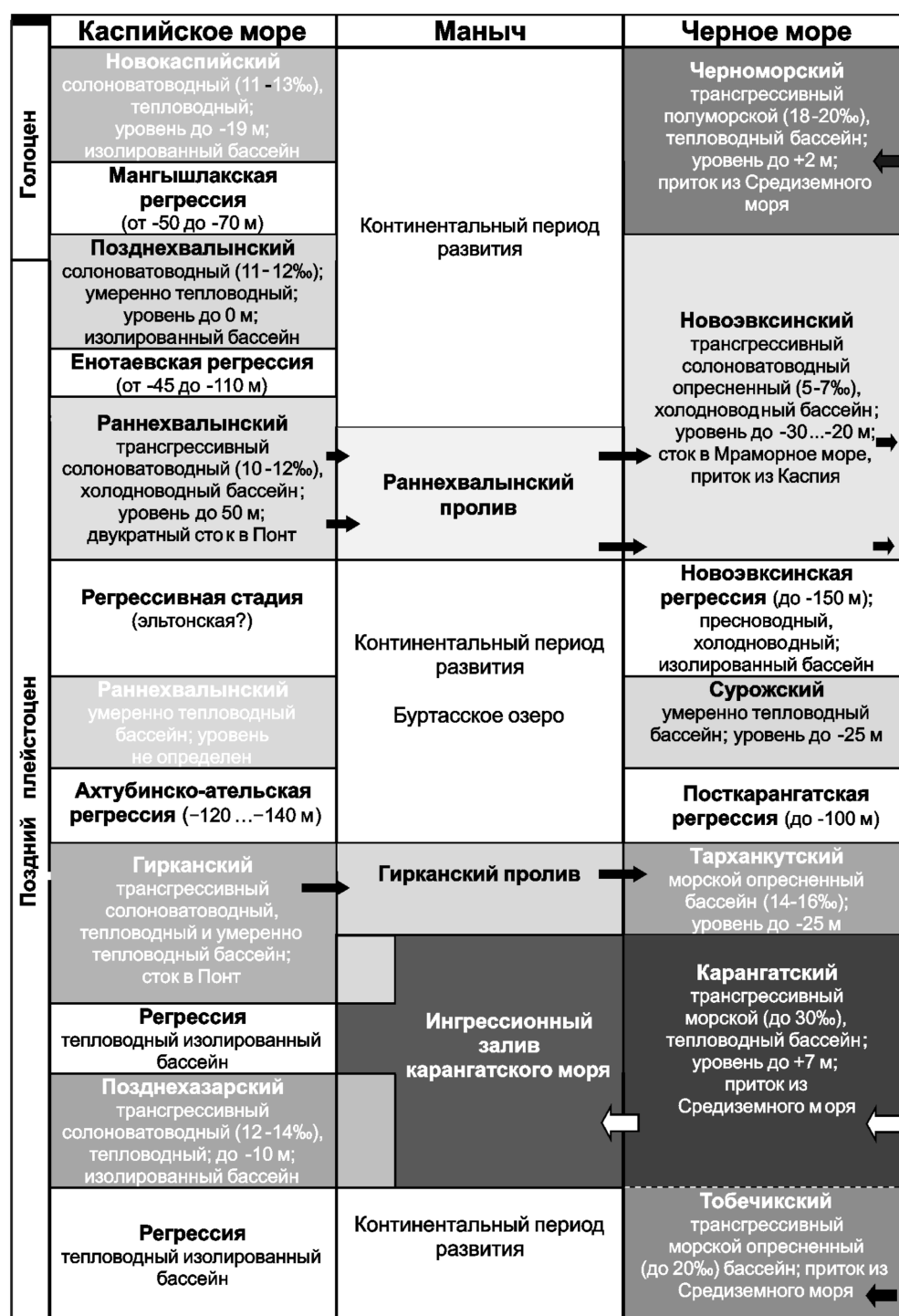


Рис. 1. Схема палеогеографических событий Понто-Каспия в позднем плейстоцене.

Оттенки серого отражают солёность бассейнов: чем интенсивнее оттенок, тем выше солёность. Стрелками показан сток вод и миграция малакофауны

выраженных погребенных почв, что указывает на неоднократную смену климатических условий в регионе в сторону их смягчения (потепление и увлажнение). К концу эпохи климат стал теплее. В составе растительности увеличилась доля древесных пород; наряду с березой, сосной и елью появились вяз, дуб, липа, а в травяных сообществах — злаковые и разнотравье. Господство получили степные и лесостепные ландшафты. Судя по большой мощности ахтубинско-

ательских отложений, наличие в них ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длительным и многофазным. Его начало относится к отступлению позднехазарского (гирканского) бассейна с территории, что произошло, очевидно, позже 76 тыс. л.н.

Ательская регрессия сменилась хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия. Ран-

нехвалынская трансгрессивная стадия в максимум достигала отметок 48—50 м. Бассейн заселила сравнительно бедная фауна с господством катиллоидных и тригоноидных дидакт, отличающихся тонкострочными раковинами, часто небольшого размера. Состав малакофауны свидетельствует в целом о более низкой солености, нежели в древних плейстоценовых бассейнах. Однако распределение солености по площади бассейна и ее изменение во времени в его разных природных областях были разными: на основной акватории Северного Каспия она превышала современную на 3—4‰; соленость Среднего и Южного Каспия была ниже современной (около 11‰) [75].

Тонкостенность раковин свидетельствует о низкой температуре воды по сравнению с таковой в древних бассейнах и нынешнем Каспии. Литологическая особенность нижнехвалынских отложений — наличие шоколадных глин. Согласно представлениям А.И. Москвитина [43] и Г.И. Горецкого [21], их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Палинологические материалы подтверждают это. Так, в бассейне р. Урал раннехвалынская эпоха отмечена максимальным для всего позднего плейстоцена развитием лесных массивов [79] с доминированием в ее начале хвойных, преимущественно ели, роль которой во вторую половину эпохи сократилась. На западном побережье в начале раннехвалынской эпохи господствовали древесные породы (дуб, вяз, ольха, береза, клен, сосна, ель); к ее завершению стала преобладать травянистая (доминант — маревые) и кустарничковая растительность [1], т.е. климат стал мягче.

Все исследователи признают факт существования стадийных береговых линий в эпоху раннехвалынского бассейна — максимальной, талгинской (34—36 м), буйнакской (28—30, 20—22 м), туркменской (14—15, 4—6 м) [51, 63]. Автор поддерживает точку зрения, согласно которой они образовались в трансгрессивные фазы, разделенные регрессиями [14, 51, 52]. Ю.М. Васильев сделал вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной им эльтонской [14]. В настоящее время эту точку зрения развивает А.Л. Чепалыга [82]. В изученном нами [56] керне скважины зафиксировано 5 трансгрессивно-регрессивных фаз, что подтверждает сложность развития раннехвалынской трансгрессивной стадии. В керне ряда каспийских скважин, проанализированном автором (материал не опубликован), выделяются две толщи отложений, охарактеризованных разными комплексами раннехвалынской фауны, что также свидетельствует о сложности трансгрессивно-регрессивного развития Каспия в раннехвалынскую эпоху.

Падение уровня раннехвалынского бассейна завершилось енотаевской регрессией, максимальный уровень которой оценивается в –105...–110 м [39]. На побережьях Каспия описаны континентальные енотаевские отложения, а также многочисленные следы

перерывов в морском осадконакоплении [14, 37, 51, 55, 58, 64]. На каспийском шельфе енотаевские слои выделены в керне скважин [39, 56]. Согласно пыльцевым данным [61], это была эпоха сухого прохладного климата.

Наступившая после енотаевской регрессии позднехвалынская трансгрессивная стадия в период максимального развития имела уровень около 0 м. Основным отличием ее малакофауны было господство *D. praetrigonoides*, которые в раннехвалынском бассейне занимали лишь незначительные биотопы. Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше, чем в раннехвалынском (11—12‰) [75]. Состав фораминифер [77] свидетельствует об увеличении солености до 12—14‰. Относительное обилие моллюсков в бассейне, их более крупные и массивные раковины объясняются благоприятными условиями для жизни, в частности более высокой температурой воды по сравнению с таковой в раннехвалынском бассейне. Данные спорово-пыльцевого анализа [1, 22, 61] свидетельствуют об общем потеплении в регионе. Снижение уровня позднехвалынского моря сопровождалось остановками и вторичными трансгрессивными подъемами [37, 38, 51, 52]. Тенденция к регрессии началась на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой [1], для нижней части верхнехвалынских осадков характерна пыльца разнообразной древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб), а для ее верхней части — абсолютное преобладание пыльцы травянистых ксерофитов, что свидетельствует о распространении полупустынно-степной растительности.

Возраст хвалынской эпохи всегда был и до настоящего времени остается предметом дискуссий [6, 8, 11, 35, 52]. Автор статьи также участвовала в этой дискуссии, отстаивая ее “молодой” возраст [57, 58]. В последние годы появились новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии [11, 55, 56, 81, 82]. Большой интерес представляют датировки, полученные по раковинному материалу и органике из керна скважин: для нижних слоев хвалынских отложений — 30 000 (>30 000) [11]; 29 200±1 220 (ЛУ-5953), калиброванный возраст 33 860±1 490 л.н. [56]. Учитывая сложное строение толщи хвалынских осадочных отложений, вскрытых скважинами, а также полученные для них датировки, автор пришла к выводу о начале трансгрессивной тенденции развития Каспия около 35 тыс. л.н. Анализ распределения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, в настоящее время нет радиоуглеродных датировок максимальной стадии трансгрессии. Большая часть датировок относится к стадийному уровню около 22 м и определяет его возраст (калиброванный) в 15—14 тыс. л.н.

Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией в эпоху континентализации климата в бореальный период голоцена.

Понт. Событийная схема позднего плейстоцена Понта включает карангатскую (карангатская и тар-

ханкутская стадии), сурожскую и новоэвксинскую трансгрессии и разделяющие их регрессии (рис. 1).

Палеогеография карангатской трансгрессии изучена достаточно полно [3, 7, 26, 44, 45, 64, 67, 78]. Все исследователи черноморского плейстоцена единогласны: карангатская трансгрессия — крупная межледниковая трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Анализ карангатской малакофауны показал, что трансгрессия развивалась в две стадии — карангатскую и тарханкутскую, охарактеризованные фаунистическими комплексами с разным содержанием стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков.

Карангатская стадия трансгрессии была двухфазной. В раннюю фазу ее развития — тобечикскую [44] — в области Черного моря распространились виды, свойственные ему и в наши дни. Уровень бассейна не превышал современного. ЭПР-датировки дают интервал 121—127 тыс. л.н. [26]. С развитием средиземноморской трансгрессии и поступлением ее вод в черноморскую котловину наступила вторая фаза трансгрессии — собственно карангатская. Наряду с формами, ныне живущими в Черном море, распространились стеногалинные виды, ныне здесь отсутствующие (*Cardium tuberculatum* и др.), что свидетельствует о том, что соленость бассейна составляла ~30‰ в его открытой части. Высокая соленость была характерна и для южной части Азовского моря, Манычского пролива и Донского лимана. Карангатская трансгрессия отличалась теплопроводностью, что подтверждается не только таксономическим составом малакофауны, но и тепловодными субтропическими видами диатомей [27]. Спорово-пыльцевые спектры также указывают на значительное потепление в регионе [33, 36, 72]. Границы моря превышали границы современного Азово-Черноморского бассейна, море проникало на десятки километров вверх по долинам равнинных рек (по долинам Дуная и его притоков более чем на 70—80 км [42]). Залив максимальной фазы карангатского моря распространялся на восток до водораздела Восточного и Западного Манычей [49]. Серия торий-урановых датировок показала возраст максимальной стадии трансгрессии в 140—70 тыс. л.н. [5, 10, 26].

Вторая стадия карангатской трансгрессии — тарханкутская — развивалась на фоне регрессирующего карангатского моря. Бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость не превышала 14—15‰. В составе фаунистического комплекса средиземноморская фауна имеет бедный видовой состав, без галофильных элементов, отмечены позднехазарские (гирканские) дидакны (*D. cristata*, *D. subcatillus*), проникшие в бассейн с каспийскими водами и расселившиеся на ограниченных участках в области их влияния. Возраст стадии определен в 63 тыс. л.н. [26].

Посткарангатская регрессия достигала уровня –110 м [9, 45]. Морские воды сменились солоноватоводными, а затем почти пресноводными [33]. Диатомеи принадлежали к холодным, слабоминерализованным

водоемам. Произошло значительное похолодание климата, на что указывают спорово-пыльцевые комплексы [72].

По данным Г.И. Горецкого [19] и Г.И. Попова [49], в посткарангатскую эпоху черноморский бассейн пережил еще одну трансгрессию — сурожскую (или аланскую). Следы этой трансгрессии обнаружены ими в долине Западного Маныча и в Приазовье. Сурожская терраса установлена на Кавказском побережье [45, 49]. Принадлежность отмеченных осадков на побережьях к сурожскому бассейну не признают многие исследователи [44, 64, 75]. Более доказательны находки отложений предположительно сурожского бассейна на шельфе и даже в глубоководной котловине [33]. Уровень моря не поднимался выше –25...–20 м. Поступления вод из Средиземного моря не было, сурожская морская фауна не выделяется. Спорово-пыльцевые спектры указывают на потепление климата [72]. Время существования бассейна оценивается в 40—25 тыс. л.н. [71].

Новоэвксинская эпоха началась с регрессивного этапа — озерной стадии с односторонним стоком черноморских вод в Мраморное море. Минимальный уровень бассейна оценивается от –80 [64, 72] до –150 м [87]. На месте черноморских котловин, континентального склона и нижней части шельфа существовал сильноопресненный водоем, заселенный малакофауной с господством дрейссен. Состав флоры диатомовых [27, 29] свидетельствует о сильном похолодании. Азовское море представляло собой низменную прибрежную равнину, пересеченную долиной Дона, устье которого было расположено на 50 км южнее Керченского пролива. Произошло слияние устьевых частей Днепра, Днестра и Дуная с образованием единой дельты. На низменных побережьях существовали ландшафты, близкие к перигляциальным [34]. Холодный и сухой климат реконструирован по спорово-пыльцевым данным [18, 33], подтвержден находками в отложениях костных остатков песцов, белых куропаток и северных оленей [66]. Наибольшее похолодание в регионе наступило 22—23 тыс. л.н. Время существования бассейна оценивается в 23—16 тыс. лет [10, 72].

Трансгрессивный новоэвксинский этап начался 16 тыс. л.н. К 12,5 тыс. л.н. подъем уровня достиг –45 м. Новоэвксинский бассейн был заселен солоноватоводной фауной, большую часть которой составляли слабосолоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*. Характерно полное отсутствие эвригалинных средиземноморских видов, что показывает сильное опреснение водоема. Редкие раковины дидакн хвалынского вида *D. ebersini* (*D. moribunda*), встречающиеся в новоэвксинских осадках, свидетельствуют о сбросе в этот бассейн хвалынских вод. В нем определены также хвалынские виды остракод [49] и фораминифер [77]. Согласно материалам о юго-западной части Черного моря [80], отмечены два этапа сброса новоэвксинских вод в Мраморное море — около 16 и около 10 тыс. л.н. К рубежу 9,8 тыс. л.н. [10] уровень

моря достиг отметки примерно –30 м. Трансгрессия подтопила долины рек, аллювиальные и озерные отложения выполнили часть Азовской котловины, значительно потеплело. В истории Понта начался черноморский этап развития.

Маньч. Судя по положению и малакофаунистическому составу отложений Маньчской долины, в максимум развития карангатской трансгрессии в ней существовал ингрессионный залив вплоть до водораздела с Каспием. Г.И. Поповым [49] определены два этапа ингрессии карангатского моря, во второй этап она увеличилась. Со стороны Каспия в долине Восточного Маньча существовали заливы двух стадий позднехазарской трансгрессии. В эпохи спада вод карангатского бассейна и сокращения его залива в долину со стороны Каспия ингрессировали гирканские воды, вместе с которыми расселялись каспийские моллюски. Регрессия карангатского моря привела к появлению пролива и сбросу гирканских вод в Понт. Произошло это в эпоху начавшегося похолодания, что подтверждается палинологическим материалом [19].

Завершение гирканского века отмечено в долине Маньча возникновением огромного озера, которое Г.И. Горецкий [19] назвал Буртасским. Причиной существования бессточного озера, по мнению Г.И. Попова [49], было погружение Маньч-Гудиловского прогиба, ограниченного склонами Сальского и Зунда-Толгинского поднятий. В нем обитали пресноводные моллюски и остракоды. В осадках определена пыльца хвойных [19]. Озеро, судя по мощной толще осадков в нем (до отметок 40–45 м), существовало долго. В верхней части буртасских отложений развиты погребенные почвы лугово-болотного типа, что свидетельствует о колебаниях уровня озера. Каспий в эту эпоху находился в состоянии ательской регрессии. В Черноморской котловине развивалась посткарангатская регрессия.

Открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м, что подтверждается геоморфологическим строением Маньчской депрессии, а также палеонтологическим составом ее отложений. Сброс вод по Маньчу происходил, очевидно, в два этапа — эрозийный, при достижении хвалынской трансгрессией максимального уровня; и аккумулятивный, сформировавший террасу на высоте около 22 м в эпоху буйнакской стадии раннехвалынского бассейна. Второй этап имеет возраст около 12,5–12,7 тыс. л.н. (радиоуглеродные датировки) или около 14,3–14,8 тыс. л.н. (калиброванный возраст). Ископаемые сообщества хвалынских моллюсков указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия в новоэвксинский бассейн Понта [59, 74]. Это была последняя эпоха функционирования Маньчского пролива.

Особенности эволюции природной среды Каспия и Понта. Каспий и Понт в позднем плейстоцене представляли бассейны разного типа, значительно отличавшиеся по характеру изменений уровня моря, гидрологиче-

ским параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны.

Каспий в течение большей части позднего плейстоцена был бессточным водоемом. Сток в бассейны Понта по Маньчскому проливу происходил троекратно — в позднехазарскую (гирканскую) и дважды в раннехвалынскую трансгрессивные стадии. В Понте бессточные водоемы кратковременно существовали в максимальные стадии регрессий (к настоящему времени доказана изолированность новоэвксинского бассейна). Сточным (сток по Босфору) был режим солоноватоводных бассейнов, не принимавших воды Каспия. Проточные условия возникали в таких бассейнах в эпохи поступления в них каспийских вод по Маньчскому проливу. Притоком средиземноморских вод было вызвано развитие морских трансгрессий, двухстороннего водного обмена с Каспием не было.

В эпоху максимальной трансгрессии площадь Каспия увеличилась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень поднялся до отметки +50 м. При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маньча. Во время максимальной регрессии уровень Каспия опустился до –140 м. Размах колебаний достиг 190 м. Уровень Понта в эпоху максимальной трансгрессии не превышал +7 м, а площадь акватории увеличивалась в основном за счет затопления устьевых частей речных долин. Максимальный уровень контролировался уровнем Средиземного моря. Понижение уровня во время регрессии достигало –100 (–150?) м, размах колебаний составлял более 100 м.

Каспийское море представляло солоноватоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солёности — не более 6–7‰. Отмечается следующая закономерность: обширные трансгрессивные бассейны отличались в целом несколько пониженной солёностью (с ее разным изменением внутри них: в Северном Каспии — увеличение солёности в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия — уменьшение). Небольшие трансгрессивные бассейны (малые трансгрессии) внутри регрессивных эпох характеризовались самой высокой солёностью среди каспийских трансгрессий. Резкой смены солёности в бассейнах не было. В Понте сменялись бассейны морского, полуморского, солоноватоводного типа. Размах колебаний солёности составил около 30‰.

Каспийские бассейны были заселены солоноватоводной фауной, представленной немногочисленными родами, большая часть из которых — каспийские автохтоны. В черноморских бассейнах обитала фауна разного типа — от опресненного солоноватоводного до морского. Моллюски рода *Didacna* Eichw. в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием трех частей Каспия с разными условиями среды и их разобщением в эпохи регрессий. Моллюски Понта менее изменчивы, одна из причин этого — сравнительная однород-

ность условий их существования в бассейнах, что не стимулирует видообразования.

Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий: наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий, для которого характерно непостоянство условий существования биоты, обусловленное влиянием речных вод. В бассейнах Понта биоразнообразие моллюсков зависело от инвазии в них либо каспийских, либо средиземноморских элементов фауны. Наивысшим биоразнообразием отличался морской карангатский бассейн.

В температурном отношении в Каспии выделялись “холодные” (обширная раннехазарская) и “теплые” (малая позднехазарская) трансгрессии. Поздние стадии “холодных” трансгрессий были более теплыми; а более поздние стадии “теплых” трансгрессий, напротив, — более холодными. “Холодные” трансгрессивные бассейны отличались пониженной соленостью. Все морские трансгрессии Понта были “теплыми”. Бассейны каспийского типа в нем развивались в холодных температурных условиях, наиболее холодными водами отличались регрессивные бассейны Понта.

Манычский пролив, периодически функционировавший между Каспием и Понтом, — уникальное событие палеогеографии региона. Пролит играл существенную роль в истории как Каспия, так и Понта. В Каспии он контролировал уровни обширных “холодных” трансгрессий, в Понте — масштаб ингрессии морских теплых вод в долину Маныча. Поступление каспийских вод по проливу в бассейны Понта приводило к увеличению их водной массы, изменению гидрологических, гидрохимических и экологических параметров. В бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался в снижении их уровня, а также в сбросе части солей в водоемы Понта.

Различие палеогеографических условий в бассейнах Каспия и Понта во многом определялось степенью изолированности водоемов. По этой же причине по-разному отразились в их эволюции глобальные изменения климата.

Глобальные изменения климата и эволюция бассейнов Понто-Каспия. Глобальные климатические события позднего плейстоцена, обусловленные вариациями инсоляции, которые вызваны циклическими изменениями элементов земной орбиты, включают теплую межледниковую (морская изотопная стадия (МИС) 5 шкалы SPECMAP) и холодную ледниковую (МИС 4—2) эпохи, имеющие сложное строение. В разных широтах и регионах они выражены по-разному: в Понто-Каспии — в чередовании трансгрессивных и регрессивных эпох, отражающих колебания уровня океана и плювиальные или аридные условия в регионе; на Восточно-Европейской равнине и в горных странах региона — в образовании ледников и их деградации (что в свою очередь оказывало региональное влияние на развитие бассейнов Понто-Каспия).

Начало позднего плейстоцена характеризовалось теплой эпохой (МИС 5), на Восточно-Европейской

равнине — микулинским межледниковьем. Это палеогеографическое событие не вызывает сомнения ни у кого из исследователей региона. Однако о возрастных границах и длительности микулинского межледниковья нет единого мнения. Представления исследователей по этим вопросам обобщены Н.С. Болиховской и А.Н. Молодьковым [13]. Возраст микулинского межледниковья оценивается интервалами в 100—70 [30], 128—116 [4], 140—100 [17], 140—70 [12], 130—107 [83] тыс. лет. По мнению многих исследователей, межледниковье было непродолжительным, сопоставимым лишь с изотопной подстадией 5е, с наиболее теплым периодом около 125 тыс. л.н. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова [12, 13], изотопной подстадии 5е отвечает лишь первый из трех термических максимумов микулинского межледниковья. Внутри сложного по структуре межледниковья, охватывающего, по их мнению, всю стадию 5, зафиксированы также два похолодания, названные Н.С. Болиховской эндотермалами [12].

Реконструкция палеогеографических событий в Понто-Каспийском регионе (рис. 2) показывает, что межледниковье в начале позднего плейстоцена в Каспии отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первый эндотермал (в фазу похолодания и увлажнения) первой стадией позднехазарской трансгрессии — тепловодным бассейном с отрицательными отметками уровня. В Понте в начале позднего плейстоцена началась крупная межледниковая карангатская трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Ее причина — межледниковый подъем уровня океана и поступление средиземноморских вод в черноморскую котловину. В долине Маныча карангатская трансгрессия образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Регрессия раннего позднехазарского бассейна, очевидно, произошла в термоксеротическую фазу межледниковья. В условиях сменившего ее второго эндотермала конца межледниковья получила развитие вторая позднехазарская трансгрессивная стадия (гирканская), образовавшая обширный лиман в приманычском районе с глубоким проникновением в долину Восточного Маныча. В Понте продолжалось развитие карангатской трансгрессии. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии, образующей своеобразный “слоеный пирог” из отложений с карангатской и позднехазарской малакофауной, подтверждает одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Существование тепловодных позднехазарских и карангатских бассейнов в Понто-Каспийском регионе охватывает временной интервал всей эпохи МИС 5, что согласуется с точкой зрения исследователей, считающих микулинское межледниковье продолжительной и сложной по структуре эпохой.

На начальных стадиях глобального похолодания уровень карангатского моря стал падать вслед за уровнем океана. Каспийские воды гирканского бассейна ингрессировали в освобождающуюся от карангатско-

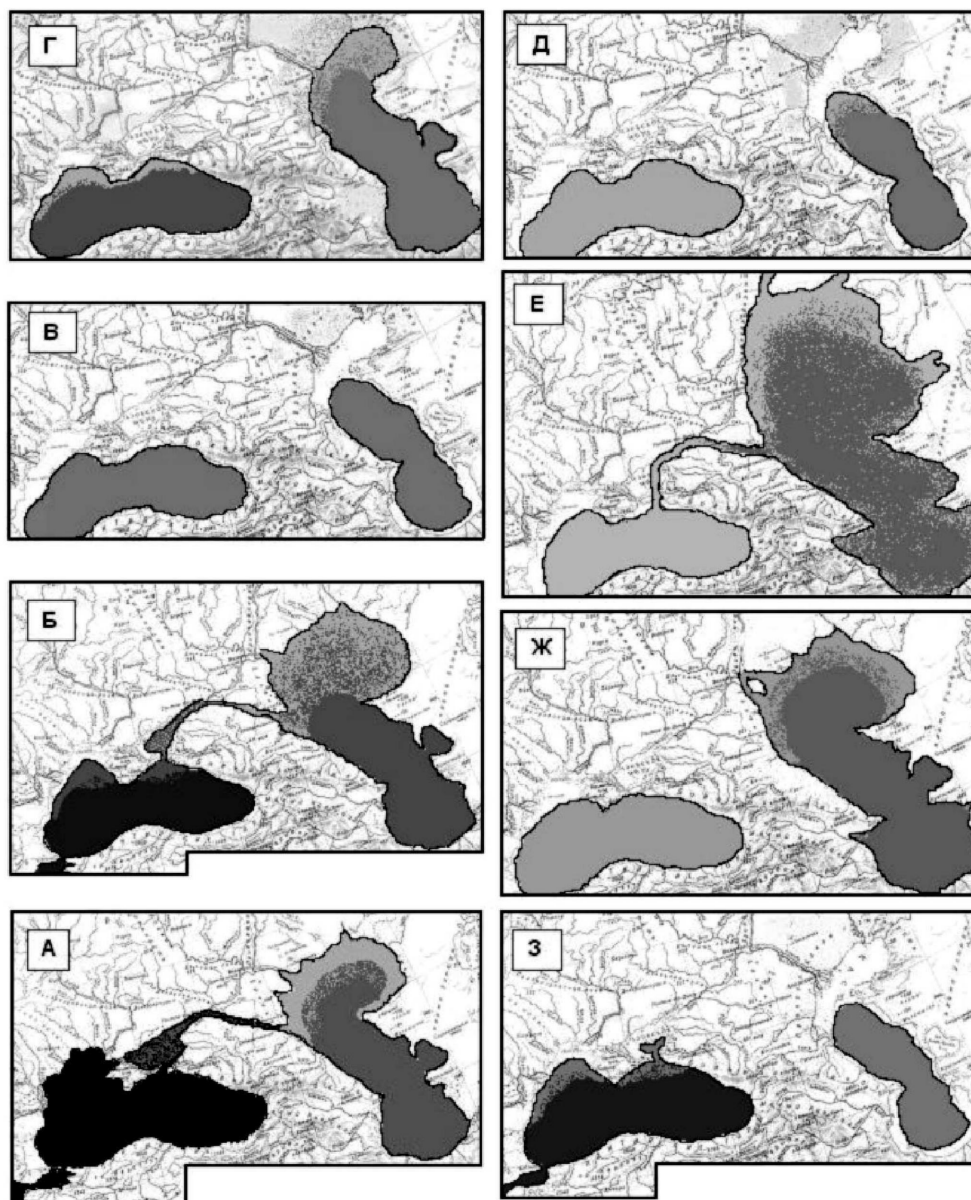


Рис. 2. Схема развития бассейнов Понто-Каспия в позднем плейстоцене в условиях глобальных изменений климата: А — межледниковая эпоха (МИС 5, микулинское межледниковье на Восточно-Европейской равнине); карангатская трансгрессия Понта (с глубоким заливом по Манычу) и позднехазарская трансгрессивная стадия Каспия (изолированный бассейн); Б — переходный этап от межледниковой (МИС 5) к ледниковой (МИС 4) эпохе: начало карангатской регрессии Понта и гирканская трансгрессивная стадия Каспия; гирканский пролив Маныча; В — ранняя стадия ледниковой эпохи (МИС 4, ранневалдайское оледенение на Восточно-Европейской равнине), максимум оледенения: посткарангатская регрессия Понта и ахубинско-ательская регрессия Каспия; Г — межстадиальное потепление (МИС 3, брянский межстадиал на Восточно-Европейской равнине), деградация оледенения: сурожский бассейн Понта и начало раннехвалынской трансгрессии Каспия; Д — поздняя стадия ледниковой эпохи (МИС 2, поздневалдайское оледенение на Восточно-Европейской равнине), максимум оледенения: новоэвксинская регрессия Понта и регрессивная стадия (эльтонская?) раннехвалынского бассейна Каспия; Е — деградация оледенения (МИС 2): новоэвксинская трансгрессия Понта и максимальная стадия хвалынской трансгрессии Каспия; Ж — деградация оледенения (МИС 2) — начало послеледниковья (МИС 1): новоэвксинская трансгрессия Понта и позднехвалынская трансгрессивная стадия Каспия; З — начало межледниковой эпохи голоцена (МИС 1): начало черноморской трансгрессии Понта и мангышлакская регрессия Каспия

го залива долину Маныча, а затем и в Понт. Регрессивная тенденция развития карангатского моря была осложнена возникновением тарханкутского бассейна с отрицательными отметками уровня. Очевидно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, распреснившего бассейн.

Холодной эпохе (МИС 4—2) отвечает валдайская ледниковая эпоха на Восточно-Европейской равнине.

Представления исследователей о ней, как и о микулинском межледниковье, различны. Эта эпоха отличалась преимущественно холодным и континентальным климатом, а также сложной внутренней структурой. Вопрос о числе оледенений и их размере — предмет дискуссий [16, 46, 53, 62, 69]. Согласно палинологическим исследованиям, внутри валдайского ледникового климатического ритма реконструированы два

ранневалдайских, три средневалдайских интерстадиальных этапа и пять холодных стадиальных этапов [12, 13].

По мере приближения к максимуму ранневалдайского похолодания, в условиях холодного и сухого климата, гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют глубокие ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные спорово-пыльцевые спектры этих отложений. Неоднородность климатических условий, выразившаяся в чередовании стадиалов и интерстадиалов, в ательских отложениях отразилась в появлении горизонтов ископаемых почв. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской озерной толщи Маныча, характеризующейся холодными пыльцевыми спектрами и также включающей до четырех горизонтов почв. В черноморской котловине развивалась глубокая посткарангатская регрессия, отвечающая ледниковой регрессии океана.

Глобальное потепление (эпоха МИС 3) нашло отклик в межстадиальном смягчении климата на Восточно-Европейской равнине, увеличении стока с водосборных бассейнов и уменьшении испарения над акваториями. Увеличение приходной составляющей водного баланса вызвало трансгрессивную тенденцию как в Каспии (начальная фаза раннехвалынской трансгрессии, осадки которой известны только в скважинах), так и в Понте (сурожский умеренно тепловодный бассейн с отрицательными отметками уровня). Необходимо заметить, что верхняя часть континентальных ательских осадков отвечает этому временному интервалу.

В последнюю в плейстоценовой истории холодную стадию (МИС 2) развивалось поздневалдайское оледенение. С образованием ледников уровень Понта следовал за снижением уровня океана и Средиземного моря. В максимум поздневалдайского оледенения наступила глубокая регрессия: в черноморской котловине существовал сильноопресненный озерный ранненовоэвксинский бассейн. Бессточный Каспий в начальные фазы похолодания продолжал трансгрессировать. Трансгрессивная тенденция раннехвалынского бассейна была прервана в эпоху максимального похолодания, отличавшегося наиболее суровым климатом в плейстоцене. Распространение мерзлоты реконструировано до берегов Каспийского моря. Среднегодовая температура снижалась до $-10...-5$ °C в южных областях Европы [46]. Такие климатические условия, очевидно, привели водный баланс Каспия к отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня. Данные моделирования [85, 86] показали сходный результат.

Развитие трансгрессии возобновилось в эпоху деградации оледенения. Трансгрессия каспийского типа началась и в новоэвксинском бассейне, однако его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящееся в регрессивном состоянии Средиземное море. Раннехвалынская трансгрессия, достигнув уровня Манычского порога, выработала

эрозионную долину, по которой часть вод была сброшена в Понт. В Каспии сброс вод по Манычу вызвал снижение уровня раннехвалынского моря. С его новым подъемом последовали ингрессия каспийских вод в долину и этап их стока в новоэвксинский водоем. Эти гидрологические события стали причиной подъема уровня последнего, его максимум был достигнут в условиях “подпора” начавшейся трансгрессии Средиземного моря, о чем свидетельствуют показатели кратковременного поступления морских вод в новоэвксинский водоем [88].

Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось трансгрессивно-регрессивными событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров: холодные засушливые условия среднего дриаса — енотаевской регрессией, континентализация бореального периода голоцена — мангышлакской регрессией. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией.

По проблеме корреляции трансгрессивно-регрессивных событий Каспия и Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Восточно-Европейской равнины автор предлагает следующее решение. В Каспии имели место как “холодные” и “теплые” трансгрессии, так и “холодные” и “теплые” регрессии, имевшие разный размах уровня. В ледниково-межледниковом ритме для Восточно-Европейской равнины В.П. Гричук [24] выделил теплую и холодную фазы, в каждой фазе (по признаку увлажненности) — стадии: термоксеротическую и термогигротическую, криогигротическую и криоксеротическую. Анализируя ход увлажнения в Каспийском регионе (решающий фактор для развития трансгрессий) при той же теплообеспеченности (рис. 3), можно заключить, что холодные трансгрессии происходили в криогигротические фазы, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Восточно-Европейской равнине. Однако пик увлажненности в Каспийском регионе достигал максимальных значений раньше максимального развития оледенения; в максимум же оледенения (конец гигротической фазы) отмечен спад уровня моря — “холодная” регрессия. Следует отметить, что существование “пояса плювиальности” во время глобальных похолоданий климата доказано для аридной зоны всей Азии [25]. Выполнены реконструкции, показавшие повышенную влажность на кавказском побережье с одновременным снижением температуры (плювиалы) в ледниковые эпохи, а также пониженную влажность и повышение температуры в межледниковые эпохи [1, 41].

На приведенную “идеализированную” схему неизбежно накладываются региональные факторы, вызванные развитием оледенения (его размерами, динамикой, перестройкой гидрографической сети) на Восточно-Европейской равнине и вносящие коррективы в развитие климатических показателей в регионе и величину стока. Деграция оледенений и увеличение стока вызывают новый трансгрессивный подъем уровня, а

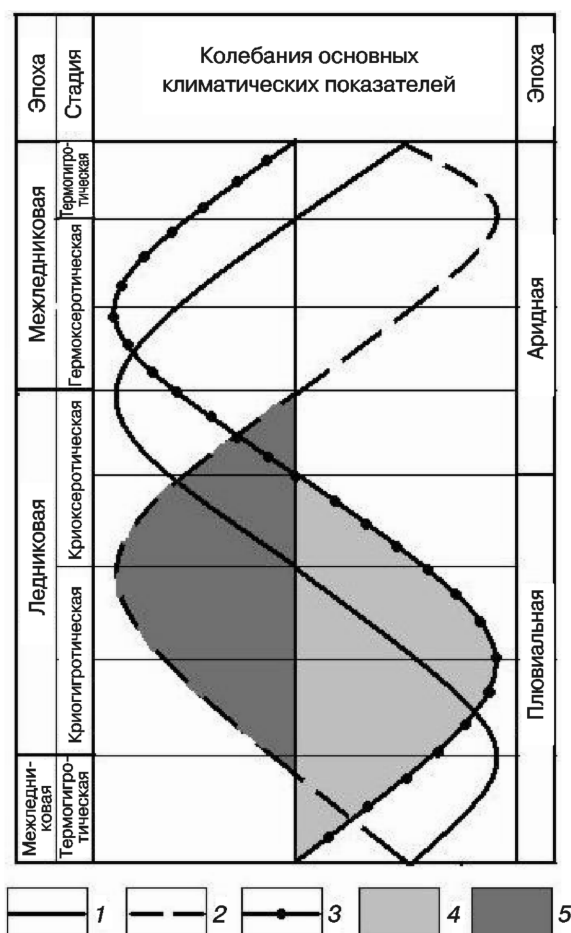


Рис. 3. Схема зависимости трансгрессивно-регрессивной ритмики уровня Каспия от глобальных климатических изменений (без влияния региональных факторов): 1 — увлажненность на Восточно-Европейской равнине; 2 — теплообеспеченность; 3 — увлажненность в Каспийском регионе; 4 — трансгрессии; 5 — оледенения (использованы материалы работ [24, 65])

также отражаются на его динамике более мелкой ритмикой. В соответствии со схемой максимум регрессии соответствовал термоксеротической фазе межледниковья. Теплые малые трансгрессии происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных и сложных по структуре межледниковий. Геологические факторы (неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и т.д.) также играли определенную роль в динамике бассейнов. Высота Манычского порога имела определяющее значение для положения максимального уровня “холодных” трансгрессий, препятствуя сбросу каспийских вод в Понт.

В Понте происходили трансгрессии двух типов — морского (океанического) и каспийского. Морские трансгрессии, вызванные трансгрессиями Мирового океана, однозначно коррелируют с межледниковьями на Восточно-Европейской равнине. Трансгрессии каспийского типа развивались синхронно с “холодными” трансгрессиями Каспия, но с разным результатом. Если уровень замкнутого Каспия мог подниматься достаточно высоко, то связанный с океаном Понт сбрасывал воды в регрессирующее в ледниковые эпохи

Средиземное море, препятствуя подъему уровня солоноватоводных бассейнов. По этой же причине сброс в них каспийских вод не оказывал значительного влияния на подъем уровня, бассейны превращались в проточные.

Выводы:

— Каспий и Понт в позднем плейстоцене представляли разные по типу бассейны, значительно отличавшиеся по характеру изменений уровня моря и эволюции природной среды;

— событийная схема позднего плейстоцена Каспия включает “малую” позднехазарскую трансгрессию с отрицательными отметками уровня, происшедшую в микулинскую межледниковую эпоху, а также обширную хвалынскую трансгрессию с самым высоким в плейстоцене уровнем, развивавшуюся в валдайскую ледниковую эпоху. Позднехазарская трансгрессия была двухстадийной; обе стадии отвечали двум эндотермам — фазам похолодания и увлажнения микулинского межледниковья (МИС 5); в ксеротермических условиях межледниковья Каспий находился в регрессивном состоянии. Трансгрессивное развитие гирканского бассейна и сток его вод по Манычу были поддержаны первыми фазами похолодания валдайской ледниковой эпохи (или переходного периода от межледниковых климатических условий к ледниковым). Хазарско-хвалынская ательская регрессия была реакцией Каспия на суровый континентальный климат максимального похолодания в ранневалдайскую стадию (МИС 4) ледниковой эпохи. Тенденция к трансгрессии началась в условиях положительного водного баланса (увеличение стока и уменьшение испарения) при межстадийном (МИС 3) смягчении климата. Прерванная фазой максимального похолодания и иссушения поздневалдайской ледниковой стадии (МИС 2) трансгрессия возобновилась в эпоху деградации оледенения. Холодные засушливые условия среднего дриаса вызвали кратковременное понижение уровня хвалынского бассейна — енотаевскую регрессию. Континентализация бореального периода голоцена привела к регрессивному (мангышлакский водоем) состоянию Каспия. Хвалынская эпоха отмечена двумя этапами (в максимальную и буйнакскую фазы трансгрессии) сброса каспийских вод в Понт;

— палеогеографические события в Понте были ознаменованы крупной межледниковой (МИС 5) средиземноморского типа карангатской трансгрессией, проникавшей по Манычу глубоким заливом, а также послекарангатским двухстадийным развитием (сурожский и новозвксинский этапы) бассейнов каспийского типа на отрицательных отметках уровня, отвечающих валдайской ледниковой эпохе (МИС 4—2). Морская карангатская трансгрессия была двухстадийной. Вторая ее стадия (тарханкутская) — остаточный морской бассейн черноморского типа, существовавший в эпоху регрессирующего Понта и принявший воды гирканской трансгрессивной стадии Каспия. Посткарангатская регрессия Понта отвечала максимуму ранневалдайской стадии оледенения (МИС 4).

Внутривалдайский межстадиал (МИС 3) вызвал незначительный подъем уровня (за счет увеличения положительной составляющей водного баланса) и потепление вод — возникновение сурожского бассейна; приток средиземноморских вод отсутствовал. В поздневалдайскую стадию (МИС 2) ледниковой эпохи в черноморской котловине существовал новоэвксинский бассейн — изолированный опресненный водоем в максимальную фазу развития оледенения и трансгрессирующий бассейн каспийского типа с периодическим принятием хвалынских вод Каспия и стоком по Босфору в Мраморное море. Его существование завершилось с поступлением средиземноморских вод в ходе развития черноморской межледниковой трансгрессии в голоцене;

— на развитие трансгрессивно-регрессивной ритмики как Каспия, так и Понта влияет множество причин, основная из которых — глобальные изменения климата. Ледниково-межледниковые события на Восточно-Европейской равнине и в горных областях региона, развитие которых также определялось глобальными изменениями климата, в свою очередь оказывали региональное влияние (в виде изменения размеров ледников, их динамики, перестройки гидрографической сети, смещения климатической зональности и пр.) на эволюцию природной среды Понто-Каспия;

— “холодные” обширные трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта, не превышавшие его современного уровня, развивались синхронно в холодные (ледниковые) климатические эпохи. Максимальная высота уровня каспийских трансгрессий контролировалась высотой Манычского порога, а трансгрессии каспийского типа Понта — высотой Босфорского порога. “Теплые” трансгрессии Каспия

с отрицательными отметками уровня и морские трансгрессии Понта с максимальным положением уровня развивались в эпохи потепления климата — межледниковые эпохи. Но если определяющим фактором для “теплых” каспийских трансгрессий было существование межледниковых эндотермалов, то для развития морских трансгрессий Понта это были межледниковые трансгрессии Мирового океана. “Холодные” трансгрессии Каспия и трансгрессии каспийского типа Понта развивались асинхронно с трансгрессиями Мирового океана;

— “холодные” трансгрессии Каспия происходили в криогигротические фазы климатического цикла на Восточно-Европейской равнине, условия которых были благоприятны и для развития покровных оледенений. Пик увлажненности на Каспии достигал максимальных значений раньше максимального развития оледенения; в его максимум (конец гигротической фазы) отмечен спад уровня моря — “холодная” регрессия. Деграляция оледенений и увеличение стока вызвали новый трансгрессивный подъем уровня, а также отразились на его динамике более мелкими колебаниями. “Теплая” регрессия отвечала термоксеротической фазе межледниковья на Восточно-Европейской равнине. “Теплые” трансгрессии происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри межледниковий со сложной структурой;

— трансгрессии каспийского типа Понта развивались синхронно с “холодными” трансгрессиями Каспия, но на отрицательных отметках из-за сброса вод в регрессирующее в ледниковые эпохи Средиземное море. Морские трансгрессии Понта, вызванные трансгрессиями Мирового океана, однозначно коррелируют с межледниковьями Восточно-Европейской равнины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамова Т.А.* Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований): Автореф. канд. дисс. М., 1974.
2. *Андрусов Н.И.* Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей // Изв. РГО. 1888. Т. 24, вып. 1—2. С. 91—114.
3. *Андрусов Н.И.* Геологические исследования на Таманском полуострове // Материалы для геологии России. 1903. Т. XXI, № 2. С. 257—283.
4. *Арсланов Х.А.* Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 133—137.
5. *Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Измайлов Я.А.* О возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1975. № 44. С. 107—110.
6. *Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К.* и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродных и урано-иониевых методов датирования) // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1978. № 48. С. 39—48.

7. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
8. *Бадюкова Е.Н.* Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 432—438.
9. *Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водн. ресурсы. 1988. № 6. С. 54—63.
10. *Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1989. С. 42.
11. *Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В.* и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 1. С. 114—124.
12. *Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.* Корреляция лесово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 1. М., 2000. С. 149—178.
13. *Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.* Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох

последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М., 2008. С. 45—64.

14. *Васильев Ю.М.* Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.

15. *Васильев Ю.М.* Аридные и плювиальные климаты в плейстоцене и их отношение к оледенениям и межледниковьям // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 204—213.

16. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

17. *Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К.* и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58—76.

18. *Вронский В.А.* Маринопалинология южных морей. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1976. 200 с.

19. *Горецкий Г.И.* О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртаский века // Вопр. географии. 1953. Сб. 33. С. 190—221.

20. *Горецкий Г.И.* О перигляциальной формации // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1958. № 22. С. 3—23.

21. *Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.

22. *Гричук В.П.* Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 5—79.

23. *Гричук В.П.* Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 27—35.

24. *Гричук В.П.* Растительный покров перигляциальной области // Лесс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: ИГ АН СССР, 1969. С. 571—577.

25. *Девяткин Е.В.* Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 4. С. 77—83.

26. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

27. *Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В.* Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77—86.

28. *Жуков М.М.* Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 45—59.

29. *Забелина Э.К., Щербаков Ф.А.* К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря по диатомовым водорослям // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221, № 4. С. 570—574.

30. *Заррина Е.П., Краснов И.И.* Детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена в европейской части СССР // Сов. геология. 1983. № 6. С. 52—60.

31. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.

32. *Игнатов Е.И.* Древние береговые линии на дне Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1970. № 3. С. 69—73.

33. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 312 с.

34. *Каплин П.А., Щербаков Ф.А.* Реконструкция палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология. 1986. Т. 26, вып. 6. С. 976—980.

35. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

36. *Коренева Е.В.* Палеоклиматы плейстоцена Причерноморья по палинологическим данным // Тез. докл. XI конгресса ИНКВА. М.: ВИНТИ, 1982. Т. 1. С. 128.

37. *Леонтьев О.К., Федоров П.В.* К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. № 4. С. 64—74.

38. *Леонтьев О.К., Фотеева Н.И.* Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. 152 с.

39. *Маев Е.Г.* Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. 1994. № 2. С. 94—101.

40. *Марков К.К.* Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы. М.; Смоленск: Маджента, 2005. С. 249—264.

41. *Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. 435 с.

42. *Михайлеску К.Д.* Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. 161 с.

43. *Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.

44. *Невесская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.

45. *Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П.* и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61—68.

46. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен — голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.

47. *Попов Г.И.* История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 20, вып. 2. С. 31—49.

48. *Попов Г.И.* Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1967. № 33. С. 77—86.

49. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

50. *Рычагов Г.И.* Четвертичные ритмы Каспия // Вопросы географии. Вып. 79. М.: Мысль, 1970. С. 121—132.

51. *Рычагов Г.И.* Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. С. 18—29.

52. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 267 с.

53. *Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И.* О ледниковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 1. С. 36—44.

54. *Свиточ А.А.* Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5—100.

55. Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология. 2007. Т. 47, № 2. С. 304—311.
56. Свиточ А.А., Арсланов Х.А., Большаков В.А., Янина Т.А. Материалы изучения керна скважины 1 в Северном Каспии (описание керна, малакофаунистический, радиоуглеродный и магнитный анализы, стратиграфия и условия накопления) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М., 2008. С. 128—143.
57. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Россельхозакадемия, 1998. 288 с.
58. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: Россельхозакадемия, 1997. 267 с.
59. Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 4. С. 570—573.
60. Свиточ А.А., Янина Т.А., Павленко О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена Каспия // Тенденция развития природы в Новейшее время. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. С. 144—191.
61. Сорокин В.М., Куприн П.Н., Чернышова М.Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Каспийского морей // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. С. 42—52.
62. Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена на Русской равнине. Проблемы и пути решения // Горизонты географии: К 100-летию К.К. Маркова. М., 2005. С. 150—158.
63. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.
64. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
65. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена — среднего плейстоцена юга каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 164 с.
66. Хрусталева Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов н/Д, 1974. 152 с.
67. Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 196—201.
68. Чепалыга А.Л. Позднеледниковое обводнение в Понто-Каспийском бассейне как прототип Всемирного потопа // Экология антропогена и современности: природа и человек. СПб.: Гуманистика, 2004. С. 83—88.
69. Шик С.М. О границах распространения валдайских ледников в центре Европейской России // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Тез. Всерос. конф. «Марковские чтения 2010 года». М., 2010. С. 89.
70. Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И. Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. 1991. № 59. С. 110—121.
71. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 189—194.
72. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 51—60.
73. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. М.; Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
74. Янина Т.А. Депрессия Маныча как область миграций фаун Понто-Каспия в плейстоцене // Геоморфология. 2006. № 4. С. 97—106.
75. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа: Автореф. докт. дисс. М., 2009.
76. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М., 2011. С. 262—279.
77. Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия: Автореф. докт. дисс. Одесса, 1989.
78. Янко В.В., Фролов В.Т., Мотненко И.В. Фораминиферы и литология стратотипического горизонта (антропоген Керченского полуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 3. С. 85—97.
79. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФ АН СССР, 1986. 135 с.
80. Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J. et al. Pre-10 ka transgression of the SW Black Sea shelves: seismic and core evidence // 2 Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea — Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. P. 4—5.
81. Arslanov K.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the last epoch of the Manych passage existence // The Caspian region: Environmental consequences of the climate change. М., 2010. P. 67—69.
82. Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach // Black Sea — Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. P. 32—34.
83. Gerasimenko N.P. Late Pleistocene vegetational and soil evolution at the Kiev loess plain as recorded in the Stary Bezradychi section, Ukraine // Studia Quaternaria. 2001. Vol. 17. P. 19—28.
84. Ignatov E.I., Kaplin P.A., Lukyanova S.A., Solovieva G.D. Evolution of the Caspian Sea coasts under conditions of sea-level rise: Model for coastal change under increasing Greenhouse Effect // J. of Coastal Res. 1993. N 9. P. 104—111.
85. Kislov A.V. Connection of the Caspian Sea level large fluctuations with fluctuations of global climate during late Pleistocene and Holocene // The Caspian region: Environmental consequences of the climate change. М., 2010. P. 138—142.
86. Kislov A.V., Toropov P.V. Paleo sea-level changes in the Black and Caspian Seas: Links to river runoff and global climate change // PAGES News. 2006. Vol. 14, N 1. P. 36—37.
87. Ryan W.B.F., Pitman W.C., Major C.O. et al. An abrupt drowning of the Black Sea shelf // Marine Geology. 1997. Vol. 138. P. 119—126.
88. Yanko-Hombach V., Gilbert A., Dolukhanov P. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence // Quaternary Intern. 2007. N 167—168. P. 91—113.

T.A. Yanina

**EVOLUTION OF THE PONT-CASPIAN ENVIRONMENT UNDER THE GLOBAL CLIMATE
CHANGE DURING THE LATE PLEISTOCENE**

Evolution of the Caspian and Pont environments was analyzed in comparison, and both general and specific features of their development under multi-scale and multi-directional changes of climate during the Late Pleistocene were identified. Vast cold transgressions of the Caspian and Caspian-type transgressions of the Pont (not exceeding its present-day level) took place synchronously during the cold (glacial) epochs. Maximum level of the Caspian transgressions was controlled by the Manych sill depth; for the Caspian-type transgressions of the Pont it was the Bosphorus sill depth that controlled their maximum level. Warm transgressions of the Caspian (below the sea level) and marine transgressions of the Pont (maximum position) took place during the periods of climate warming (interglacial epochs). Warm transgressions of the Caspian depended mainly on the interglacial endothermal (cool and moist) phases, while marine transgressions of the Pont correlated with the interglacial transgressions of the World Ocean. Cold transgressions of the Caspian and Caspian-type transgressions of the Pont took place asynchronously with transgressions of the World Ocean.

Key words: Late Pleistocene, climate changes, Caspian, Pont, fluctuations of the sea level, natural environment, correlation of palaeogeographical events.