

С. И. ВАРУЩЕНКО
А. Н. ВАРУЩЕНКО
Р. К. КЛИГЕ

**Изменение
режима
Каспийского
моря
и бессточных
водоемов
в палеовремени**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

С. И. ВАРУЩЕНКО
А. Н. ВАРУЩЕНКО
Р. К. КЛИГЕ

4857

Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени

Ответственный редактор
доктор географических наук
О. К. ЛЕОНТЬЕВ



МОСКВА "НАУКА"

1987



С.И. Варущенко, А.Н. Варущенко, Р.К. Клиге. "Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени". М.: Наука, 1987 г.

На основании данных геоморфологии, геологии, абсолютной геохронологии, палеоботаники, археологии и истории проводится реконструкция таких палеогидрологических показателей крупнейших бессточных озер аридной зоны северного полушария, как уровни, площади, объемы за последние 45 000 лет. В предварительном плане объясняются некоторые палеогеографические закономерности озер (Большой Бассейн в США, оз. Чад и других бессточных водоемов Северной Африки, Мертвого моря, оз. Мундафан на Аравийском полуострове, Каспийского, Новозвксинского (Черного) морей). Рассматриваются изменения характера увлажненности и водного режима Каспийского моря в доинструментальный период исследований. Рассматривается влияние различных факторов на особенности его водного баланса. Исследование палеогеографической эволюции крупнейших бессточных озер аридной зоны в позднем плейстоцене—голоцене выполнялось с целью восстановления естественного хода увлажненности в их пределах и получения фактической основы для разработки моделей сверхдолгосрочных гидролого-климатических прогнозов.

Табл. 35, илл. 52, библи. 275 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из важнейших проблем современной гидрологии – выяснение процессов эволюции природных вод, в результате которых сложился современный водный режим.

Предлагаемые в работе результаты исследований были начаты по инициативе и под руководством известного гидролога, члена-корреспондента АН СССР Г.П. Калинина. Он писал: "Одной из центральных задач для восстановления прошлого Земли является нахождение таких данных, которые могли бы быть объективно определены и позволили бы дать количественную характеристику водного и теплового режима Земли. В этом отношении весьма важным показателем являются уровень и площадь бессточных озер" [Калинин, 1968, с. 156].

В то же время при планировании будущего оптимального использования водных ресурсов нельзя обойтись без создания теоретических моделей глобального водообмена. Такие модели должны основываться, в частности, и на достоверном фактическом материале, характеризующем обводненность континентов и их отдельных регионов в прошлом. Эти сведения совместно с данными о палеотемпературах могут послужить основой для прогнозирования крупномасштабных изменений естественной увлажненности в результате возможных изменений термических условий, даже если причиной трансформации последних будет антропогенное воздействие. В прошлом климатическая обстановка в различных районах планеты при тех или иных глобальных термических изменениях разнообразно и нередко разнонаправленно сказывалась на состоянии уровней бессточных водоемов. Закономерности этого явления весьма сложны и далеко еще не ясны. Последний крупнейший климатический катаклизм, выразившийся в развитии мощных ледниковых щитов в средних и высоких широтах в интервале между 25000 и 9000 лет назад, вызвал значительные перестройки планетарной циркуляции атмосферы, что сказалось на изменении уровней и объемов бессточных озер. Достижения географических и геологических наук при определении возраста осадков радиоуглеродным методом позволяют для последних 40000 лет со сравнительно высокой степенью надежности восстанавливать прошлое бессточных озер, а на этом основании и некоторые существенные палеогидрологические и палеоклиматические характеристики. Нами приводятся результаты исследований следующих бессточных водоемов: Каспийского моря, Новозвксинского озера (Черного моря), озер Северной Африки, оз. Чад, озер Большого Басейна в США. Работы велись по следующим направлениям. Собирались и критически анализировались литературные и полевые материалы, характеризующие изменения уровней перечисленных водоемов или степень

увлажненности в их бассейнах. Эти показатели лишь весьма приблизительно характеризовали изменения водных запасов в пределах бассейнов соответствующих водоемов, поэтому была предпринята попытка количественного расчета изменения объема вод в палеозерах. По картам (карта мира М-б 1.2 500 000) вычислены площади и объемы впадин, вмещавших крупнейшие бессточные озера Евразии, Африки и Большого Бассейна в США. Полученные цифровые данные составили основу для построения кривых изменения объемов и площадей бессточных озер, позволяющих определить количество вод, аккумулировавшихся в них при разных уровнях. Сопоставление перечисленных сведений дает возможность наметить ряд палеогидрологических и палеоклиматических выводов. Иначе говоря, используются две системы оценки влаги, аккумулировавшейся в бессточных водоемах в прошлом: качественная, где ее величина определялась через "степень увлажненности", и количественная, которая устанавливалась при вычислении количества вод в озерах. Критический анализ исследований изменения климата Сахары за последние 40000 лет позволяет П. Роньону сделать вывод о том, что "изучение изменений объема древних озер является сейчас одним из наилучших методов подхода к проблеме палеоклиматов, поскольку при этом обеспечивается более или менее количественное воссоздание картины изменений водного баланса" [Rognon, 1976, с. 152]. Кроме того, он считает, что существующие методы спорово-пыльцевого анализа при реконструкции палеоклимата в условиях пустынь пока достаточно себя не оправдывают, "так как пыльца переносится на очень большие расстояния ввиду сухости климата и постоянства направления некоторых ветров (континентальный пассат)." [Там же, с. 151]. Таким образом: для восстановления палеоклимата в засушливых районах мира (где сосредоточены почти все крупные бессточные впадины) при существующих методах исследований наибольший эффект может дать комплексное изучение геолого-географического прошлого озер. При этом ведущую роль могут играть геоморфологические приемы анализа, сопровождаемые по возможности предельно точным определением возраста древних береговых линий по физическим (абсолютный возраст), археологическим или историческим данным. Но тем не менее важно отметить, что спорово-пыльцевой анализ остается пока наиболее надежным методом при определении климатов прошлого в районах к северу от пояса пустынь. Таким образом, для создания представления об изменениях глобальной циркуляции атмосферы в прошлом необходимо сочетание данных об аридных областях, получаемых комплексом методов, в том числе и водного баланса, с материалами о территориях, расположенных в умеренном поясе, базирующимися на традиционных методах палеогеографического анализа, где ведущую роль в реконструкциях палеоклиматов играет спорово-пыльцевой анализ.

Для восстановления палеогидрологических обстановок, существовавших в различных областях континентов в прошлом при тех или иных термических условиях, целесообразно выделить на их территориях все имеющиеся области и районы внутреннего стока и рассматривать последние как своеобразные информационные ячейки, в пределах которых интенсивность и направление изменения влагооборота можно контролировать изменениями уровней и объемов вод в концентрировавшихся здесь озерах с помощью комплексных научных исследований.

В работе на основании данных геоморфологии, палеоботаники, археологии и истории проводится реконструкция уровней, площадей и объемов крупнейших бессточных озер аридной зоны северного полушария за последние 45000—40000 лет. Делается попытка объяснить некоторые закономерности развития в прошлом режима озер Евразии, Северной Африки и Северной Америки, т.е. практически всего Северного полушария.

Особый интерес представляет режим Каспийского моря. Необходимо иметь в виду, что связь между гидролого-климатическими явлениями в пространстве зависит в значительной степени от периода осреднения. Чем он больше, тем на большее расстояние распространяется связь между ними. В связи с этим, а также большими размерами Каспийского бассейна (около 3 млн км²) и площади моря (около 400 тыс. км²) колебания объема воды в море коррелируются с процессами, происходящими на огромной территории, практически глобальными, что подтверждается обратной связью уровня Каспийского моря с уровнем Мирового океана.

Для выяснения закономерностей изменения увлажненности специально комплексно палеогеографически исследована перестройка гидрологических условий под воздействием изменений климата в пределах как нашей страны, так и целых континентов. Показаны общие характерные черты изменения увлажненности аридных областей и в то же время выделены определенные отличия этого процесса для отдельных территорий.

При проведении различного рода расчетов и в работе непосредственно над рукописью, помимо авторов, принимали участие Н.Н. Айдинян, В.В. Котельникова, А.В. Кумсиацвили, которым авторы выражают свою признательность.

Авторы благодарят профессора О.К. Леонтьева, который на протяжении многих лет осуществлял непосредственное научное руководство проводимыми исследованиями.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

1.1. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КАСПИЯ

Контрастность физико-географических условий и геотектонического строения, присущая Каспийскому морю, в значительной мере связана с субмеридиональной вытянутостью его впадины с севера на юг почти на 1200 км. Особенности физико-географической и геологической обстановок в пределах суши, обрамляющей Каспий, и самого моря достаточно полно описаны в ряде монографических работ [Федоров, 1957, 1981; Леонтьев, Халилов, 1965; Марков и др., 1965; Добровольский и др., 1969; Леонтьев и др., 1977] и многочисленных публикациях, касающихся самых различных аспектов геологии, палеогеографии, гидрологии и других проблем Каспийского моря. Поэтому здесь будет лишь очень кратко охарактеризована природа Каспийского региона, что необходимо для более полного понимания его палеогидрологического режима.

Основные элементы рельефа побережья и дна обусловлены геотектоническими особенностями, очень разнообразными в этой обширной области.

Северный Каспий, лежащий в пределах крупнейшего прогиба докембрийской Русской платформы — Прикаспийской синеклизы — является в орографическом плане продолжением Прикаспийской низменности. Глубины моря не превышают здесь 15–20 м. Переход к впадине Среднего Каспия совпадает с Мангышлакским порогом, к которому приурочены о-в Кулалы, банки Жемчужная, Кулалинская и другие [Леонтьев, 1957]. В тектоническом отношении восточная часть Среднекаспийской впадины, южная часть Северного Каспия и большая часть восточного побережья, включая Красноводский полуостров, находятся в границах эпигерцинской Скифско-Туранской платформы. Глубины во впадине возрастают до 700–800 м. Средне- и Южнокаспийская впадины разделены относительно приподнятым, крупным широтного простирания Апшеронским порогом, где глубины не превышают 200 м. Южнокаспийская котловина характеризуется сложнорасчлененным рельефом дна и максимальными для Каспия глубинами до 1053 м и относится к альпийской геосинклинальной области. Заложение и развитие Каспийской впадины обусловлено неотектоническими особенностями, очень разнообразными в этой обширной области.

Тектонические движения альпийской геосинклинальной области в неогене привели к полной изоляции морского бассейна Понто-Каспийской области от вод Мирового океана. Обширное сарматское озеро-море занимало всю территорию современных Каспийского и Черного морей, Предкавказья и Паннонскую впадину; в то время поднятие Большого Кавказа представляло собой остров.

В мезотическое время, после кратковременного восстановления связи с Мировым океаном, Понто-Каспийский бассейн вновь превратился в огромный внутренний водоем. Понтическое озеро-море нижнего плиоцена было последним бассейном, связывавшим воедино Черноморскую и Каспийскую впадины. Оживление тектонических поднятий в нижнем плиоцене привело к разделу верхнепонтического моря на три обособленные части: Паннонскую, Черноморскую и Каспийскую. Осушение Маньчжского пролива положило начало самостоятельному развитию Черного и Каспийского морей. Тектонические процессы в Каспийской области наиболее активизировались, в так называемую преадакчагельскую эпоху, когда в общих чертах оформилась меридиональная депрессия современного Каспия и Прикаспийской низменности [Марков и др., 1965].

По мнению большинства исследователей Каспия, в позднеплиоценовое время заложились основные черты его геологического и геоморфологического строения, а в плейстоцене они развивались в основном унаследованно.

Верхнеплиоценовая—плейстоценовая геологическая история Земли (так называемый новейший этап) характеризовалась крупными физико-географическими изменениями: материковыми и горными оледенениями, трансгрессиями и регрессиями Мирового океана и внутренних морей, в том числе Каспийского. Геологическая летопись новейшего этапа развития Каспия содержит ценную информацию о событиях, происходивших как в пределах самого водоема, так и на сопредельных территориях. Корреляция морских отложений Каспия с аллювиальными отложениями Волги, континентальными образованиями Русской равнины, Кавказа и Средней Азии к настоящему времени в основных чертах разработана, но во многом дискуссионна.

Исследованиями установлены множественность трансгрессивно-регрессивных эпох и комплекс причин, вызывавших колебания уровня при преобладании климатического фактора, а на более древних этапах и тектонического, известны границы древнекаспийских морей, в том числе характер их осадков и заселявшей фауны. В плейстоценовой истории Каспия признается наличие трех крупных трансгрессивных эпох: бакинской, хазарской и хвалынской, разделенных регрессивными перерывами. Обоснованием их существования служит стратиграфия древнекаспийских отложений, эволюция руководящих Каспийских моллюсков и геоморфологическое строение побережий и дна.

Далее рассматриваются некоторые моменты верхнеплиоцен-плейстоценовой истории Каспийского моря, так как именно тогда заложились многие основные черты его геологического и геоморфологического строения, а в плейстоцене они развивались в основном унаследованно.

Ачкагельское время. Ачкагельское время ознаменовалось крупной трансгрессией Каспия. По данным палеомагнитного метода, она происходила в эпоху Гаусс—Матуяма, т.е. 2,0—3,0 млн лет назад [Зубаков, Кочегура, 1973]; сведений об этом времени недостаточно для точного суждения о контурах бассейна [Леонтьев и др., 1977]. Предположительно уровень ачкагельского моря в период максимума трансгрессии не намного превосходил высоту более поздней крупной трансгрессии Каспия — раннехвалынской. Ачкагельские отложения в Дагестане, долине Средней Волги,

в Жигулях тектонически деформированы. Акчагыльская трансгрессия сменилась глубокой регрессией [Леонтьев и др., 1977].

Апшеронское время. Во вторую половину эпохи Матуяма (0,7–2,0 млн лет назад) [Зубаков, Кочегура, 1973] происходила верхнеплиоценовая трансгрессия Каспия — апшеронская. Площадь Каспия в апшеронское время была меньше, чем в акчагыльское, и уровень был соответственно ниже. Северный берег проходил у подножия Общего Сырта, имелись два крупных ингрессионных залива по долинам Волги и Урала. В районе озер Баскунчак, Эльтон, Индер, Челкар среди мелководного апшеронского моря возвышались острова. У Подуральского плато в ряде мест отмечается значительное развитие прибрежных апшеронских отложений [Леонтьев, 1968] — авандельт Уила и Эмбы.

Восточный берег Каспия располагался западнее современного и, очевидно, отличался абразионным режимом.

В районе Кара-Богаз-Гола апшеронское море вдавалось в материк в виде широкого залива извилистых очертаний. К югу от Краснодарского полуострова море образовывало обширный залив, который простирался вплоть до западных Каракумов, где береговую линию из-за интенсивности эоловой переработки рельефа проследить не удастся.

Залив, занимавший Западно-Туркменскую низменность, достигал западных склонов Копетдага. Челекен представлял собой подводную банку.

На территории Ирана береговая линия апшеронского моря, вероятно, проходила севернее современной, поскольку морские апшеронские отложения в пределах Гилян-Мазандаранской низменности отсутствуют.

В пределах Куринской низменности море образовывало глубокий залив. Вдоль Юго-Восточного окончания Большого Кавказа апшеронское море имело расчлененную береговую линию и характеризовалось абразионными процессами на мысах с аккумуляцией в узких заливах.

В Северном Азербайджане и Южном Дагестане берег апшеронского моря был извилистым аккумулятивным благодаря многочисленным речным долинам. На большей части побережья Дагестана преобладал абразионный фактор. На участке Махачкала—Грозный основным был аллювиальный фактор.

У западной границы развития апшеронских отложений в Затеречной равнине на абс. высоте 110–120 м отмечается пологий меридиональный уступ, протягивающийся вдоль линии пос. Горагорский (хр. Терский) — оз. Довсун (северо-восточный склон Ставропольской возвышенности). Как считает П.В. Федоров [1957], это выположенный абразионный уступ апшеронского моря. Далее к северу береговая линия апшеронского моря проходит вдоль восточного склона Ергеней. Особенности распространения апшеронских отложений в северном и восточном Прикаспии позволяют считать, что уровень моря был не выше +50 м [Леонтьев и др., 1977].

Конец апшерона ознаменовался глубокой регрессией. Ее масштабы были значительны, сохранившиеся геологически датированные фрагменты этой береговой линии отмечаются на современных глубинах около 150 м [Лукиянова, Никифоров, 1970].

Бакинское время. Бакинская (раннеплейстоценовая) трансгрессия, по данным палеомагнитного метода, имеет возраст не более 690 тыс. лет. По термолюминесцентному методу, абсолютный возраст бакинских от-

ложений определяется от $400\,000 \pm 48\,000$ лет до $480\,000 \pm 53\,000$ лет [Леонтьев и др., 1977]. По определению П.В. Федорова [1957], в бакинское время произошли две трансгрессии — ранне- и позднебакинская. Сведений о береговых линиях этих бассейнов сохранилось немного, так как следующие трансгрессии — раннехазарская и раннехвалынская, распространявшиеся до более высоких отметок, в значительной степени ее переработали [Леонтьев и др., 1977]. Анализ данных о высотном положении бакинской береговой линии показал, что в зависимости от геотектонической обстановки того или иного района Каспия бакинские отложения оказались в результате тектонических движений поднятыми до абс. высоты 3000 м (Северный Азербайджан, Дагестан) или погруженными до 300 м и более (Куринская, Терско-Сулакская, Западно-Туркменская низменности) [Леонтьев и др., 1977].

Хазарское время. Конец бакинского и начало хазарского веков совпали с регрессией морских вод. Новая нижнехазарская трансгрессия глубоко внедрилась в пределы Куринской низменности, низменные районы Западной Туркмении и равнины Северного Прикаспия. Судя по отметкам залегания нижнехазарских морских слоев в тектонически наиболее стабильных районах побережья, уровень Каспия во время этой трансгрессии достигал примерно 15–20 м абс. (рис. 1).

Верхнехазарская трансгрессия (см. рис. 1), вероятно, не превышала отметок –10–5 м абс., а ее воды захватывали лишь узкую полосу современной прибрежной суши [Леонтьев и др., 1977].

По уран-иониевому методу, возраст нижнехазарских отложений Дагестана равен или превышает 250 000 лет (ЛУ-401), те же отложения с азербайджанского побережья Каспия имеют даты 255 000 лет (ЛУ-431) и 300 000 лет (ЛУ-343) [Леонтьев и др., 1977].

Абсолютные датировки отложений позднехазарского времени, полученные разными методами, очень отличны. По радиоуглеродному методу датирования, возраст определяется от 25 000 до 30 000 лет назад. Термолюминесцентный метод дает возраст от 254 000 до 91 000 лет, уран-иониевый — от 114 000 до 76 000 лет назад [Леонтьев и др., 1977].

Хвалынское время. Самая крупная трансгрессия четвертичного периода в истории Каспия относится к хвалынскому времени. Многочисленные исследователи [Федоров, 1950, 1957, 1978; Карандеева, 1951; Леонтьев, 1961 и др.] отмечают на всех побережьях Каспийского моря серии хвалынских террас и береговых линий. Они практически не дислоцированы и выдержаны по простиранию на больших расстояниях. Сохранившиеся в современном рельефе хвалынские береговые линии — важное свидетельство трансгрессивно-регрессивных стадий хвалынского моря.

Наивысший уровень нижнехвалынской трансгрессии фиксируется на отметках 47–48 м абс. Хорошая сохранность береговой линии раннехвалынского моря позволяет почти точно воспроизвести контуры этого моря (рис. 2). Кроме максимальной, на берегах Каспия наблюдаются несколько стадийных береговых линий, в частности на высоте 20–22 м — буйнакская, а на абс. высоте 14–15 — туркменская [Федоров, 1957]. На севере в период максимума трансгрессии море вплотную подходило к подножиям Ергеней, Общего Сырта и южной части Подуральского плато, где формировались, как правило, абразионные берега. По долинам Волги, Еруслана,

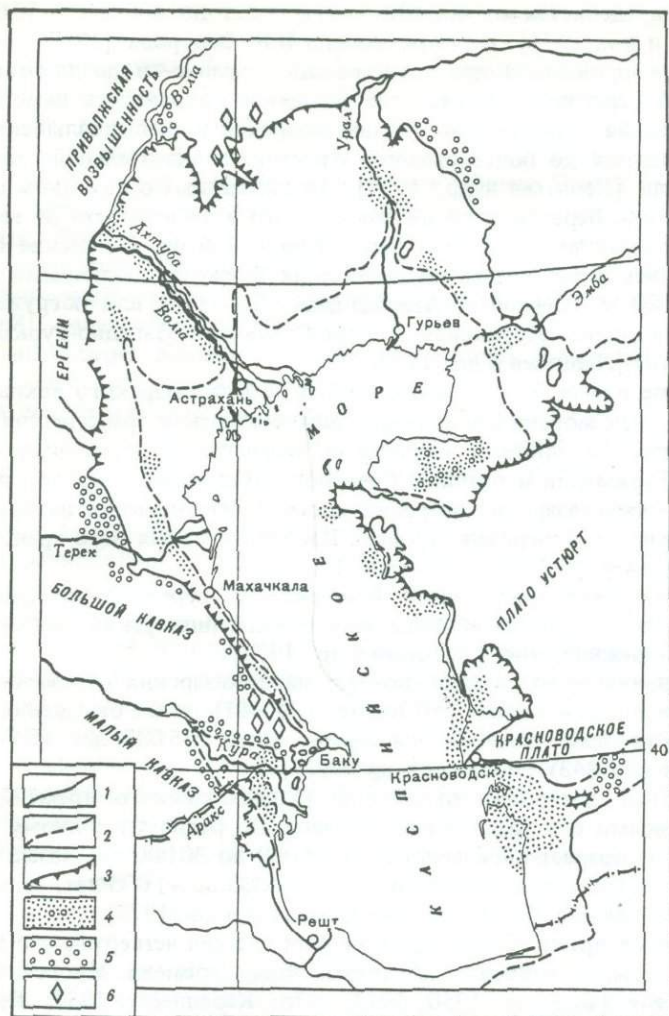


Рис. 1. Границы распространения хазарских трансгрессий [Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977, с. 65]:

1, 2 – трансгрессии: 1 – раннехазарская, 2 – позднехазарская; 3 – абразионные берега; 4 – позднехазарские аккумулятивные формы; 5 – раннехазарские аккумулятивные формы; 6 – рисовые берега

Узений, Урала, Уила, Сапца и Эмбы образовывались ингрессионные заливы. Островами были Челкарские горы, г. Большое Богдо, Индерские горы, Джаныбекский останец. На восточном побережье вдоль чинков Устырта преобладали абразионные берега. По эрозионным понижениям море глубоко вдавалось в сушу заливами рисового типа. Впадины Карагие и Кара-Богаз-Гол были открытыми заливами. Юго-восточное побережье было отмелым, море ингрессировало в понижение Балханского коридора

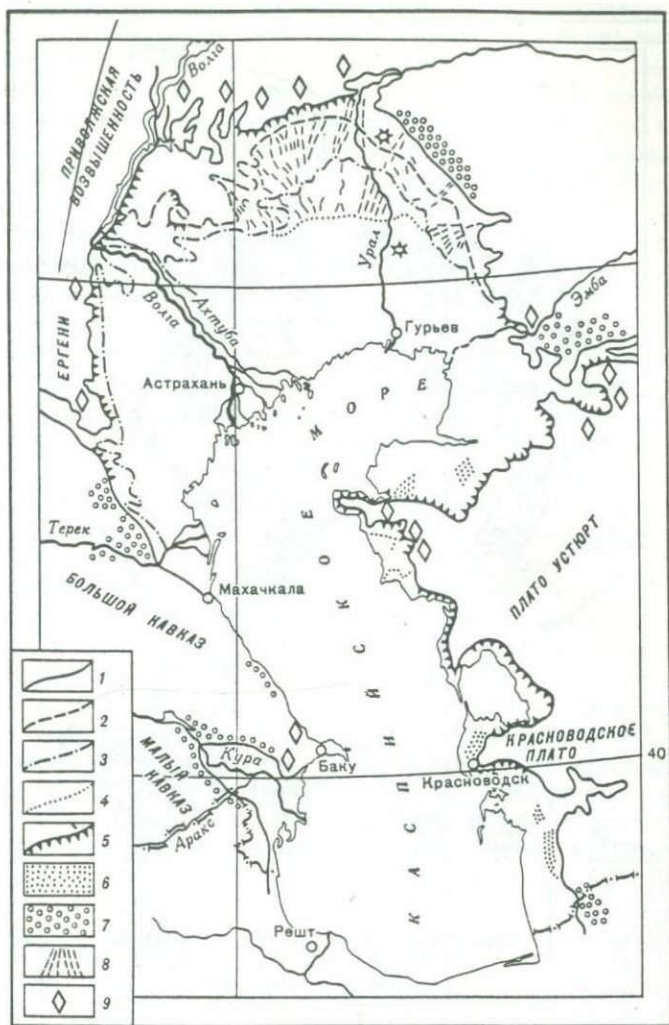


Рис. 2. Границы распространения раннехвалынской трансгрессии [Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977, с. 178].

Береговые линии: 1 — максимальной стадии 47–48 м абс., 2 — 20–22 м абс. (буйнакская стадия), 3 — 14–15 м абс. (туркменская стадия), 4 — 5–6 м абс.; 5 — абразионные берега; 6 — береговые аккумулятивные формы; 7 — прибрежные аллювиальные равнины, 8 — раннехвалыньские дельты, 9 — рясовые берега

и проникало далее на восток, образуя мелководный залив, достигавший Западных Каракумов.

На западном берегу на месте Куринской низменности располагался крупный залив. В районе Южного Кобыстана и Апшерона берег был сильно расчленен, что обуславливалось ингрессией морских вод в речные долины и структурно-денудационные понижения.

Севернее Апшерона, до Самура, берег был абразионно-аккумулятив-

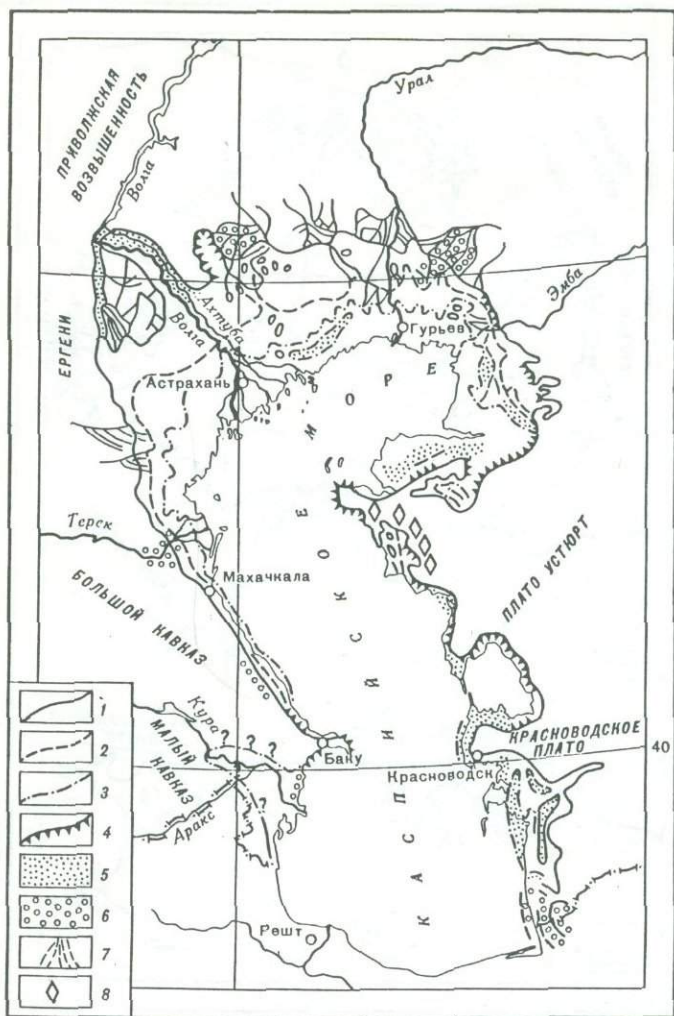


Рис. 3. Граница распространения позднехвалынской трансгрессии [Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977, с. 183].

Береговые линии: 1 – максимальной стадии 0–2 м абс., 2 – сарматской стадии 10–12 м абс., 3 – на абс. высотах –16, –17 м; 4 – абразионные берега; 5 – береговые аккумулятивные формы; 6 – позднехвалынские дельты и прибрежно-аллювиальные равнины; 7 – врезанные дельты; 8 – рисовые берега

ным. К северу от Самур-Дивичинской прибрежной аллювиальной равнины, вплоть до Сулака, протягивался абразионный берег, лишь в местах устьев рек он был аккумулятивным. Между реками Сулак и Кума берег был аккумулятивным за счет рек Акташа, Аксая, Терека, Куры, Горькой и Кумы. Между Кумой и Манычем формировался абразионный берег, такие же берега были и в Манычской ложбине, которая в раннехвалынское время соединяла Каспийское и Черное моря.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался енотаевской регрессией, когда уровень моря установился на отметках более низких, чем современный [Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1977].

Наступившая после енотаевской регрессии позднехвалынская трансгрессия в период максимального развития достигала отметок $0 \div -2$ м абс. высоты (рис. 3). Позднехвалынское море на севере подтопило золотые формы рельефа, сформировавшиеся в результате перевевания ранее отложившихся морских и дельтовых осадков. Другим важным элементом рельефа северного побережья в это время были многочисленные дельты. На восточном побережье Каспия в период максимума позднехвалынской трансгрессии преобладали абразионные берега.

На Туркменском побережье, Красноводском полуострове и севере п-ва Бузачи формировались аккумулятивные образования. Глубокий залив вдавался в сушу по Куринской депрессии. На Кавказском побережье преобладали в ряде мест абразионные процессы. На западном побережье в эпоху максимума позднехвалынского моря широко распространялись берега приморских аллювиальных равнин и дельт. Кроме береговой линии максимальной стадии, прослеживаются береговые линии на абсолютной высоте $-10 \div -12$ — сартасская и $-5 \div -6$ м — кумская [Леонтьев и др., 1977].

В конце хвалынского века наступила глубокая регрессия. М.М. Жуков [1945] высказал мнение о том, что хорошо прослеживаемая береговая затопленная линия на глубине 20–22 м — мангышлакская, соответствует максимуму послехвалынской регрессии; об этом же свидетельствуют исследования последних лет [Леонтьев и др., 1974; Маев и др., 1975].

Данные радиофизических методов датирования моллюсков из хвалынских и новокаспийских отложений, появившиеся за последние годы [Каплин и др., 1971, 1972, 1973; Парунин и др., 1974; Геохронология..., 1974; Рычагов, 1977; Свиточ и др., 1981], и режим уровня Каспия в позднем плейстоцене—голоцене рассматриваются подробно в соответствующих разделах.

1.2. ХРОНОЛОГИЯ ДРЕВНЕКАСПИЙСКИХ БАССЕЙНОВ

Конец 60-х и начало 70-х годов ознаменовались в истории изучения Каспийского моря получением абсолютных датировок для основных этапов его плейстоценовой истории. В это время в публикациях появился целый ряд данных об изменении уровня Каспия, где были использованы результаты абсолютных датировок, главным образом радиоуглеродных (по C^{14}), а также термолюминесцентных, уран-иониевых и палеомагнитных. Наиболее полная сводка всех абсолютных датировок для Каспия была дана в книге "Геохронология СССР", т. 3, изданной в 1974 г., причем сразу же оказалось, что все датировки, выполненные радиоуглеродным методом, дают для Каспия, по мнению многих исследователей, слишком омоложенный возраст. Кроме того, общее количество определений возраста по основным этапам плейстоценовой истории различно, поэтому различна и достоверность обоснования точек зрения о колебаниях уровня этого бассейна. В связи с этим при построении кривых изменения уровня Каспийского моря у различных авторов отмечаются разночтения в интерпрета-

ции абсолютных датировок, и многие отдают предпочтение какому-либо одному методу определения возраста осадков.

На основании опубликованных в последние годы работ [Зубаков и др., 1974; Калинин и др., 1976; Леонтьев и др., 1976; Рычагов, 1977], в которых рассматриваются изменения уровня Каспийского моря с учетом материалов по абсолютным датировкам, составлены "Данные абсолютных датировок и представления различных авторов о четвертичной истории Каспийского моря" (рис. 4, см. вкл.) и "Графики изменения уровня Каспия за 600 000 лет" (рис. 5, см. вкл.).

Период в 600 000 лет рассматривается нами потому, что в последнее время появились данные, которые достаточно определенно свидетельствуют о времени проявления бакинских трансгрессий (как начале четвертичного периода на Каспии), а именно бакинские отложения имеют прямую остаточную намагниченность, позволяющую отнести время их формирования к эпохе Брюнес, т.е. возраст бакинских трансгрессий, по данным палеомагнетного метода, — не более 690 000 лет [Свиточ, Куликов, 1971, и др.].

Как уже отмечалось, среди авторов, занимающихся проблемами Каспия, существуют различные мнения о четвертичной истории этого региона, поэтому на рис. 4, 5 представлены последние, сводные работы, и мы попытались расположить материал, приводимый разными авторами так, чтобы сразу видны были их разногласия.

Основное содержание рис. 4 составляет показ абсолютного возраста основных стратифицированных террасовых комплексов Каспийского моря с указанием метода определения геохронологического возраста. Здесь на вертикальной шкале значения абсолютного времени даются в изменяющемся масштабе, так как отражают события за 600 000 лет, причем чем ближе к настоящему времени, т.е. к эпохе более обеспеченной фактами, тем детальнее он становится. При таком расположении материала прежде всего четко отразились разногласия авторов использованных публикаций по продолжительности основных трансгрессивных эпох и количеству осцилляций. Бросается в глаза и тот факт, что в истории Каспия почти не отражены регрессивные эпохи и, конечно, чем древнее событие, тем меньше сведений о возрасте и уровне. На рис. 4 отражены также и представления авторов данной работы об очередности и длительности палеогеографических событий в истории Каспия. На рис. 4 также нами выделены интервалы времени, для которых на суше не найдены морские образования, датированные абсолютными методами. Мы условно принимали, что эти отрезки времени соответствуют этапам регрессивного положения уровня Каспия, т.е. абсолютные отметки его были ниже -28 м. Предполагаемые отрезки регрессивных и трансгрессивных фаз даны по анализу всех имеющихся публикаций по данному вопросу. Некоторым трансгрессиям или регрессиям для удобства изложения материала авторы присваивали наименования, ранее не употреблявшиеся.

Наглядно разноречивость мнений ведущих специалистов, занимающихся изучением палеогеографии Каспийского моря, можно видеть на рис. 5. На шкале времени отмечены эпохи развития бассейнов, т.е. те интервалы времени, для которых на суше обнаружены осадки, датированные методами абсолютной геохронологии. Кроме того, предпринята попытка сопоставления истории развития Каспия в плейстоцене с ледниковыми и межледни-

Таблица 1

Четвертичные уровни Каспийского моря, определенные путем интерпретации данных абсолютных датировок (по представлениям разных авторов)

Порядковый № точки на рис. 5	Палеогеографическое событие	Время, тыс. лет назад	Уровень бассейна, м абс.	Автор
1	2	3	4	5
Новокаспийская трансгрессия				
	V стадия	3-3,5	-24,0 ÷ -25,0	[Рычагов, 1977]
	IV "	3-3,5	-22,0 ÷ -23,0	
	III "	5,5-6,5	-21,0	
	II "	~8,0	-19,0 ÷ -20	
	I "	~9,0	-25,0	
Позднехвалынская трансгрессия				
1	Сартасская стадия	12,5	-12,0	
2	Кумская стадия	~14,5	-5,0 ÷ -6,0	
3	Максимальная "	16,5	0	
4	Ранний пик трансгрессии	18,5	-5,0	
5		32	-28,0	
Раннехвалынская трансгрессия				
6		37	-28,0	
	Туркменская стадия	38-40	+5,0 ÷ +10,0	
7	Буйнакская "	~42	+20,0 ÷ +22,0	
8	Талгинская "	~47	+34,0 ÷ +36,0	
9	Максимальная "	~60	+47,0 ÷ +48,0	
10	Ранний пик трансгрессии	~70	+40,0	
Позднехазарская трансгрессия				
11	IV пик трансгрессии	125	~-15	
12	III пик "	157	~-15	
13	II пик "	180	~-15	
14	I пик "	200	~-15	
Раннехазарская трансгрессия				
15	II пик	260	+10	
16	I "	300	+10	
Бакинская трансгрессия				
17	Поздняя	400	~+5	
18	Ранняя	~473	≤-5	
Новокаспийская трансгрессия				
	IV-V пики	0,2-0,75	-24 ÷ -24,5	[Зубаков и др., 1974]
	Дербентская регрессия	1,2-1,3	-33 ÷ 32	
	I-III пики	1,6-6,4	24,5 ÷ -20	
	Кулалинская регрессия	7,5	-38	
Позднехвалынская трансгрессия				
19	Дагестанская	11	≤-17	
20	Сартасская	11,6-16,6	≤-11	
21	Зыхская	-25	≤0	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
	Раннехвалы́нская трансгрессия			
22	Вероятный пик	48	+5 ÷ +52	
	Позднехазарская трансгрессия			
23	Вероятный пик	109	-48 ÷ -8	
	Раннехазарская трансгрессия			
24	Гюргянская	~277	-60 ÷ 200	
25	Урунджикская	~337	-25 ÷ 200	
	Новоокаспийская трансгрессия			
	IV-V пики трансгрессии	XVIII-XVI в.	-22 ÷ -24	[Леонтьев и др., 1976]
	Дербентская регрессия	IX-XIII в.	-32	
	III пик трансгрессии	3-3,4	-22	
	II пик	5,4-6,4	-22 ÷ -24	
	I пик	8		
	Позднехвалы́нская трансгрессия			
	Дагестанская стадия*	9,7-10,4	-16	
	Сартасская "	11-11,6	-11	
	Махачкалинская "	12,2-12,8	-2	
	Дагестанская стадия**	14,6-15,4	-16	
	Сартасская "	16,2-17,1	-11	
	Махачкалинская "	17,8-18,3	-2	
	Раннехвалы́нская трансгрессия			
26	Стадия "6м"	40	< +6	
27	Туркменская стадия	~47,2	< +14	
28	Буйнакская "	57,5	< +25	
29	Максимальная "	75	< +50	
30	Ательская регрессия	85	~ -50	
	Позднехазарская трансгрессия			
31	Вероятный пик**	110	ср ~ 0	
	Раннехазарская трансгрессия			
32	Гюргянская***	222	ср ~ +20	
	Бакинская трансгрессия			
33	Вероятный пик	412	ср ~ 0	
	Раннехвалы́нская трансгрессия			
34	Вероятный пик	50	+48 ÷ 50	[Свиточ, 1976]
35		67	0	
36		71	-28	
37	Хазарско-хвалы́нская регрессия	75	-48 ÷ -50	
	Хазарская трансгрессия			
38	-	82	0	
39	-	85	+10	
40	-	95	+5	
41	-	115	+25	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Хазарская трансгрессия				
42	-	125	+17	
43	-	150	+37	
44	-	155	+32	
45	-	170	+42	
46	-	180	+40	
47	-	210	+50	
48	-	300	+40	
49	-	340	0	
Бакинская трансгрессия				
50	-	355	-35	
51	Уруджикская	367	0	
52	-	373	-5	
53	-	378	0	
54	-	435	+40 ÷ +50	
55	-	480	0	
56	-	500	-25	
Позднехвалынская трансгрессия				
57	-	15	0	
58	Енотаевская регрессия	22	-43,4 ± 2,6	
Раннехвалынская трансгрессия				
59	-	56	+46 ± 6,4	
60	Ательская регрессия	65	-56 ± 43	
Позднехазарская трансгрессия				
61	-	115	77,8 ± 4,7	
62	-	130	-68	
Раннехазарская трансгрессия				
63	-	187	+110,2 ± 10,8	
Хазарско-бакинская трансгрессия				
64	Красноводская регрессия	200	-77	
Позднебакинская трансгрессия				
65	-	280	+154,5 ± 18,4	
66	-	300	-88	
Новокаспийский бассейн				
67	Позднейшая трансгрессия	0,2-0,7	-26 ÷ -21	[Варушенко
	Дербентская регрессия	0,7-1,6	-34	и др., 1980]
68	Улучайская трансгрессия	1,6-2,5	-23	
	Александрбайская регрессия		-37,5	
69	Туралинская трансгрессия	3,0-3,6	-25 ÷ -20	
	Махачкалинская регрессия		-40,5	
70	Гоусанская трансгрессия	5,5-6,4	-24 ÷ -21	
	Жиландинская регрессия		-44	
71	Дагестанская трансгрессия	7,5-8,0	-20	



Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Позднехвалынский бассейн				
	Мангышлакская регрессия		-50	
72	Сартасская трансгрессия	9,7	-12,5	
73	Бекдашская регрессия			
74-77	Кумская трансгрессия	11,3-12,0	0	
	Махачкалинская трансгрессия	12,3-15,1	-10 ÷ 0	
78	Енотаевская регрессия	16-25	28	
	Золотухинская трансгрессия	18,2	2	
Раннехвалынский бассейн				
78a	Трансгрессия	25,3	-28	
	Послетуркменская регрессия		-28	
79	-	27	-28	
80	Туркменская трансгрессия	29,5	+10	
81	-	32	-28	
	Послебуйнакская регрессия		-28	
82	-	35	-28	
83	Буйнакская трансгрессия	38,5	+22	
84	-	42	-28	
	Послеталгинская регрессия		-28	
85	-	46	-28	
86	Талгинская трансгрессия	47	+36	
87	-	48	-28	
	-		-28	
88	-	50,5	-28	
89	Максимальная трансгрессия	63	+48	
Хазарско-хвалынский бассейн				
90	-	75	-28	
	Ательская регрессия	75-85	-28	
91	-	85	-28	
	Гирканская трансгрессия	85-95	-28	
92	-	95	-28	
	Мангышлакская регрессия		-28	
Позднехазарский бассейн				
93	-	110	-28	
	Астраханская регрессия		-28 (-48?)	
94	-	132	-15	
95	-	155	-28	
Раннехазарский бассейн				
96	-	240	-28	

Таблица I (окончание)

1	2	3	4	5
97	Гюргянская трансгрессия	255	+10	
98	-	270	-28	
	Регрессия		-28	
99	-	330	-28	
100	Урунджикская трансгрессия	340	0	
101	-	350	-28?	
Позднебакинский бассейн				
	Регрессия		-28?	
102	-	370	-28?	
103	Вероятный пик трансгрессии	397	+5	
104	-	425	-28?	
Раннебакинский бассейн				
	Регрессия		-28	
105	-	460	-28?	
106	Вероятный пик трансгрессии	475	-5	
107	-	490	-28	
	Тюркянская регрессия		-28	

Примечание: * — по радиоуглеродным датировкам, ** — по термоллюминесцентному анализу, *** — по урано-иониевому методу.

ковыми событиями на севере Европейской части СССР, для чего на временной оси графика дана продолжительность ледниковых эпох и межледниковий [Зубаков и др., 1974; Разрезы отложений..., 1977].

По кривым изменения уровня Каспия видно, что количество трансгрессивных пиков, по данным разных авторов, так же, как и абсолютные отметки их уровней, различны, причем обособанность их на временной шкале неодинакова. Так, события моложе 70 000 лет охарактеризованы значительным количеством датировок абсолютного возраста, события в интервале от 70 000 до 480 000 лет имеют всего лишь 13 датировок.

При построении кривых изменения уровня Каспия использовались цифровые данные, приведенные авторами разных публикаций, причем на всех кривых даны точки с конкретными указаниями о возрасте или уровне. Эти данные (значения цифр) на графиках вынесены в табл. I с номерами всех точек, имеющих на кривых (см. рис. 5), и даны указания, какому палеогеографическому событию она соответствует, сколько тысяч лет назад оно совершилось и на какой абсолютной отметке в это время находился уровень Каспия.

Одна из кривых, приведенных на графике (см. рис. 5), составлена нами и отражает предполагаемый ход изменения уровня Каспия в плейстоцене

с учетом данных абсолютных датировок осадков, отобранных на его побережье.

Рассматривая имеющийся в нашем распоряжении материал о ходе колебаний уровня Каспия за 600 000 лет, можно сделать следующие замечания о степени его достоверности.

1. Мнения разных авторов о ходе кривой колебаний Каспия за указанный период (особенно для интервала 70 000 лет) весьма противоречивы (см. рис. 4, табл. 1).

2. Временная шкала термолюминесцентных датировок, на которых базируются построения некоторых авторов, может дать, и то со значительными оговорками, только относительную канву событий.

3. Полностью отсутствуют надежно датированные сведения о времени и уровнях древних регрессий Каспия.

1.3. ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ТЕРРАСОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Плейстоцен-голоценовая история Каспийского моря и изменения его уровня зафиксированы в комплексе террас, расположенных выше и ниже современной береговой линии. В рельефе Мангышлакского побережья Каспия четко выделяется серия террасированных поверхностей и осложняющих их прибрежно-морских образований. Эти террасы, расположенные выше современной береговой линии, к настоящему времени изучены довольно детально. На эту территорию были составлены крупномасштабные геоморфологические карты. Выделенные здесь морские террасы хорошо стратифицированы и могут служить объектом статистического анализа для выяснения наиболее характерных из них, т.е. на каких уровнях надолго задерживались трансгрессии Каспия. Районы Южного Мангышлака можно считать эталонными для данного моря, так как они расположены в стабильной тектонической зоне — в пределах эпигерцинской платформы. О масштабах и возрасте регрессивных стадий (ниже -28 м абс.) мы не можем судить столь же уверенно. Сведения о регрессивных террасовых уровнях Каспия приводятся в многочисленных работах [Леонтьев, 1948, 1959, 1961; Леонтьев, Федоров, 1953; Рихтер, 1954, 1962; Федоров, 1957; Рихтер и др., 1960; Леонтьев и др., 1974; и др.]. Как правило, они выделяются авторами на основании результатов эхолотирования или детальных геологосъемочных работ с водолазными обследованиями на отдельных участках путем выделения затопленных абразионных уступов или аккумулятивных образований прибрежного генезиса. В последние годы некоторые из аккумулятивных форм, фиксирующих положение береговой линии в периоды регрессий моря, были разбурены и литолого-стратиграфически изучены [Леонтьев и др., 1974]. Для выявления закономерностей их распространения была составлена геоморфологическая карта дна Каспия (рис. 6). Ее созданию предшествовало составление максимально детализированной батиметрической карты этого моря.

В результате геоморфологического анализа удалось выделить на шельфе террасовидные поверхности, осложненные формами и элементами рельефа, созданными предположительно волновой деятельностью и субэпиральными процессами в периоды регрессий.

По составленным геоморфологическим картам была подсчитана длина (км) древних береговых линий. Для суши подсчет велся на площади около 2000 км² в пределах южной части Мангышлакского полуострова и дна — для всего Каспия (см. рис. 6). Протяженность этих линий в обоих случаях измерялась только на участках, где они достаточно четко выражены в масштабе анализируемой карты и фиксируются либо аккумулятивными образованиями (береговыми валами), либо абразионными уступами (высотой не менее 2 м). Для удобства подсчета был выбран метровый интервал высот или глубин. Оказалось, что на побережье Южного Мангышлака развиты преимущественно береговые линии на абсолютных отметках 46–45 м, 35–32 и 10 м, которые фиксируют стадии стояния уровня моря в период раннехвалынской трансгрессии Каспия (протяженность каждой из перечисленных береговых линий на изученной территории превышает 40 км). На побережье южной части Мангышлака значительно развиты (протяженность свыше 50 км) береговые линии, соответствующие трансгрессивным стадиям стояния уровня Каспия в позднехвалынское и новокаспийское время. Они приурочены, как правило, к абсолютным отметкам 0, –2, –17 и –22 м.

Длина береговой линии регрессивных стадий определялась по геоморфологической карте дна Каспийского моря (см. рис. 6). Региональное развитие (свыше 200 км) имеют береговые линии на следующих глубинах: 3–5 м (абс. отм. –31 ÷ –33 м); 7 м (–35 м); 9 м (–37 м); 11–12 м (–39 ÷ –40 м); 14–17 м (–42 ÷ –45 м); 19 м (–47 м); 22 м (–50 м); 27 м (–55 м); 36 м (–64 м); 56 м (–84 м); 67 м (–95 м абс.). Менее развиты и сохранились береговые линии на глубинах 70–85 м (абс. отм. –98 ÷ –113 м).

На основании подсчетов, можно утверждать, что основная масса прибрежно-морских образований, фиксирующих положение береговых линий Каспия в прошлом, находится в диапазоне абсолютных высот от +50 до –113 м при их максимальном сгущении в интервале от –17 до –51 м.

На отметках более низких чем –113 м выделяются лишь два участка развития террасовидных поверхностей. Первый из них расположен приблизительно в 50 км юго-западнее мыса Ракушечный на глубинах 145–150 м (173 ÷ –178 м абс.), площадь его около 100–150 км²; данными о возрасте и генезисе этой поверхности мы не располагаем. Второй участок находится на юго-востоке Среднекаспийской впадины и протягивается более чем на 100 км при ширине 5–10 км в виде комплексов аккумулятивных форм типа баров. Он простирается к северо-востоку от наиболее погруженного участка Апшеронского порога. Облик этих форм, веерообразно простирающихся от "прорези" Апшеронского порога, может говорить как об их древнем прибрежно-морском генезисе, так и о том, что это своеобразная подводная дельта, сформировавшаяся в результате перетока вод из Южнокаспийской в Среднекаспийскую впадину. Абсолютные отметки в районе развития описанной аккумулятивной формы от –208 до –230 м. Предбакинский возраст этой системы аккумулятивных форм подтверждается фактом существования в Самуро-Кусарчайском районе Северного Азербайджана примерно на тех же отметках береговой линии, выработанной в кусарской свите верхнего апшерона. Этот абразионный уступ, как от-

мечают С.А. Лукьянова и Л.Г. Никифоров [1970], облекается и перекрывается бакинскими морскими отложениями.

С известной долей вероятности на дне и побережье Каспия можно выделить три плейстоцен-голоценовых террасовых комплекса: верхний — на отметках $+50 \div -113$ м абс.; средний $-173 \div -178$ м абс.; нижний $-208 \div -230$ м абс. О возрасте двух нижних террасовых комплексов можно судить очень условно. Развитие их лишь в двух изолированно расположенных районах может говорить и об активном проявлении тектонических подвижек отрицательного знака на бортах Среднекаспийской впадины в четвертичное время и о том, что это весьма древние (во всяком случае допозднеплейстоценовые) геоморфологические образования прибрежно-морского генезиса, которые благодаря относительно крупным по площади размерам выражаются в рельефе и сейчас, в то время как другие одновозрастные с ними и одногенетические образования сnivelированы позднейшей денудацией и погребены под новейшими осадками.

Наиболее четко в рельефе побережья выражен верхний террасовый комплекс $+50 \div -113$ м. В рельефе на отметках от $+50$ и до уреза современного Каспия сохранились, как правило, береговые линии позднего плейстоцена и голоцена. Особенно хорошо это проявляется в пределах закартированного нами тектонически стабильного Южно-Мангышлакского региона. Здесь все береговые линии выше отметки -28 м абс. выраженные в рельефе, по биостратиграфическим определениям П.В. Федорова [1957] и съемкам морской геоморфологической экспедиции МГУ, имеют преимущественно хвалынский и новокаспийский возраст. Как известно, раннехвалынская трансгрессия имела максимально высокий в четвертичное время уровень Каспия (до $+44 \div -47$ м), в результате чего она, а также последовавшие за ней позднехвалынская и новокаспийская трансгрессии практически полностью сnivelировали следы предшествовавших береговых линий хазарско-бакинских трансгрессий.

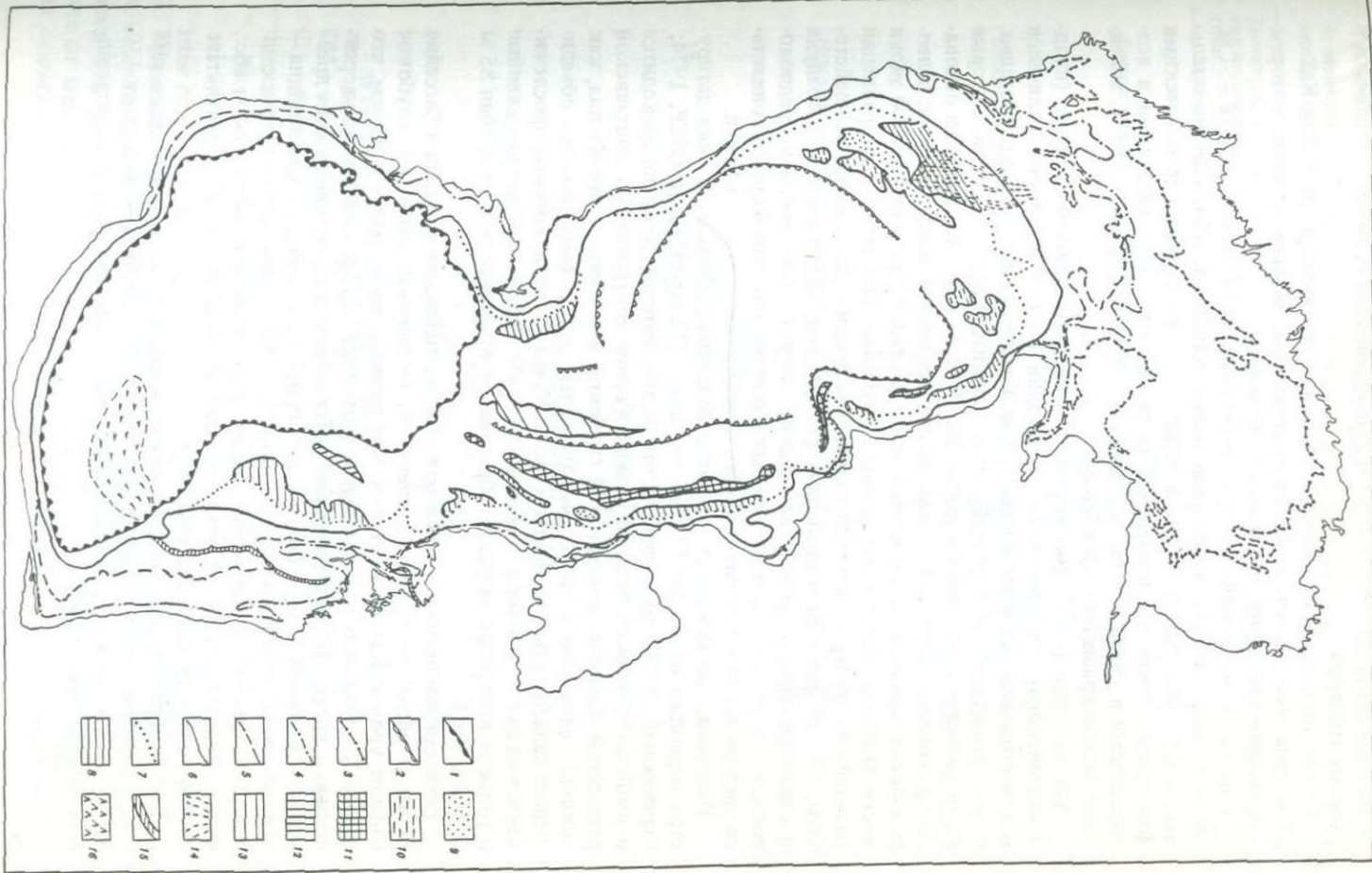
Таким образом, показанные на графике береговые линии выше современного уреза Каспия до отметки $+50$ м датируются преимущественно поздним плейстоцен-голоценом. Каков же возраст подводной части верхнего террасового комплекса?

Из регрессивных береговых линий, развитых на абсолютных отметках до -113 м, датирована мангышлакская на абсолютных отметках $-48 \div -52$ м. Литологический анализ колонок, вскрывших реликтовую аккумулятивную форму — "Дербентскую банку", фиксирующую положение уровня моря во время мангышлакской регрессии и фаунистические определения из них [Леонтьев и др., 1974], а также биостратиграфические исследования донных отложений дагестанского шельфа Каспия [Артамонов, 1976],



Рис. 6. Геоморфологическая схема дна Каспийского моря.

1 — бровка шельфа; 2 — бровка шельфовой впадины; 3 — береговая линия современной зоны интенсивной волновой аккумуляции; 4 — береговая линия дербентской регрессии (глубина 4–6 м); 5 — береговая линия регрессии (глубина 9–10,5 м); 6 — береговая линия мангышлакской регрессии (глубина 20–22 м); 7 — береговая линия регрессии (глубина 27–33 м). Проблематичные плейстоценовые террасовые уровни на глубинах: 8 — 33–40 м; 9 — 42–49 м; 10 — 50–58 м; 11 — 62–75 м; 12 — 75–80 м; 13 — 175–200 м; 14 — палеодельты, 15 — предполагаемые русла р. Узбой в периоды регрессий; 16 — конус выноса р. Узбой.



позволили датировать ее началом Новокаспийского времени, т.е. отнести к раннему голоцену.

Кроме того, по историческим данным, с середины V до начала XIX в. на Каспии выделяется дербентская регрессия, береговая линия которой сохранилась на глубине 3–5 м –31 ÷ –33 м абс.).

Гораздо проблематичнее возраст береговых линий, лежащих ниже –51 м. Об их возрасте можно судить лишь опосредствованно. Наиболее значительные понижения уровня Каспия в плейстоцене, вызванные климатическими факторами, почти все исследователи связывали с похолоданиями и возникавшими в связи с этим ледниковыми щитами [Рычагов, 1977], вследствие чего сокращался сток в Каспий.

А.А. Величко [1973] убедительно доказал, что период последнего (поздневалдайского) оледенения на территории Восточной Европы отличался исключительной сухостью климата, самой значительной за весь плейстоцен, о чем свидетельствуют своеобразные ландшафты тундро-степей, которые были развиты здесь почти повсеместно. В частности, этот автор на основании различных данных, в том числе палеоботаники, палеонтологии, палеопедологии приходит к убеждению, что в последней трети валдайской эпохи внетропические районы испытывали глубокие изменения в направлении развития природы – наступил главный климатический минимум плейстоцена, для которого было характерно резкое уменьшение влажности воздуха и снижение общего количества осадков. Если это так, то можно предположить, что в это же время должен был максимально за плейстоцен понизиться уровень Каспия, питание которого на 80% зависит от стока Волги.

Учитывая, что максимум развития поздневалдайского ледника датируется периодом от 22 до 17 тыс. лет назад [Геохронология СССР, 1974; Серебряный, 1978], мы полагаем, что на этот интервал времени приходится и наиболее глубокое падение уровня Каспия, соотносимое с енотаевской регрессией. Свидетельствами этой глубокой регрессии на дне Каспия, как показал анализ геоморфологической карты, могут быть реликты объединенной палеодельты рек Волги, Терека, Кумы, Сулака, которые прослеживаются на дне до глубины 36 м, или –64 м абс. Однако хорошо выраженные в рельефе прибрежно-морские образования встречаются и до глубин 85 м (–113 м абс.).

Разделяя концепцию о максимальной засушливости климата в бассейне Волги в эпоху последнего оледенения, вызвавшей, очевидно, глубокое падение уровня Каспия именно в этот период, тем не менее полагаем, что следует с осторожностью относиться к отметке –113 м и с большей уверенностью к урезу –64 м, подтвержденному положением внешнего края древней объединенной дельты Волги и других рек. Среднекаспийская впадина – область достаточно интенсивных новейших погружений, поэтому не исключено, что фрагменты береговых линий, расположенных ниже –64 м абс., имеют допозднеплейстоценовый возраст и были опущены в результате нисходящих тектонических движений.

Таким образом, исследования показывают, что верхний комплекс террас, береговые линии которых развиты на абсолютных отметках от +50 до –64, а возможно, –113 м, имеет преимущественно позднеплейстоценовый–голоценовый возраст.

Таблица 2

Изменения площади и объема вод Каспия в некоторые эпохи позднего плейстоцена—голоцена

Трансгрессия и регрессия по данным статистики	Абс. отметки их береговых линий, м	Площадь, тыс. км ²	Объем, тыс. км ³
Трансгрессии			
Раннехвалынская	46-45***	916-913	129-
	35**	876	117
	32**	858	117
	10***	734	100
	5**	698	96
Позднехвалынская	0***	661	93
	-2***	638	91,6
	-5*	606	89,8
	-14**	520	85,0
	-16**	507	83,7
	-17***	500	83,2
	-18**	492	82,6
Новокаспийская	-21***	471	81,2
	-22***	465	80,7
Регрессии			
	-31 ÷ -33** (дербентская)	329,6-305	77,2-76,6
	-35**	289,5	76,0
	-37**	277	75,4
	-40**	264,7	74,6
	-45**	246,8	73,3
	-47**	240,2	72,8
	-50** (мангышлакекая)	233	72,1
	-55**	222	71,0
	-64*	205	69,1
	-84**	174	65,2
	-95**	162	63,4
	-113	147,9	60,6

* — на суше меньше 15 км, на дне — 100-150 км,

** — на суше 15-30 км, на дне — 150-300 км,

*** — протяженность на суше (Южный Мангышлак) свыше 30 км; на дне (весь Каспий) свыше 300 км.

Зная положение уровня моря, по его гипсографической кривой несложно вычислить площади и объемы этого бассейна на различных этапах его позднеплейстоценовой—голоценовой истории (табл. 2). Используемая нами для расчета площадей и объемов вод гипсографическая кривая Каспия от максимальной глубины дна до отметки +50 м абс. была построена на основании данных измерения площадей батиметрических ступеней дна

Таблица 3

Возможное изменение водного баланса Каспия
в период енотаевской регрессии

Фаза разви- тия регрес- сии	Вариант измене- ния уровня, м абс.	Время тыс. лет	Дли- тель- ность фазы, тыс. лет	Объем воды, тыс. км			Среднегодовое из- менение объема — результатирующая водного баланса, км ³
				в на- чале фазы	в конце фазы	раз- ница	
Падение уровня	-28÷-64	25-22	3	78,2	69,1	-9,1	-3
	-28÷-113			78,2	61	-18,2	-6
Минималь- ные от- метки	-64÷	22-17	5	69,1	69,1	0	0
	÷-113			61	61	0	0
Подъем уровня	-64÷0	17-16	1	69,1	93	+23,9	+23,9
	-113÷0			61	93	+32	+32

Каспийского моря, опубликованных Р.В. Николаевой [1972], и результа-
тов измерения площадей территорий, окружающих этот водоем от
отметки -28 до +50 м абс., выполненных нами [Варущенко и др.,
1978].

Результаты расчетов динамики водных масс Каспия в прошлом опре-
делялись при допущении, что за рассматриваемый интервал времени (по-
следние 60 000 лет) морфология дна Каспийского моря не претерпела по
сравнению с современностью сколько-нибудь существенных изменений,
т.е. не была подвержена ни заметным тектоническим деформациям, ни
заполнению значительными толщами осадков. Расчеты показывают [Вару-
щенко 1965, 1973], что новейшие тектонические деформации в пределах
локальных структур Крыма и Предкавказья, тяготеющих к альпийскому
геосинклиальному поясу, в последние несколько миллионов лет происхо-
дят со средней скоростью 0,01-0,1 мм/год. С другой стороны, скорость
донного осадконакопления также измеряется величиной меньше 1 мм/год
[Лебедев и др., 1976]. Таким образом, незначительные тектонические дви-
жения, которые отмечаются, почти целиком компенсируются процессами
донной седиментации.

Динамика изменений объемов воды площади акватории Каспия при-
водится в табл. 2. Уровни моря на разных стадиях его развития даны с
некоторыми поправками, которые внесены на основании проведенных
морфометрических измерений. Данные (см. табл. 2) показывают, что
Каспийское море — весьма динамичный по площади водоем. Так, только
за поздний плейстоцен—голоцен площадь изменялась, по-видимому, от
205 000—148 000 км² (енотаевская регрессия) до 916 000 км² в ранне-
хвалынское время при максимально высоком за плейстоцен—голоцен
уровне (при современном урезе его площадь без залива Кара-Богаз-гол
равна 376 500 км²). В то же время приводимые данные об изменении
объема вод в Каспии, вычисленные для определенных уровней срезов,
позволяют установить и результирующую водного баланса Каспия в раз-

личные фазы развития трансгрессий и регрессий за поздний плейстоцен—голоцен.

В табл. 3 предпринята попытка подсчитать изменения площади и объема Каспия в период енотаевской регрессии.

Полученные средние годовые и даже максимальные изменения объемов вод Каспия (см. табл. 3), вероятно, близки к реальным. Так, в работе С.Н. Крицкого и др. [1975] показано, что за последние 80 лет запасы воды или результирующая водного баланса этого моря в среднем изменялась на $14 \text{ км}^3/\text{год}$, при этом в разные интервалы этого временного отрезка она колебалась от 0 до -83 км^3 . Поэтому приведенные данные (см. табл. 3) показывают, что развитие енотаевской регрессии даже до максимально возможных низких отметок (-113 м абс.) с последующим подъемом уровня до 0 м абс. не какой-либо гидрологической феномен в истории данного бассейна. Для этого был нужен всего лишь устойчивый и длительный (от 1000 до 3000 лет) дефицит от -6 или приращение водной массы в размерах до $+32 \text{ км}^3/\text{год}$. Согласно этому, подъем уровня Каспия даже за 1000 лет от -113 до 0 м абс. также представляется весьма вероятным. Действительно, почему нельзя предположить, что в то время среднегодовое превышение речного стока над испарением составляло около 32 км^3 , как это нередко наблюдается и сейчас. Именно 17 000—16 000 лет назад началась интенсивная деградация ледникового щита в Европе, а над акваторией Каспийского моря еще сохранялись низкие температуры и соответственно малые величины испарения.

1.4. ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Материалы по истории Каспия, основанные на палеогеографическом анализе сохранившихся древних береговых форм, датированных методом абсолютной геохронологии, палеонтологией и археологией, статистического изучения их высотных отметок, позволяют представить изменения уровня этого гигантского бессточного озера в позднем плейстоцене. Именно для отложений этого возраста имеется наибольшее количество определений его различными ядерно-физическими методами (радиоуглеродным, ураново-иониевым, термолюминесцентным). При этом, однако, различные методы абсолютного датирования дают неоднозначные результаты (это особенно относится к датировкам верхнехазарских и нижнехвалынских отложений). В частности, для интервала времени 40 000—25 000 лет назад имеется в настоящее время ряд радиоуглеродных датировок фауны моллюсков из прибрежно-морских осадков Каспия [Каплин и др., 1972, 1973; Геохронология... 1974; Свиточ и др., 1981]. Эти образцы отобраны на абсолютных отметках от современного уреза моря ($-28,0 \text{ м}$) до $+15 \text{ м абс.}$

Видовой состав фауны данных образцов, по общепринятой Каспийской стратиграфической схеме, позволяет относить их к отложениям позднего хазара (среднему плейстоцену), поэтому большинство исследователей Каспия [Геохронология..., 1974; Леонтьев и др., 1976; Каплин и др., 1977] считают, что радиоуглеродные определения возраста сильно "омоложены". Возраст же верхнехазарских осадков, определенный ураново-

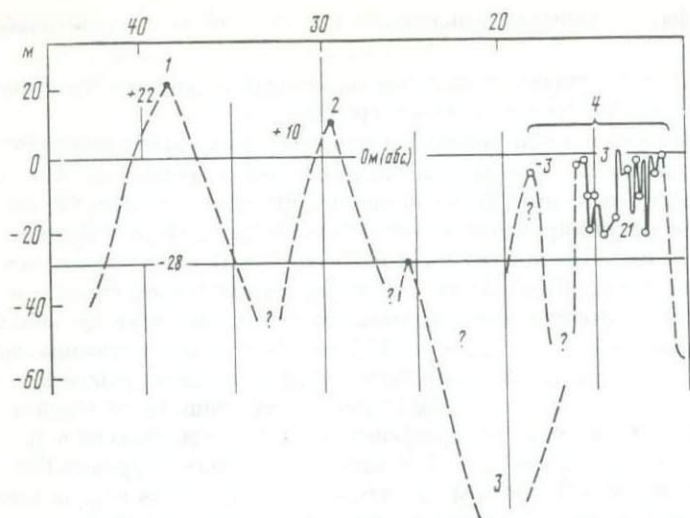


Рис. 7. Уровень Каспийского моря с 45 000 до 10 000 лет назад.

1 — буйнакская трансгрессивная стадия; 2 — туркменская трансгрессивная стадия; 3 — енотаевская регрессия; 4 — позднехвалынская трансгрессия по радиоуглеродным датировкам.

иониевым методом (6 датировок), оказался от $114\,000 \pm 4000$ до $76\,000 \pm 4000$ лет назад [Рычагов, 1977]. Для нижнехвалынских отложений позднего плейстоцена имеется большое количество абсолютных датировок. Однако, несмотря на это, положение раннехвалынской трансгрессии в хронологической шкале остается спорным и не решается однозначно. Так, по радиоуглеродному датированию она наблюдалась от 11300 до 18400 лет назад, а время ее развития, по термолюминесцентному методу исследования, — от $42\,000 \pm 5000$ до $71\,000 \pm 8000$ лет назад [Каплин и др., 1977]. Все это заставляет с большой осторожностью относиться к имеющимся абсолютным датировкам нижнехвалынских отложений. Поэтому ход уровня Каспия в интервале от 40 000 до 25 000 лет назад восстанавливается исходя из различного рода геоморфологических, стратиграфических, а также общих палеогеографических построений. Изменение уровня Каспия в этот временной интервал (45 000–25 000) лет назад наиболее детально рассмотрено Г.И. Рычаговым [1977]. Им выделяются буйнакская трансгрессивная стадия (около 42 тысяч лет назад) с абсолютной отметкой береговой линии 20–22 м и туркменская, несколько моложе буйнакской (29 000 лет назад), с береговой линией на высоте 14–16 м абс. (рис. 7). Эти стадийные береговые линии раннехвалынской трансгрессии, по геоморфологическим данным, разделены регрессивной фазой, когда уровень Каспия был несколько ниже или близок к современному [Рычагов, 1977].

Для времени между 25 000 и 16 000 лет назад на приморских равнинах Каспия почти нет датированных радиологическим методом прибрежных форм рельефа и соответствующих им осадков. Исключение составляет образец МГУ-22, отобранный в Нижнем Поволжье, в районе села Золоту-

хино из нижнехвалынских отложений, возраст которых — $18\,400 \pm 120$ лет назад [Каплин и др., 1972]. Можно полагать, что именно этот период служит возрастной границей развития на Каспии енотаевской регрессии, когда уровень моря был значительно ниже современного. По данным О.К. Леонтьева [1961], уровень Каспия в период енотаевской регрессии был на абсолютной высоте $-43 \div -45$ м. Возможно, что уровень регрессии был значительно ниже. Существуют сведения о том, что в 60–100 км к востоку от Аграханской косы располагается погруженная на глубины 27–36 м ($-55 \div -64$ м абс.) Волжско-Терская палеодельта [Лебедев и др., 1976]. Анализ среднemasштабной геоморфологической карты дна Каспия показал, что на этих отметках и даже значительно ниже (-113 м абс.) в рельефе дна отмечается массовое развитие прибрежно-морских форм, маркирующих обычно положение уровня моря. По данным палеогеографии и палеогидрологии, возможность падения уровня Каспия до $-55 \div -64$ м абс. и даже до -113 м абс. в период енотаевской регрессии (25 000–16 000 лет назад) вполне вероятна. Имеется большое количество фактов [Величко, 1973], свидетельствующих о том, что максимально сухой и холодной эпохой плейстоцена было время поздневалдайского оледенения, когда на обширных пространствах средних широт Европы, в частности в пределах бассейна Волги, существовали ландшафты тундро-степей. Известно, что интенсивный рост поздневалдайского ледникового щита и распространение этих ландшафтов происходило между 25 000 и 17 000 лет назад [Серебрянный, 1978]. Исходя из этих соображений и построен отрезок кривой изменения уровня Каспия для данного времени (см. рис. 7). При этом считалось, что уровень моря в период енотаевской регрессии имел отметку около -64 м абс., но не исключено, что на относительно короткий срок он мог снижаться до -113 м абс.

Наступившая после енотаевской позднехвалынская трансгрессия во время максимального развития достигала отметок $0 \div -2$ м абс. высоты. По результатам радиоуглеродного датирования верхнехвалынских отложений, трансгрессия продолжалась от 15 500 до 9 700 лет назад.

Геоморфологическое картирование позднехвалынских береговых форм рельефа, их гипсометрические привязки и абсолютные датировки позволяют реконструировать изменение уровня Каспия в это время. Построенная кривая изменения уровня Каспия [Варушенко и др., 1980] за указанный отрезок времени в целом близка к полученной Г.И. Рычаговым [1977].

С 15800 до 11300 лет назад уровень позднехвалынского бассейна изменялся следующим образом. 15800–15000 лет назад (образцы МГУ-18, МГУ-97, ЛГ-73, МГУ-33, ЛГ-118) на Каспии отмечается раннемахачкалинская трансгрессия с отметками уровня около 0 м. Затем начинается падение уровня от 0 м абс. до -18 ± -22 м абс. (образцы МО-457, ЛУ-192), наиболее низкие отметки уровня приходятся на 14400–13740 лет назад (шиховская регрессивная стадия). Далее последовал подъем уровня вновь до нулевой отметки, что фиксируется образцами ЛУ-93, МГУ-ИОАН-39, МГУ-19, ЛУ-193, МО-460, возраст которых от 13600 до 12350 лет назад (позднемахачкалинская трансгрессия). Около 12300 лет назад после кратковременного и незначительного спада уровня вновь начался его подъем, когда уровень приблизился к нулевой отметке. Возрастной диапазон этой трансгрессивной кумской стадии, согласно образцам, датированным радио-

углеродным методом (МГУ-34, КИ-911 (11900±200), МГУ-130), — от 12 200 до 11 300 лет назад. Непосредственно после махачкалинской и кумской стадий, уровень которых был близок к абсолютной отметке 0 м абс., сформировались террасовые поверхности с отметками около -11 и -16 м абс. Как показала выполненная статистическая обработка частоты встречаемости прибрежно-морских аккумулятивных образований, действительно, именно к этим уровням приурочено большинство береговых форм на Каспии. Радиоуглеродный анализ моллюсков, отобранных на отметках, близких указанным уровням, показал, что возраст равен 9700±±190 лет назад (МГУ-95). Это соответствует саргасской стадии позднехвалынской трансгрессии, когда уровень, по геоморфологическим данным, мог достигать абсолютных отметок от -11 до -14 м. После этого уровень Каспия начинает снижаться и в интервале между 9700 и 8000 лет назад достигает самого низкого положения в послехвалынское время. Наступила раннеголоценовая мангышлакская регрессия.

При изучении зависимости между состоянием палеогеографической среды в Каспийском бассейне и изменением его режима было установлено, что межледниковью, известному на северо-западе Европейской части СССР под названием "гражданский проспект", которое разделяло ранне- и поздневалдайское оледенения, на Каспии соответствовали буйнакская (до +22 м) и туркменская (до +10 м) стадии раннехвалынской трансгрессии. При пиках этой трансгрессии площадь моря возрастала соответственно до 809 и 734 тыс км², т.е. почти удваивалась, а объем воды увеличивался на 22—30 тыс км³ по сравнению с современностью. Фазе роста поздневалдайского ледникового щита на севере Европы (от 25 000 до 17 000 лет назад) море отвечало глубокой регрессией. На рубеже 16 тысячелетия назад в начале данигиляциала [Серебрянный, 1978], уровень Каспия резко поднялся до отметки 0 м абс. — наступила позднехвалынская трансгрессия. Уровень на этой отметке продержался почти до начала голоцена.

Применение палеоклиматических аналогий позволяет определить роль видимого испарения (разницы между количеством выпадающих осадков и испарением) и речного стока в эпоху енотаевской регрессии, исходя из того, что Каспий располагался в это время на дальней юго-восточной периферии поздневалдайского ледника.

Видимое испарение с поверхности этого моря за интервал времени с 1890 по 1969 г., т.е. за 80 лет составило в среднем в год 748 мм [Крицкий и др., 1975]. Можно, вероятно, полагать, что при максимуме оледенения в Евразии климат над акваторией Каспия мог быть не влажнее, чем сейчас на широте Волгограда, в районе, расположенном на северной окраине прикаспийских степей в 1100 км к северо-северо-западу от центра бывшего на месте Каспия водоема. В течение некоторого периода он мог быть даже несколько суше, так как, судя по палеогеографическим картам [Авенариус и др., 1978], 18 000 лет назад Каспийское море, как и ныне, с севера по всей площади Прикаспийской низменности оконтуривалось степями, а на востоке — пустынями и полупустынями. В районе Волгограда сейчас разница между осадками и испарением составляет около 400 мм/год. Вероятно, можно принять этот показатель за возможный для времени енотаевской регрессии. Это значит, что слой воды большей величины на протяжении года с поверхности Каспия не испарялся.

Таблица 4

Варианты водного баланса Каспийского моря в эпоху енотаевской регрессии при падении уровня до -64 м и -113 м абс.

Элементы водного баланса	1890–1969 гг*		Енотаевская регрессия			
	км ³	%	уровень -64 м**,		уровень -113 м***,	
			км ³	в % от современного	км ³	в % от современного
Расход: разность осадков и испарения	-291	100	-82	28	-59	20
Отток в Кара-Богаз-Гол	-15	100	0,0	0,0		
Итого	-306	100	-82	27	-59	19
Приход:						
речной сток	+289	100	+80	28	+58	20
подземный приток	+3	100	+2	66	+1	33
Итого	+292	100	+82	28	+59	20
Изменение запасов воды	-14	—	0,0		0,0	—

*По данным С.Н. Крицкого и др. [1975], уровень Каспия -28 м; площадь $376\ 000$ км², слой видимого испарения 748 мм/год.

**Принятая площадь Каспия $205\ 000$ км², слой видимого испарения 400 мм/год.

***Принятая площадь Каспия $148\ 000$ км², слой видимого испарения 400 мм/год.

Исходя из указанных предпосылок, т.е. считая, что в период енотаевской регрессии слой видимого испарения не превышал 400 мм/год, при сокращении площади моря до 205 тыс. км² (при уровне -64 м абс.) или до 148 тыс. км² (уровень -113 м абс.) можно вычислить варианты водного баланса Каспия для этой эпохи (см. табл. 4).

В самых экстремальных условиях ледниковой эпохи для поддержания уровня на минимальных геоморфологически установленных отметках енотаевской регрессии речной сток в Каспий (в том числе Волги) мог, вероятно, сокращаться до 28 – 20% от современного. Это $3,5$ – 5 -кратное уменьшение речного стока из перигляциальных областей Верхнего и Среднего Поволжья не представляется чем-то исключительным.

Можно лишь ориентировочно оценить, с какой интенсивностью шло сокращение, а затем рост объема речного стока в Каспий во время описываемой регрессии, считая, что слой видимого испарения оставался одним и тем же.

В работе С.Н. Крицкого и др. [1975] показано, что за 80 лет (с 1890 по 1969 г.) изменения запаса воды или, иначе говоря, результирующая водного баланса Каспия в среднем изменялась на 14 км³/год, при этом в разные интервалы времени она колебалась от 8 до -83 км³. Подъем уровня Каспия даже за 1000 лет от -113 до 0 м абс. представляется весьма вероятным (при среднегодовом превышении речного стока над испарением в 32 км³), если учесть, что этот процесс по времени совпадает с началом деградации ледникового щита в Европе при сохранении над акваторией Каспийского моря низких температур и соответственно низкого испарения.

Таблица 5

Примерный водный баланс Каспийского моря
в период позднехвалынской трансгрессии
(16 000 – 11 000 лет назад, цифры округлены до целого)

Элементы водного баланса	1890–1969 гг.*		Позднехвалынское море**	
	км ³	%	км ³	% от современности
Расход: разность осадков и испарения	-291	100	-396	136
Отток в Кара-Богаз-Гол	-15	—	0,0	—
Итого:	-306	100	-396	129
Приход: речной сток	+289	100	+392	135
Подземный сток	+3	100	+4	133
Итого:	+292	100	+396	135
Изменение запасов воды	-14	—	0,0	—

*По данным С.Н. Крицкого и др. [1975], уровень Каспия – 28 м, площадь 376 000 км², слой видимого испарения 748 мм/год.

**Уровень 0 м, площадь 661 000 км², слой видимого испарения 600 мм/год.

Таким образом, для енотаевской регрессии характерно.

1. Начальной стадии развития, соответствующей эпохе наступания поздневалдайского ледника (25 000–22 000 лет назад), был свойствен отрицательный баланс с ежегодной потерей около $-3 \div -6$ км³ объема водной массы. Причиной этого, вероятно, было сокращение стока Волги, вызванное возникновением в ее бассейне сухой перигляциальной зоны.

2. При максимуме оледенения (22 000 – 17 000 лет назад) уровень Каспия упал до -64 м, а возможно, и до -113 м, водоем имел площадь от 205 000 до 148 000 км² и объем на 9000–18000 км³ меньше, чем сейчас; сухая перигляциальная область в Поволжье охватила максимум территории, а речной сток мог сократиться в 4,5–5 раз по сравнению с современным.

3. В начальной стадии деградации ледника (17 000–16 000 лет назад) уровень водоема резко поднялся до отметки 0 м абс., что было вызвано частично энергичным стоком талых ледниковых вод, а также вод, поступающих за счет оттаивания криолитосферы, но главным образом за счет перестройки атмосферной циркуляции в Поволжье, повлекшей увеличение увлажненности.

В последовавшее за енотаевской регрессией время, с 16 000 до 11 000 лет назад, Каспий имел высокий уровень на отметках, близких к 0 м абс. Если предположить, что видимое испарение с поверхности этого позднехвалынского бассейна было средним между максимальным значением для ледниковой эпохи (400 мм/год) и современностью (около 800 мм/год) и равнялось 600 мм/год, то, зная площадь водоема, которая в целом была относительно стабильна и достигала 661 000 км², вместе с Кара-Богаз-Голом, а также учитывая, что объем водной массы в это время существенно не изменялся, можно оценить примерный объем речного стока в период позднехвалынской трансгрессии и сравнить его с современным. Такой расчет дан в табл. 5.

Как видно из табл. 5, для поддержания уровня Каспия на отметке 0 м абс. во время позднехвалынской трансгрессии достаточно было иметь объем речного стока на 1/3 больше современного, что не противоречит палеогеографической обстановке, существовавшей, видимо, в бассейнах питающих водоем рек.

Возможные изменения водного баланса Каспия в позднем плейстоцене исследовались Г.П. Калининым, К.К. Марковым и И.А. Суетовой [1966]. Ими было установлено, что в позднехвалынское время температура воздуха могла понижаться на $3,0-4,5^{\circ}$, что должно было вызвать испарение с поверхности Каспия всего 790–820 мм, а приток поверхностных вод мог достигать $430-450 \text{ км}^3$ в год.

1.5. ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Исследования изменений тепловых и водных ресурсов континентов в пределах хотя бы позднего плейстоцена показывают, что в эпохи значительных похолоданий, когда в высоких и даже средних широтах развиваются покровные оледенения, для средних и низких широт характерны также периоды снижения температуры обычно с максимальным увеличением увлажненности. В периоды потеплений, когда в высоких и средних широтах покровные оледенения могут практически исчезать, в средних, особенно низких, широтах преимущественно характерны периоды значительной аридизации территории.

Материалы по истории Каспийского бассейна, основанные на палеогеоморфологическом анализе сохранившихся древних береговых форм, сопоставления террасовых рядов с геохронологическими схемами, абсолютное датирование морских отложений и другие данные позволяют представить возможный характер уровенного режима этого крупнейшего бессточного водоема за период почти 500 000 лет.

Дополнительно для получения количественной модели изменения уровня Каспийского моря за последние 500 000 лет нами совместно с В.А. Шлейниковым был проведен морфостатический анализ высотных отметок Каспийского побережья и отметок глубин дна прилегающей акватории в интервале от -70 до 330 м. Применение универсальной программы, разработанной в ВЦ АН СССР, позволило с помощью ЭВМ обработать и проанализировать массовую гипсометрическую информацию. В результате получен следующий морфостатический ряд уровенных поверхностей: $294 \pm 17,7$; $219 \pm 24,1$; $153,6 \pm 14,2$; $104,5 \pm 6,2$; $61,2 \pm 8,4$; $36,8 \pm 4,6$; $18,5 \pm 5,5$; $-6,4 \pm 4,2$; $-18,5 \pm 5,5$; $-34,1 \pm 2,3$; $-43,4 \pm 2,6$; $-56,1 \pm 4,3$ м. Морфостатические уровенные поверхности сопоставлялись с геологогеоморфологическими материалами исследований.

Следует отметить, что уровенные поверхности, относящиеся к одному и тому же интервалу времени, могут располагаться на различных высотных отметках вдоль побережья. Особенно это характерно для Кавказского побережья. Последнее обусловлено особенностями вертикального движения отдельных участков земной поверхности с различными скоростями. Поэтому возникает необходимость введения специальных поправок

3. Зак. 1165

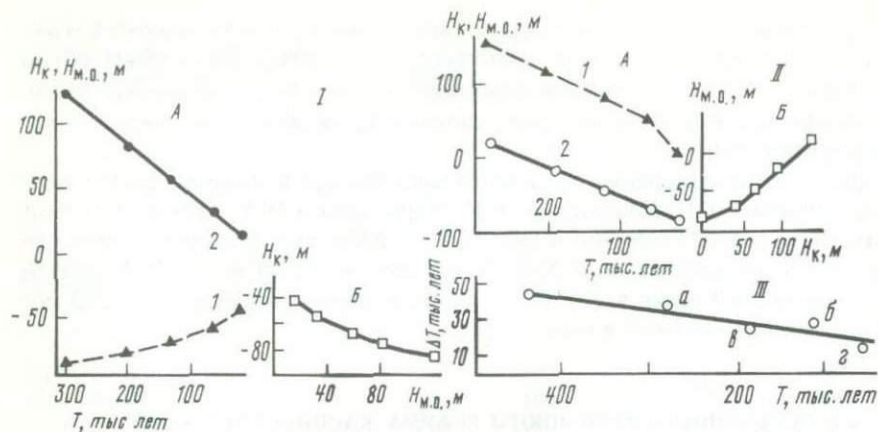


Рис. 8. Интегральные кривые (А) хода уровня Каспийского моря (I) и Мирового океана (2), связь между ними (Б) в межледниковые (I) и ледниковые (II) эпохи и изменение продолжительности ледниковых эпох (III)

а — Ока; б — Москва; в — Днепр; г — Валдай

на тектонические воздействия в районе побережий, которые позволили бы соответственно трансформировать уровенные поверхности: 294–191 м, 219–154, 154–110 и 104–78 м. Морфостатические уровенные поверхности на более низких отметках сопоставлялись с материалами по геоморфологии побережья [Леонтьев и др. 1976].

Данные об уровне Каспия сопоставлялись с величинами изменения уровня Мирового океана, как интегральным показателем глобального водообмена. В основу модели возможных изменений океанического уровня в плейстоцене были положены морфометрический анализ террасовых рядов, развитых на побережье Мирового океана, представление об идентичности объема покровного оледенения в различные ледниковые эпохи и геохронологическая схема плейстоцена, разработанная Ч. Эмилиани [1974].

Анализ обобщенной уровенной кривой показал, что огибающая линия межледникового геоида, проходящая через точки, фиксирующие положение уровня Мирового океана на границе сопряженных межледниковой и ледниковой эпох, (рис. 8) описывается уравнением

$$H_{Mo} = 9,8 - 3,75 \cdot 10^{-4} T,$$

где H_{Mo} — уровень Мирового океана, T — абсолютное время, годы, определенное в интервале от 300 000 до 22 000 лет назад.

Линия, проходящая через точки минимального положения уровня Мирового океана в ледниковые эпохи, — это линия гляциального геоида (см. рис. 8) является линейной функцией вида

$$H_{Mo} = -94 - 3,9 \cdot 10^{-4} T,$$

где T — область определения абсолютного времени ограничена до 15 000 лет.

При оценке абсолютного времени формирования террас к Каспийскому морю, как к крупнейшему плювиальному бассейну Земли, практически

применима концепция о почти полной синхронности во времени эпох древнекаспийских трансгрессий и ледниковых эпох Северного полушария и общепланетарным регрессиям Мирового океана. Соответственно эпохи древнекаспийских регрессий могут достаточно хорошо совпадать с межледниковьями и трансгрессиями океана. Подтверждением этой гипотезы служит сравнительно хорошее совпадение расчетных датировок, принятых для минимальных положений уровня Мирового океана в периоды регрессий, коррелируемых с максимальными фазами покровных оледенений плейстоцена, и средних значений абсолютного времени некоторых эпох древнекаспийских трансгрессий, которые были получены в последнее время.

Полученная информация была использована для построения обобщенной схемы изменения уровня Каспийского моря для конца плейстоцена. Кроме того, основываясь на материалах о высотном и хронологическом положении древнекаспийских террас, удастся построить интегральную кривую изменения уровня Каспийского моря в ледниковые эпохи, описываемую в интервале 280 000–56 000 лет назад аналитическим выражением вида

$$H_K = 21 - 4,75 \cdot 10^{-4} T,$$

где H_K — уровень Каспийского моря, м.

По изученным материалам стало возможно определить характер связи двух процессов: интегрального снижения регрессионного уровня Мирового океана и трансгрессионного уровня Каспия (см. рис. 8).

Для построения интегральной кривой изменения уровня Каспийского моря в межледниковые эпохи использовались средние абсолютные глубины подводных террас, характерных для регрессионных стадий, временных интервалов позднехазарского (ательского), межхвалынского (енотаевского) и других.

Интегральная регрессионная кривая может быть описана уравнением

$$H_K = -3,5 \cdot T^{0,25}.$$

Приведенные расчеты позволили несколько уточнить возможное положение уровня в межбакинское, послебакинское и межхазарское время.

Связь синхронных уровней Каспия и океана для межледниковых эпох может быть выражена уравнением $H_K = -19,4H_{Mo} - 0,302$.

Полученные уравнения позволяют несколько уточнить время формирования раннебакинских уровней, которое оценивается в 430 000–440 000 лет, что достаточно хорошо сопоставляется с возрастом бакинских отложений, полученных термолюминесцентным методом ($450 \pm 50 000$).

Если все более поздние трансгрессии древнего Каспия уверенно сопоставляются с эпохами развития покровного оледенения в Северном полушарии, то, вероятно, и раннебакинская трансгрессия служит временным аналогом эпохи похолодания Менал в Нидерландах и соответствует периоду накопления Вейнбургского крага в Юго-Восточной Англии. Она может быть также сопоставлена с варяжской ледниковой эпохой, выделяемой стратиграфически ниже беловежских межледниковых отложений — аналога отложений кроммерского лесного слоя Западной Европы [Марков и др., 1968].

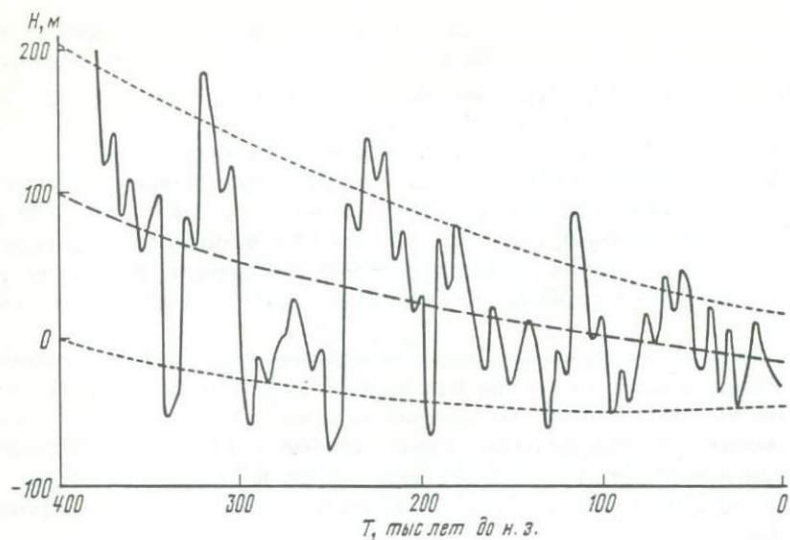


Рис. 9. Изменения уровня Каспийского моря за 400 000 лет

Длительность варяжской ледниковой эпохи в 44 500 лет приблизительно может быть установлена с помощью графика изменения продолжительности ледниковых эпох, если взять за основу момент максимального распространения ледниковых покровов плейстоцена, наступление которого оценивается 437 000 лет назад (см. рис. 8).

Все ледниковые эпохи плейстоцена распадаются на два периода: развития и деградации ледниковых покровов, длительность которых, по аналогии с поздневалдайской ледниковой схемой Л.Р. Серебряного [1973], может быть принята равной 7:5. Таким образом, если максимум похолодания относится к 437 000 лет назад, то длительность периода развития ледниковых покровов могла бы составить 26 000 лет, а деградации — 18 500 лет. Следовательно, варяжская ледниковая эпоха, сопоставляемая с эпохой раннебакинской трансгрессии древнего Каспия, может занимать временной интервал от 460 000 лет назад до 420 000 лет назад.

Положение уровня Каспия в эпоху предбакинской (гюргянской) регрессии (-92 м) дополнительно уточнялось по уравнению интегральной кривой изменений уровня Каспия в межледниковые регрессионные эпохи с учетом возможного начала варяжского похолодания около 463 000 лет назад. На режим Каспийского моря в плейстоцене могла повлиять и перестройка гидрографической сети в его бассейне [Квасов, 1975].

Возможная синхронность максимальных фаз древнекаспийских трансгрессий с фазами максимального развития ледниковых покровов должна была быть связана с существенным увеличением положительной части водного баланса древнего Каспия в результате дополнительного притока талых ледниковых вод по долине пра-Волги.

В эпохи максимальных трансгрессий Каспийское море могло становить-

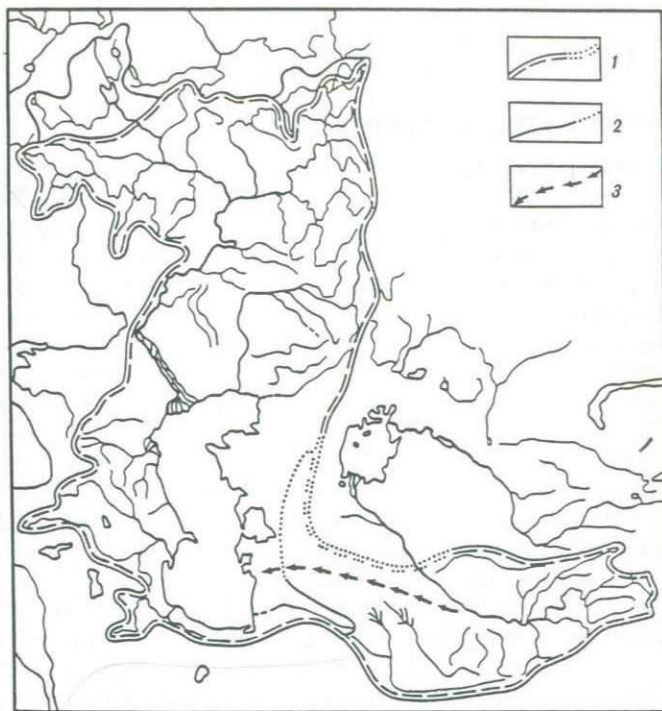


Рис. 10. Водосборный бассейн Каспия, существовавший в микулинское время по данным Д.Д. Квасова.

Водоразделы: 1 – микулинский; 2 – современный (показан там, где не совпадает с микулинским); 3 – направление течения Амударьи в микулинское время

ся сточным бассейном, отток воды из которого осуществлялся по Манычскому проливу в древнечерноморский бассейн.

Исследования позволяют представить приближенную схему возможного изменения уровня Каспийского моря за последние 400 000 лет (рис. 9). Полученные данные свидетельствуют о том, что общая амплитуда изменений уровня Каспийского моря могла достигать в среднем около 300 м, а в отдельных случаях могла превышать эти пределы. Эти изменения определялись в первую очередь климатическими условиями на поверхности Земли и вследствие этого соотношением тепловых и водных ресурсов. Достаточно четко прослеживается общая тенденция к постепенному снижению уровня моря со средней скоростью около 25 см в тысячелетие. Последнее обстоятельство должно определяться, вероятно, в первую очередь влиянием тектонических условий, общим постепенным поднятием Евразийского континента.

В периоды таких крупных трансгрессий, как бакинская, ранне-позднехазарская и раннехвалынская, часть вод из Каспия могла стекать через Кума-Манычский пролив в Иерное море. Одновременно мог возникать и дополнительный приток поверхностных вод из Средней Азии по долине Узоя (рис. 10).

2.1. ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ КАСПИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Опубликованные кривые изменения уровня Каспия относятся либо только к периоду после середины XVI в [Николаева, 1959; Комарова, 1980], либо они основаны только на историко-археологических материалах и не учитывают данных естественных наук, касающихся этого вопроса [Гумилев, 1980]. Кроме того, известны работы, где приводятся разрозненные историко-археологические сведения о положении уровня моря в те или иные отдельные периоды последних двух тысячелетий [Берг, 1934; Аполлов, 1951, 1956; Леонтьев, 1951; Леонтьев и др., 1953, 1980; Шнитников, 1957; Николаева и др., 1962, 1980; Гумилев, 1966; Калинин и др., 1976].

На протяжении последних лет нами в поле и в лаборатории аналитически исследовались геоморфология, палеогеография и археология берегов Каспия. Полученный материал позволил в ряде случаев по-новому взглянуть на уже известные в научной литературе факты. Их интерпретация и данные геоморфологии, литологии, палеогеографии, радиоизотопной геохронологии, археологии и истории позволили представить общий характер изменения уровня Каспийского моря за последние 10 000 лет, причем в зависимости от степени обоснованности и насыщенности фактическим материалом в отдельные временные интервалы эти изменения разбиваются на несколько самостоятельных отрезков времени.

I — с 1830 г. до настоящего времени режим уровня может быть представлен по данным инструментальных наблюдений,

II — с VI в. до нашей эры до 1830 г. — на основании всей суммы археологических, исторических, геоморфологических и других знаний,

III — с 9700 лет назад — VI в. до н.э. в основном на базе геоморфологического анализа рельефа, биостратиграфии и определении радиоуглеродным методом абсолютного возраста раковин моллюсков.

Основные источники погрешностей при определении положения уровня в течение двух последних временных отрезков тесно связаны с особенностями исходной информации. Геоморфологические и археологические методы определения высотного положения уровня моря на наших графиках имеют ошибку, составляющую ± 2 м. Эти допуски определяются средней величиной штормового заплеска волн и максимальной высотой сгонно-нагонных вод, — основных рельефообразующих факторов береговой зоны Каспия, так как создаваемые ими аккумулятивные формы из терригенно-ракушечного материала и абразионные уступы представляют главный индикатор фиксации уровня моря как в прошлом, так и в настоящем. Ошибки в возрастном диапазоне, достигающие десятков и очень редко сотен лет, связаны с пределом точности радиоуглеродного и археологического методов датирования событий.

Особо следует оговорить отношение авторов настоящей работы к роли тектонического фактора в изменении уровней, площадей и объемов исследованных плейвальных озер. Можно предполагать, что эта роль весьма

незначительна. Г.П. Калинин [1968] убедительно показал, что роль тектоники в изменении площади Каспийского моря "не может быть существенно больше 1% от суммы всех естественных факторов" [1968, с. 167]. Тем более это правомерно, когда рассматриваются сравнительно короткие в геологическом отношении отрезки времени до десятков тысяч лет. Деформации в пределах локальных структур Крыма и Предкавказья в последние несколько миллионов лет происходят со средней скоростью 0,01–0,1 мм/год [Варущенко, 1965, 1973]. А ведь это области, тяготеющие к альпийскому геосинклинальному поясу.

По данным повторного нивелирования [Карта современных вертикальных движений ..., 1971], средние скорости современных тектонических движений на берегах Каспия составляют от $\pm 0,01$ до 0,17 см/год.

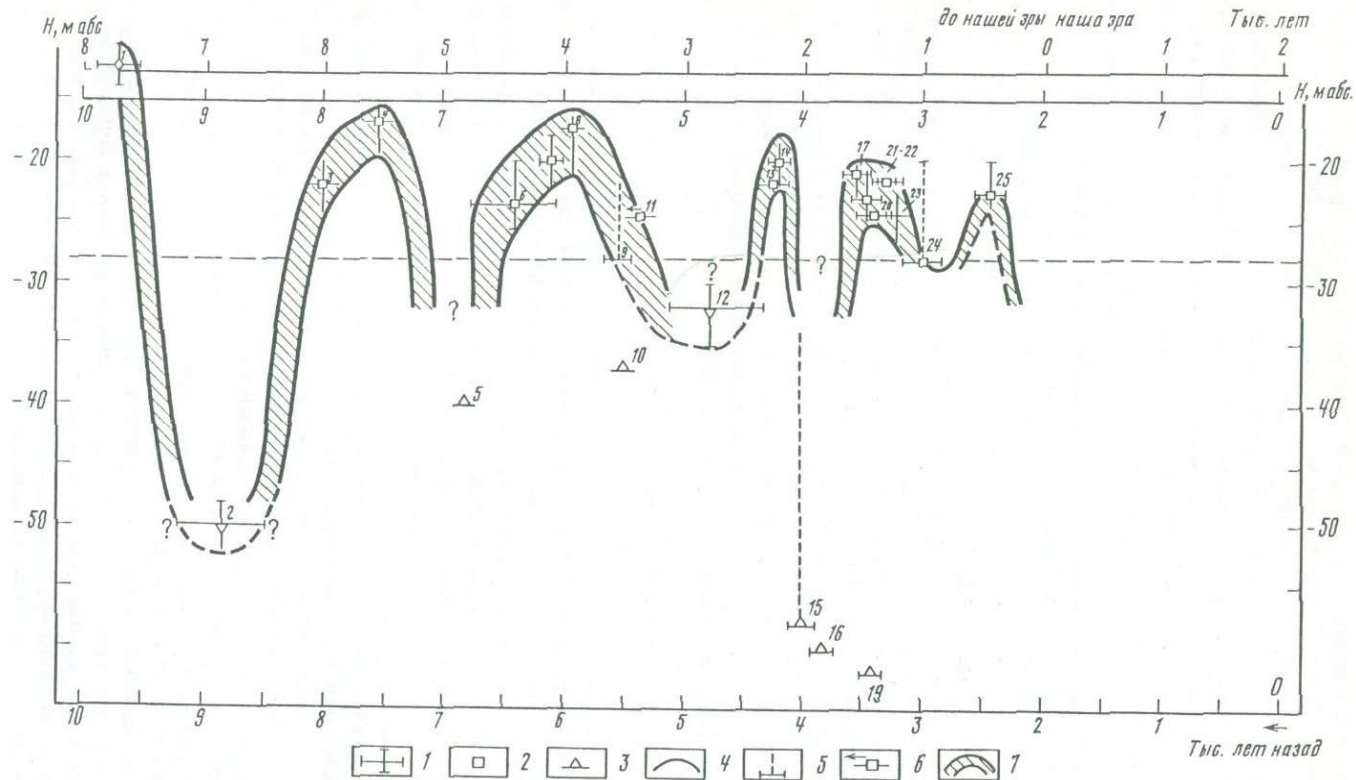
Подошва бакинских отложений в наиболее погруженной части Терско-Каспийского предгорного прогиба (в устье Терека) опущена до отметок –600 м, а на остальной территории до –80––150 м. Возраст бакинских отложений около 600 000 лет. Отсюда легко вычислить, что средние скорости тектонических прогибаний земной коры в этом районе за указанный временной интервал составляли не больше 0,1 см/год, а на преобладающей площади прогиба – 0,01–0,025 см/год.

Судя по карте, составленной Е.Е. Милановским [1968, с. 70], "суммарная амплитуда вертикальной составляющей новейших движений" на бортах впадин в пределах Среднего Каспия равна 0,5 км/10 млн лет (начиная с верхнего сармата), а в зоне альпийской геосинклинальной области, заходящей в пределы Южно-Каспийской котловины, она составляет 5 км/10 млн лет, т.е. средние скорости прогибания за указанный срок колеблются в тектонически наиболее подвижных областях Каспия от –0,005 до –0,05 см/год. Таким образом, установленные различными методами максимальные скорости тектонических деформаций на побережье и в пределах дна Каспия находятся в диапазоне от 0,005 до 0,1 см/год. Если принять, что максимальные значения скоростей прогибания дна Каспия должны отвечать зонам максимальных глубин этого водоема, ограниченных изобатой 500 м, то окажется, что эта зона занимает лишь 1/5 часть его акватории. Для остальных 4/5 ее площади характерны минимальные значения, установленные различными методами, они находятся в пределах от $\pm 0,01$ до 0,005 см/год.

Полученные данные о скорости изменения уровня моря и деформации земной поверхности в пределах Каспийского моря свидетельствуют о том, что влияние тектонических движений на уровень этого бассейна на 2–3 порядка меньше, чем гидрометеорологических факторов. В результате воздействия тектоники уровень Каспия изменяется лишь на доли миллиметра.

В то же время при исследовании изменения уровня моря за длительные интервалы времени (десятки и сотни тысяч лет) необходимо учитывать влияние тектонического фактора.

Возможные изменения уровня Каспийского моря за последние 10 000 лет (рис. 11) получены на основании анализа гипсометрического положения отобранных на побережье и подводном береговом склоне раковин моллюсков, для которых определен абсолютный возраст. Проанализированы опубликованные ранее радиоуглеродные датировки моллюсков, а также те, которые выполнены по нашим сборам.



К настоящему времени выпущено 60 определений абсолютного возраста раковин каспийских моллюсков и торфов, даты которых не превышают 10 000 лет. Однако при построении урвенной кривой были использованы не все датировки, так как некоторые из них по мнению лиц, производивших отбор, либо удревлены или омоложены, для других в публикациях не дается четкой геоморфологической привязки, а следовательно, сложно определить положение урвни водоема, третьи не имеют четкой биостратиграфической привязки, т.е. видовой состав моллюсков, по мнению исследователя, не имеет резких возрастных границ. Необходимо отметить также и тот факт, что большинство дат абсолютного возраста характеризуют отложения, развитые выше современного уреза Каспия. Донные же голоценовые осадки, позволяющие хронометрировать урвни регрессий, изучены в этом отношении очень мало. Попытка восполнить некоторым образом этот пробел, к сожалению, не достигла желаемого результата из-за малого количества образцов, годных для датировки. Поэтому прежде чем перейти к описанию урвенных кривых, необходимо заметить следующее.

1. Составление кривой за 10 000 лет, как уже отмечалось, базировалось главным образом на результатах геолого-геоморфологических исследований побережий и дна Каспия с привлечением радиофизических датировок. При этом необходимо отметить и тот факт, что восстановление хода изменения урвни Каспия за указанный интервал времени на основании перечисленных материалов весьма существенно отличается по точности от данных инструментальных наблюдений. Необходимо еще раз подчеркнуть, что к настоящему времени палеогеография Каспийского моря за последние 10 000 лет благодаря исследованиям большого коллектива ученых изучена неплохо, но целый ряд палеогеографических, а тем более палеогидрологических аспектов остаются неясными или спорными. К их числу относятся количество, возраст и периодичность трансгрессивно-регрессивных фаз Каспийского моря, пределы колебаний его урвни, соотношение урвеней Каспия и Мирового океана и изменение увлажненности в его бассейне.

Предлагаемая кривая колебания урвни Каспийского моря за последние 10 000 лет в значительной степени отражает все перечисленные сложности и трудности, возникающие при ее составлении. За основу при восстановлении хода изменения урвни Каспия в голоцене (см. рис. 11) взяты данные 25 радиоуглеродных определений возраста новокаспийских моллюсков, систематизированные в табл. 6.

Первая точка на графике (см. рис. 11) относится к концу позднехвалынского этапа развития Каспия по абсолютной дате 9700 ± 190 (МГУ-95),

Рис. 11. Колебания Каспийского моря в голоцене (10000–2600 лет назад)

1 — положение в системе координат "время—уровень", вертикальная линия — возможный диапазон ошибки в определении гипсометрической отметки урвни, горизонтальная линия — возможный диапазон ошибки во времени (по результатам абсолютного датирования); 2 — геоморфолого-гипсометрическое положение образцов раковин моллюсков, датированных радиоуглеродным методом; 3 — датированные образцы раковин моллюсков, отобранных из донных отложений Каспия, гипсометрическое положение дано в масштабе графика; 4 — положение урвни определено по совокупности геолого-геоморфологических и археологических данных; 5 — возможное положение урвни Каспия; 6 — возраст образца по C^{14} , вероятно, удревлен; 7 — зона вероятного положения урвни Каспия

Таблица 6

Каталог данных геоморфологии, стратиграфии и радиоуглеродных определений, положенных в основу кривой колебания уровня Каспийского моря за последние 10 000 лет (состояние изученности на 1983 г.)

№ точки на рис. 11	Местоположение анализируемого объекта	Время		Метод определения возраста	Литология осадка	Состав фауны	Геоморфологическая характеристика	Возможный уровень моря, м абс.	Источник
		историческое, год	абсолютное, лет назад						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Дагестан, р-н г. Каспийска, канава (прорезь), подходящая к северному берегу оз. Малое Турали, в 1,3 км от горы Турали	7725 ± 190 г. до н.э.	9700 ± 190	МГУ-95 C ¹⁴		<i>Didacna praetrigonoides</i> Nal. et Ais(hv ₂) Встречены <i>D. parallela</i> и редко <i>Adacna laeviscula</i> Eichw.	Древний береговой вал, песчано-галечный материал	-12,0 (± 2)	Геохронология 1974, с. 143 Свиточ и др., 1981, с. 113, 117, 12
2	Дербентская банка на глубине 20 – 25 м		~9700–8000			<i>Didacna baeri</i> <i>Grimm D. bartordemarny</i> (Grimm) <i>D. longipes</i> (Grimm), <i>D. parallela</i> Bod., <i>D. protacta novocaspica</i> Glaz., и др.	Следы регрессии представлены в виде береговых валов ниже современного уреза моря на 20–25 м. Отн. высота их 3–4 м, ширина 0,5–1 м, длина больше 18 км. Это Дербентская банка, ооконтуренная изобатой 20 м. Сложена грубозернистым (прибрежного облика) ракушечно-детритовым материалом	-50 (± 2)	[Леонтьев и др., 1974, 1976; Маев и др., 1976]
3	Азербайджан, пос. Гоусан	6025 ± 150 г. до н.э.	8000 ± 150	ЛГ-136 C ¹⁴		<i>Cardium edule</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> Pall., <i>Dr. rostriformis</i> Desh., <i>Didacna trigonoides</i> Pall	Терраса – 22 ÷ –24-метровая (определено по карте)	-22 (± 2)	[Геохронология, 1974, с. 138, 144]
4	Азербайджан, оз. Зых	5555 ± 150 г. до н.э.	7530 ± 150	МО-458 C ¹⁴		<i>Didacna trigonoides</i> Pall., <i>D. praetrigonoides</i> Nal. et Anis, <i>Cardium edule</i> L., <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Theodoxus pallasi</i> Lindh.	Терраса оз. Зых высотой 11–12 м [Дервиц и др., 1970], или 8 м [Свиточ и др., 1981], т.е. от –16 до –20 м абс. (по данным разных авторов)	-16,5 ÷ –20	[Дервиц и др., 1970 с 122–124; Геохронология, 1974, с. 138. Свиточ, 1981, с. 113]
5	Подводный склон п-ва Челекен (глубина моря 11–12 м)	4825 ± 90 г. до н.э.	6800 ± 90	КИ-1526 C ¹⁴	Песок мелкозернистый с линзами раковин моллюсков	<i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Dr. distincta</i> , <i>Didacna crassa</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>D. crassa</i> , Eichw; <i>Theodoxus pallasi</i>	Судя по литологии, отложения формировались в зоне волнового воздействия	-39,5 (абс. отм. от бора образца)	Бурение Одесского ун-та, описание А.Н. Варущенко (публикуется впервые)
6	Дагестан, устье р. Талгинки, 10 км ю-в г. Махачкалы	4425 ± 350 г. до н.э.	6400 ± 90	МГУ-ИОАН 40 C ¹⁴	Песчано-галечные отложения	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. trigonoides</i>	Новокаспийская терраса	-23,6 (± 2)	[Каплин и др., 1971; Геохронология, 1974, с. 138; Свиточ и др., 1981, с. 112]
7	Азербайджан оз. Зых	4125 ± 80 г.	6100 ± 80	ЛГ-117 C ¹⁴		<i>Didacna trigonoides</i> Pall., <i>D. praetrigonoides</i> , <i>D. crassa</i> , <i>Monodacna caspia</i>	8-метровая терраса. Образец из базальтового слоя новокаспийских отложений	-20 (± 2)	Геохронология, 1974, с. 138, 144]

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
8	Азербайджан, пос. Гоусан	3965 ± 100 г. до н.э.	5940 ± 100	ЛГ-119 С ¹⁴		<i>Cardium edule</i> , <i>Didacna trigonoides</i> Pall, <i>D. crassa nallivkini</i> Wass., <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Dr. rostriformis</i> , <i>Theodoxus pallasii</i>	Береговые валы на поверхности новокаспийской террасы у пос. Гоусан	-18,5 (±2)	[Геохронология, 1974, с. 138.]
9	Азербайджан, пос. Джорат	3565 ± 110 г. до н.э.	5540 ± 110	ЛУ-421-В С ¹⁴	Раковины		Новокаспийские отложения. По Th 230/И234 возраст 6500 ± 300	-28,0 (?)	[Рычагов, 1977]
10	Подводный склон п-ва Южный Мангышлак (глубина моря 35 м)	3525 ± 80 г. до н.э.	5500 ± 80	КИ-1522 С ¹⁴		<i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Theodoxus</i> , <i>D. protracta</i> , <i>D. ex gr. trigonoides</i>	Ракушечно-детритовые отложения, вероятно, сформировавшиеся в зоне волнового воздействия	> -37,0	Бурение Одесского ун-та описание А.Г. Варущенко (публикуется впервые)
11	Дагестан, южнее г. Каспийска, правый борт каналы Турали - Сульфат, в 100 м от берегов линии 1929 г.	3415 ± 110 г. до н.э.	5390 ± 110	МГУ-79 С ¹⁴	Ржаво-желтые пески с галькой	<i>Cardium edule</i> , <i>Didacna trigonoides</i> var. <i>cristata</i> Bog.	Новокаспийские отложения Г.И. Рычагов [1977] считает отложения "in situ", но ниже их образец МГУ-78 - имеет возраст 3200 ± 100. Поэтом МГУ-79 - удрвнен, либо МГУ-78 - омоложен	-24,6 (± 2)	[Каплин и др., 1973, с. 186-187]

12 Северо-восток Каспийского моря, с. Кулалы северо-западная часть в 100-300 м от западного берега, в 4-5 км к югу от поселка рыбаков

ок. 2750 г. до н.э. (вторая половина III тысячелетия до н.э.)

Обнаружено 47 кремневых орудий и отщепов неолитического возраста

Пресноводные моллюски рода *Viviparus*

Аналоги обнаруженного кремневого инвентаря известны в пещере Джебел (вблизи одноименного населенного пункта на Ашхабадской ж/д) в 4 и 5 культурном слоях. Слой 4 А.П. Окладников датирует IV тыс. до н.э. нами найденные изделия отнесены к V-IV тыс. до н.э. Глубины моря между о-вом Кулалы и сушией (п-в Бузачи) до 2 м. Если учитывать частые ветровые нагоны вод в этом районе, можно предполагать, что устойчивая связь между островом и коренным берегом могла быть только при отметках -32 м (сейчас уровень -28 м). При этих же отметках северо-восток Каспия превращался в пресноводное озеро, питаемое реками Уралом и Эмбой, а сток из него в Каспий должен был проходить по ложбине в 10-40 км к северо-западу от о-ва Кулалы. Есть только два "окна" между радиологически датированными высокими уровнями Каспия в III-V тысячелетий. Это примерно 3850-3600 гг. до н.э. и 3100-2400 гг. до н.э., для которых пока не найдено доказательств.

32 [В.А. Филиппенко, Ю.В. Курочкин, 1960, с. 273-274]

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
13	Дагестан, канава Турали-Сульфат	2275 ± 150 г. до н.э.	4250 ± 150	ЛУ-498 С ¹⁴				-22 (±2,0)	Устное сообщение Х.А. Арсланова
14	Мангышлак, п-ов Тюб-Караган, залив Кочак, восточнее пос. Саратыш	2225 ± 85	4200 ± 85	КИ-1007 С ¹⁴	Песок разнo-зернистый с детритом и раковинами	<i>Cardium edule</i> , <i>Didacna trigonoides</i> Pall, <i>Monodacna caspia</i> Eichw.	Новокаспийский береговой вал	-18 (±2)	Образец отобран А.Н. Варущенко (публикуется впервые)
15	Подводный склон п-ва Южный Мангышлак (глубина моря 28 м)	2025 ± 50	4000 ± 50	КИ-1520 С ¹⁴		<i>Didacna surachanica</i> (переотложенная?) <i>D.</i> , <i>protacta</i> (in situ?) <i>Monodacna caspia</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Dr. distincta</i> , <i>Theodoxus</i> , <i>Micromelania</i>	Раковины и детрит с примесью мелкозернистого песка. Не исключено, что слой формировался в зоне слабого воздействия волн при глубинах около 7-15 м (ср. 7,5 м), но, возможно, что уровень был выше на 5-10 м, так как на Каспии волнение сказывается на осадках до глубины 25 м	-43?	Бурение Одесского ун-та, описание А.Н. Варущенко (публикуется впервые)
16	Подводный склон п-ва Южный Мангышлак (глуб. моря 32 м)	?-60	3800 ± 60	КИ-1518 С ¹⁴		<i>Dreissena rostriformis</i> (преобладают, мелкие формы), <i>Monodacna caspia</i> (относительно мало), <i>Adacna vitrea</i> (единичны), <i>Didacna</i> (довольно много)	Вмещающие осадки: ракушка с примесью мелкозернистого песка и детрита. Возможно, сформировались в условиях слабого волнового воздействия при глубинах от 7 до 15 (или 25?) м	-47?	Бурение Одесского ун-та, описание А.Н. Варущенко (публикуется впервые)
17	Азербайджан, пос. Приморское	1565 ± 120	3540 ± 120	МО-458 С ¹⁴		<i>Cardium edule</i>	Новокаспийская терраса высотой 7 м	(±2)	[Геохронология 1974, с. 138]
18	Азербайджан, пос. Приморский	1475 ± 120	3450 ± 120	МО-505 С ¹⁴	Раковины		Новокаспийская терраса высотой 7 м	-23 (±2)	[Геохронология, 1974, с. 138]
19	Подводный склон п-ва Южный Мангышлак (глубина моря 35 м)	1425 ± 70	3400 ± 70	КИ-1523 С ¹⁴		В массе - <i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Theodoxus</i> , <i>Monodacna caspia</i> (среднее количество) <i>Didacna crassa</i> (единицы), <i>D. protacta</i> , <i>D. paralela</i>	Вмещающая порода: песок соливодовдетритовый с включениями окатанных обломков детритового песчаника	-47	Бурение Одесского ун-та описание А.Н. Варущенко (публикуется впервые)
20	Дагестан, к югу от г. Каспийска, р-н канала Турали-Сульфат, 2-й береговой вал		3400 ± 170	МГУ-82 С ¹⁴		<i>Didacna baeri</i> Grim., <i>D. trigonoides</i> Pall, <i>D. praetrigonoides</i> Nal et Anis, <i>Cerastoderma glaucum</i> , Poir. (<i>Cardium edule</i>)	Береговой вал новокаспийской террасы	-24,4 (±2)	[Каплин и др., 1973, с. 186-187; Свиточ и др., 1981, с. 112, 117]
21	Дагестан, к югу от г. Каспийска, канал Турали-Сульфат	1325 ± 130	3300 ± 130	МГУ-80 С ¹⁴		<i>Didacna trigonoides</i>	Новокаспийская терраса	-21,5	[Геохронология 1974, с. 138; Леонтьев и др., 1977]

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
22	Дагестан, к югу от г. Каспийска, канава Турали—Сульфат	1325 ± 40	3300 ± 40	ИГАН-16 МГУ-85С ¹⁴	Раковины моллюсков		Новокаспийская терраса	-21,5	[Герасимов и др., 1975, с. 154–159]
23	Дагестан, к югу от г. Каспийска правый борт	1225 ± 200	3200 ± 100	МГУ-78С ¹⁴		<i>Cardium edule</i> (<i>Cerastoderma glaucum</i>)	Новокаспийские отложения, песок, алевроит, глины [Свиточ и др., 1981] По Г.И. Рычагову [1977] вмещающая толща подстилает отложения с фауной, жившей 5390 ± 110 (МГУ-79) лет назад. Если эти слои прослежены правильно, то здесь имеется явление омоложения даты.	-24,5 (±2)	[Каплин и др., 1973, с. 186–187; Свиточ и др., 1981, с. 112]
24	Дагестан, правый берег р. Уллучай	1225 ± 160 г. до н.э.	3000 ± 160	МГУ-ИОАН-36 С ¹⁴	Обломки, ракушечник		Новокаспийская терраса	-28 ÷ -20	[Свиточ и др., 1981, с. 112]
25	Дагестан, устье р. Уллучай	465 ± 120 г. до н.э.	2440 ± 120	МГУ-ИОАН-36 С ¹⁴		<i>Didacna crassa</i> Eichw, <i>D. trigonoides</i> Pall, <i>Cardium edule</i> (отображено Г.И. Рычаговым)	Новокаспийские отложения, 3-й береговой вал (если считать вал XIX в. первым) от моря	-22,7 (±2)	[Каплин и др., 1971]

определенной радиоуглеродным методом по комплексу моллюсков верхнехвалынского облика, входящих в состав отложений берегового вала на Дагестанском побережье и имеющего абсолютную отметку гребня ~ -14 м. Исследования последних лет показали, что в послехвалыньское время уровень Каспийского моря снижался до отметок -50 м [Леонтьев и др., 1974; 1976; Рычагов, 1977].

Признаки глубокой регрессии Каспийского моря, наступившей в раннем голоцене после позднехвалыньской трансгрессии, детально описаны в работах О.К. Леонтьева и др. [1974], Е.Г. Маева и др. [1976], Л.И. Лебедева и др. [1976]. Прибрежно-морские осадки, характеризующие регрессивное положение уровня, обследованы на подводном береговом склоне Предгорного Дагестана. Слагающие ее отложения представлены мелководными груботерригенными и органогенными фациями, которые включают фауну моллюсков смешанного видового состава, характерную и для хвалыньского, и для новокаспийского времени. В работе О.К. Леонтьева и др. [1976] указывается, что этот "наинизший уровень послехвалыньской регрессии" достиг указанных отметок около 9000 лет назад. Датированный радиоуглеродным методом типично позднехвалыньский моллюск *Didacna praetrigonoides* из образца МГУ-95 имеет возраст 9700 ± 190 лет назад (см. табл. 6). Для следующих за ним по возрастной шкале датированных образцов ЛГ-136 и МО-458 с уже типично новокаспийским моллюском *Cardium edule* определен возраст 8000 ± 150 и 7530 ± 160 лет назад. Можно полагать, что в разделяющие эти даты 1700 лет и произошла первая раннеголоценовая регрессия, так как до этого интервала времени имеются массовые отборы образцов с позднехвалыньскими моллюсками, а после него — с новокаспийскими, возраст которых определен методами абсолютной геохронологии. Таким образом, около 9000–8000 лет назад на Каспийском море была регрессия, получившая наименование мангышлакской, при которой уровень воды располагался на абс. отметках $-48 \div -50$ м (точка № 2 на рис. 11). С началом мангышлакской регрессии связывается новокаспийский (голоценовый) этап в развитии Каспийского моря. Так же как в предшествующие ему эпохи плейстоценовой истории, в новокаспийское время Каспийское море испытывало неоднократную смену трансгрессивно-регрессивных фаз [Леонтьев, 1959; Леонтьев и др., 1976; Рычагов, 1977; Свиточ и др. 1981]. Сведения о датированных образцах моллюсков составляют основу графика изменения уровня Каспия за 10 000 лет. Их положение показано на рис. 11 по отношению к шкале абсолютных высот, расположенной вертикально, и в соответствии с хронологической шкалой, размещенной горизонтально. Вынесенные на график точки, обозначающие места обнаружения моллюсков, имеющих установленный возраст, свидетельствуют о том, что в период их жизни уровень был выше современного (такое положение характерно для 18 образцов) или по крайней мере не ниже тех абсолютных отметок, на которых были найдены раковины моллюсков. При построении графика предполагалось, что захоронение моллюсков происходило в волноприбойной зоне, т.е. уровень моря был приблизительно равен абсолютной высоте находки фауны. При сопоставлении кривой изменения уровня Каспия оказалось, что проанализированные образцы моллюсков распределяются по шкале времени и высот сгруппированно. Первый трансгрессивный пик на графике (см. рис. 11 точки 3, 4)

соотносятся с радиоуглеродными датировками (ЛГ-136 и МО-458) новокаспийских отложений, содержащих моллюск *Cardium edule* и слагающих террасу в районе поселка Гоусан и оз. Зых на Азербайджанском побережье. Возможно, что береговая линия, соответствующая уровню Каспия в этот интервал времени, могла иметь отметку от $-22 (\pm 2)$ до $-16,5 \div -20$ м абс. по заключению различных авторов (см. табл. 6). В.А. Зубаков и др. [1974] считают, что дата ЛГ-135 (8000 ± 150) удревнена. Однако, по мнению О.К. Леонтьева, Г.И. Рычагова [1982], В.И. Артамонова [1976], которые исходят из анализа геолого-геоморфологического материала и биостратиграфических определений, нижняя пачка новокаспийских отложений формировалась около 8000 лет назад. Сходные цифры о начале новокаспийской трансгрессии (6000–8000 лет назад) получены Е.Г. Маевым [1961] на основании подсчета микрослоистости в колонках донных осадков новокаспийского возраста.

Следующая группа из пяти образцов (МГУ-ИОАН-40, ЛГ-117, ЛГ-119, ЛУ-421/В, МГУ-79) характеризует положение уровня в диапазоне от 6400 до 5400 лет назад. Это так называемый тапгинский трансгрессивный пик [Варущенко и др., 1980]. Интервал абсолютных высот, на которых были обнаружены моллюски данного возраста, имеет отметки от $-28,0$ до $-18,5$ (см. табл. 6), все они руководящие для новокаспия. Максимум трансгрессии приходится на рубеж между V и IV тысячелетиями до нашей эры.

Уровень Каспийского моря значительно выше современного, на отметках от -22 до -18 м абс., судя по датированным образцам ЛУ-498/С, КИ-1007, отмечался 4300–4100 лет назад (см. табл. 6). Период между 3500–3000 лет назад охарактеризован датированными образцами новокаспийских моллюсков, которые были отобраны на абсолютных высотах от $-24,5$ до $-21,0$ м (МО-458, МО-505, МГУ-82, МГУ-80, ИГАН-16, МГУ-85, МГУ-78, МГУ-ИОАН-35). Наименование этой трансгрессивной стадии как туралинской дано по месту отбора большинства из проанализированных образцов.

Отрезок кривой колебания уровня Каспийского моря за 10 000 лет, построенный исключительно по геолого-геоморфологическим и радиофизическим данным, завершается показом на графике положения образца МГУ-ИОАН-36, имеющего возраст 2440 ± 120 лет назад (или V в. до н.э.). Новокаспийские отложения, охарактеризованные этой датой, слагают береговой вал, расположенный на Дагестанском побережье в устье р. Уллучай. Уровень моря, вероятно, располагался в это время на отметках $-22,7 (\pm 2)$ м. Этот пик трансгрессии назван уллучайским [Варущенко и др., 1980].

Для построения кривой изменения уровня Каспия за последние 2500 лет были использованы сведения, полученные на основе анализа археологических, исторических, картографических данных и данных абсолютного датирования, поэтому она рассматривается в специальном разделе.

Радиофизическими датировками моллюсков, явившимися основой для оценки поведения уровня Каспия за отрезок времени от 10 000 до 2500 лет, охарактеризованы преимущественно отложения, развитые на его побережье выше современного уреза. Низкие (регрессивные) уровни стояния моря в этом промежутке времени точных возрастных и высотных при-

вязок не имеют. Поэтому эпохами регрессий (уровень Каспия ниже современного) считались интервалы времени, для которых на суше не найдена фауна моллюсков соответствующего возраста. Нами уже приводилось обоснование мангышлакской регрессии по совокупности фаунистических, палеогеографических, фациальных сведений, опубликованных в работах О.К. Леонтьева, Е.Г. Маева, В.М. Артамонова.

В табл. 6, положенной в основу построения графика изменения уровня Каспия, приводятся несколько радиоуглеродных датировок раковинного материала, отобранного нами из керна скважин, пробуренных лабораторией морской геологии Одесского университета в 1978 г. на шельфе восточного побережья. В частности, для образца КИ-1526, в котором содержится малакофауна переходного комплекса (от хвалынского к новокаспийскому), по определению П.В. Федорова, получена дата 6800 ± 90 лет назад. Поскольку между трансгрессивными пиками 7350 (МО-458) и 6400 (МГУ-ИОАН-40) существует перерыв почти в 1000 лет, по-видимому, данный образец КИ-1526 фиксирует положение уровня, близкое к современному или ниже его.

Обнаруженные на острове Кулалы кремневые орудия [Филипченко, Курочкин, 1960] аналогичны таковым из 4-го, 5-го культурных слоев пещеры Джебел. Слой 4 А.П. Окладников датирует IV тысячелетием до н.э. Глубины моря между о-вом Кулалы и сушей (п-в Бузачи) — до 2 м. Если учитывать частые ветровые нагоны вод в этом районе, можно предполагать, что устойчивая связь между островом и коренным берегом могла быть только при отметках —32 м. Есть только два "окна" между радиологически датированными высокими уровнями Каспия в III—IV тысячелетии до н.э., для которых не найдено доказательств стояний уровня выше современного; это примерно 3850—3600 и 3100—2400 гг. до н.э. Судя по длительности, благоприятной для обживания острова, наиболее вероятный срок регрессии — второй из указанных. Таким образом, около 2750 г. до н.э. (вторая половина III тысячелетия до н.э.) уровень Каспия были ниже — 32 м абс.

Следующий временной интервал, когда уровень моря был ниже современного, отмечается между датами 4200 (КИ-1007) и 3540 (МО-458) лет назад. Датированных образцов на суше для этого периода не обнаружено, а есть две датировки моллюсков из скважин, пробуренных на шельфе на глубине 28 и 32 м (см. табл. 6). По фациальному составу донные осадки (раковины с детритом и примесью песка), вмещающие подвергнутую абсолютному датированию фауну моллюсков, характерны для иной гидродинамической зоны нежели та, в которой они находятся сейчас, а именно для зоны волнового воздействия, где глубины не более 20 м. Этот факт однозначно указывает на то, что при их накоплении (в зоне волнового воздействия) уровень моря был значительно ниже современного и соответственно меньшими были глубины, поэтому даты 4000 (КИ-1520) и 3800 (КИ-1518) приходятся на регрессивный этап в развитии Каспия.

Не охарактеризованный радиологическими определениями эпизод с XII по VII вв. до н.э., так же, по-видимому, соотносится с периодом регрессивного положения уровня Каспия (от 3000 ± 160 , МГУ-ИОАН-35; до 2440 ± 120 , МГУ-ИОАН-36).

Анализ режима Каспия от 10 000 до 2 500 лет назад, выполненный по

геолого-геоморфологическим и радиологическим данным, показал, что уровни выше современного отмечались 9700; 8000–7530; 6400–5540; 4250–4000; 3500–3000; 2440 лет назад, а регрессивные этапы приходится на время 9700–8000; 7530–6400; 5540–4250; 4000–3500; 3000–2440 лет назад.

2.2. ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ КАСПИЯ ВО ВРЕМЯ МАНГЫШЛАКСКОЙ РЕГРЕССИИ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Признаки глубокой регрессии Каспийского моря, наступившей в раннем голоцене (около 9500–8000 лет назад) после длительной позднехвалынской трансгрессии, детально описаны в работах О.К. Леонтьева [1959], О.К. Леонтьева и др. [1974], Е.Г. Маева и др. [1976], Л.И. Лебедева и др. [1976].

В работе О.К. Леонтьева и др. [1976] указывается, что этот "наинизший уровень послехвалынской регрессии" достиг отметок от $-48 \div -56$ м около 9000 лет назад. Датированный радиоуглеродным методом типично позднехвалынский моллюск *Didacna praetrigonoides* из образца МГУ-95 имеет возраст 9700 ± 190 лет. Для следующего за ним по возрастной шкале датированного образца ЛГ-136 с уже типично новокаспийским моллюском *Cardium edule* определен возраст 8000 ± 150 лет. Можно полагать, что в разделяющие эти даты 1700 лет и могла произойти первая раннеголоценовая регрессия, так как до этого интервала времени имеются массовые отборы образцов с позднехвалынскими моллюсками, а после него – с новокаспийскими, возраст которых определен методами абсолютной геохронологии.

Заметное изменение палеогеографической обстановки по всей акватории моря и на его побережьях на рубеже хвалынского и новокаспийского времени сказалось на формировании так называемой мангышлакской пачки донных осадков, детальное описание которых приводится в работе Л.И. Лебедева и др. [1976]. Эти отложения повсеместно характеризуются более грубоэригенным составом, чем ниже- и вышележащие осадки, что свидетельствует о приближении областей сноса к центральному району Каспия и соответственно о резком уменьшении его площади. В то же время геохимические особенности, в частности содержание бора в глинистых фракциях осадков этого возраста, указывают, по мнению Л.И. Лебедева, на то, что соленость моря тогда была выше, чем современная. Таким образом, в настоящее время имеются данные, на основании которых можно утверждать, что рассматриваемая эпоха достаточно резко в палеогеографическом отношении отличалась от предыдущей – позднехвалынской и последующей – новокаспийской. Стратиграфически ее, вероятно, следует отнести к раннему голоцену, когда флювиогляциальные воды деградировавших на севере ледников иссякли, а в Восточной Европе отмечалось значительное иссушение климата, характерное для бореального периода [Хотинский, 1977]. Видимо, все это, вместе взятое, и привело к рассматриваемой глубокой регрессии Каспийского моря.

Достаточно уверенная временная привязка мангышлакской регрессии, обнаружение созданных в то время прибрежно-морских форм рельефа на глубинах $-20 \div -28$ м, статистический анализ протяженности погруженных под уровень моря береговых линий, подтвердивших их широкое

развитие на указанных отметках, а также учет того, что позднейшие новокаспийские осадки могли лишь максимум на 1–3 м сnivelировать неровности бывшей суши, сформированной во время мангышлакской регрессии, позволили весьма доверительно отнестись к составленной нами батиметрической карте и на ее основе с привлечением данных грунтовых съемок составить палеогеоморфологическую карту-схему Каспийского моря для данной эпохи мангышлакской регрессии (рис. 12). Приводим ее описание.

Северный Каспий. Составленная карта-схема (см. рис. 12) показывает основные особенности эпохи мангышлакской регрессии. Северного Каспия, как морского водоема в его нынешнем понимании, не существовало. Береговая зона моря была смещена к северной границе современного Среднего Каспия. Она дугообразно с выпуклостью на северо-запад простиралась от района г. Каспийска в 20–40 км параллельно и мористее современного берега равнинного Дагестана, Аграханского полуострова, о-ва Чечень и далее приблизительно на таком же расстоянии к юго-востоку от банок Большая Жемчужная и Кулалы. На долготе (около $49^{\circ}40'$ в.д.), расположенной между банкой Кулалы и о-вом Кулалы, и широте ($44^{\circ}30'$ с.ш.) современно г. Форта-Шевченко море наиболее глубоко вдавалось на север, а затем береговая линия поворачивала на восток-юго-восток в сторону п-ва Тюб-Караган, но не доходила до него на 8–12 км, а продолжалась на юго-юго-восток приблизительно на том же расстоянии вдоль восточного берега п-ва Мангышлак.

Геоморфологически это была зона развития преимущественно аккумулятивных прибрежно-морских форм. Средняя ширина береговой зоны колебалась от 7 до 15 км.

Приблизительно на широте современного дистального окончания Аграханской косы, но в 45–55 км к востоку от нее, располагалась объединенная авандельта Волги, Терека и Кумы. Только на участке побережья, простиравшегося вдоль Тюб-Карагана преобладали абразионные формы — клифы и бенчи, выработанные в коренных породах миоцена.

Рельеф осушенной территории Северного Каспия во время мангышлакской регрессии характеризовался следующими чертами: к западу от долготы Кулалинской банки все низменные пространства занимали протоки и пойменные террасы дельты Волги и впадающих в Каспий северо-кавказских рек: Сулака, Терека и Кумы. Здесь в рельефе слабо прослеживается террасовидная поверхность, бывшая в хвалынецкое время дном Каспия и которая в результате врез проток Волги в период регрессии моря, стала ее первой надпойменной террасой. К востоку от Кулалинской банки значительные площади занимала уже эта морская аккумулятивная позднехвалынская терраса, на поверхности которой в пределах эрозионно-тектонической Уральской бороздины слабо прослеживаются следы палеорусел рек Урала и Эмбы. В рассматриваемое время Уральская бороздина представляла собой изолированное озеро периодически почти полностью пересыхавшее, хотя, вероятно, в особо влажные периоды слой воды в нем увеличивался до 3–5 м и происходил ее частичный сброс в Каспий. По крайней мере предварительные подсчеты, выполненные нами, показали, что гипотеза не лишена гидрологического смысла. Действительно, если принять, что в период мангышлакской регрессии величина испарения с рассматриваемой озерной поверхности была равна современной, т.е. с 1 км^2 испа-

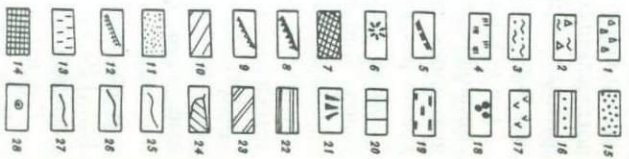
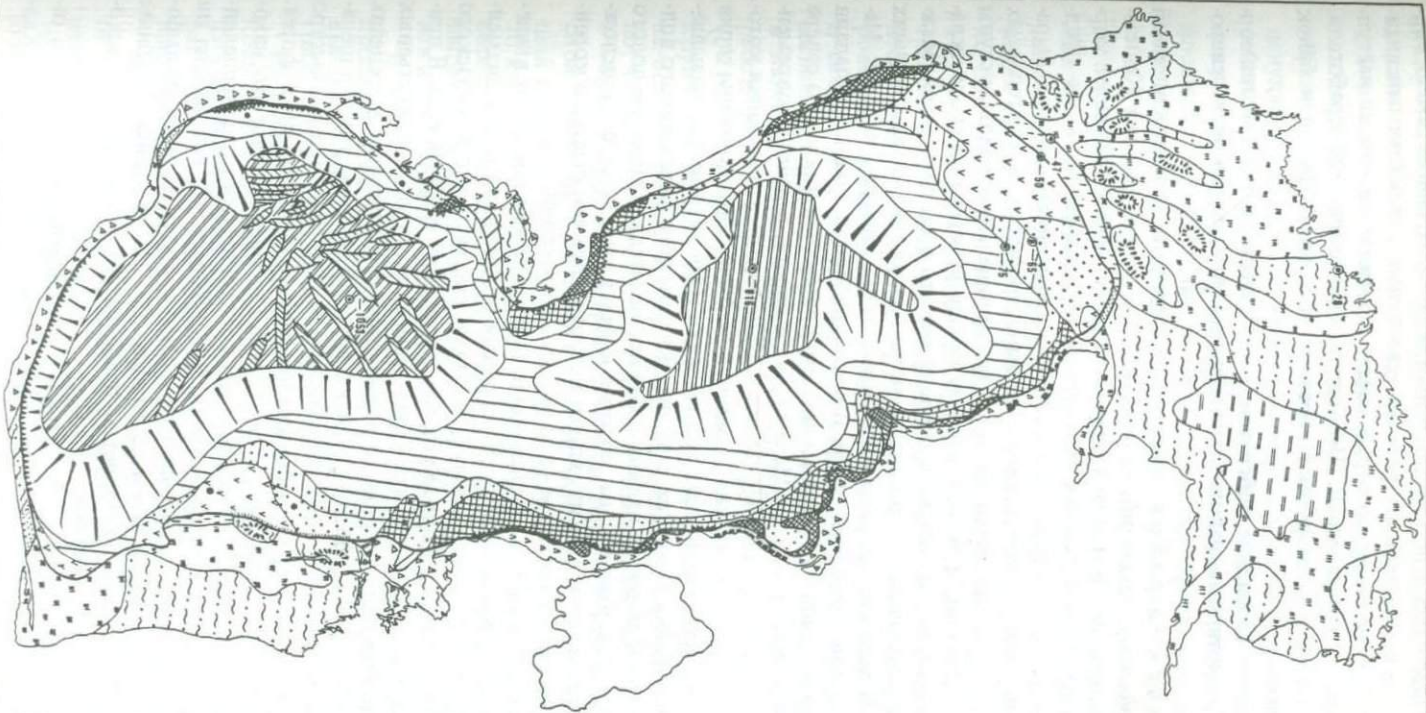
руется слой в 970 мм [Шикломанов, 1974], то, по нашим представлениям, площадь озера равнялась 13,5 тыс.км², а испарение с поверхности этого водоема могло составлять 11,5 км³. Среднегодовой же современный жидкий сток р. Урала составляет почти такую же величину, т.е. 11 км³/год [Леонтьев, Халилов, 1965]. Расход р. Эмбы и вовсе невелик. В пользу нашего предположения говорит и то, что в мангышлакское время глубокое падение уровня Каспия могло, по всей вероятности, произойти только при одновременном действии двух факторов: резкого падения объема стока северных (главных питающих водоем) рек, куда относится и р. Урал, и увеличения испарения в пределах Каспия за счет роста температуры воздуха. Уральская бороздина на карте показана в виде озера-эфемера, периодически пересыхающего и тем не менее связанного протокой (большей частью сухой) с Каспием.

Субстратом для развития почвенных процессов на не затронутых эрозией, речной и дельтовой аккумуляцией водораздельных пространствах должны были служить в основном тонкослоистые глинистые морские осадки, формирование которых длилось почти 5000 лет в условиях прохладного и относительно глубокого моря. В рассматриваемом районе во время позднехвалынской трансгрессии глубины составляли преимущественно 28–50 м (урез моря были около 0 м), а ближайшие побережья (кроме п-ова Тюб-Караган) и дельты рек, которые могли бы служить источником активного поступления сюда взвешенных частиц осадков, находились за многие десятки и даже сотни километров.

Среди водораздельных пространств на юге этого района выделялся ряд пологих всхолмлений протяженностью по длинной оси до 20–35 км и с от-

Рис. 12. Палеогеоморфологическая карта дна Каспийского моря. Раннеголоценовая регрессия – около 7700–6000 лет до н.э., уровень от – 50 м до – 47 м

Суша: 1 – денудационные равнины с ярко выраженными формами прибрежно-морского генезиса; 2 – абразионно-аккумулятивные пологоволнистые осушенные равнины; 3 – плоские аккумулятивные равнины, иногда осложненные невысокими (до единиц метров) всхолмлениями, сложенными морскими осадками предыдущих трансгрессий; 4 – дельты и долины крупнейших рек и временных водотоков; 5 – наиболее высокие денудационные уступы–чинки; 6 – невысокие (единицы метров) валы, развитые в пределах плоских аккумулятивных равнин. Побережья, периодически затопляемые в результате вековых колебаний уровня и сгонно-нагонных явлений; 7 – выраженные в масштабе карты абразионные платформы и уступы, выработанные в коренных или литифицированных древнекаспийских осадках; 8 – то же, но не выраженные в масштабе карты; 9 – абразионные уступы, сформированные при более низких уровнях моря; 10 – прибрежно-морские абразионно-аккумулятивные равнины с маломощным чехлом осадков; 11 – аккумулятивные периодически затопляемые равнины, осложненные береговыми валами; 12 – аккумулятивные берега с фрагментами уступов, выработанные волноприбойной деятельностью в толще рыхлых осадков; 13 – периодически осушающиеся участки авандельты. Подводный береговой склон: 14 – зона интенсивного волнового воздействия (глубина до 15 м) – подзона преобладающей абразии, 15 – то же, но аккумуляции; 16 – зона слабого волнового воздействия (глубины от 15 до 25 м); 17 – авандельты; 18 – острова и банки, сложенные вулканической грязекаменной брекчией; 19 – озера и лагуны. Шельф вне зоны волнового воздействия и впадины морского дна: 20 – шельфовые равнины от глубин 25 м до бровки; 21 – борта шельфовых впадин и материковый склон; 22 – днище шельфовой впадины; 23 – днище океанской впадины; 24 – валлообразные тектонические поднятия на дне океанской впадины и ее бортах. Прочие обозначения: 25 – береговая линия современного Каспия (уровень – 28 м); 26 – то же при минимальном уровне регрессии (нижний предел осушаемой площади); 27 – то же при относительном повышении уровня в эпохи регрессий (верхний предел затопляемой площади при осцилляциях бассейна и сгонно-нагонных явлениях); 28 – абс. отметки современного Каспия, м



носителем высотами в несколько, а иногда до 10 м. Они отражали первично-тектонические неровности рельефа, связанные с локальными антиклинальными осложнениями, которые начали проявляться еще до наступления хвалыньских трансгрессий. Последние их частично переработали. В настоящее время в рельефе они образуют систему островов и банок Северного Каспия.

Средний Каспий (Западное побережье). Здесь выделяются три геоморфологически разнотипных района: дагестанский, присамурский и североапшеронский.

Дагестанский район расположен в пределах развития внешней антиклинальной зоны поднятий, обрамляющей с северо-востока Кавказский мегантиклинорий. Благодаря этому, а также многочисленным морским трансгрессиям в пределах осушенной территории ближе к предгорьям, сформировалась серия абразионно-аккумулятивных террас, выработанных в миоценовых известняках, песчано-глинистых и мергелистых отложениях. Здесь также были развиты моноклиальные гряды, уступы которых в зависимости от того, к какому крылу размытых в своде складок они относятся, обращены то в сторону гор, то в сторону моря. Межгрядовые пространства часто заполнены морскими осадками предыдущих трансгрессий. В морские террасы были врезаны долины рек и балок Манас, Ачису, Уллучай, Дарвагчай и др. В волноприбойной зоне преобладали грядовые бенчи и клифы, к которым нередко примыкали пляжи. На севере рассматриваемой территории (у Махачкалы) и на юге, в районе современного Дербента, грядовый бенч переходил в ступенчатый, у основания которого во время глубокого падения уровня моря были сформированы серии береговых валов, представляющих теперь банки. Одна из них так называемая Дербентская банка нами уже описана. В целом зона интенсивного волнового воздействия на севере являла собой исключительно плоскую полого погружающуюся поверхность дна, которая к югу в ряде мест была осложнена валообразными поднятиями, ядром которых служили выступы коренных пород, перекрытых сверху чехлом морских отложений.

Самурский район, расположенный далее на юго-восток от вышеописанного, в эпоху мангышлакской регрессии представлял собой низменную плоскую равнину, образованную дельтами стекающих с Кавказского хребта рек Гюльгерычай, Самур, Кусарчай, Кудиалчай, Карачай и др. В прибрежной части здесь была развита серия береговых баров и приустьевых валов. Зона интенсивного волнового воздействия располагалась в пределах полого погружающейся к центру Среднекаспийской впадины участка шельфа, откуда поступающий из рек аллювиальный материал весьма быстро транспортировался на юг, где образовывал ряд аккумулятивных форм. Следует отметить, что здесь на 2–5-метровых глубинах (сейчас это находится на глубине около 25 м) располагался тектонически предопределенный уступ, который простирался вдоль линии берега. На юге района он постепенно поворачивал к юго-востоку, следуя вдоль бровки шельфовой впадины и погружался затем до глубин 100–110 м (сейчас глубины 120–130 м). Этот уступ повторяет в плане юго-западный борт Терско-Каспийского новейшего прогиба.

Североапшеронский район примыкает с востока и севера к одноименному полуострову. Здесь происходит замыкание Кав-

казского горного сооружения. В облике побережья этого района преобладали скульптурно-грядовые формы, выработанные в эпохи трансгрессий в системе складок, сложенных преимущественно апшеронскими и понтическими отложениями плиоцена. В плане они имеют нередко дугообразные очертания, обусловленные формой разрушенных в результате денудации складок. Во время мангышлакской регрессии на крайнем западе района в подзоне прибоя и на подводном береговом склоне преобладали аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные процессы, а на остальной площади — абразионные, в результате здесь сформировались четко выраженные клифы, к которым примыкали грядовые и ступенчатые бенчи.

Мангышлакский район обрамляет одноименный полуостров со стороны Каспия. Протяженность его береговой линии от широты Форта Шевченко до основания косы Ада была около 300 км. Здесь в период описываемой регрессии береговая зона располагалась в пределах распространения миоценовых отложений, моноклиально залегающих и полого (обычно под углом в несколько единиц или десятков минут и лишь иногда в $1-2^\circ$) падающих в сторону Среднекаспийской впадины. Рассматриваемая трансгрессия оставила в ряде мест на этой бронированной известняками и песчаниками денудационной поверхности абразионные уступы и террасированные площадки. Однако подобного рода образования развиты слабо в связи с тем, что уклоны поверхности, сложенной устойчивыми к разрушению породами, на которой происходила волноприбойная деятельность в эпоху рассматриваемой регрессии, вероятно, были близки уклонам выработанного профиля равновесия, характерного для этого участка Каспия ($7-10'$). Исключение составляет участок мыса Песчаного. При составлении крупномасштабной геоморфологической карты (1:50 000), построенной на основании результатов береговых промеров, авторами было установлено, что к северу и к востоку от этого мыса на абсолютных отметках $-46 \div -48$ м находятся абразионные уступы, выработанные в эпоху мангышлакской регрессии. К востоку в сторону мыса Ракушечного такой уступ (бывший клиф) прослеживается почти на 40 км, а к северу по меньшей мере на 20 км, причем в последнем случае перед уступом приблизительно в 5 км от берега и параллельно ему на отметках около -53 м в рельефе дна хорошо выражается аккумулятивная форма типа бара, морфологически аналогичная изученной О.К. Леонтьевым и др. [1974] в районе Дербента.

В зоне интенсивного волнового воздействия в это время протекали процессы избирательной абразии, которые разрушали наиболее податливые разности коренных пород, создавали своеобразный микрорельеф из гряд, "щеток", котловин, ложбин.

На участке от мыса Ракушечный и до широты основания современной косы Ада в эту зону попадали системы древних хазарских баров, сложенных литифицированными детритусовыми песчаниками с ракушей. Эти бары подвергались нивелировке в результате разрушения относительно возвышенных гребней и заполнения осадками разделяющих их ложбин.

Прикарабагазский район расположен на участке побережья от косы Ада до п-ва Челекен. Его протяженность около 320 км. Характерные геоморфологические особенности этого района: повсеместное развитие хорошо выраженных в рельефе абразионных уступов; наличие своеобразных лагун (наиболее крупные располагались к северу от мысов

Адамташ и Бекдаш), которые образовывались за счет проникновения морских вод в денудационные котловины, выработанные в периоды более древних и длительных регрессий; присутствие расположенных вдоль уреза моря древнекаспийских (преимущественно хазарских) береговых валов, сложенных плотными конгломератами с ракушей; формирование аккумулятивных форм на участках, где у уреза уклоны примыкающих со стороны суши бронированных поверхностей оказывались близкими к уклонам, характерным для выработанных профилей подводного берегового склона в этом районе. В целом же на значительных отрезках побережья этого района в верхней части зоны интенсивного волнового воздействия преобладала абразионная обработка террасовидных поверхностей и останцов, сложенных плотными отложениями миоцена и плиоцена, а в нижней — накопление оолитовых песков с битой ракушей [Лебедев и др., 1976], под которыми погребались более древние аккумулятивные формы рельефа и грядобразные выступы коренных пород.

Южный Каспий. Южноапшеронский район отличается тем, что здесь мангышлакская регрессия оставила яркий след лишь на юге, на участке от банки Игнатия до банки Куринской, где в это время была сформирована морская терраса, у тылового шва которой на севере участка и на юге существовали лагуны. На остальной площади прилегающая с суши часть побережья представляла собой абразионно-аккумулятивную равнину, в отдельных местах на западе и юге осложненную грядами из плотных пород апшеронского и понтического возраста. Для данного района типичен грязевый вулканизм. Благодаря ему на подводном береговом склоне в ряде мест создавались грязевулканические острова. В целом же в пределах этого склона на севере происходил транзит наносов, а на юге шла абразия грязекаменной брекчии упомянутых островов и обнажающихся в сводах антиклиналей пород апшерона и понта.

К у р и н с к и й р а й о н расположен в дельте р. Куры, в пределах одноименного синклиория, осложненного многочисленными линейно вытянутыми структурами как положительными, так и отрицательными. Все это предопределило характер рельефа суши, обнажившейся в результате мангышлакской регрессии и протекавшими береговыми процессами. Дельтовая равнина была расчленена многочисленными пересыхающими протоками, в отдельных местах на северо-востоке на поверхности дельты располагались грязевые вулканы. Хорошо сохранилась в рельефе современного дна на глубинах 20—25 м террасированная поверхность, ограниченная со стороны Южно-каспийской впадины на участке от банки Корнилова-Павлова до о-ва Куринская коса четко выраженной бровкой. Все это указывает на достаточно интенсивную абразионную деятельность моря в верхней части подводного берегового склона и в пределах авандельты р. Куры. Средняя же и нижняя части подводного берегового склона здесь располагались на довольно круто погружающейся поверхности шельфа, где также господствовали процессы денудации и сноса. В береговой зоне располагался ряд грязевулканических островов и банок (сейчас это банки Корнилова-Павлова, Калмыкова, ГПБ, Карагедова, Борисова).

Ю ж н о а с т а р и н с к и й р а й о н находится на крайнем юге западного побережья Каспия к югу от широты г. Ленкорань. В период мангышлакской регрессии он представлял собой абразионную равнину, примы-

кающую с востока к северным отрогам хребта Богровдаг. Многочисленные периодически пересыхающие водотоки, берущие начало с этого хребта формировали на поверхности равнины конусы выноса. Этот предгорный делювиально-пролювиальный шлейф в дальнейшем послужил исходным материалом для образования здесь при последующих трансгрессиях серии прибрежных аккумулятивных форм. Зона волнового воздействия в рассматриваемое время располагалась в верхней части абразионного шельфа. Следы абразионной деятельности сохранились в виде клифа на глубине 22 м лишь в районе безымянной банки, расположенной в 10–12 км к северо-северо-западу от банки Каменная.

Рештский район занимает западную часть южного побережья Каспия. Он целиком расположен в пределах дельты мощной р. Сефидруд и впадающих в нее нескольких рек, которые берут начало в горной системе, опоясывающей это море с юго-запада и юга. Во время регрессии на западе района сформировался приустьевой бар, который с севера ограничивал образовавшуюся здесь лагуну. Эти формы рельефа и сейчас отражаются в батиметрии дна. Палеолагуна расположена параллельно современной лагуне (заливу) Пехлеви на глубине 25 м, а органичивающий ее со стороны моря бар в гребневой части имеет более высокие отметки на 1–5 м выше. К западу находилась собственно дельта р. Сефидруд, имевшая клювовидную в плане форму. Она обрывалась у уреза моря четким уступом (сейчас он расположен на глубине 25 м). При этом весь выносимый рекой материал, минуя стадию седиментации на шельфе и в авандельте, поступал непосредственно на материковый склон и далее на материковое подножие. На глубине 400–700 м он наращивал аккумулятивную форму, имеющую сейчас ширину в 7–20 км и протяженность вдоль материкового подножья в 70–80 км. Таким образом, в центре и на востоке описываемого подрайона подводный береговой склон совпадал с крутым материковым склоном, а процессы абразии способствовали перемещению поступающего аллювия рек вниз на днище Южнокаспийской впадины.

Центрально-Иранский район расположен в средней части Иранского шельфа и примыкает непосредственно к подножию надводной части хребта Эльбурс. Он ограничен на западе участком берега у г. Рудсер, а на востоке его граница принята по меридиану 52° в.д. Подводная часть Эльбурского хребта одновременно служит и материковым склоном Южнокаспийской котловины, на котором Каспием выработана террасированная поверхность. Ее бровка находится в 5–12 км от современного уреза моря на глубинах преимущественно от 50 до 75 м. Во время мангышлакской регрессии приблизительно 2–5 км полоса ее, прилегающая к берегу, осушалась. Вероятно, при этом на приморской равнине обнажились абразионные террасовые комплексы, сформировавшиеся в эпохи допозднеплейстоценовых регрессий. Поверхности этих террас были осложнены грядами, простирающимися вдоль основного направления складчатости хребта Эльбурс, т.е. вдоль уреза моря. Межгрядовые пространства, по-видимому, были заполнены достаточно глубоководными верхнехвалынскими морскими осадками, так как в позднехвалынское время, непосредственно предшествовавшее мангышлакской регрессии, глубины моря достигали в этом районе 22–50 м. В зоне интенсивного волнового воздействия господствовал грядовой бенч и шла активная абразионная деятельность.

Горганский район расположен к востоку от меридиана 52° в.д. до впадения р. Атрек в Каспий. В западной части этот район по ряду морфологических показателей, таких, как ширина шельфа и полосы суши, обнажившейся во время регрессии, а также по глубинам моря у бровки шельфа, сходен с предыдущим районом. Разница состоит лишь в ряде геоморфологических особенностей. Так, грядовый бенч тут был либо захоронен под маломощным чехлом новейших осадков, либо выполаживался и образовывал ступенчатый бенч, так как здесь рельеф развивался на тектонически менее деформированном осадочно-вулканическом чехле третичных образований в пределах борта новейшего прогиба. Восточная часть района приурочена к осевой части Прикопетдагского прогиба и прилегающих его бортов. Геоморфологически это типичная область опускания, для которой характерна большая мощность четвертичных осадков, представленных морскими, дельтовыми и молласовыми толщами. Рельеф в целом в пределах побережья в период регрессии был весьма выполажен. Суша представляла собой аккумулятивную дельтовую и морскую равнину, на поверхности которой единственно заметная неровность — тектонически предопределенный уступ высотой в несколько метров, протягивающийся на 40—45 км вдоль 37° с.ш., к северу от современного Горганского залива. В зоне волнового воздействия не сохранилось следов этой регрессии. Вероятно, здесь преобладали процессы умеренной аккумуляции.

Туркменский район расположен от устья р. Атрек до Туркменского залива включительно. Во время рассматриваемой регрессии здесь обнажалась обширная часть современного шельфа шириной от 50 до 85 км и протяженностью до 200 км, т.е. площадь ее составляла более 13000 км^2 . Наиболее ярким геоморфологическим образованием в пределах этой суши была долина р. Узбой, протягивавшаяся почти на 160 км с севера от современного Туркменского залива прямо на юг (восточнее о-ва Огурчинского и банки Ульского) до района с координатами 53° в.д. и $37^{\circ}45'$ с.ш. Долина имеет ширину до 6—8 км. На участке с указанными координатами она подходит непосредственно к бровке шельфа. Здесь, как и в случае с р. Сефидруд, поступающей в низовья реки аллювий сразу сбрасывался по крутому материковому склону к его подножию на глубину около 350 м. Внимательный анализ батиметрии Южнокаспийской впадины показывает, что на ее днище напротив устья Узбоя, в рельефе вырисовывается крупный конус выноса протяженностью более 100 км и шириной до 40 км. Этот конус постепенно погружается от указанной глубины у подножия материкового склона до 750 м в приглубой части впадины. Плоский рельеф аккумулятивной приморской равнины на севере и в центре района осложнялся несколькими всхолмлениями с относительной высотой до 5—8 м. Сейчас это о-в Огурчинский и Банка Ульского, расположенная в 10 км к западу от его южной части, и банка в 30 км к востоко-юго-востоку от последней. Образование этих невысоких поднятий вызвано локальными тектоническими движениями положительного знака и извержениями грязевых вулканов. В береговой зоне на севере до ложбины, разделяющей о-в Огурчинский и банку Ульского в зоне волнового воздействия, преобладали абразионные формы рельефа. Здесь в рельефе дна сохранились клифы этого возраста. Далее к югу от упомянутой ложбины на современных глубинах от 22 до 38 м отмечаются аккумулятивные образования типа валов с относительной

высотой в 0,5–1,5 м и шириной до 1–3 км. Они могли сформироваться в авандельте одной из протоков Нижнего Узбоя, вероятно, на этом участке, имевшем выход к морю. Еще далее к югу, примерно до 38° с.ш. на современных глубинах 20–22 м, протягивается абразионный уступ, а перед ним цепочка лагунных понижений и валообразных аккумулятивных форм, свидетельствующих о преобладании здесь абразионно-аккумулятивных процессов. Южнее 38° с.ш. верхняя часть береговой зоны располагалась на почти горизонтальной, слегка наклонной в сторону моря абразионной поверхности, а средняя и нижняя — на довольно круто погружающемся участке шельфа, что вело здесь к преобладанию денудационных процессов.

Челекенский район примыкает к п-ву Челекен и расположен в пределах Прибалханской антиклинальной зоны. Во время мангышлакской регрессии море отступило по сравнению с линией современного уреза на 25–27 км в средней части района, а на севере и на юге на 17–20 км. Выработанные в это время клифы, подошва которых располагается сейчас на глубинах около 25 м, хорошо сохранились на севере и юге. Почти повсеместно в зоне волнового воздействия были развиты выходы коренных пород и конгломератов хазарского возраста. Для этого района характерно проявление грязевого вулканизма, который сосредоточивался вдоль оси Прибалханской антиклинальной зоны, в море им была образована цепочка островов. Сейчас это банки Калинкина, Ливанова и др.

Основные выводы. Мнения специалистов, исследовавших изменения уровня Каспия в прошлом, почти единодушно сходятся на том, что мангышлакская регрессия была наиболее глубокой за всю послеледниковую историю, т.е. за последние 10 000 лет. В это время весь Северный Каспий представлял собой сушу. На западе она была рассечена протоками палеорек Волги, Терека, Кумы, Сулака. На востоке в пределах Уральской бороздины существовало Южноуральское озеро, куда впадали реки палео-Урал и палео-Эмба. Площадь озера составляла около 13 500 км². Это озеро, вероятно, было периодически проточным в эпохи повышенной увлажненности в бассейнах впадающих в него рек.

Восточное и западное побережье Среднего Каспия по сравнению с современностью существенных изменений в геоморфологическом строении не претерпели. Здесь лишь осушались неширокие полосы до 10–15 км современного дна. Исключение составляли денудационные платовые равнины, распространявшиеся к югу от Мангышлакского полуострова (ширина до 30 км) и к северу, и востоку от п-ва Апшерон (ширина до 20 км).

В Южном Каспии на западе были осушены довольно значительные (шириной до 30 км) пространства морской абразионно-аккумулятивной равнины к югу от п-ва Апшерон и авандельты р. Куры. На востоке вышли из-под уровня моря обширные (более 13000 км²) площади Туркменского шельфа. В пределах суши находились нынешний о-в Огурчинский и банка Ульского. В это время здесь же шла активная эрозионная деятельность р. Узбой. Эта река подходила к Каспийскому побережью в районе современного Красноводского залива и следовала на юг. Устье ее располагалось у бровки современного шельфа примерно в районе с координатами 53° в.д. 37°45' с.ш. В днище Южнокаспийской впадины на месте впадения Узбоя формировался мощный конус выноса. Южные берега Среднего Каспия были изменены незначительно за счет небольшого прироста суши.

2.3. ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С V в. ДО НАШЕЙ ЭРЫ ПО XIX в.

Основные материалы, использованные при анализе режима Каспия за последние 2000 лет, могут быть представлены в виде отдельной сводки (табл. 7). В ней отражены абсолютный возраст моллюсков, лабораторный номер образца, район его отбора, геоморфологическая обстановка, абсолютная отметка местонахождения образца, а также хронология исторических событий, свидетельствующих об изменении уровня Каспия.

Точка 1 на графике (рис. 13) соответствует образцу МГУ-ИОАН-36, абсолютный возраст которого 2440 ± 120 лет назад (V в. до н.э.). Он отобран Г.И. Рычаговым на Дагестанском побережье Каспия в районе устья р. Уллучай из новокаспийских отложений, слагающих погребенный вал; по палеогеографическим реконструкциям [Каплин и др., 1971] он сформировался в 3-ю фазу новокаспийской трансгрессии, уровень которой мог быть от -20 до $-23,5$ м абс. (среднее значение $\sim 21,7$ м).

В рассматриваемый отрезок времени изменения уровня Каспийского моря, восстановленные по геолого-геоморфологическим сведениям (образцам раковин, по которым определен абсолютный возраст), могут быть дополнены и уточнены по историко-археологическим материалам.

Точка 2 (см. рис. 13), охватывающая по времени II в. до н.э., показывает падение уровня Каспия в это время, что подтверждается следующими фактами. Это географические представления Птолемея Клавдия, жившего во II в., об очертаниях северных равнинных берегов Каспия. В основу представлений Птолемея были положены карты, составленные во II—III вв. до н.э. Эратосфеном (жил ок. 276—194 гг. до н.э.) и Марином Тирским, картосоставительская деятельность которого протекала, главным образом, в 107—144 гг. [Томсон, 1953; Хенниг, 1961, т. 1]. На этих картах (например, см. карту Марина Тирского в реконструкции Хонигмана) [Хенниг, 1961, т. 1, с. 407] северный берег Каспия находится на одной широте с Керченским проливом, Таманским полуостровом и средней частью Бискайского залива, т.е. на широте, приблизительно равной $45^{\circ} 30'$ с.ш. На этой широте в Каспийском море сейчас (при урезе $-28,0$ м абс.) господствуют глубины от 3,5 до 4,5 м. Поэтому можно полагать, что в III—II вв. до н.э., а именно материалы путешественников этого времени лежали в основе карт Эратосфена и Марина Тирского, уровень Каспия мог иметь отметки $-31,5 \div -32,5$ м. Исходя из тех же посылок, Л.Н. Гумилев [1980] утверждает, что уровень Каспия был равным -36 м. Нам кажется, что зыбкость исходного материала не позволяет сейчас убедительно доказать правоту ни одному автору. Тем более что крупнейший исследователь проблем древней и средневековой географии Р. Хенниг отмечает: "Положение Каспийского моря на земном шаре в течение всей древности, средневековья и отчасти еще и в начале нового времени представляло загадку для географической науки. Нигде в ином месте нельзя найти другого озера, хотя бы приближающегося к нему по величине. И поныне Каспийское море более чем в 5 раз превышает по размерам оз. Верхнее в Северной Америке, второе по величине в мире... Кроме того, вода в Каспийском море соленая, и в нем водятся тюлени, которые известны почти как исключительно морские животные. Что же удивительного, если

Таблица 7

Изменение уровня Каспийского моря за последние 2600 лет (по историческим свидетельствам, археологическим памятникам и определениям абсолютного возраста прибрежно-морских отложений радиоуглеродным методом (C^{14}))

№ точки на графике	Время		Уровень, м. абс.	Данные, послужившие основой при реконструкции уровня	Источники информации
	абс. лет назад	историческое, годы			
1	2440 ± 120	-465 ± 120 (V в. до н.э.)	-20 ÷ -23,5 ср. -21,7	МГУ-ИОАН-36 C^{14} . Новокаспийская терраса, погребенный вал, сформировавшийся в 3-ю фазу новокаспийской трансгрессии (раковины)	[Каплин, Рычагов, 1971]
2		II в. до н.э.	-34 (ср. -32,0)	На картах Эратосфена и М. Тирского Северный Каспий осушен, т.е. уровень ниже современного на 4-8 м	[Дитмар, 1973; Хёниг, 1961, т. 1]
3	2050 ± 90	-75 ± 90 (I в. до н.э.)	-26 ÷ -28,0 ср. -27,0	ЛУ-190 C^{14} . Дагестан, пос. Мамедкала, новокаспийская терраса (раковины)	[Арсланов и др., 1975]
4		I в. до н.э.	-31,7	Погребения (саркофаги) на уровне -28,7 м. Захоронения могли быть только на несколько метров - выше уровня моря	[Аполлов, 1951]
5	2000 ± 140	25 ± 140 (I в. э.н.)	Уров. -26,0? -25,0 (место отбора образца)	МГУ-89 C^{14} . Дагестан, канава Мехтеб, 1 км от устья (торф)	[Свиточи др., 1981]
6		I в. н.э.	-24 ÷ -21 (ср. -22,5)	Уровень на несколько метров выше современного, так как берег от Апшерона и до Махачкалы во многих местах недоступен для путешественников	[Алиев, 1980]
7	1850 ± 120	125 ± 120 (II в. н.э.)	-26 ÷ -26,5	МГУ-87/1 C^{14} . Дагестан, канава Мехтеб, устье новокаспийская терраса (гастроподы)	[Геохронология СССР, т. 3, 1974]
8	1640 ± 100	335 ± 100	-24,0?	ЛУ-191 (3-я фракция) Дагестан, новокаспийский береговой вал у пос. Мамедкала (раковины)	[Арсланов и др., 1975]
9	1600 ± 130		-24,0 ÷ -25,0	МГУ-81 C^{14} . Новокаспийские отложения в прорези Турали-Сульфат (раковины)	[Рычагов, 1977]
10	1570 ± 100		-24,0?	ЛУ-191 (1-я фракция). Дагестан, береговой вал новокаспийский, пос. Мамедкала (раковины)	[Арсланов и др., 1975]

Таблица 7 (продолжение)

№ точки на графике	Время		Уровень, м. абс.	Данные, послужившие основой при реконструкции уровня	Источники информации
	абс. лет. назад	историческое, годы			
11		2-я половина V в.	от -36,0 до -33,0 ср. -34,0	Уровень в 459-487 гг. во время строительства крепостной стены г. Абескун мог быть от -36 до -33 м	[Шнитников 1957, с. 269]
12		491-531	-29,0	Основание Дербента	[Аполлов, 1951, с. 135]
13		531-579		Правление Хосрова I Ануширвана, строителя стен Дербентской крепости	[Всемирная история, 1956, т. 2, с. 135]
14		562-571	-29,0 ÷ -30,0	Строительство Дербентских стен	[Гумилев, 1966, с. 69]
15		VI в.	-31,7	Культурный слой VI в. на отметке -29,7 м в протоке Сумниша в дельте р. Волги	[Гумилев, 1966, с. 53]
16			-32,0	Амфора VI в. для хранения воды была захоронена на отметке -32 м в тыловой части северной стены Дербентской крепости	[Гумилев, 1980, с. 39]
17		VI в.	-34 ÷ -36 м	Уровень установлен по описаниям древних авторов и анализу геоморфологического положения затопленных частей стен и молов г. Дербента	[Варушенко и др., 1984, с. 68]
18	1400 ± 120	575 ± 120	-26,0 (-25,0 место отбора образца)	МГУ-87/2. Дагестан, канава Мехтеб (торф)	[Рычагов, 1977]
19	1300 ± 40	680 ± 50	-26,0 (-25,0 место отбора образца)	КИ-1615 С ¹⁴ . Балханский сор в 75 км к востоку от г. Красноводска (торф)	[Варушенко, 1984, с. 53]
20		705-715	-31,0	Разрушенные стены Дербента частично восстановлены	[Аполлов, 1951, с. 137]
21		747-750	-29,0	Антиарабское восстание под руководством Абу Муслима. По описанию Табари, строительство в Дербенте мола (удлинен на 105 локтей, локоть-0,5 м), установка цепи в гавани (по описанию Козубского, 1906), на которого ссылаются Николаева и Хан-Магомедов; Абу Муслим завоевал Дербент в 734 г.).	[Всемирная история, 1957, т. 3 с. 115]
22		Середина VIII - начало X в.	-28 ÷ -30	Уровень установлен по описаниям древних авторов и анализу геоморфологического положения затопленных частей стен и молов г. Дербента (от 750 гг. восстание Абу Муслима) до первых десятилетий X в. (930-933 гг. - написание книги Истахри)	[Варушенко и др., 1984, с. 68]
23		943-945	-35 ± -36	Время посещения Дербента Масуди. Стены на 1 милю уходят в море.	[Варушенко и др. 1984, с. 68]
24		XI-XIII вв.	-31,7 ÷ -34	"Культурный слой" городища Бяндован близ дельты р. Куры имеет минимальные отметки -29,7 м	[Квачидзе, 1980, с. 153]
25	880 ± 94	1101 ± 94	-26,0 (место отбора образца на абс. отм. -25,0)	ЛУ-1355 С ¹⁴ . Балханский сор в 75 км восточнее Красноводска (торф)	[Варушенко 1984, с. 53]
26	860 ± 40	1120 ± 40	-26,0 (место отбора образца на абс. отметке -25,0)	КИ-1614 С ¹⁴ Балханский сор в 75 км восточнее Красно- водска (торф)	[Варушенко, 1984, с. 53]
27		1234-1235	-26,0 (место отбора образца ниже -29,2)	Строительство Караван-Сарая в г. Баку на отметке -27,2	[Аполлов, 1951]
28		Нач. XIV в.	-28-27	Абс. отметка уровня не известна; дано по сообщению о приближении моря к гробнице шейха Захида (Ленкорань) в 1306-1307 гг.	[Берг, 1934]
29		до 1303	-22,0	Поэт Неджати пишет, что к началу XIV в. порт Абескун был поглощен морем	[Берг, 1934, с. 21]
30		1306-1307	-22,0	По записям Сефи ад-дина Исхака море в XIV в. к гробнице шейха Захида (Ленкорань) ближе всего подходило на рубеже 1306-1307 гг.	[Берг, 1934]
31		Нач. XIV в.	-22,5	Надпись на карте Сануда "Море каждый год прибывает на 1 ладонь"	[Берг, 1934]
32		XIV в.	Не выше -26,0	Крупный по площади о-в Чечень (абс. высота гребней песчаных гряд на нем сейчас -24,0 м) есть на картах генуэзцев второй половины XIV в.	[Берг, 1934, Аполлов, 1956]

Таблица 7 (окончание)

№ точки на графике	Время		Уровень, м. абс.	Данные, послужившие основой при реконструкции уровня	Источники информации
	абс. лет назад	исторические годы			
33		XIV в.	-26,0 ÷ -25,0	По сообщению Бакуви, в г. Баку затоплено "много ственных башен и море приблизилось к мечети" (пик подъема уровня)	[Керимов, 1982]
34	510 ÷ 40	XV в. 1470 ± 40	-26,0	КИ-1613 С ¹⁴ . Балханский сор в 75 км восточнее г. Красноводска	[Варущенко, 1984, с. 53]
35		1474-1478	-27 ÷ -28,0	Посещение Дербента И. Барбаро: "Стены крепости доходят лишь до моря"	[Аполлов, 1951, с. 136]
36		XVI в. (1556 г.)	-26,5 ÷ -29,0	По расчетам Л.С. Берга, основанным на анализе положения оградительных валов г. Астрахани и морских карт того времени, уровень в 1556 г. был -26,0 м.	[Берг, 1934]
37	1558	1558 XVI в.	-26,5 ÷ -29,0	По построениям Л.Н. Гумилева, базирующимся на сравнении положения края дельты р. Волги современного и в XVI в., определенного по координатам Дженкинсона, уровень в 1558 г. равнялся примерно -29,0 м.	[Гумилев, 1980, с. 41]
38		Конец XVI в. 1590	Ниже -29,0	Положение уровня определено на основании описаний Хр. Бэрроу, что в 1590 г. развалины стен Дербентской крепости "на 1 милю уходили в море" и ее геоморфологического положения	[Английские путешественники, 1937, Варущенко и др., 1984, с. 68]
39		1588	-26 ÷ -29,0	Город Терки (г. Терек, Терский городок) основан в устье протоки Старый Терек	[Всемирная история, 1958, т. 4, с. 456]
40		1604	-25,3	г. Терки находится в одной немецкой миле (7,4 км) от берега моря. В восьми немецких милях от берега (59,2 км) расположен о-в Чечень, заросший камышом (абс. отм. вершины -23,83 м)	[Берг, 1934, с. 28]
41		1606-1629 1606	-23 ÷ -24,0	Дербент под властью шаха Аббаса I Начало строительства башни Аббаса	[Берг, 1934, с. 17 Николаева, Хан-Магомедов, 1962, с. 182-184]
42		1623		Посещение Дербента Ф.А. Котовым. Башня Аббаса в море	[Берг, 1934, с. 29]
43		1623	-25,0 ÷ -24,5	г. Терки расположен в 5 верстах от моря (5,4 - 10,8 км)	[Берг, 1934, с. 29]
44		1638	-23,0	Посещение Дербента Олеарием. Не упоминает о том, что стены выступают в море. Первое изображение Дербента (план города)	[Николаева, Хан-Магомедов, 1962, с. 184]
45		1668	-24,0	Г. Терки перенесен из-за затопления	[Берг, 1934, с. 32]
46		1715-1717	-25,2	По карте А. Бековича-Черкасского, по данным инструментальной съемки всего восточного побережья Каспия от Астрахани до Астрабадского залива с уточнениями в 1716 и 1718 гг. А. Кожиным и В. Урусовым	[Комарова, 1980, с. 156-158]
47		1720	-25,6	Первая русская печатная карта Каспийского моря Вердена-Соймонова	[Комарова, 1980, с. 158]
48		1726-1731	-25,5 ÷ -26,2	По карте Ф. Соймонова	[Комарова, 1980, с. 158]
49		1745	-23,0	По карте Т. Вудруфа	[Комарова, 1980, с. 158]
50		1764-1765	-24 ÷ -24,5	По карте Толмачева-Ладьженского	[Комарова, 1980, с. 158]
51		1781-1782	-22,0	По картам М. Войновича	[Комарова, 1980, с. 160]
52		1796	-22,7 ÷ -23,0	Карты 1796 года	[Комарова, 1980, с. 162]
53		1809-1817	-23,7 ÷ -24,0	По карте А.Е. Колодкина	[Комарова, 1980, с. 162]
54		1820	24,0 ± 24,2	Сообщение в "Отечественных записках" 1820 г. "О затруднениях плавания по Каспийскому морю"	[Комарова, 1980, с. 162]
55		1819-1821	-24,5	Сообщение Н.Н. Муравьева	[Комарова, 1980, с. 162]
56		1825-1826	-25,0	Сообщение Э.И. Эйхвальда	[Комарова, 1980, с. 162]
		XV - нач. XVII вв. с 1830	от -27,0 до -25,0	Кривая изменения уровня построена Р.В. Николаевой по материалам Л.С. Берга Кривая построена на основании данных футшточных наблюдений, осредненных по десятилетиям	[Варущенко и др., 1984, с. 53] [Крицкий и др., 1975, табл.]

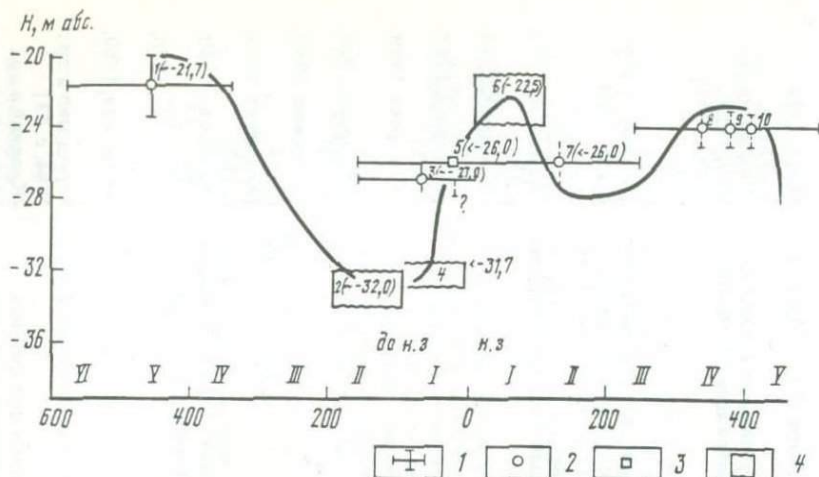


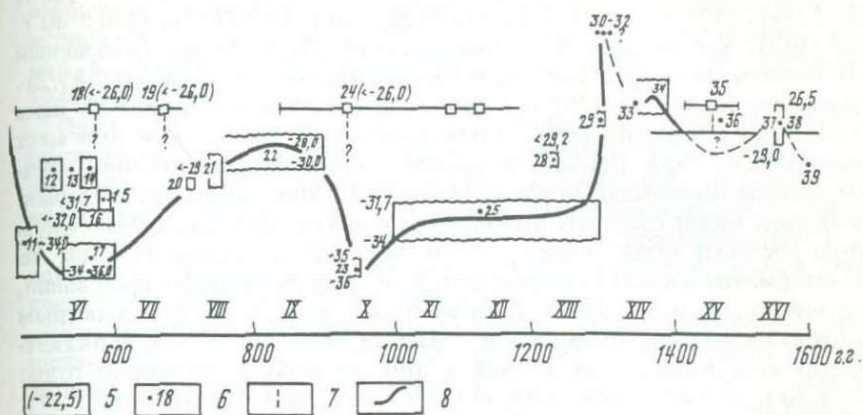
Рис. 13. Изменения уровня Каспия с VI в. до н.э. до начала XVII в.

1 — положение в системе координат "время—уровень"; вертикальная линия — возможный диапазон ошибки в определении гипсометрической отметки уровня, горизонтальная линия — возможный диапазон ошибки во времени (по C^{14}); 2 — возраст определен методом C^{14} по раковинам моллюсков; 3 — радиоуглеродные датировки торфов; 4 — положение уровня и возрастные границы определены по комплексу историко-археологических и геоморфологических критериев; 5 — отметки уровня, м. абс.; 6 — номер точки на графике, обоснование положения которой в системе координат "время—уровень" приводится в табл. 7; 7 — предполагаемое гипсометрическое положение уровня; 8 — предполагаемый ход уровня Каспия в исследованный интервал времени

на протяжении тысячелетий люди считали, что имеют дело не с замкнутым со всех сторон бассейном, а с заливом океана... Только в единичных случаях, в частности Геродотом и Птолемеем, еще в древности высказывалось мнение, что Каспийское море должно быть внутренним озером" [Хенниг, 1961, с. 244—245]. О низком положении уровня моря в I в. до н.э. свидетельствуют гробницы с останками скифских воинов (точка 4 см. рис. 13). Их нашли при строительстве дамбы, соединяющей о-в Артема с Апшеронским полуостровом. По представлениям Б.А. Аполлова [1951], если допустить, что гробницы при их захоронении располагались хотя бы на 3 м над урезом моря, то уровень последнего в этом случае должен был равняться — 31,7 м абс.

С начала нашей эры (с I в.н.э. до первой половины V в.) уровень Каспийского моря, реконструированный на основании отдельных исторических сведений (точка 6 см. рис. 13), а главным образом геолого-геоморфологических данных, был выше современного (точки 5, 7, 8, 9, 10). Обоснование расположения точек на графике приводится в табл. 7 (2000 ± 140 лет назад, МГУ-89; 1850 ± 120 лет назад, МГУ-87; 1640 ± 100 лет назад, ЛУ-191; 1600 ± 130, МГУ-81; 1570 ± 100, ЛУ-191 соответственно исторический возраст их следующий — конец I в. до н.э. — III в.н.э.; II в.н.э.; III в.н.э.; IV в.н.э. начало V в.н.э.).

В статье В.А. Квачидзе [1980] о затопленном неподалеку от дельты р. Куры городище Бяндован доказывается, что между XI и XIII, XIV?



веками уровень Каспия длительное время был значительно ниже современного на несколько метров. Это прямо подтверждало другие сведения о сохранившихся под водой дербентских и абескунских сооружениях того же или более раннего периодов [Берг, 1934; Шнитников, 1957]. Однако этим материалам о более низком, чем сейчас, уровне моря в средние века стали явно противоречить другие факты, полученные методами геоморфологии и абсолютной геохронологии. На основании радиоуглеродных датировок ракушек, отобранной из молодых аккумулятивных прибрежно-морских форм, располагавшихся на отметках от -26 до -22 м, выходило, что с V по XVI в. Каспий неоднократно достигал этих высот. А это никак не вязалось с историческими и археологическими материалами. Разрешению данного противоречия могут способствовать выполненные нами исследования торфов и скоплений пресноводных растительных остатков, залегающих на площади почти в 100 км^2 в депрессиях рельефа в районе г. Красноводска. В 75 км к востоку от этого города в районе ст. Белек (в $2,4 \text{ км}$ к юго-юго-востоку от железнодорожного переезда) в Балханском соре, на отметке примерно $-25 \div -24$ м нами были отобраны из 30 -сантиметровой пачки торфоподобной массы, постепенно кверху переходящей в типичный торф, 5 образцов на радиоуглеродное датирование. Отметим, что перерывов в накоплении растительной органики здесь не обнаружено. Снизу пачка подстилается песками и алевритами, обильно насыщенными солями (явно аридные соровые или, возможно, лагунные фации). Сверху торф перекрывается тонким ($2-3 \text{ см}$) слоем светло-серого пылеватого алеврита неясного (вероятно, золотого) генезиса. Перекрывающий все это, 12 -сантиметровый слой морских осадков состоит из типично прибрежно-морских песков, обильно насыщенных ракушкой (*Cardium edule*), бронированных тонкой коркой пустынной цементации. Из карт XVIII–XIX вв. явствует, что морской залив в этом месте существовал примерно с $1725 (\pm 5)$ г. по $1815 (\pm 5)$ г. [Комарова, 1980]. Исторический возраст образцов органической массы, определенный в лабораториях Ленинградского государственного университета (ЛГУ)

и Института геохимии и физики минералов АН УССР(КИ) оказался следующим (снизу вверх по разрезу): 680 ± 50 г. (КИ-1615), 942 ± 100 г. (ЛУ-1354), 1101 ± 94 г. (ЛУ-1355), 1120 ± 40 г. (КИ-1614), 1470 ± 40 г. (КИ-1613). Кроме того, есть сообщение, что образец торфа, отобранный Г.И. Рычаговым на Дагестанском побережье на отметке -25 м (МГУ-87/2), сформировался в $570 (\pm 120)$ г. Таким образом, с V в. и до начала XV века на берегах Каспийского моря на отметках от -24 до -25 м в ряде мест формировался торф. Причем, по крайней мере в Балханском соре, представляющем пересоший морской залив, этот процесс протекал непрерывно. Отсюда может следовать вывод: море в указанные века как максимум могло достигать только уровня -26 м. Если бы оно поднялось выше, то его штормовые нагоны вод приводили бы к перерыву в торфообразовании, что, однако, не наблюдается. В то же время, если доверять абсолютным датировкам ракуши, отобранной на отметках от -26 до -22 м, то окажется, что урез Каспия располагался в этих пределах в следующие годы: 570 ± 70 к. (ЛУ-697), 609 ± 60 г. (КИ-909), 750 ± 60 г. (ИГАН-19-МГУ-37), 780 ± 170 г. (ЛП-72), 972 ± 110 г. (МГУ-90), 1073 ± 50 г. (МГУ-85), 1120 ± 45 г. (КИ-908), 1262 ± 60 г. (МГУ-88), 1500 ± 160 г. (МО-455). Поэтому естественно предположить, что отобранная и подвергнутая радиоуглеродному анализу ракушка были занесена сюда позднее в ходе этой последней трансгрессии. Хотя когда-то она жила и отмирала на поверхности аккумулятивных форм, которые в середине века находились ниже современного местоположения проанализированных образцов. Это тем более вероятно, так как на Каспийском море прибрежно-морские песчано ракушечные осадки, образовавшиеся за последние несколько тысячелетий, представлены, как правило, очень рыхлым, практически не сцементированным материалом, легко подвергающимся размыву и транспортировке.

Значительную роль в определении уровня Каспия в середине века играет анализ материалов, касающихся подводного продолжения дербентской крепости. Ее остатки прослежены на протяжении нескольких сотен метров под водой до глубины $4-7$ м [Леонтьев, 1951, Аполлов, 1956; Гумилев, 1966; Калинин и др., 1976]. Различные авторы по-разному оценивают то, что сохранилось на дне. Они именуют эти сооружения стенами, молотом, набережной, дамбой и т.д. Материалов с хорошими привязками и выполненных на высоком археологическом уровне с применением площадных водолазных и геофизических работ пока не опубликовано. Тем не менее даже имеющиеся наблюдения, а также сохранившиеся описания древних авторов и геоморфологический анализ побережья этого района позволяет уже сейчас использовать их для некоторых выводов о положении уровня Каспия в средние века.

Приведем известные данные о Дербентской крепости и ее прибрежных коммуникациях, дополнив их некоторыми данными о других объектах на Каспийском море, также свидетельствующих о изменениях его уровня.

Строительство мола (каменной насыпи) и сооружение на ней стены протяженностью до трех миль было осуществлено в VI в. По разным древним системам мер, миля арабская равнялась $- 1920$ м, персидская $- 1730$ м, египетская (миля хахми) $- 580$ м. Таким образом, длина мола (стены) могла составлять от $5,76$ до $1,74$ км. Сообщения об этом строительстве имеются у многих авторов, но ни один из них не был его современником

и очевидцем. Тем не менее теперь утраченные первичные письменные памятники и устные легенды, которые служили первоисточниками для этих сообщений, по мнению абсолютного большинства историков, близки к истине, кроме длины мола и стен. Описания их строительства даны, например, в сочинениях (IX—X вв.) Баладзори, Кудамы, Масуди [Артамонов, 1946; Крачковский, 1957].

Один из иранских географов Табари, живший в 838 (839?) — 923 гг., основываясь на устных и письменных источниках своего времени, сообщает, что по приказу руководителя антиарабского восстания Абу Муслима (начало восстания — 747 г. в Дербенте) были проведены работы в порту. В результате был построен (или удлинен?) мол протяженностью в 105 локтей, т.е. в 67 м (локоть равен 0,64 м). Одновременно вход в гавань стали перекрывать цепью [Хрестоматия . . . , 1968].

Уроженец Ирана Истахри, автор "Книги путей и государств", завершённой около 930—933 г., сообщает, что в Дербенте находится "якорная стоянка судов. Между стоянкой этой и морем по обе стороны . . . построены две стены так, что вход для судов узок и труден. Эти стены имеют в море 6 башен" [Минорский, 1963]. Если считать, что на морских стенах расстояние между башнями было таким же, как у сохранившихся на прилегающей суше, то они имели длину в 400—450 м. Истахри пишет, что проход в порт сделан извилистым, и в устье протянута цепь [Кудрявцев, 1982]. Хилаль-ас-Саби утверждает, что стены выходят в море на 600 локтей ($0,64 \times 600 = 384$ м) [Бартольд, 1965].

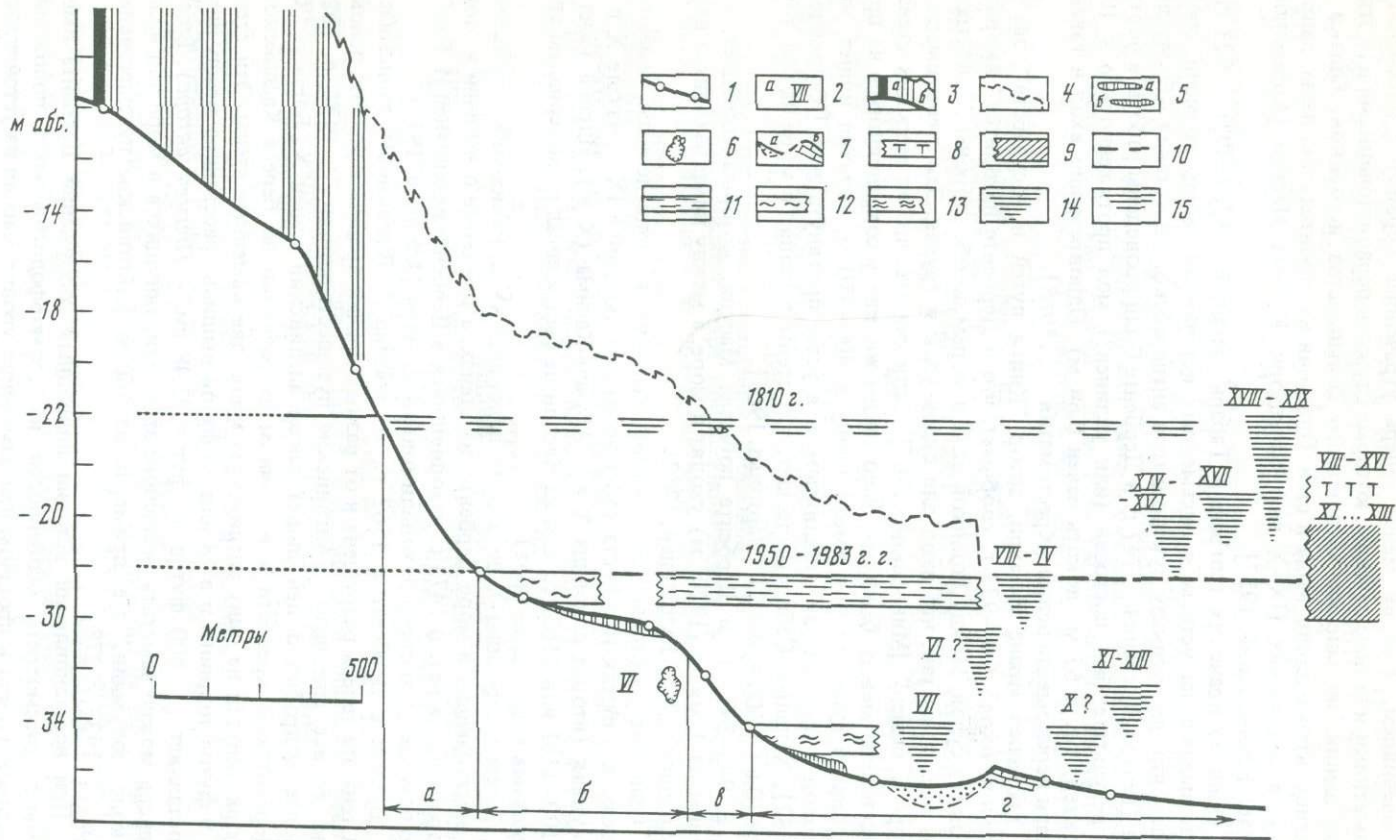
В 943—945 гг. в Дербенте побывал Масуди, который сообщает, что стены на 1 милю (1920? м) уходят в море, а между ними находится порт [Аполлов, 1951; Кудрявцев, 1982].

Описания портовых сооружений, близкие к приведенным, имеются также в работах Ибн-Руста (жил во второй половине IX — начале X в.), Хаукаля (вторая половина X в.), Абу-аль-Касима (X в.), Идриси (жил в 1100—1161 или 1165 гг., сам на Каспии не был, а писал по материалам упомянутых и других авторов).

Затем с середины X до второй половины XV в. каких-либо сообщений о выступающих в море Дербентских стенах, а тем более о наличии у этого города порта нет. В 1473 г. находившийся в Дербенте венецианец И. Барбаро отмечает, что стены доходили только до моря [Аполлов, 1951].

Будучи в Дербенте в 1562 г., англичанин А. Дженкинсон записывает: "Стена эта теперь разрушена и от разных причин пришла в упадок, основание ее все еще цело" [Английские путешественники . . . 1937, с. 202]. Более подробно о ней пишет также английский купец Х. Бэрроу: "От Дербентской крепости в восточном направлении до берега Каспийского моря тянутся на одну английскую милю две каменные стены. Эти стены в 9 футов толщины и в 28 или 30 футов вышины, расстояние между ними составляет . . . 800 футов (1 фут = 33,48 см. — Примеч. автора). Еще и теперь можно заметить развалины этих стен, тянущихся в море под водой около полумили," т.е. примерно на 960 м [Английские путешественники . . . , 1937, с. 278].

При восстановлении истории подводных сооружений Дербента имеет смысл рассмотреть особенности их геоморфологического положения, которое влияло в прошлом при изменении уровня Каспия на устойчивость



этих строений к разрушающей деятельности морских волн. На рис. 14 представлен профиль рельефа, построенный вдоль створа северной стены этой крепости по данным подводной съемки, выполненной под руководством О.К. Леонтьева. По рис. 14 видно, что на отметках ниже - 22 м (максимальный уровень, до которого поднимался Каспий за последние 2000 лет) [Николаева, Кудрявцев, 1980] имеется 4 геоморфологически своеобразных участка:

а - значительно наклоненная абразионная поверхность, которая подвергалась интенсивному волновому воздействию в периоды трансгрессий; это участок активного разрушения искусственных сооружений в береговой зоне;

б - относительно узкая (до 400 м) абразионно-аккумулятивная выложенная платформа, выработанная при несколько более низких уровнях Каспия - участок умеренного влияния волнения на сооружения;

в - то же, что и "а", но гипсометрически расположена еще ниже, и при регрессиях подвергалась интенсивному волновому воздействию - зона бывших активных разрушений искусственных сооружений;

г - широкая абразионно-аккумулятивная субгоризонтальная поверхность, осложненная слабо наклонными (до $1-3^\circ$) моноклинальными грядами - выступами коренных пород; зона наименьшего проявления волнового разрушения в периоды глубоких (для исторического времени) регрессий Каспия, так как возникавшее обширное мелководье в значительной степени гасило волны задолго до их подхода к урезу.

Анализ профиля позволяет считать, что на участках "а" и "в", когда они находились в зоне прибоя, строить фундаментальные сооружения типа молов было нецелесообразно, так как они достаточно быстро разрушались бы волнением. Возможности средневековой техники, как известно, были ограничены, и строительство закрытой гавани на спрямленном приглубом берегу было практически невозможно. Распределение вынесенных на график остатков прежних сооружений подчеркивает, что именно на этих участках "а" и "в" они практически отсутствуют. Одновременно на

Рис. 14. Археолого-геоморфологический профиль по траверсу северной стены Дербентской крепости на приморском и морском участках.

1 - профиль по рельефу; 2 - индексы геоморфологических участков (буквы) и время событий в веках (римские цифры); 3 - местоположение на профиле госпиталя (а) и ныне уничтоженных башен Дербентской крепости (б) дано по плану 1847 г. [Козубский, 1906]; 4 - предполагаемый верхний абрис северной стены до ее разрушения, развалы которой видел в море Х. Эрроу в 1580 г., высота дана согласно описанию этого автора по сохранившейся тогда части стены, подходившей к морю [Английские путешественники..., 1937]; 5 - установленные под водой фрагменты стены, волнолома мола или набережной, открытые: а - Р.В. Николаевой [1962], О.К. Леонтьевым [1951]; б - Л.Н. Гумилевым [1966]; 6 - местоположение вкопанной у стены амфоры VI [Гумилев, 1980]; 7 - выраженные в масштабе профиля геоморфологические образования: а - пологая ложбина между выступами коренных пород, возможным "канал" для прохода судов в середине века, б - подводная известняковая гряда - естественный волнолом при уровнях Каспия ниже - 34 м; 8 - уровень образования торфов в Балханском соре (Р-н Красноводска) в VIII-XVI вв.; 9 - уровень культурного слоя XI-XIII вв. на городище Бяндован [Квачидзе, 1980]; 10 - уровень Каспийского моря в 1949-1950 гг., 11 - пределы современных колебаний уровня Каспия (1950-1983 гг.); 12 - уровень, при котором возможно строительство в волноприбойной зоне Дербента; 13 - то же, но самый оптимальный уровень; 14 - диапазоны колебаний уровня в различные века; 15 - максимальный уровень, которого достигал Каспий за нашу эру

основе геоморфологических критериев можно утверждать, что для осуществления строительства были уровни в пределах $-28 \div -29$ м и $-34 \div -35$ м. Причем, второй вариант лучше, так как в этом случае крутые штормовые волны Каспия, благодаря обширному мелководью разрушались бы еще за многие сотни метров от линии берега. Нужно заметить, что своеобразие появившихся при этом уровней мелководий заключалось в том, что здесь выступали на дне отдельные гряды коренных известняков, обращенных пологой стороной к морю. Они могли служить естественными волноломами при сооружении порта. Волноприбойная же деятельность при известном дефиците наносов в этом районе дагестанского побережья расчищала в этих случаях межрядовые понижения от рыхлых осадков. Некоторые крупные из этих понижений могли быть приспособлены под гавань или под канал, ведущий в нее. Сохранившиеся под водой части сооружений (см. рис. 14) расположены как раз на таких абразионно-аккумулятивных субгоризонтальных платформах — обширных древних бенчах (участки "б" и "г").

Исходя из приведенного материала, можно сделать ряд выводов об истории прибрежных сооружений Дербента, предварительно оговорив следующее допущение: если посещавшие этот город и оставившие свои записи о нем путешественники ничего не говорят о порте и стенах, стоящих в воде, то, видимо, в этот период эти строения были затоплены или их не существовало. На наш взгляд, такое могло быть в те периоды, когда уровень находился в пределах участков, отмеченных на профиле (см. рис. 14) индексами "а" и "в", т.е. на отметках от -22 до -28 м и от $-30,5$ до -34 м.

Принимая это как постулат, история дербентских морских сооружений и связь их с колебаниями уровня Каспия нам представляется в следующем виде.

В VI в. строится дамба и на ней стена, образующая северное продолжение крепости. Ориентировка ее морской части та же, что и на суше, а протяженность максимальная за всю историю Дербента, но не свыше 5,7 км (3 мили). Как уже говорилось, в эпоху средневековья технические возможности позволяли отсыпать дамбы в открытом море только на мелководьях. По профилю (см. рис. 14) видно, что мелководье, пригодное для таких сооружений, возникало на данном участке побережья при уровнях от -28 до -29 м и от -34 до -35 м. При этом в первом случае стена могла иметь протяженность как максимум до 500 м, во втором — до нескольких километров. Таким образом, для того, чтобы построить дамбу (или стену в море) в VI в. такой длины, какой их описывают авторы, море должно иметь уровень не выше -34 м. В пользу этого говорит и находка [Гумилев, 1980] на отметке -32 м амфоры для хранения воды, которая была вкопана в землю с южной (тыловой) части стены. Иначе говоря, урез моря в это время должен был быть ниже современного на 6 м или несколько больше. Такое низкое стояние зеркала Каспия в это время согласуется с данными V в. А.В. Шнитников [1957, с. 269] пишет, что между 459 и 487 гг. г. Абескун, располагавшийся на юго-восточном побережье, был обнесен стеной, ее следы "сохранились до нашего времени под водой и прослеживаются на расстоянии до 28—30 км от берега". На акватории Каспия, где предполагается местонахождение Абескуна, море сейчас имеет глубину свыше 5—8 м.

О VII в. сведений нет, но, вероятно, уровень колебался около отметок предыдущего и последующего веков.

В VIII—X вв. протяженность молов и стен Дербента в море меньше, чем в VI в.: в 750-х годах их удлиннили на 67 м (по Табари); на рубеже IX—X вв. они имели протяженность в 400—450 м (по Истахри); Хиляль ас-Сали сообщает о длине стен в 384 м, а Масуди в 943—945 гг. на протяженность в 1900 м. Ряд авторов сообщает об узости, извилистости и мелководности проходов в гавань, что затрудняет вход судов. Не исключено, что конфигурация в плане гавани и проходов к ней в эту эпоху определялась в связи с прибрежным мелководьем выступающими на дне плитами (грядами) коренных пород, которые могли служить и естественными волноломами, и основанием для сооружения не строго спрямленных, а в какой-то степени изгибающихся морских оборонительных стен. Судя по длине этих сооружений (большинство авторов утверждают, что их протяженность не превышала 450 м), наиболее вероятным местом строительства в данный период был участок "б" (уровень $-30 \div -28$ м, см. рис. 14). В этом случае ширина бенча примерно совпадает с длиной стен. Не исключено, что к середине X в., когда Дербент посетил Масуди, уровень моря упал примерно до $-35 \div -36$ м и портовые сооружения переместились на участок "г", а стена была достроена до длины, указанной автором, т.е. до 1900 м. Вполне вероятно, что эту трудоемкую работу правители города должны были осуществить, так как лишь надежные укрепления Дербента со стороны моря, по мнению В.В. Бартольда [1965], смогли в то время предохранить жителей от грабежа русов, опустошавших в то время побережья Каспия. Возможно, что к этому времени относится часть стены, обнаруженной Л.Н. Гумилевым [1980] на глубине $-35,5$ м (см. рис. 14).

В XI—XIII вв. сформировался культурный слой городища Бяндован в дельте р. Куры, нижняя граница которого имеет отметку $-29,7$ м [Квачидзе, 1980]. Соответственно уровень моря (с учетом возможного 2-метрового нагона волн) не должен был превышать в этот период $-31,7$ м. Путешественники, посещавшие Дербент в это время, ничего не пишут о сооружениях города. И это не удивительно, так как построить их практически невозможно, потому что благодаря приглубому берегу шторма быстро бы их разрушили. Но такой берег в створе Дербентской крепости мог образоваться лишь при отметках от $-30,5$ до -34 м (см. рис. 14). С другой стороны, уже было показано, что в XI—XIII вв. уровень не мог превышать $-31,7$ м. Поэтому остается предположить, что зеркало моря в это время находилось в пределах от $-31,7$ до -34 м. К этим же выводам пришел и Б.А. Аполлов [1951]. Им было обращено внимание на строение, расположенное на берегу Бакинской бухты, так называемый "Караван-Сарай", где имелась надпись о его сооружении в 1234—1235 гг. Фундамент этой постройки имеет отметку $-27,2$ м. Б.А. Аполлов полагал, что по крайней мере на протяжении века, если не больше (т.е. примерно с середины XII в), уровень моря был не меньше, чем на 2 м ниже этой отметки ($< -29,2$ м). В противном случае строители не выбрали бы для возведения капитального строения участок, заливаемый на памяти нескольких поколений морем.

Начиная с XIV в. и до середины XVI в., море имело относительно вы-

сокий (по сравнению с IV–XIII вв.) уровень. Так, в жизнеописании Сефид-Дина сообщается, что на рубеже XIII и XIV вв. уровень моря неуклонно поднимался, что угрожало затоплением гробнице шейха Захида (Ленкоранское побережье). Но на рубеже 1306–1307 гг. подъем уровня прекратился [Берг, 1934]. С другой стороны, порт Абескун, располагавшийся на юго-восточном побережье Каспия, согласно Наджати (турецкий поэт, 1460–1509 гг.), был где-то в конце XIII – самом начале XIV вв. поглощен морем [Берг, 1934]. Из описания Марино Санудо, составленного в 1320 г., следует также, что "море каждый год прибывает на I ладонь, и многие хорошие города уничтожены" [Аполлов, 1956. с. 28]. Один из крупнейших азербайджанских путешественников-географов Бакуви свидетельствует, что в конце XIV в. крепостные стены г. Баку омываются водами моря, которое затопило много стенных башен и приблизилось к мечети [Керимов, 1982]. Все перечисленное позволяет считать, что в XIV в. уровень был значительно выше, чем в предыдущие века. Л.С. Берг [1934] и Б.А. Аполлов [1956] считают, что он был не максимально высоким и мотивируют это следующим. На картах братьев Пицигани и Каталонской, составленных по данным плававших по Каспию в XIV в. генуэзцев, показан о-в Чечень. Предельная высота переваемых ветром песчаных гряд на нем равна примерно –19 м. Можно предположить, что основная часть этой островной суши, тогда, как и сейчас, имела отметки по крайней мере на несколько метров ниже этих несчаных вершин. Если судить по возрасту и высоте залегания торфов в Балханском море, то уровень в это время не должен был превышать $-25 \div -26$ м.

Для XV в. надежных сведений об уровне моря не имеется. Что касается XVI в., то Л.Н. Гумилев [1980] сопоставил современные координаты Астрахани и внешнего края дельты Волги с теми, которые определил в 1558 г. Дженкинсон и пришел к выводу, что на том месте, где в середине XVI в. была внешняя граница дельты, сейчас находится море с глубинами около 1 м, т.е. урез был на отметке около –29 м. Расчеты Л.С. Берга [1934], выполненные на основе сравнения морских глубин, измеренных в 1556 г., с современными, а также путем определения высот заградительных валов в Астрахани, показали, что уровень Каспия в то время был где-то в пределах $-26,5$ м.

Итак, целый ряд данных свидетельствует об относительно высоком уровне Каспийского моря в XIV–XVI вв. и об очевидном отсутствии гавани у г. Дербента. Последнее обстоятельство, видимо, можно объяснить нежеланием правителей этого крупнейшего торгового и ремесленного центра иметь свой порт, а невозможностью его сооружения из-за приглубости берега. Но это могло быть только в случае, когда уровень находился на отметках выше –28 м. В то же время он, как было показано, не превышал –26 м. Таким образом, за определенный интервал можно принять отметки от –28 до –26 м. Не исключено, что в какие-то периоды (измеряемые десятилетиями?) море понижалось и до отметок $-29 \div -30$ м, когда у берега появлялось мелководье. В этом случае власти, видимо, для оборонительных целей вынуждены были продлевать стену. Можно предполагать, что Х. Бэрроу в 1590 г. видел в море километровый развал именно такой стены, сооруженной в одну из таких кратковременных и неглубоких (до –30,5 м) регрессий.

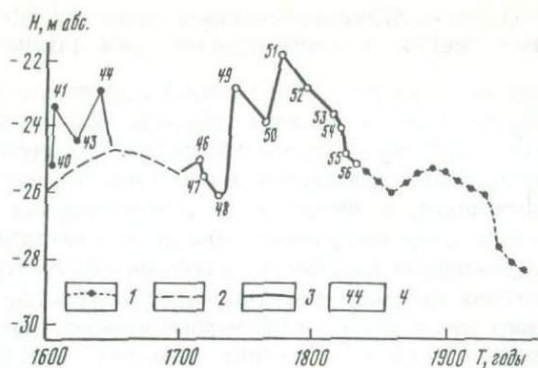


Рис. 15. Изменение уровня Каспия с XVII в.

1 — под данным инструментальных наблюдений [Крицкий и др., 1975], осредненная по 25-летиям; 2 — отрезок кривой, построенной Р.В. Николаевой [1959] по материалам Л.С. Берга [1934]; 3 — положение уровня по материалам Н.Г. Комаровой [1980]; 4 — номер точки на графике, обоснование положения которой приводится в табл. 7.

Изменению режима уровня Каспийского моря в XVII, XVIII и первой половине XIX вв. до начала инструментальных наблюдений посвящено много публикаций. В них анализируются данные промеров глубин и изменений в конфигурации берегов (сопоставление их с современными) по морским картам и описаниям, составленным в различные годы, а также сведения об изменении положения уровня моря в прошлом по отношению к искусственным сооружениям, созданным в береговой зоне, гипсометрическое положение которых известно. Часть этих исходных данных приводится в табл. 7. Ход уровня Каспийского моря с XVII до середины XIX в. представлен в виде графика (рис. 15). Приведенная на этом графике кривая для этого отрезка времени соответствует в основном представлениям Л.С. Берга [1934] с дополнениями Р.В. Николаевой [1959] и Н.Г. Комаровой [1980]. В целом Каспийское море с XVII и до середины XIX в. по сравнению с современностью находилось в трансгрессивной фазе. Уровень Каспия в этом интервале был выше современного почти на 6 м.

Анализ кривой колебания уровня Каспия, при построении которой учтены историко-археологические, геолого-геоморфологические, радиофизические данные, позволяет сделать следующие выводы о его режиме с V в. до н.э. и до начала XIX в. н.э. В V—IV вв. до н.э., по геолого-геоморфологическим данным и радиоуглеродному датированию, уровень был около $-22,0$ м; II—I вв. до н.э., по историко-археологическим сведениям, уровень был $-32,0$ м; с I—IV в. н.э., по радиоуглеродным датировкам моллюсков и геоморфологическим признакам, отметки уровня достигали $-22,0$ м; с середины V до начала XIV в. Каспийское море находилось в регрессивном состоянии так называемой дербентской регрессии, минимальные отметки уровня которой достигали $-34,0$ м. С начала XIV в. начался подъем уровня, максимум его приходится на конец XVIII — начало XIX в., что устанавливается на основании анализа исторических, археологических материалов и по гидрографическим картам Каспия тех времен.

2.4. КЛИМАТ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ И АРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Далее приводятся некоторые итоги геоморфологического обследования археологических памятников Устюрта, Мангышлака, гор Мангыстау и п-ва Тюб-Караган и на основе полученных данных, свидетельствующих об изменении условий обитания человека, а также анализа частоты встречаемости этих памятников и некоторых палинологических определений, предпринимается попытка построить обобщенную качественную кривую, схематически отражающую колебания увлажненности на территории рассмотренного региона от эпохи неолита до современности. Кроме того, для этого периода рассчитываются примерные кривые изменения среднегодового количества осадков и средних июльских температур воздуха.

Исследования проводились в 1977–1981 гг. силами объединенного полевого отряда, состоящего из сотрудников Института археологии АН СССР (руководитель Л.Л. Галкин), Института водных проблем АН СССР (руководитель Р.К. Клиге) и Географического факультета МГУ (руководитель С.И. Варущенко). Цель работ заключалась в том, чтобы найти и исследовать любого рода естественные образования (разрезы четвертичных отложений, береговые линии бывших водоемов, разрезы погребенных почв) или археологические памятники, особенности строения которых могли бы свидетельствовать об изменении климатической обстановки на Арало-Каспийском водоразделе в прошлом. В связи с тем, что территория Устюрта в пределах Каракалпакии археологически к настоящему времени изучена относительно полно [Древняя и средневековая культура..., 1978], а Мангышлакская область очень слабо [Агапов, Казырбаев, 1978], основное внимание при работе было сосредоточено на этом регионе, где было выполнено несколько тысяч километров наземных (автомобильных) и аэровизуальных (вертолетных) маршрутов. Кроме того, ряд обзорных маршрутов охватил и территорию Каракалпакии. В результате был собран обильный фактический материал и составлена карта-схема расположения крупнейших археологических памятников (рис. 16), многие из которых обследовались геоморфологически впервые [Никитин, 1892; Баярунас, 1916; Формозов, 1947; 1949; Толстов, Орлов, 1948; Сенигова, 1951; Археологическая карта Казахстана, 1960; Виноградов, Шолохов, 1967; Мелентьев, 1967; 1972; Коробкова, Мандельштам, 1971; Прасолов, Настюков, 1971, 1973]. Возраст археологических объектов определялся сотрудниками Института археологии АН СССР А.А. Формозовым, В.Ф. Старковым, Л.Л. Галкиным и др. Что касается времени формирования обследованных нами памятников Каракалпакии, то были использованы материалы упомянутой коллективной монографии об Устюрте, ведущие авторы которой Е.Б. Бижанов и др. [Древняя и средневековая культура..., 1978].

Выполненное специальное обследование геоморфологической обстановки крупных памятников эпох неолита, энеолита, бронзы показало, что большинство стоянок и могильников (см. рис. 16, точки 1, 2, 5, 6, 15, 41) приурочены, как правило, к берегам и террасам сорос Барсакельмес, Агьин, Жарынкудук, Карынжарык и пр. Трудно представить, чтобы ныне безлюдные берега этих впадин могли круглогодично использоваться охот-

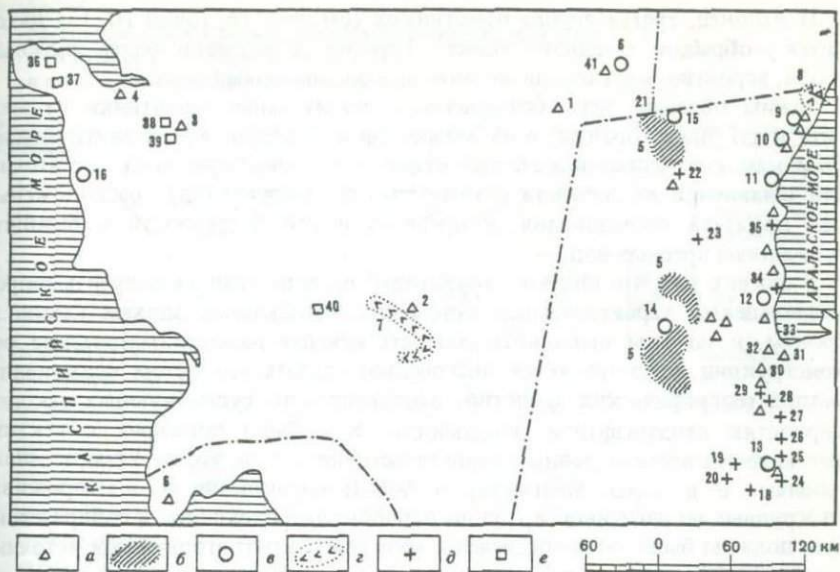


Рис. 16. Схема расположения датированных археологических объектов на Арало-Каспийском водоразделе.

а — памятники эпохи камня и бронзы; *б* — участки массовой встречаемости хорошо датированного неолитического материала, который был статистически обработан, *в* — памятники ранневековых и средневековых кочевников; *г* — районы расположения "стреловидных планировок" — (охотничьих загонов раннего средневековья?); *д* — городища, караван-сарай, башни, др. сооружения средних веков; *е* — стоянки: 1 — Кзыл-Аскер, 2 — Камыр; 3 — района крепости Кзылкала; 4 — р-на колодцев Читча; 5 — группы стоянок Каракалпакской части Устьурта; 6 — Кара-Богаз-Сульфат (Кара-Богаз-Гол). Стреловидные планировки: 7 — Западного чинка Устьурта; 8 — то же для Восточного чинка. Курганные группы: 9 — Дуана; 10 — Сулама; 11 — Косарма; 12 — Аджибай; 13 — Каскажол; 14 — Биркаллы — ншинграу-2; 15 — Каракудук; 16 — Курган в г. Шевченко. Городища, караван-сарай, башни и др. постройки: 17 — Сумбетимерлан-Куркреук; 18 — урочище Казахлыдегиш; 19 — башня у спуска Куманлы-ата, городища Галыгумбез и Малая Айбугир-Кала; 20 — Ербурун; 21 — Чурук; 22 — Белеули; 23 — Косбулак; 24 — у мыса Айбугир; 25 — у спуска Каскажол; 26 — Калалык; 27 — Томар-Кала; 28 — урочище Саксаулсай; 29 — у спуска Шибенды; 30 — на мысу Акчулак; 31 — Караумбет; 32 — Кияжол; 33 — Урга; 34 — Кустау; 35 — Курганча (дано либо наименование памятника, либо его местоположение). Крепости: 36 — у мыса Караган; 37 — у кол. Кызык; 38 — Шеркала; 39 — Кзылкала; 40 — в долине Киянды. Стоянки, пастбища: 41 — пески Сам.

никами и собирателями эпох камня и бронзы, если поблизости не было пресных озерных вод, а ландшафт имел современный облик каменистых, полыньковых или соляньковых пустынь. А то, что здесь, особенно в неолите, обитали, главным образом охотники, доказано составом кремневого инвентаря, в основном скребков для выделки и обработки шкур [Бижанов, Виноградов, 1965].

Другая группа памятников тех же эпох (см. рис. точки 16, № 3, 4) расположена в долинах ныне почти постоянно пересохших водотоков, берущих начало в горах Мангыстау. Эти водотоки функционируют сейчас от одной до пяти недель в году. Можно предполагать, что в прошлом они были обводнены на протяжении значительно более длительных периодов, чем ныне.

Наконец, третья группа памятников (см. рис. 16, точки 10, 13) находится у обрывов западного чинка¹ Устюрта, которые в более влажные эпохи, вероятно, круглогодично питались родниковыми водами.

Таким образом, все обследованные значительные памятники от неолита и до эпохи бронзы, а их можно считать вполне представительными (так как количество и качество кремневого инвентаря здесь достаточно для выявления их возраста с точностью до тысячелетия), расположены, как показали исследования, в пределах пешей доступности к бывшим источникам пресных вод.

В связи с тем, что для этих территорий пока не удалось получить спорово-пыльцевые характеристики отложений, синхронных эпохам камня и бронзы, и по ним выполнить соответствующие палеоклиматические реконструкции, представляется интересным сделать это путем применения метода географических аналогий, основанного на существующих закономерностях ландшафтной зональности. Как было показано, объективные археологические данные свидетельствуют о том, что на Устюрте, Мангышлаке и в горах Мангыстау в VII—II тысячелетие до н.э. проживали крупные по численности группы первобытных охотников и собирателей. Они должны были быть обеспечены во-первых, круглогодичными источниками воды, причем расположенными достаточно часто по всей площади этих обжитых тогда территорий (так как кремневый инвентарь встречается повсеместно), и, во-вторых, здесь должны были существовать определенные ассоциации травянистых растений, служивших и объектом их сбора и пищей для животных, на которых человек охотился. Природные условия, которые хоть в минимальной степени могли бы соответствовать перечисленным требованиям, а именно ландшафты с обычно круглогодично сохраняющимися, хотя и редкими, но пресными озерами, родниками, системой малых водотоков и дерновинно-злаковыми участками степи в настоящее время расположены на контакте южных и северных полупустынь не ближе 500 км к северу и в 400 км к западу от рассматриваемых районов. Можно предположить, что в голоцене вплоть до эпохи бронзы аналогичные обводненность и растительные комплексы распространялись и здесь, причем это происходило дифференцированно: большее количество воды и лучшие корма концентрировались на геоморфологически оптимальных участках — во впадинах Устюрта, в долинах гор Мангыстау и вдоль уступов чинков, в местах активной разгрузки грунтовых вод. Именно такую картину геоморфологической приуроченности стоянок древнего человека и дали наши исследования. Если обратиться к методу актуализма, то, сопоставляя между собой карты современной растительности и климатические, можно получить некоторые общие характеристики климата среднего голоцена (VII—III тысячелетие до н.э.) для рассматриваемой территории (табл. 8). Однако следует иметь в виду, что ландшафтные зоны с определенными растительными ассоциациями (если полагать, что злаково-полынные и полынные злаково-дерновинные степи замещали нынешние полынные и солянковыи пустыни Устюрта и Мангышлака) могли смещать-

¹ Чинки — высокие, от десятков до 300—350 м, уступы, обрамляющие плато Устюрт и его отторженцы. Из-за крутизны склонов проходимы только в редких местах, иногда удаленных одно от другого на десятки и до сотен километров.

Таблица 8

Растительность и климат Арало-Каспийского водораздела в VI и на рубеже IV—III тысячелетия до н.э. и в районах — его современных аналогах*

Характеристика климата	Северный аналог — бассейны верхнего и среднего течения рек Эмбы и Сагиза		Западный аналог — районы вдоль 45° в.д. между Волгоградом и Элистой		Арало-Каспийский водораздел			
					абсолютные показатели		отличие от районов-аналогов (по средним значениям)	
	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее	интервал	среднее
Температура							Выше на	
январь	-15÷-13	-14	-10÷-6	-8	-12÷-2	-6	8÷2	5
июль	+24÷+25	+24,5	+24÷+25	+24,5	+26÷+29	+27,5	Ниже на	
							3÷3	3
Число дней в году со средней температурой выше 0°	<u>230</u>	235	250	260	250	275	45÷15	30
	240		<u>270</u>		300			
Осадки мм/год	<u>150</u>	175	250	275	75	125	50—150	100
	200		<u>300</u>		175			
Число дней со снежным покровом	<u>70</u>	90	150	175	50	75	50—100	75
	110		<u>200</u>		100			

*Значения даны по "Климатическому атласу СССР", 1960, т. 1.

Примечание. Подчеркнуты крайние значения для районов-аналогов.

Господствующая современная растительность для Северного и Западного аналогов — степи полынно-дерновинно-злаковые и злаково-полынные. Для Арало-Каспийского водораздела — пустыни и солончковые пустыни.

В депрессиях рельефа и у воды: солончково-луговая, солончачовая и лугово-болотная растительность степей и пустынь.

ся в соответствии с общеизвестными законами циркуляции атмосферы в центральной Евразии по крайней мере двояко: либо полупустыни распространялись сюда с севера (их современный климатический аналог — районы в верхних и средних течениях рек Эмбы и Сагиза), либо с запада (их аналог — районы в зоне 45° в.д. на участке от Волгограда до Элисты). В табл. 8 даны климатические показатели, которые в настоящее время характерны для обоих, расположенных к северу и к западу от Устюрта и Мангышлака районов-аналогов, где современная растительность приближенно отвечает палеорастительности Арало-Каспийского водораздела в среднем голоцене.

По всей сумме имеющихся в нашем распоряжении датированных археологических памятников кремневая индустрия Арало-Каспийского водораздела практически угадала к началу II тысячелетия, а самые ранние обильные ее проявления пока датированы VII тысячелетием до н.э.

Исходя из изложенных ландшафтно-климатических аналогий (см.

табл. 8), в указанное время средние июльские температуры воздуха здесь были $+24,5^{\circ}$, т.е. на 3° ниже современных, а зимы были длительными (период с температурами выше 0° короче примерно на месяц). Средние январские температуры были ниже, чем сейчас, на $2-8^{\circ}$ (в среднем на 5°). Годовая сумма осадков превышала нынешнюю на $50-150$ мм, составляя в среднем $175-275$ мм/год. Это самые средние показатели, которые на обширных пространствах Устюрта, Мангышлака и в горах Мангыстау могли существенно варьировать, например более тепло и сухо должно было быть на юге и востоке, а на севере и западе, наоборот, более холодно и влажно.

Намечаются некоторые климатические флуктуации и во времени. Так, на южном берегу залива Кочак (район колодцев Читча), разделяющего полуострова Тюб-Караган и Бузачи, в зоне северо-западного замыкания хребта Мангыстау, расположены уникальные в своем роде мегалитические сооружения (рис. 16. Точка 4). Это обычно дугообразно вытянутые в плане участки с вертикально установленными человеком плитами известняка. Плиты достигают в высоту $1,6$ м, весом до сотен килограмм. Они протягиваются нередко на $50-150$ м при ширине до 30 м и обрамляют группу расположенных здесь каменных набросов курганов. Такого рода сооружения датируются эпохой бронзы, т.е. их возраст отвечает примерно III тысячелетию до н.э. или несколько моложе. С другой стороны, многочисленный подъемный кремневый инвентарь из района этих мегалитических сооружений, по определению В.Ф. Саркова, имеет возраст от VII до V тысячелетия до н.э., но не позднее. Материал IV тысячелетия до н.э. в пределах данного памятника не обнаружен, расположен он на крайнем северо-западе рассматриваемого региона. Близкая к указанной ситуация наблюдается также на востоке и юго-востоке плато Устюрт (см. рис. 16, точка 5). Археологами Каракалпакского филиала АН УзССР [Древняя и средневековая ..., 1978] собран кремневый инвентарь, датируемый от конца мезолита до эпохи бронзы включительно. Данные этих многолетних исследований суммированы в книге "Древняя и средневековая культура юго-восточного Устюрта" [1978]. Нами этот датированный кремневый материал статистически обработан (табл. 9, 10).

Из табл. 10 видно, что на 2 этапе существования кремневой индустрии — с конца VI по первую треть IV тысячелетия до н.э., а вероятнее всего, в V тысячелетии до н.э. — использование кремневых орудий резко сокращается, частота встречаемости инвентаря по сравнению с предыдущим и последующими этапами падают более чем в 2 раза, а по отходам их изготовления — в $4-5$ раз. Не исключено, что причина такого значительного сокращения использования орудий труда в это время на юго-востоке Устюрта, так же как и на северо-западе — на берегу залива Кочак в районе колодцев Читча, была вызвана одним явлением: длительным многовековым относительным иссушением климата. То, что эти события в районе колодцев Читча датируются несколько более ранним сроком (IV тысячелетие до н.э.), видимо, следует объяснять еще недостаточной точностью датировок кремневого инвентаря, исследованного здесь пока по относительно малому количеству экземпляров. В последний этап существования (см. табл. 10) кремневой индустрии на юго-востоке Устюрта максимальный ее расцвет (по числу инвентаря и особенно отходов) приходится на

Таблица 9

Частота встречаемости кремневого материала на юго-востоке Устьурта
(Каракалпакская АССР, шт.¹)

Время		Стоянка	№ скопления	Кремневый инвентарь	Отходы производства	Всего предметов			
относительное	абсолютное								
1	2	3	4	5	6	7			
III этап	Поздний неолит – энеолит Поздний подэтап (в)	Каракудук-1		8	44	52			
		Каракудук-2		7	9	16			
		Каракудук-3		8	7	15			
		Каракудук-4		14	5	19			
		Сумбетимер-2		20	208	228			
		Сумбетимер-3		8	390	398			
		Сумбетимер-4		63	1731	1794			
		Сумбетимер-5		3	371	374			
		Кыйсыкшинграу-1		32	197	229			
		Алан-1		170	631	801			
		Алан-2		4	54	58			
		Итого			337	3647	3984		
		Поздний неолит – энеолит Средний подэтап (б)	IV – начало II тысячелетия до н.э. 2-я половина III – I четверть II тысячелетия до н.э.	Актайлак-1	2	549	10348	10897	
				Актайлак-2		27	98	125	
				Актайлак-3		20	48	68	
	Сумбетимер-6				12	110	122		
	Сумбетимер-7				8	47	55		
	Кыйсыкшинграу-2			2	9	271	280		
	Келинберди				20	41	61		
	Йтасай-3				111	837	948		
	Итого					756	11800	12556	
	Поздний неолит – энеолит Ранний подэтап (а)			IV – первая половина III тысячелетия до н.э. последняя треть IV – начало II тысячелетия до н.э.	Косбулак-5		3	13	16
					Косбулак-6		3	—	3
					Чурук-5	1,2	30	154	184
					Чурук-6		19	59	78
					Чурук-8		97	540	637
					Чурук-9		33	126	159
		Сумбетимер-8			16	51	67		
		Алан-3			27	51	78		
		Жиес-1			12	73	85		
Итасай-2			31		93	124			
Актайлак-1		3	211		1135	1346			
Итого					482	2295	2777		
IV – начало II тысячелетия до н.э. Нерасчлененные на подэтапы		IV – начало II тысячелетия до н.э. Нерасчлененные на подэтапы	Косбулак-2			6	24	30	
			Косбулак-3			3	7	10	
			Косбулак-4			3	1	4	
	Актобе-2			63	403	466			
	Акчукур			78	402	480			
	Таниберген			17	21	38			
	Итасай-1				16	16			
	Чурук-3		1	8	23	31			
	Итого				188	897	1085		
	Всего за поздний неолит – энеолит (III этап)				1763	18639	20402		

Таблица 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
II этап	Конец раннего неолита – развитой неолит	Актайлак-1	4	21	147	168
		Актайлак	5	247	1097	1344
		Актобе		84	223	307
		Косхатын		42	282	324
		Чурук-2	3	118	463	581
		Кыйсыкшивыграу-2	1	178	1092	1270
		Итого за II этап		690	3304	3994
I этап	Конец мезолита – ранний неолит	Актайлак-1	1	1280	12452	13732
		Чурук-2	1,2	37	172	209
		Чурук-7		68	245	313
		Чурук-3	2	24	60	84
		Сулама		13	31	44
		Сумбетимер		55	208	263
		Итого за I этап		1477	13168	14645
		Всего		3930	35111	39041

³ Составил С.И. Варушенко по данным Е. Бижанова "Древняя и средневековая культура юго-восточного Устьюрта" [1978, с. 18–78].

Таблица 10

Частота встречаемости кремневого материала (шт.)

на мезолитических-энеолитических стоянках каракалпакской части Устьюрта, относимых к различным этапам развития материальных культур

Характеристика	Тысячелетия до н.э.				
	VI	V	IV	III	II
Этапы	1-й: конец мезолита (?) – ранний неолит		3-й: поздний неолит – энеолит		
	2-й: конец раннего неолита – развитой неолит		подэтап 1	подэтап 2	подэтап 3
				около 3300 лет до н.э.	около 2500 лет н.э.
Дата и примерная длительность в годах	VI – начало – половина V тысячелетия до н.э.; 1300 лет		IV–III – начало II тысячелетия до н.э.		
				2200 лет 800 лет	
Количество единиц найденного и датированного инвентаря	1477		1763		337
			690	482	756
Отходы кремневой индустрии, шт.	13168		18639		3647
			3304	2295	11800

рубеж IV—III (последняя треть IV — первая половина III) тысячелетий до н.э.

Изучение показало, что памятников относящихся ко II тысячелетию и самому началу I тысячелетия до н.э. на рассматриваемой территории чрезвычайно мало (рис. 17). Особенно это касается середины и конца II тысячелетия до н.э., хотя к этому времени люди на прилегающих территориях давно перешли от присваивающего к производящему хозяйству, в том числе к кочевому и полукочевому скотоводству. Можно полагать, что на протяжении этого длительного многовекового периода здесь либо существовали такие формы и орудия ведения хозяйства, а также виды погребений, следы которых очень плохо сохраняются и пока не обнаружены или, вероятнее всего эти обширные территории весьма слабо использовались из-за их безводности. Представленный график колебания увлажненности (см. рис. 17) для данного отрезка времени построен исходя из второго предположения.

Следующая группа памятников принадлежит ранним кочевникам, которые, судя по погребальным обрядам, керамике, относились к сарматам и ранним сарматам. Как показали раскопки в Каракалпакской части Устюрта [Древняя и средневековая культура..., 1978], интенсивно использовались сезонные пастбища в V—II вв. до н.э. Это же подтверждают и работы 1981 г., выполненные на Мангышлаке объединенной группой археологов и геоморфологов с участием местных краеведов. Здесь, на окраине г. Шевченко вскрыт савроматский могильник. По обнаруженному жертвеннику он твердо датируется VI в. до н.э.

С I в. до н.э. и вплоть до VI в. н.э. количество памятников опять резко сокращается. Исключение составляют могильники Дуана и Каскажол. Первый расположен на восточном чинке Устюрта у одноименного мыса, выступающего над Аральским морем, на самой северной границе Каракалпакской АССР (рис. 16, точка 9) и находился на пути, который связывал Хорезм с Приуральем. По характеру погребального обряда это захоронение датируется II—IV вв. н.э. [Древняя и средневековая культура..., 1979]. Если могильник Дуана расположен в среднем посередине 500—600-километрового караванного пути от устья Амударьи (Хорезма) до южного Приуралья, то второй курганный могильник Каскажол находится в начале этого пути, у одноименного подъема на Чинок Устюрта в низовьях Амударьи, и в нем преобладают погребения в сосудах-оссуариях, характерных для жителей Хорезма II—IV вв. и даже VII—VIII вв. [Древняя и средневековая культура, 1978]. Исходя из того, что даже детальное обследование каракалпакской части Устюрта не дало сколько-нибудь значительных археологических находок, датированных рубежом и началом I тысячелетия н.э., на графике увлажненности (см. рис. 17) показываем период с I в. до н.э. как предельно сухой, аналогичный современному.

С VII в. н.э. в центральных районах Устюрта, на его восточных и юго-восточных окраинах, а также в горах Мангыстау и во внутренних районах Мангышлака начинают возникать крупные сооружения различного назначения из камня и сырцового кирпича. Так, VII—VIII вв. датируется культовая, а возможно культово-погребальная постройка (18×18 м), находящаяся на востоке сора Барсакельмес в центре Устюрта. Это строение из

камня и сырцового кирпича, именуемое по более позднему казахскому кладбищу "Сумбетимерлан-Куркреук" (см. рис. 16, точка 17), расположено у крупного карстового провала.

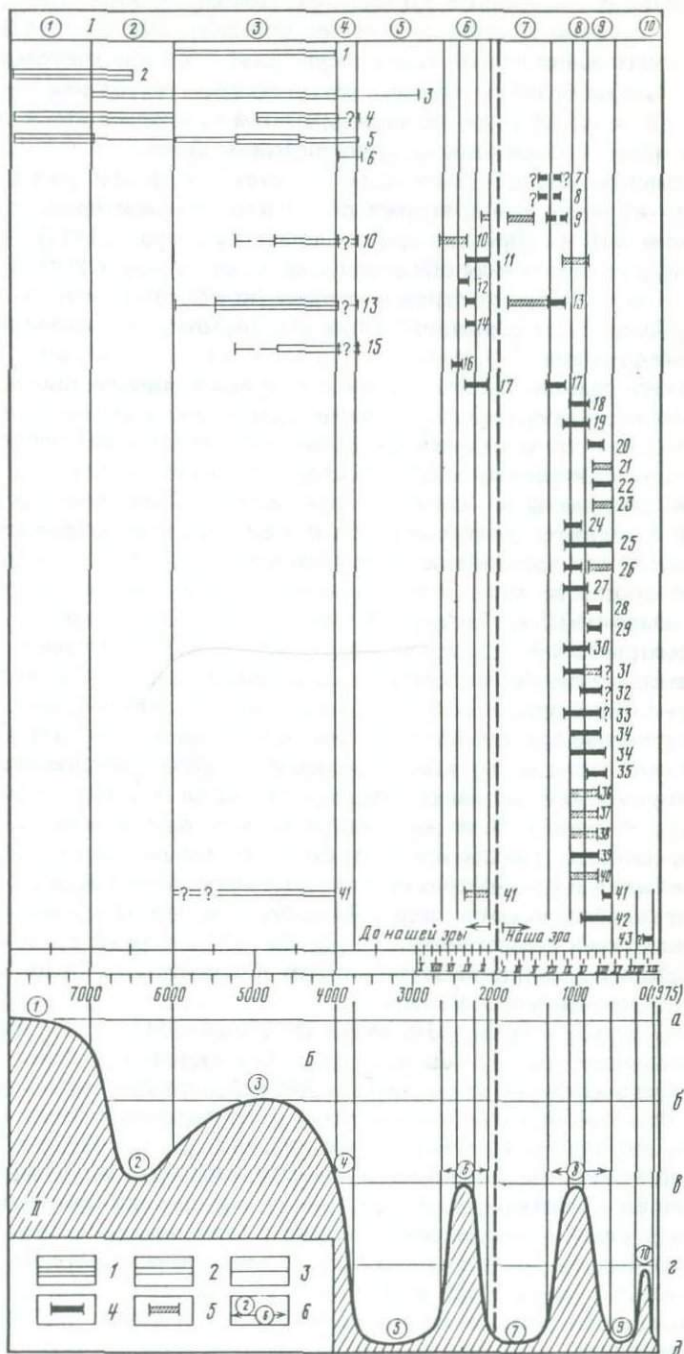
Примерно к этому же времени относятся и многочисленные, использовавшиеся, видимо, для массовых облав и забоя диких животных сооружения, названные первооткрывателями-археологами Каракалпакской АССР [Древняя и средневековая культура..., 1978] "стреловидными планировками". Системы таких планировок были описаны в районе северной границы Каракалпакии, где они располагаются дугообразно от чинка Устюрта над Аральским морем и далее на северо-запад в сторону песков Матайкум (см. рис. 16, объект 8). Эти сооружения расположены в 1–1,2 км одно от другого и прослежены более чем на 40 км. В настоящее время они представляют систему зашлывших рвов и оконтуривающих их невысоких, уплощенных валов (высотой до 1 м, шириной несколько метров). В плане каждая форма образует удлинённую, овальную фигуру шириной около 500 м и длиной 800–900 м. В северной части каждая из фигур имеет вогнутость, где эти рвы и валы разомкнуты и как бы образуют ворота, открытые для загона животных внутрь системы. Там же на севере, справа и слева от этого прохода в местах, где контур овала преломляется внутрь (в сторону прохода) рвы и валы образуют своеобразные треугольные

Рис. 17. Археологические памятники и изменение увлажнённости Арало-Каспийского водораздела.

А — время создания или функционирования памятников. Для эпохи камня и бронзы: 1 — исключительное обилие следов человеческой деятельности (по частой встречаемости кремневого материала); 2 — то же, но умеренное количество; 3 — то же, но отдельные следы деятельности человека. Для эпохи ранних кочевников и позднее: 4 — время сооружения или функционирования памятника, установлено достоверно; 5 — то же, но недостаточно достоверно; 6 — номера этапов по табл. 13. Б — график изменения увлажнённости: а — влажно: злаково-полюнные и полные дерновинно-злаковые степи. Обилие пресных озер во впадинах и районах песчаных массивов, многочисленные источники грунтовых вод; б — умеренно влажно: злаково-полюнные и полные дерновинно-злаковые степи с участием полных и соляночных на опустыненных территориях; в районах песчаных массивов локально развиты пресные озера; многочисленные источники грунтовых вод; в — умеренно сухо: полные и соляночные пустыни с включениями степных и злаково-полюнных формаций в районах выходов грунтовых вод; источники вод в обрывах чинков, по бортам впадин и долин; в районах песчаных массивов редкие пресные озера; г — сухо: пустыни полные и соляночные, обычно малые, зависящие от многолетнего режима атмосферных осадков, дебиты источников грунтовых вод, расположенных в обрывах чинков и в долинах гор Мангыстау; пресные озера периодически возникают в районах песчаных массивов во влажные многолетья и сезоны; д — очень сухо

Арабские цифры — памятники и их характер. Стоянки: 1 — Кзыл-Аскер; 2 — Камыр; 3 — р-н Кзылкала; 4 — р-н колодцев Читча; 5 — Восточный Устюрт (Каракалпакская АССР); 6 — Кара-Богаз-Сульфат; "Стреловидные планировки": 7 — Западный чинк Устюрта; 8 — Восточный чинк Устюрта. Курганы, курганные группы, могильники: 9 — Дуана; 10 — Сулама; 11 — Косарма; 12 — Аджибай; 13 — Каскажол; 14 — Биркаллынингград; 15 — Каракудук; 16 — на окраине г. Шевченко. Городища, караван-сарай, крепостные укрепления: 17 — Сумбетимерлан-Куркреук; 18 — Куманлы-Ата; 19 — Гальгумбиз и Малая Айбугир-кала; 20 — Езбурун; 21 — Чурук; 22 — Белеули; 23 — Косбулак; 24 — Айбугир; 25 — Каскажол; 26 — Каладык; 27 — Томар-кала; 28 — Саксаулсай; 29 — Шибенды; 30 — Акчулак; 31 — Карамбет; 32 — Кияжол; 33 — Урга; 34 — Кустау; 35 — Курганча (Давлетгирей); 36 — мыс. Караган; 37 — р-н колодца Кызык; 38 — Шеркала; 39 — Кзылкала; 40 — долина р. Киянды; 41 — пески Сам (стоянки); 42 — время проживания туркмен во внутренних районах Мангышлака; 43 — высокая обводненность колодцев на Устюрте и Мангышлаке

A



значительно более мелкие загоны (со стороны в несколько десятков метров и с узким входом со стороны большого "накопителя") для отлавливаемых животных. В углах треугольника, в свою очередь, располагаются кольцеобразные обложенные плитами, углубления диаметром до 10 м. В эти углубления загонялись, а затем забивались животные, о чем говорят обнаруженные здесь их многочисленные кости.

По данным анализа материала из стоянки Дуана, расположенной на одном из таких валов, возраст последнего не может превышать конца VII—начала VIII в. [Древняя средневековая культура..., 1978]. Аналогичные по форме сооружения обнаружены на западном чинке Устюрта, в 400—500 км к юго-западу от описанных ранее, на северо-восточном и восточном бортах впадины Карынжарык (см. рис. 16, точка 7), расчлененных эрозионными формами.

Основное отличие этих планировок от приаральских состоит в большей особеннности сооружений, располагающихся, как правило, на мысах чинка, и в том, что если в первом случае валы лишь местами изнутри обложены плитами коренных пород, то ограды вновь открытых загонов почти целиком сооружены из плитняка, повсеместно обнажающегося на плато и вдоль его обрыва. Датировку этих крупнейших для Арало-Каспийского водораздела сооружений еще предстоит установить, а пока можно лишь условно соотнести их с приаральскими "планировками" и датировать VII — началом VIII в. Таким образом, 700 лет спустя после исчезновения на рассматриваемой территории многочисленных следов ранних кочевников, самые последние из которых датированы II в. до н.э., примерно в VII в. уже нашей эры на восточном и на западном (особенно труднодоступном со стороны Арала и Каспия) чинках Устюрта, а также в центральных районах этого плато (культовое строение впадины Барсакельмес), начинает возрождаться активная деятельность человека. Одновременно во многих, в том числе и во внутренних районах Арало-Каспийского водораздела, начинают появляться постоянные поселения, караван-сарай, сигнальные башни и т.д., материалы о которых могут быть полезны для палеореконструкций природной среды. На схеме (см. рис. 16) показано местоположение таких сооружений, а на рис. 17 — и время их существования. Эта категория памятников имеет возраст в основном от IX до XIV в. Их можно подразделить на три группы.

Первая группа (см. рис. 16, точки 18, 20, 24—35) — городища, башни и караван-сарай, расположенные вдоль юго-восточного чинка Устюрта, обращенного в сторону современной и древней дельты Амударьи и верховьев Узбоя. Их существование явно связано с сезонным использованием устюртских пастбищ и, кроме того, здесь проходил, с одной стороны, своеобразный естественный пограничный рубеж, разделяющий земли оседлых хорезмийцев и кочевников, а с другой — это была зона торговых контактов между ними. К настоящему времени в этом районе найдены остатки 24 сигнальных и наблюдательных башни, ряд караван-сараяв и несколько поселений IX — начала XIII в. В целом эти сооружения больше отвечают мирным, главным образом торговым, а не военным целям.

Вторая группа памятников — караван-сарай на плато Устюрт, обеспечивающие торговый путь из Хорезма в Северный Прикаспий с выходом в низовья рек Эмбы и Урала.

И наконец, третья — наименее изученная группа памятников — крепости, расположенные вдоль караванных путей из Хорезма на Мангышлак и п-в Тюб-Караган. В ходе работ были исследованы пять таких крепостей (см. рис. 16, точки 36–40). Четыре из них сооружены на труднодоступных скальных выступах плато. Они ограничены на большей части периметра неприступными обрывами, возвышающимися над прилегающими депрессиями рельефа на десятки и даже на 100–200 м. Естественных источников воды в их пределах не обнаружено. Вблизи одной крепости (см. рис. 16, точка 37) у подножия обрыва расположен высокий колодец и к нему в уступе прорублены ступени. В другом случае в крепости Шеркала (см. рис. 16, точка 38), согласно сведениям средневековых авторов, существовал очень глубокий, на десятки метров, колодец, который, кстати, позволил защитникам крепости долго обороняться от монголо-татарских войск в начале XIII в. [Костенко, Умирбаев, 1977]. В крепости у мыса Караган (см. рис. 16, точка 36) есть ступени, ведущие в долину, вероятно, к бывшему источнику вод и, кроме того, не исключено, что внутри этого сооружения мог быть и колодец, так как скальная поверхность, служившая ее основанием рассечена трещиной крупного (сотни метров протяженности) оползневого блока отседания. Ширина разрыва сплошности известняков, как показало аэровизуальное обследование, достигает в ряде мест нескольких метров. С поверхности этот разрыв представлен в виде неглубокого желоба (до 1 м глубиной), который маркирует заполненную рыхлым обломочным материалом трещину. В таких условиях можно ожидать конденсации атмосферных осадков и влаги или притока грунтовых вод в полости разрыва и их концентрации там, где будет соответствующий водоупор. Все это, а также рыхлость заполняющих трещину пород, позволяет предполагать, что здесь, возможно, было сооружение колодца или другого искусственного водозабора. Третья крепость находится на изолированном останце, возвышающемся более чем на 200 м над обширной и сухой долиной р. Киянды (см. рис. 16, точка 40). В пределах крепости или поблизости источников воды не обнаружено. Ближайшие современные колодцы с солоноватой водой, годной для водопоя скота, расположены в 4 и 7 км к северу и северо-востоку от нее в долине Киянды. Стены всех перечисленных крепостей сложены необработанными глыбами из местных развалов коренных пород. Их сохранившиеся участки не превышают высоты 2 м. Культурный слой в упомянутых крепостях очень незначителен. Анализ подъемного материала — обломков сероглиняной керамики хорезмийского облика, довольно уверенно датирует время функционирования крепости. Это X–XII вв.

Таким образом, господствующее положение крепостей над долинами, позволяющее на многие иногда на десятки километров контролировать караванные тропы, явная непригодность их для постоянного проживания значительного количества людей из-за дефицита воды (о чем, кстати, свидетельствует также отсутствие здесь культурных слоев); временной облик построенных стен (необработанность камня, отсутствие связывающих их материалов), высокое гипсометрическое положение и труднодоступность посещения их караванами для отдыха, — все это, вместе взятое, говорит о том, что данные сооружения могли служить лишь как укрытия вооруженных отрядов, выполняющих функции или охраны путей, или

контроля с целью сбора "пошлин" с проходящих караванов, или того и другого вместе. В нашу задачу не входит выяснение таких деталей. Но важно отметить тот факт, что эти крепости, возведенные вдоль, видимо, интенсивно использовавшихся караванных троп, проходивших через районы центрального Устюрта и внутреннего Мангышлака, функционировали в X—XII вв., когда здесь, можно полагать, водообеспечение и кормовые угодья были более благоприятными, чем ныне.

Перечень инженерных сооружений средних веков, обнаруженных в центральных, наиболее труднодоступных районах Арало-Каспийского водораздела (см. рис. 17), показывает, что наиболее активно они использовались кочевниками и транзитными караванами с VII в. (если считать, что "стреловидные планировки" на западном чинке, так же как и на восточном, правильно датированы), либо с X в., когда здесь была сооружена система крепостей, эксплуатировавшихся вплоть до начала XIII в., т.е. примерно до падения в 1220 г. Хорезмского государства под ударами Золотой Орды. В то же время сооружения, расположенные вдоль восточных и юго-восточных чинков Устюрта на границе с Хорезмийским оазисом, хотя и в значительно сокращенном числе, но продолжали существовать до XIV в. и в эпоху монголо-татарского господства [Древняя средневековая культура..., 1978]. После разрушительного похода Тимура через Устюрт в Поволжье в 1394—1395 гг. эти строения уже не восстанавливаются. Что послужило причиной этого? Вопрос до конца не ясен. Можно полагать, что отпала необходимость в них в связи с политическими событиями, но не исключено и то, что запустение торговых центров и караван-сараев было вызвано значительным сокращением контактов хорезмийцев с кочевниками, а связи с резким сокращением товарной продукции, поставляемой последними и миграцией значительной их части с Устюрта в районы с более благоприятными пастбищами.

Безусловно, при использовании археологических источников для реконструкции условий среды обитания, особенно в случаях, когда учитывается частота встречаемости памятников для различных периодов прошлого, ни в коем случае нельзя игнорировать социально-экономические условия их возникновения и гибели. Особенно это касается поздних эпох, когда у человечества возросли экономические возможности и оно во многом перестало зависеть от качества природной среды. В такой ситуации очень сложно отделить влияние социально-экономических факторов от факторов, связанных с условиями обитания человека. Тем не менее есть достаточно примеров, когда изменения климата и соответствующая перестройка ландшафтов весьма существенно сказались на уровне развития производительных сил общества даже в средневековье [Гумилев, 1980].

Что касается Хорезма, то, как известно, он испытывал максимальный за всю свою историю расцвет именно в рассматриваемую эпоху. Объединенное в 995 г. Мамун-ибн-Мухаммедом в единое государство, Хорезм при Мухаммеде II Ала-ад-Дине в 1200—1220 гг. расширил границы своего государства от Каспия до Гиндукуша, а на юге ему подчинялись территории Западного Ирана, Харасана, Афганистана, междуречье Амударьи и Сырдарьи [Всемирная история, 1957]. Вполне понятно, что такой могучей державе было под силу построить укрепления и караван-сарай на торговых путях через Устюрт и Мангышлак, выкопать глубокие колодцы и т.д.

Но, с другой стороны, факты говорят о довольно существенном отличии климата этих веков от современного. Все обследованные колодцы на центральном Устюрте и Мангышлаке, строительство которых было связано с сооружением крепостей и караван-сараяв (несколько колодцев у караван-сарая Белеули, наиболее крупный из них имеет глубину более 20 м), оказались сухими, хотя их осматривали во влажное и холодное лето 1978 г. (май–июнь). Но наиболее надежный материал о климатической обстановке рассматриваемого времени был получен в результате работ в крепости Кзылкала и на поселении при нем, которые расположены в одной из долин пересекающий хребет Мангыстау (см. рис. 16, № 39). Эта крепость резко отличается от описанных ранее. Она находится в депрессии рельефа, имеет почти строго квадратную в плане форму (около 100×110 м), в валах – остатках прежних стен – местами обнажаются обтесанные плиты. В районе крепости есть постоянно действующий пресный родник. Там же в долине, примерно в 3 км при аэровизуальных наблюдениях были обнаружены следы обработки земли (системы строго ориентированных борозд), а на поселении Кзылкала (внутри крепости строений нет) было закартировано более 100 строений и на окраине три изолированные печи по обжигу кирпича. Раскопки и исследование Л.Л. Галкина показали, что это поселение однослойно и существовало только с X по XII в. (возможно, начало XIII в.). Среди датированных изделий присутствует керамика хорезмийского происхождения, характерная для указанного периода (фляга, блюдо, части сосудов), плитки мергеля с огузским тамговым знаком. Последнее подтверждается сообщением средневековых авторов [Древняя средневековая культура..., 1978] о том, что среди кочевников Устюрта определенное место занимали племена этой группы. Встреченные на городище обожженные кирпичи местной выработки имеют размеры 23×22×4 см, а это соответствует размеру кирпичей, из которых сложен ряд строений X – начала XIII в. на восточном и юго-восточном Устюрте [Древняя средневековая культура..., 1978]. Среди подъемного материала присутствуют, кроме того, пряслице, кольцо от сбруи, поделки из рога и т.д. Таким образом, вся сумма данных говорит о том, что население здесь занималось сельским хозяйством, в том числе и земледелием, а также ремеслами, т.е. жило оседло. Можно предположить, что фундаментально сооруженные из обработанного камня стены крепости скорее всего служили наружной стеной караван-сарая или цитадели поселения, а основным убежищем при необходимости была крепость Шеркала. Она расположена в нескольких километрах от поселения на скальном выступе изолированной и неприступной горы.

На протяжении последних нескольких лет были изучены геоморфологическими, литологическими, археологическими и палеоботаническими методами с применением радиоуглеродных датировок три опорных разреза, расположенных на северо-востоке и востоке Каспийского моря. Это городище Актобе времен Золотой Орды на окраине г. Гурьева, средневековое (дозолотоордынское) поселение Кзылкала на севере Мангышлака и отложения Балханского сора восточнее Красноводска. При этом были получены следующие результаты.

Городище Актобе (иногда называется городище у пос. Тындык) у г. Гурьева существовало, по данным археологических раскопок, со второй чет-

верти XIII до конца XIV в. В отложениях, подстилающих (глубина от 85 до 155 см) и перекрывающих (верхние 0–15 см) культурный слой, содержатся сходные по составу спектры пыльцы растений, свидетельствующие о полупустынно-пустынных условиях их обитания. Злаков очень мало и все они дикорастущие. В культурном же слое XIII–XIV вв. от 15 до 85 см злаковые и маревые содержатся уже примерно в равных пропорциях (38 и 41%), причем среди злаковых около 1/10 составляют культурные виды (пшеница и, возможно, овес). Здесь же обнаружена пыльца липы, граба. Все это указывает на то, что во время существования поселения в районе господствовали более увлажненные, чем сейчас полупустынно-степные ландшафты. Об этом опосредованно также свидетельствуют находки бересты и дубовых досок в курганных захоронениях той же эпохи (XIV в.), расположенных в 175–225 км к северо-востоку от Гурьева у Камыш-Самарских разливов [Харузин, 1890]. Грунты, подстилающие культурный слой, значительно перемешаны, поэтому о нескольких веках, предшествовавших XIII в., судить по данному разрезу нельзя. Иначе говоря, отложения, примерно IX–XII вв., здесь разрушены и о климатических условиях этого отрезка времени мы сведений в данном случае не имеем.

Городище Кзылкала на севере Мангышлака, расположено в одной из долин южных отрогов хребта Мангыстау. Археологический материал датирует его XI (X?) – первой четвертью XIII в. До и после указанного времени постоянного поселения здесь не существовало. В окрестностях есть следы обрабатывавшихся в древности полей, при раскопках (руководитель Л.Л. Галкин) обнаружен серп. Из образцов, отобранных в нижней части культурного слоя (глубина 85–100 см), получена пыльца культурных злаков (около 6–5%) и древесных пород (5%): дуба, липы, вяза, лещины, лоха и др. Но если пыльца древесных пород могла быть занесена сюда ветром, то споры зеленых мхов и многоножковых папоротников, а также пыльца кипрейных по воздуху практически не переносится, а все они надежные индикаторы леса, так как произрастают, как правило совместно с древесными породами. Верхние 25 см отложений, перекрывающих культурный слой, содержат пыльцу, типичную для полупустынно-пустынных ландшафтов: господствуют ксерофиты, разнотравье однообразно, древесные и злаковые, также как споры мхов и папоротников, отсутствуют полностью. Таким образом, в XI (X?) – начале XIII в. на севере Мангышлака широко были развиты полупустынно-степные растительные ассоциации с отдельными, вероятно, небольшими лесными массивами, располагавшимися в затененных и обводненных межгорных урочищах.

Балханский сор восточнее г. Красноводска достаточно детально исследован геологами и географами. Он представляет собой нижнюю часть древней долины Узбоя, которая после прекращения существования этой реки в V в. до н. э. [Геология СССР, 1957] была ареной аккумуляции то континентальных, то озерно-лагунных или морских осадков. Наиболее необычная и примечательная особенность этого сора – распространение здесь на больших площадях торфов в пределах ныне безводной пустыни. Они прослеживаются более чем на 100 км от Красноводского залива вверх по Балханскому сору и занимают сотни квадратных километров. Средняя мощность около 30–50 см. Проводились исследования с целью их

использования как топлива для Красноводска. Таким образом, все свидетельствует не о случайном, а о климатическом предопределенном происхождении этого органогенного образования. Неоднократно делались попытки путем различного рода корреляций определить их возраст, и обычно датировали их эпохой бронзы или раннего железа (I тысячелетие до н. э.) [Рихтер, Самсонов, 1961]. Сейчас удалось выполнить радиоуглеродные определения в двух лабораториях: Института физики минералов АН УССР и Ленинградского госуниверситета. Оказалось, что возраст торфа — средние века. Шурф, из которого взяты образцы на анализы, был нами заложен в 75 км к востоку от Красноводска, в 2,4 км к юго-юго-востоку от переезда у ст. Белек. Торф расположен здесь на глубинах от 15 до 45 см. Его подстилают обильно насыщенные солью водоносные светло-серые глины и пески, типичные для данного района отложения, которые обычно формируются здесь в бессточных впадинах во время жарких и сухих эпох. Сам торф хорошо разложился в верхней части, в средней и нижней частях в нем во множестве сохранились листья, стебли и корни. Снизу вверх получены следующие даты его образования: 1300 ± 50 (КИ-1615), 1039 ± 100 (ЛУ-1354), 880 ± 94 (ЛУ-1355), 860 ± 40 (КИ-1614), 510 ± 40 (КИ-1613) лет назад. Если перевести эти даты в историческую шкалу времени (пробы отобраны в 1981 г.) и округлить до десятилетий, то получится, что торфообразование длилось как минимум с 720 по 1430 г., а как максимум с 640 по 1510 г. Суммируя сказанное, можно утверждать, что наиболее вероятное время отложения торфов — VIII–XIV (или вторая половина VII–XV) вв., но уже твердо — это IX–XI вв. (время совпадения дат обеих лабораторий). Анализ спор и пыльцы подтвердил высокую влажность климата в указанное время. Здесь сосуществовали лугово-степные, сухо-степные, водно-болотные и лесные растительные ассоциации. На присутствие последних указывают также споры сфагнумов, зеленых мхов, папоротников и пыльца рдеста.

Материалы истории и археологии не противоречат полученным данным об устойчивой и высокой увлажненности Западной Туркмении в рассматриваемое время [Лисицына, 1978; Кесь и др., 1980]. Между Каспийским морем (в 50–75 км от современного берега) и Туркмено-Хоросанскими горами, в 120–175 км к югу от долины Узбоя (если измерять по меридиану г. Небит-Даг), в средние века располагалась группа оазисов так называемого Дахистана. В хозяйственный оборот было вовлечено около 3000 км² земли, в том числе орошалось 1500 км², а проживало здесь до 180 тыс. человек. Сейчас в этих районах пустыня, с 2–3 мелкими поселками, где проживает несколько сотен жителей. А в средние века ирригационные сооружения обеспечивали водой поля пшеницы и ячменя, рисовые чеки, виноградники, бахчи, огороды. На каналах имелись многочисленные водяные мельницы, а широкие рвы с водой окружали некоторые города. Географически Дахистан расположен на территории Мисрианской и Чатской равнин, вода поступала сюда главным образом из нижнего течения рек Атрек и Сумбар. И несмотря на то что почти по всей протяженности этих рек из них забиралась вода, ее хватало на орошение и этого района. Орошение на этих равнинах впервые начали применять еще в конце II — начале I тысячелетия до н. э. Затем с VII в. до н. э. и до VII в. н. э. земли использовали скотоводы, однако небольшие земледельческие оазисы

существовали здесь и в эпоху античности (IV в. до н. э. — II в. н. э.). Последний этап развития орошаемого земледелия начинается в VIII в. (возможно, во второй половине VII). Городское и ирригационное строительство усиливается с IX в., а наивысший расцвет приходится на XII—XIV вв. Наличие или отсутствие ирригационных сооружений в аридных областях не может прямо свидетельствовать об уровне их увлажненности. В этом сказываются многие факторы: хозяйственный уклад, национальные традиции, уровень технического развития, общественно-социальные условия (мир, войны, политика руководящей верхушки общества) и т. д. Но тем не менее запасы речных вод также и ограничены и непостоянны во времени. И это не может не сказываться на размерах оазисов. В истории Дахистана есть в этом отношении ряд весьма примечательных особенностей. Как известно, монголо-татарское нашествие во всех районах Средней Азии и Казахстана привело к разрушению ирригационных сооружений. "В течение XIII в. здесь почти исчезли земледельческие оазисы и города, вся страна превратилась в степь" [Всемирная история, 1957, т. 3, с. 570]. Но в Дахистане, судя по данным археологических исследований, такого явления не произошло. Показательна в этом отношении статистика количества поселений, существовавших здесь в различные века [Кесь и др., 1980].

Век	Число населенных пунктов	Век	Число населенных пунктов
VI	До 5	XII	49
VII	До 5	XIII	47
VIII	5	XIV	48
IX	18	XV	6 (3 ?)
X	28	XVI	До 5
XI	28	XVII—XVIII	0

Из приведенных данных видно, что в XIII в. запустения оазисов не было. Мало того эти данные очень хорошо согласуются с материалами абсолютного возраста торфов, изученных в Балханском соре. Они, как уже было показано, начали формироваться в VII—VIII вв. и прекратили образовываться в XIV—XV вв. Высказывалось мнение, что территория Дахистана была заброшена из-за того, что в результате многовекового полива почвы засолились и стали непригодными для земледелия. Однако специально проведенные исследования [Кесь и др., 1980] показали, что почвы на довольно значительной части этих древних оазисов сохранили высокие качества и поныне. На рубеже XIV—XV вв. не было сколько-нибудь значительных социальных причин для перестройки хозяйственного уклада населения. Видимо, все-таки, основная причина ухода жителей из этих мест заключалась в отсутствии воды. На иссушение климата в XV в. и позднее также прямо указывает состав отложений из разреза, исследованного в Балханском соре. Здесь торф перекрывается несколькими сантиметрами пылевидных образований (мелкозернистыми алевролитами) золотого происхождения без какой-либо примеси органики. Выше следует слой морской ракушки, возраст которой может быть определен в пределах 1725 (± 5)—1815 (± 5) гг., потому что именно в это время, как показывает анализ морских карт XVIII—XIX вв., здесь был залив Каспия. После осушки этой территории в Балханском соре идет образование соленасыщенной глинистой корки, характерной для замкнутых понижений современных пустынь Туркмении.

Таблица 11

Осадки и температура в эпоху субпльвиала VIII–XIV вв. на северо-востоке Каспийского моря по данным спорово-пыльцевого анализа

Пункт отбора пробы	Широта (северная, округленно), град	Осадки, мм/год			Изменение среднегодовых температур по сравнению с современностью (приблизительно)
		Современные*	VIII–XIV вв.		
			прирост осадков	среднее	
г. Гурьев–городище Актобе	47	155	40	195	Незначительно меньше современной ($-0,5^{\circ}$) $-0,7^{\circ}$
Северный Мангышлак–городище Кзылкала	44	175	45	220	
г. Красноводск, 75 км к востоку, (торф)	40	105	160	265	$-2,6^{\circ}$

*Количество современных осадков приводится по "Климатическому атласу СССР" [1960].

Итак, вся сумма фактов свидетельствует о том, что было относительно влажно: в Северном Прикаспии (р-н г. Гурьева) – в XIII–XIV вв., на севере Мангышлака (горы Маныстау) – в XI–XII вв., на западе Туркмении (район г. Красноводска, пустыни юго-восточного Прикаспия) – в IX (возможно VII в.) – XIV вв. Отсутствие фактических данных (пока нет полных разрезов) не позволяет нам охарактеризовать весь интервал времени с VIII по XIV вв. для Северного Прикаспия и Мангышлака. Поэтому с уверенностью можно говорить только об указанных веках. Однако, судя по более многочисленным материалам, полученным для районов Западной Туркмении, полагаем, что весь Закаспий и Северо-Восточный Прикаспий в VIII–XIV вв. находились в более благоприятных климатических условиях, чем в предыдущие и последующие века нашей эры.

Довольно явно прослеживается тенденция увеличения уровня увлажненности с севера (полупустынно-степные ландшафты в районе г. Гурьева) на юг (отдельные лесные урочища и земледелие на севере Мангышлака; болота, древесная растительность в районе долины Узбоя).

Приведенные археологические и палеоландшафтные данные показали, что степень увлажненности во время субпльвиала средних веков возросла в Закаспии с севера на юг. Это подтвердили и палеоклиматические расчеты, выполненные Т.А. Абрамовой на основе анализа спор и пыльцы растений (табл. 11). Карты, характеризующие изменение годовых осадков в эпоху субпльвиала средних веков представлены на рис. 18.

Волго-Уральское междуречье. Об изменении увлажненности этого района в XV–XVIII вв. можно судить (и это делается многими исследователями) на основании периодического распространения здесь отдельных лесных массивов и разливов или осушения озер, что отражено на многих картах, составленных в указанную эпоху. Но тут возникают два вопроса. Первый –

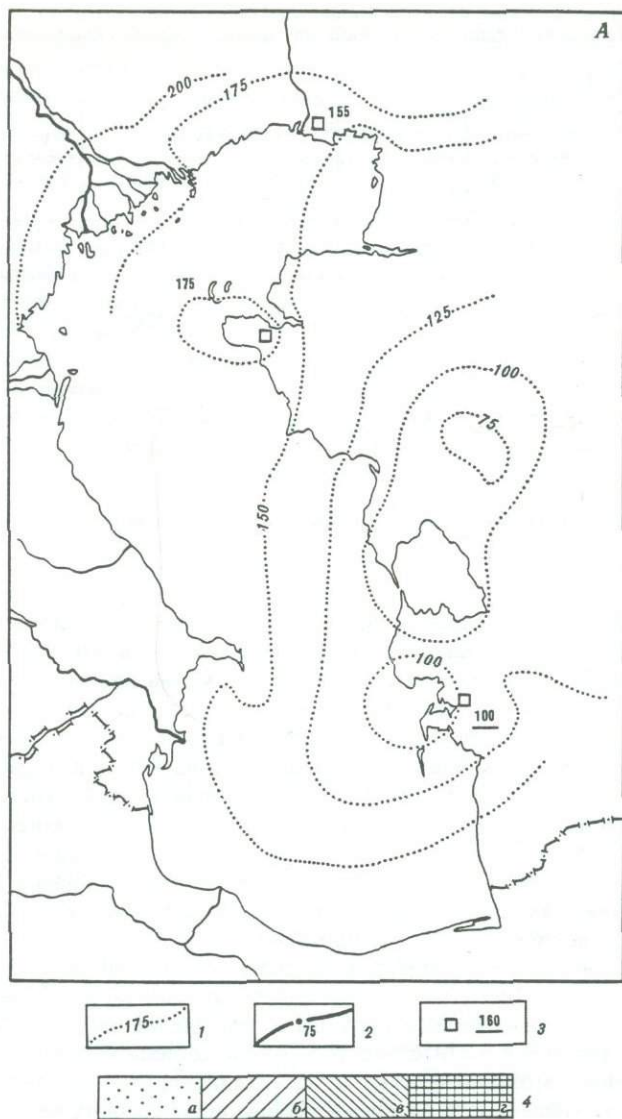
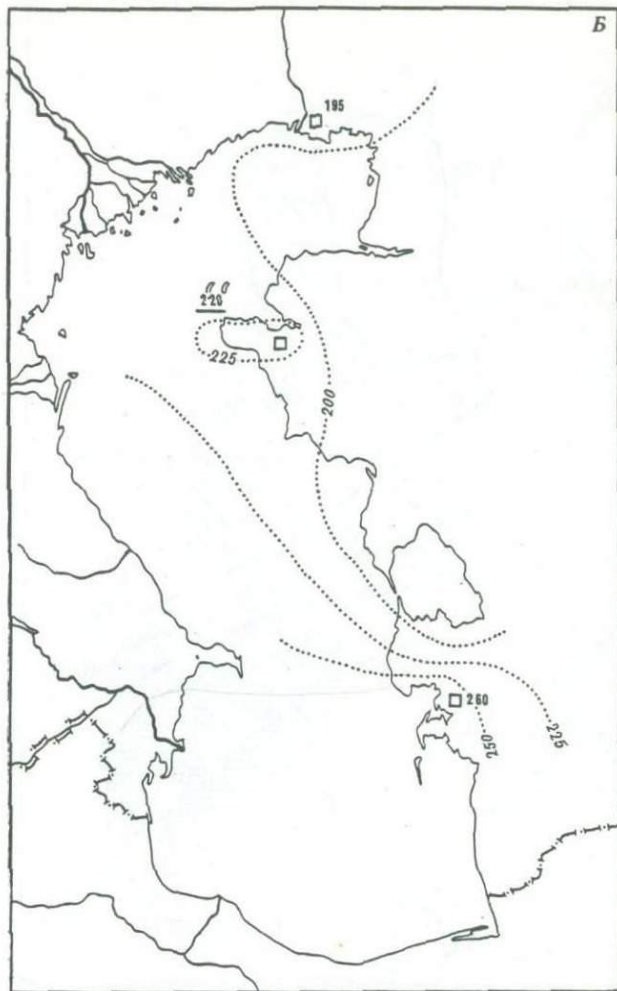


Рис. 18. Изменение величины осадков на северном и восточном побережьях Каспийского моря за последние 2000 лет:

A - в аридные эпохи (II-IV, XV-XVII, XX вв); *Б* - в субплювиальные эпохи (VIII-IX ?? X-XIV вв); *В* - увеличение суммы годовых осадков в субплювиальную эпоху по сравнению с современностью.

1 - линии равных величин осадков; 2 - линии равных величин прироста осадков; 3 - местоположение разрезов, для которых установлены по спорово-пыльцевым данным величины осадков; 4 - прирост осадков: *a* - от 0 до 50 мм/год, *б* - от 50 до 100 мм/год, *в* - от 100-150 мм/год, *г* - от 150 мм/год и выше



насколько достоверны и отвечают ли соответствующей эпохе сведения, показанные на картах? И второй — действительно ли отраженные карто-составителями увеличение или уменьшение площадей озер и лесных массивов вызвано устойчивыми изменениями климата? Особенно это касается древесной растительности, так как она в рассматриваемое время из-за нерегулируемого использования пастбищ Северного Прикаспия кочевниками временами могла уничтожаться. Карты, которые были составлены и опубликованы зарубежными авторами для XV — первого десятилетия XVIII вв. тщательно проанализированы Б.А. Рыбаковым [1974], который на основании сопоставления многочисленных фактов (изменения границ княжеств, государств, употребление "чертежей" земель при дипломатических переговорах и пр.) пришел к выводу, что большинство карт этой эпохи, кроме отдельных их частей, в основном касающихся западных райо-

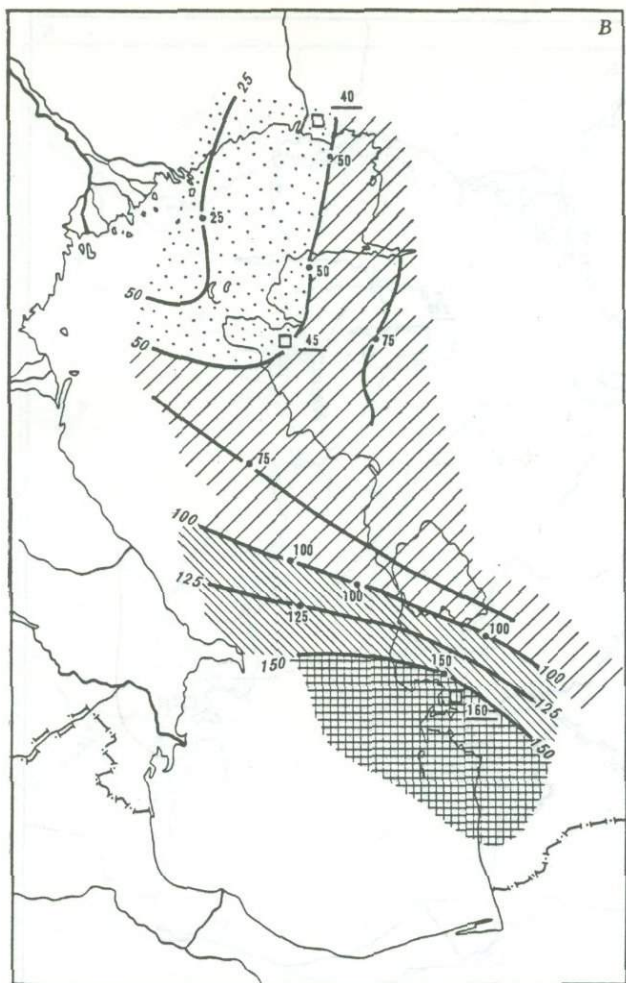


Рис. 18 (окончание)

нов, были построены на базе наших отечественных "чертежей" конца XV – первой четверти XVI в. как "локальных", так и сводных: "Старого чертежа 1497 г." (условное название) или "Нового чертежа Московского государства", составленного в 1523 г. или около этого времени [Рыбаков, 1974, с. 109]. Сюда относятся карты Фра-Мавро (Мауро) 1459 г., М. Валдземюллера 1516 г., Б. Аньезе, 1550 г., А. Вида составлена в 1542 г., опубликована в 1555 г., С. Герберштейна 1546 г., С. Мюнстера и Д. Гастольди 1548 г., А. Дженкинсона, составлена в 1557–1560 гг., и опубликована в 1562 г., Г. Маркатора 1594 и 1595 гг., Г. Герритса 1613 г., Г. Сансона 1674 г. и Г. Делиля 1706 г. [Чекалин, 1889, Английские путешественники..., 1937; Рыбаков, 1947, 1974; Хенниг, 1963, Салищев, 1976; Атлас географических открытий в Сибири..., 1964; Vagrow, 1962, 1964].

Среди всех перечисленных составителей карт лишь С. Герберштейн и А. Дженкинсон лично были в России. Их географические описания достаточно точны, но представленные к публикации карты в очень значительной части, в том числе и в расстояниях между пунктами, где они сами путешествовали, часто не отвечают текстам описаний [Рыбаков, 1974]. Основу их карт составили русские чертежи. Для С. Герберштейна это были в основном источники 1523–1526 гг., для А. Дженкинсона — 1497 г. О том, насколько можно доверять картосоставительскому "искусству" этих путешественников, можно судить хотя бы по тому, что ни у одного из двух упомянутых авторов не показана Ахтуба (а именно данный район нас особенно интересует), хотя Дженкинсон, например, плавал по Нижней Волге четыре раза. Есть только одна карта в составлении которой, очень возможно, лично принимали какое-то участие итальянские купцы или сопровождавшие их лица. Эта карта Фра-Мавро 1459 г., но и в этом случае Б.А. Рыбаков [1974] оговаривает, что они хорошо знали лишь сектор от Черного моря (на юге), до р. Печоры (на севере) и были мало знакомы даже с нашим северо-западом. Таким образом, можно считать доказанным, что все рассмотренные и изданные за рубежом в XV–XVI вв. карты составлялись в подавляющей части на основе русских источников, с очень незначительной правкой их иностранными издателями.

Исключив явно компилятивные карты (иностраные сводки с иностранных оригиналов, составленных на основе русских чертежей) М. Вальдземюллера, С. Мюнстера, Д. Гастольди, другие карты были нами рассмотрены с таких позиций: а) какое примерно время отражено на карте, т. е. когда составлялись первичные "локальные чертежи"; б) насколько составители были знакомы с Нижним Поволжьем и показана ли на карте Ахтуба?; в) есть ли на карте леса и озера в междуречье Волги и Урала, что при действительном выполнении картирования может свидетельствовать об увеличении или уменьшении степени увлаженности. Если считать, что фиксация на карте Ахтубы свидетельствует об относительно хорошем знании составителями Волжско-Уральского региона, то наиболее надежными из них можно считать издания Фра-Мавро 1459 г., Делия 1706 г. и Герритса 1613 г.

Две первые карты, как показал Б.А. Рыбаков [1974], опираются на русские источники, датируемые от 1300 до 1440–1500 гг., т. е. на географические сведения примерно XIV — первой половины или всего XV в., а карта Герритса — на данные первой половины уже XVI в. Как курьез, иллюстрирующий древность первоисточника, например, можно привести такой факт. На карте, составленной в 1706 г. географом Гийомом Делилем, вдоль левого берега Ахтубы у группы озер имеется надпись "Золотая Орда", хотя последняя перестала существовать еще в 1395 г. Рассмотрение карт Фра-Мавро и Делия показывает, что в XIV — начале XV в., по всей вероятности, в междуречье Волги и Урала устойчиво существовали группы озер и местами древесная растительность. На карте Г. Герритса, так же как, впрочем, и А. Вида, А. Дженкинсона и Б. Аньезе, составленных по русским первоисточникам 1480–1560 гг., озера отсутствуют вовсе, а леса представлены лишь на двух картах (Дженкинсона и Вида). В связи с этим нужно указать, что из всех упомянутых карт только эти две последние построены в основном на базе "старого чертежа 1497 г.", а остальные — по более поздним источникам рубежа XV–XVI вв. и последующего 50-летия.

Если подвести итог сказанному и считать, что карты примерно отражают изменение физико-географической обстановки в междуречье Волги и Урала в XIV — начале XVI в., то окажется следующее.

XIV — первая половина XV в. — здесь существовали озера, местами лесные массивы (относительно надежные сведения получены по картам Фра-Мавро и Делиля) и было достаточно влажно.

Вторая половина XV в. — озера пересохли, лесные массивы сохранились (неуверенные сведения по картам Вида, Дженкинсона) — было сухо.

Первая половина XVI в. — озера и леса отсутствуют (относительно надежные сведения Герритса, менее надежные — Аньезе) — было очень сухо.

О сухом климате Нижнего Поволжья в начале второй половины XVI в. пишет Дженкинсон, который спускался по Волге в 1558 г. (не следует путать — карта этого автора отражает природу примерно 1480–1540 гг., [Рыбаков, 1974]: "...отъехав от Переволоки (район современного Волгограда. — *Примеч. автора*) и плывя среди пустыни, простирающейся с обеих сторон, мы... 14 июля, пройдя мимо старого замка, где была старая Астрахань... пришли к новой Астрахани... Город Астрахань стоит на острове... Остров очень беден, без лесов и пастбищ и земля не родит здесь хлеба..." [Английские путешественники..., 1937, с. 171]. Характеристику природы на этом отрезке долины Волги Дженкинсон нигде в записках о своих последующих путешествиях через данный район Прикаспия не изменяет, а он проезжал здесь также весной 1559 г. и в июне 1562 г., и даже жил в Астрахани с 30 апреля по 10 июня 1563 г., после чего проехал по Волге вверх до Оки. Таким образом, можно полагать, что сухость климата, о которой свидетельствуют описания Дженкинсона, не случайна, и не связана с одним засушливым годом, а характерна по крайней мере для нескольких лет начала второй половины XVI в. (с 1558 г. по 1563 г.).

О ландшафтной обстановке второй половины XVI в., хотя и условно, но все-таки можно судить по материалам Большого чертежа, созданного в 1590 году [Рыбаков, 1974]. Сам чертеж погиб при пожаре 1627 г., но его описание сохранилось. Так, в "Книге Большому Чертежу [1950] упоминается, что леса в тот период сохранились лишь на самом севере Северного Прикаспия у Общего Сырта. В то же время об обширных Камыш-Самарских разливах или других крупных пресных озерах междуречья Волги—Урала не упоминается. В связи с тем что Большой Чертеж был серьезнейшим государственным картографическим документом своей эпохи, можно доверять тому, что он достаточно достоверно отображал природную среду того времени. Исходя из этого, видно, можно признать, что, по всей вероятности, **вторая половина XVI в.** была в Северном Прикаспии очень сухой, пресные озера, как и сейчас, не были здесь широко распространены. То же можно сказать и о лесах.

XVII в., для которого были характерны бурные социальные события, не оставил нам сколько-нибудь достоверных сведений о Северном Прикаспии. Можно только предположить, что во второй половине XVII в. было умеренно влажно, так как леса имелись только в районе Сыртов, а в низовьях Узеней показаны три соединенных протоками озера. На это указывает карта С. Ремизова 1701 г. [Лебедев, 1949], которая очень схематична, на ней не показаны, например, даже Рын-Пески, а поэтому составитель не мог знать о расположенных там лесах, если они и были.

Значительно более надежные сведения об изменении ландшафтной обстановки на Волго-Уральском междуречье имеются для **второй половины XVIII–XIX вв.** Эти материалы – в основном многочисленные архивные карты и описания – весьма тщательно были собраны и проанализированы Л.Г. Динесманом [1960]. Их них следует.

а) Если судить по увеличению или сокращению площади Камыш-Самарских озер в устье рек Большой и Малый Узень и по Пресному озеру, расположенному в районе оз. Эльтон, история которых исследована на основании их 17 картографических изображений или описаний разных лет, то окажется, что увлажненность региона с **1750 по 1800 г.** постепенно возрасла от низкой к максимально высокой; с **1800 по 1835 г.** увлажненность имела максимально высокий за последние 200 с лишним лет уровень; с **1835 по 1925 г.** уровень увлажненности падал примерно до современного очень низкого состояния. На общем фоне около 1840 г. произошел локальный относительно глубокий спад, но он все-таки не достигал нынешней сухости;

б) Степень залесенности территории Северного Прикаспия за последние примерно 250 лет не связана с изменением увлажненности, а зависит от способа ведения сельского хозяйства;

в) Исходя из архивных и литературных данных о колебаниях уровня грунтовых вод в Рын-Песках и в колодцах, расположенных на северо-западе Прикаспия, вблизи озер Эльтон и Булухта (бывшее Горькое), можно считать, что "климатические изменения, видимо, не отразились на глубине залегания грунтовых вод, уровень которых со второй половины XVIII и до начала XX в. колебался в пределах, известных для современных периодов повышенного и пониженного увлажнения" [Динесман, 1960, с. 57].

Таким образом, сопоставление качества и физико-географической нагрузки карт и контроль этих данных, по свидетельствам очевидцев зафиксированных в архивах об обводненности колодцев и ландшафтных перестройках, позволяет утверждать следующее: а) изменение природной среды с XV по XIX в. отражено в картографических материалах, причем наиболее полно, для второй половины XVIII – всего XIX в., относительно неплохо для XIV – почти всего XVI в. и нет уверенности в данных самого конца XVI – первой половины XVII в. и первой половины XVIII в. б) Наиболее надежные сведения об общем ходе изменения увлажненности Волго-Уральского междуречья дает анализ водности озер по картам (изменения их конфигураций, площадей и т. д.), в то время как присутствие или исчезновение растительности часто, а особенно в последние века можно рассматривать как следствие хозяйственной деятельности человека. в) Если судить по наличию озер, то в этих районах уровень увлажненности изменялся следующим образом.

Период	Увлажненность
XIV – первая половина XV в.	Очень (?) высокая
Вторая половина XV в.	Низкая
XVI в.	Очень (?) низкая
Первая половина XVII в.	?
Вторая половина XVII в.	Высокая (?)
Первая половина XVIII в.	?
Около 1750–1785	Низкая, умеренная

Период	Увлажненность
1800–1835	Очень высокая
1836–1910	Низкая, умеренная
1920–1960	Очень низкая

Составленные Л.Г. Динесманом [1960] по архивным и опубликованным данным сводки чередования влажных и засушливых лет с 1752 по 1951 г. и анализ их связи с осадкой соли в озере Эльтон и с инструментальными наблюдениями за атмосферными осадками в 1924–1950 гг. позволили указанному автору утверждать, что "в конце XVIII – в начале XIX в. годовая сумма осадков в исключительно влажные, нормальные и засушливые годы выразалась величинами того же порядка, как и в 1914–1951 гг. Основное отличие климатических условий того времени сводится к большому количеству нормальных годов и к редкой повторяемости засух" [Динесман, 1960, с. 52]. Причем это приводило лишь к сохранению высокой заозеренности при довольно стабильном уровне грунтовых вод. Указанные обстоятельства позволяют предполагать, что пик высокой увлажненности в первой трети XVIII в. можно считать максимальным лишь условно, только для рассматриваемых XV–XIX вв.

Арало-Каспийский водораздел. В литературе имеется довольно ограниченное число сведений путешественников, пересекавших Арало-Каспийский водораздел в XV–XVI вв. и значительно больше – для более поздних лет. Здесь прошли и составили описания Дженкинсон А. в 1558–1559 гг., Гербер в 1732 г., Рукавкин в 1753 г., Рычков П.И. в середине XVIII в., Берг Ф.Ф. и Левшин А. в начале XIX в., а Вомякин Н. и Небольсин П.И. в середине XIX в. Кроме того, в первой половине XIX в. был составлен ряд детальных маршрутных карт и описаний территорий, разделяющих Каспийское и Аральское моря (обзоры этих материалов даны Федчиной [1967, 1980], Яншиным и Гольдбергом [1963] и др.). Эти материалы указывают на явно относительно более высокую, чем сейчас, увлажненность этого региона в XIX в., а возможно и раньше – в XVIII в. (обилие годных для питья колодцев, источников и даже сезонных пресных озер). Данные же для XV–XVII вв. такой уверенности не дают. Скорее эта эпоха была сухой. А. Дженкинсон, который пересек Арало-Каспийский водораздел дважды (от Мангышлака до южных чинков Устюрта) с 14 сентября по 5 октября 1558 г. и обратно, со 2 по 23 апреля 1559 г. (отметим – осенью и зимой, т. е. в относительно прохладные сезоны) написал на составленной им карте на месте Мангышлака и Устюрта: "От Мангышлака до Селизюра они совершают путь 20 дней; на пути нет никаких обиталищ и большой недостаток в воде... Пройдя 20 дней по пустыне от самого берега моря (судя по описаниям, от залива Кочак, отделяющего п-в Тюб-Караган от п-ва Бузачи, – *Примеч. автора*), не видя ни городов, ни жилищ... мы не находили другой воды, кроме той, которую добывали в старинных глубоких колодцах, солоноватую и совсем соленую, а иногда дня по два, по три оставались без такой воды... 5 октября мы подошли к заливу..., где нашли пресную воду" [Английские путешественники..., 1937 г., с. 176, с. 192–193 и с. 387].

Этим заливом могло быть только Сарыкамышское озеро, так как здесь они встретили туркменов и путь от этого места до крепости Селизюр (так

Таблица 12

Колебания увлажненности Волго-Уральского междуречья и Арало-Каспийского водораздела за последние 2700 лет

Век	Междуречье Волги и Урала	Арало-Кас- пийский во- дораздел	Балханский сор у г. Красно- водска	Западная Туркмения (Дахистан)	Наиболее достоверно установленные эпохи синхронного измене- ния увлажненности
1	2	3	4	5	6
До нашей эры					
VII	+?			:	
	+?			:	
VI	+?			:	
	+?			:	
V	++	++		:	
	++	++		:	
IV	++	++		+?	+?
	++	++		+?	+?
III	++	++		+?	+?
	++	++		+?	+?
II	++	++		+?	+?
	++	++		+?	+?
I	++	:		+?	
	++	:		+?	
Наша эра					
I		:		+?	
		:		+?	
II		:		+?	
		:		+?	
III		:		:	:
		:		:	:
IV		:		:	:
V	++	:		:	:
	++	:		:	:
VI	:	:	:	:	:
	:	:	:	:	:
VII			:	:	
			:	:	
VIII			+?	+?	
			++	+	+?
IX			+++	++	+?
			+++	++	+
X		+?	+++	++	+
		+	+++	++	+
XI		++	+++	++	++
		++	+++	++	++
XII		++	++	+++	++
		++	++	+++	++
XIII	++	++	++	+++	++

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6
XIII	++	+	++	+++	++
XIV	++	+	++	+++	++
XV	++	:?	+?	+	++
XVI	:	:	:	:	:
XVII	+	:	:	:	:
XVIII	++	:?	M	:	:
XIX	+	+	P	:	:
	++	++	E	:	:
	+	++	:	:	:

П р и м е ч а н и я. +++ — Увлажненность максимальная за весь период, ++, +? — Увлажненность относительно умеренная или ее степень не установлена, + — увлажненность несколько выше современной, : — Очень сухо, увлажненность близка к современной.

А. Дженкинсон называет крепость Шейсур) занял всего 3 дня. Из приведенных текстов видно, что интересующая нас территория в середине XVI в. была безводна до такой степени, что даже глубокие колодцы, вырытые в предыдущие эпохи, оказались засоленными, а вдоль караванных путей уже не существовало крепостей и караван-сараев, функционировавших в X—XII вв. Более уверенные сведения, на наш взгляд, об этом периоде опять представляет археология. С.П. Поляков [1973], тщательно обследовав большое число туркменских погребений на Мангышлаке, пришел к выводу, что поселившись здесь в XI в., они кочевали повсюду вплоть до XIV в. Затем были практически заброшены полностью все центральные районы полуострова, как он считает, из-за иссушения колодцев. В XV—XVII вв. следы этих племен найдены лишь на побережье Каспия.

Основываясь на этих фактах, видимо, можно считать, что, начиная с XV в. (включительно) на Арало-Каспийском водоразделе существовали климатические условия, близкие к современным, и исключение составляет, возможно, лишь конец XVIII и весь XIX в. В пользу последнего утверждения говорят, в частности, сведения о том, что относительно недавно в некоторых местах Мангышлака жители занимались огородничеством и сеяли зерновые, используя для полива грунтовые воды, более обильные в ту пору [Костенко, Умирбаев, 1977].

О том, что по крайней мере в конце 60-х — начале 70-х годов XIX в. на преобладающей части рассматриваемой территории было значительно влажнее, чем сейчас, или чем в середине XVI в. во время путешествия А. Дженкинсона, говорит описание пути от п-ва Тюб-Караган до пос. Айбугира на южном чинке Устюрта, выполненное Н. Вомякиным [1873]. Его маршрут примерно совпадал с путем А. Дженкинсона. Он также огибал с юго-запада впадину Барсакельмес, т.е. проходил по самым удаленным от морей и чинков районам, но какие резительные перемены произошли

в обеспечении водой этих путников! Н. Вомякин [1873] описал 16 пунктов с колодцами, через которые проходил его маршрут. Из них, по выражению автора, только в одном месте вода была "очень плохая" и в двух "солонатовая" и "горьковато-соленая", а в остальных "очень хорошая". Причем в большинстве пунктов колодцев было от 5 до 10. Всего же в маршруте учтено около 110 колодцев, из них 4/5 имело хорошую пресную воду. Изложенные сведения о колебании увлажненности в Закаспии и Северном Прикаспии за 2700 лет суммированы в табл. 12.

2.5. ОБЩАЯ ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА АРАЛО-КАСПИЙСКОГО ВОДРАЗДЕЛА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 9000 ЛЕТ

Совместное изучение археологических, геоморфологических, ботанических, климатических (поиск современных аналогов), гидрологических и исторических (литературных) данных позволяет при нынешнем уровне знаний качественно и частично (очень приближенно) количественно оценить ход изменения увлажненности на территории Арало-Каспийского водораздела в голоцене начиная с VII тысячелетия до н.э. Такого рода сведения содержатся в табл. 13.

При составлении табл. 13, рис. 19, кроме изложенных материалов, были сделаны следующие допущения. В IV—III вв. до н.э. увлажненность здесь была ниже, чем в VII—VI вв. до н.э. Это предположение исходит из того факта, что число обнаруженных единиц кремневого инвентаря и отходов этой индустрии в позднейший из указанных интервалов времени лишь ненамного превосходит более ранний интервал (см. табл. 10), хотя можно было бы ожидать значительного роста их числа в связи с общим увеличением населения за многие века, разделяющие эти эпохи. Но такого роста, судя по выполненным статистическим выкладкам, не было и не исключено, что причина такого явления — относительное ухудшение природных условий на Устурте. Второе допущение при составлении упомянутых графиков и таблицы заключается в том, что уровень увлажненности и другие данные о климате для V—IV вв. до н.э. (в связи с отсутствием иных сведений, кроме археолого-геоморфологических и гидрологических палеосопоставлений) приравниваются условно к аналогичным показателям X — начала XI в., установленным с использованием палинологических определений. Третье допущение состоит в следующем. Считалось, что в эпохи (XVII—VIII вв. до н.э., I в. до н.э. — VI в. н.э. и XV — первой половины XVIII в.) климат был близок к современному. И наконец, четвертое допущение: данные о температурах июля и годовых осадках для второй половины XVIII — XIX вв. даны, как средние, от данных за X — первую половину XI в. и современных инструментальных наблюдений.

Поздний голоцен. 3750 лет назад — современность. Установившийся радиационный баланс и общие законы циркуляции атмосферы, как известно, предопределяют в Закаспии существование почти постоянно очень жарких летних сезонов, во время которых практически все выпадающие дождевые осадки немедленно испаряются. Перенести этот зной степные, лесостепные, лесные, а тем более болотные растительные ассоциации (которые возникали здесь во время субпльвиала средних веков) могут лишь при достаточно обильной подпитке мест их распространения грунтовыми

Таблица 13

Изменение некоторых показателей климата на Арало-Каспийском водоразделе за последние 8000 (9000?) лет

Этап	Время абсолютное в годах	Время историческое, тысячелетия	Господствующая растительность	Основные источники влагообеспечения человека	Предполагаемые климатические показатели		
					температура, С° (июль) от* до**	осадки, мм (год) от** до*	степень увлажненности
1	8000 (9000?) – 7000	VI тысячелетие до н.э. или ранее до рубежа VI–V тысячелетия до н.э.	Злаково-поляннне и поляннне дерновинно-злаковые степи	Пресные озера дождевого и грунтового питания, существовавшие круглогодично; грунтовые источники	+24 ÷ +25	150–300	Влажно
2	7000–6000	V тысячелетие до н.э. до начала IV тысячелетия до н.э.	Поляннне и солянковые пустыни с включениями злаково-поляннне формаций в районах источников грунтовых вод	Относительно многочисленные источники грунтовых вод, ограниченное количество пресных озер	В наиболее сухую часть эпохи (середина V тысячелетия до н.э.): +25 – +28	120–220	Умеренно сухо
3	6000–4000	Начало IV тысячелетия до н.э. до рубежа III и II тысячелетия до н.э.	Злаково-поляннне и поляннне дерновинно-злаковые степи с участием поляннне и солянковых на опустыненных территориях	Пресные озера (но в меньшем количестве, чем в п. 1) дождевого и грунтового питания, многочисленные источники грунтовых вод	+24,5 – +26,5	135–260	Умеренно влажно
4	4000–3750	XX в. до н.э. – XVIII в. до н.э.	Деградация злаково-поляннне и дерновинно-злаковых степнне и возрастание роли поляннне и солянковых пустынных ассоциаций	Прогрессирующее усыхание и засоление озер и грунтовых источников. Рост дефицита пресных родниковых вод	+25,5 ÷ ÷ +27,5	105–220	Переход от умеренной влажности к предельной сухости
5	3750–2750	XVII в. до н.э. – VIII в. до н.э.	Пустыни поляннне солянковые	Вода в крайне ограниченном количестве из малого числа грунтовых источников, приуроченных к чинкам и другим денудационным уступам и бортам долин в горах Мангыстау	+26 ÷ +29	75–175	Предельно сухо
6	2750–2100	VII в. до н.э. – II в. до н.э.	Поляннне и солянковые пустыни с включениями степнне и злаково-поляннне формаций в районах выходов грунтовых вод	Относительно многочисленные выходы пресных вод в прохладные периоды – сезонные пресные озера	+25 ÷ +28	120–220 (минимум летних температур и максимум годовых осадков в V–IV вв. до н.э.)	Умеренно сухо
7	2100–1400	I–VI вв. до н.э.	Примерно то же, что в п. 5				Предельно сухо
8	1400–600	VII–XIV вв.	Примерно то же, что в п. 6, но минимум летних температур и максимум осадков были в X – начале XI в. Значительную роль в снабжении водой играют колодцы				Умеренно сухо
9	600–250	XV – Середина XVIII в.	Примерно то же, что в п. 5, также используется вода из не подвергавшихся усыханию или засолению				Предельно сухо
10	250–75	Середина XVIII–XIX в	Пустыни поляннне и солянковые с редкими включениями степнне и злаково-поляннне формаций в местах выходов грунтовых вод	Колодцы и отдельные родники (преимущественно на уступах чинков и в горах Мангыстау)	+25,5 ÷ ÷ +28,5	100–200	Сухо
11	Современность		Пустыни поляннне и солянковые	Большинство колодцев либо высохло, либо засолены. Вода из скважин привозная, опресненная	+26 ÷ +29	75–175	Предельно сухо

* – районы северо-западные, северные, приморские; ** – районы центральные и южные.

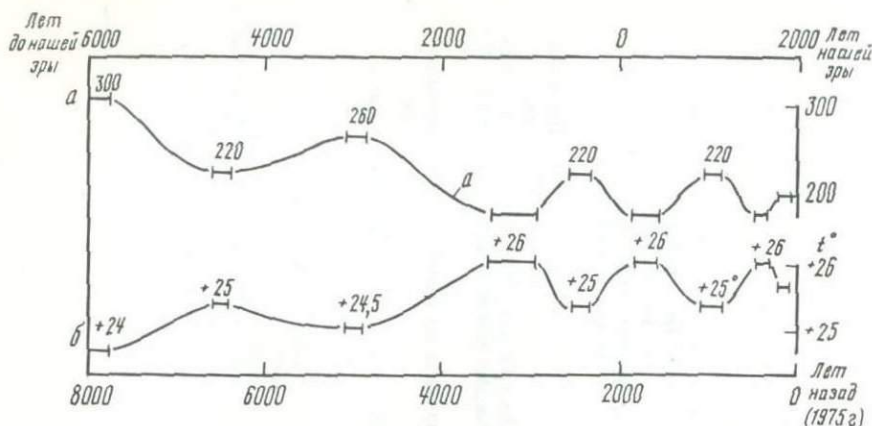


Рис. 19. Изменение суммы среднегодовых осадков и среднеиюльских температур в северных районах Мангышлака и Устьурта за 8000 лет

а — изменение осадков, мм/год; *б* — изменение среднеиюльских температур. Цифрами на кривых показаны значения осадков и температур, уверенно привязанных к шкале времени

пресными водами. Но это возможно, в свою очередь, только при значительном увеличении осадков в холодные сезоны года. Сейчас на протяжении ноября—марта их выпадает на 10–25% меньше, чем в теплое время года (расчет выполнен по Климатическому атласу... [1960]. Причиной тому служит существование зимнего сибирского антициклона, препятствующего поступлению сюда зональных осадков, обычно следующих в другие сезоны года с запада и северо-запада. Исходя из всего сказанного, можно предположить, что показанный (см. табл. 13) прирост осадков, отразившийся на развитии растительности Закаспия в VIII–XIV вв., относится преимущественно к холодным месяцам года. Но последнее было возможно лишь при значительном ослаблении или перемещении в иные области такого устойчивого сейчас барического образования, как сибирский зимний антициклон. Только в этой ситуации атлантические воздушные массы могли в холодные месяцы достигать Закаспия.

Как известно, в Европе вторая половина VIII–XI или X — первая половина XII вв., были наиболее теплыми за весь период нашей эры [Ладюри, 1971; Мауг, 1964; Lamb, 1965]. В это время среднегодовая температура в Альпах поднималась на 1,3°–1,6° [Grove, 1979]. С VIII до XIV в. ледовая обстановка в Северной Атлантике была наиболее благоприятной для судоходства за все последние, по крайней мере 1500–1800 лет. Как показали приведенные материалы наших полевых работ, именно во время данной эпохи потепления в европейско-атлантическом секторе Северного полушария, в Закаспии господствовали субплювиальные условия. С другой стороны, установлена следующая закономерность [Шнитников, 1969; и др.]: в XIX в. в годы, когда ледовитость Северной Атлантики увеличилась, одновременно повысился уровень озер в Казахстане и Средней Азии. Данное противоречие, на наш взгляд, объясняется следующим образом. В настоящее время мы живем в целом в умеренный период, характеризующийся тем, что, как и в предшествующую "малую ледниковую эпоху",

активно функционирует зимний сибирский антициклон, в зоне влияния которого уровни озер зависят преимущественно от летних осадков и температур. В такой ситуации, видимо, даже незначительное охлаждение вод Атлантики и примыкающего сектора Ледовитого океана положительно сказывается на их водном балансе. Но глубокий и длительный прогрев акватории океанов, прилегающих к Западной Евразии, который отмечался в средние века, по всей вероятности, приводил к кардинальным перестройкам самих систем циркуляции атмосферы, что делало их принципиально отличными от известных по наблюдениям за последние века. Распределение основных барических узлов, существовавших в VIII—XIV вв., далеко неясно. Пока можно только констатировать, что при многовековом потеплении в средних и высоких широтах приатлантического сектора нашего полушария одновременно значительно увеличивалась увлажненность на западе Средней Азии и Казахстана за счет увеличения зимних осадков. Порожденный этим прирост запасов грунтовых вод обеспечивал здесь и общее увеличение речного стока и соответственно высокие уровни озер. Летние осадки и температура в эту эпоху (в отличие от XIX в.) играли второстепенную роль. Они сказывались лишь в виде флуктуаций на состоянии в целом высокой водности озер. Полученные данные противоречат модельным построениям В.Я. Сергина [1980], С. Манабэ и Р. Стоуфера [Manabe, Stouffer, 1980], согласно которым по мере повышения глобальных температур на 1° и более районы Закаспия должны оказаться в зоне роста засушливости; причем, чем южнее, тем это явление, по их расчетам, будет проявляться резче. Однако, фактический материал об изменении климата здесь в средние века не подтверждает этих выводов.

Выявленные расхождения вызваны, вероятно, тем, что расчеты указанных авторов основаны на современных статистически установленных закономерностях изменения температур и осадков по сезонам года и на известных циркуляционных системах, привязанных к нынешнему ходу периодического перераспределения тепловых и энергетически активных полей в океанах. Но в прошлом, в эпоху средневекового потепления, видимо, действовали барические "рычаги" погоды, которые иначе, чем сейчас, распределялись по площади Атлантики и Евразии и обладали иными потенциальными возможностями.

Средний голоцен. 3750—7500 лет назад. Климатическую обстановку данного отрезка времени в целом характеризовали уровни температур и осадков промежуточные между теми, которые были в раннеголоценовом (завершился 7500 лет назад), наиболее влажном за все последние 9000 лет периоде, и последующим, начавшимся 3750 лет назад и описанным ранее. За эти почти четыре тысячелетия, как показал в основном анализ археологического материала, климат испытал две главные фазы развития, довольно значительно отличающиеся одна от другой. (см. рис. 19). Последовавшая после переходной стадии, длившейся примерно с 7500 по 7000 лет назад, ранняя фаза среднего голоцена ограничена временем 7000—6000 лет назад, она характеризовалась относительной сухостью. В этот период, где-то между 7000—6000 лет назад (середина V тысячелетия до н.э.), природные условия здесь приближались к тем, которые были свойственны X—началу XI в. Предполагается, что в это время на северо-западе, севере и в при-

морских частях региона осадков выпадало до 220 мм/год при среднеиюльской температуре + 25°, а в центральных и южных районах соответственно они равнялись примерно 120 мм/год и + 28°.

Последующая (вторая) фаза отличалась более влажным и прохладным климатом. В период максимума увлаженности, примерно около 5000 лет назад, среднегодовая сумма осадков составляла от 135 до 260 мм/год, а средняя температура июля от + 26,5 до + 24,5°. Минимум осадков и максимум температур соответственно приходится на центральные и южные районы, в то время как ближе к северу и морским побережьям влагообеспеченность увеличивалась при падении температур.

Наиболее высокая увлажненность за средний – поздний голоцен, проявившаяся на Арало-Каспийском водоразделе приходится на 6000–4000 лет назад. Период с 4000 по 3750 лет назад можно назвать переходным от умеренно высокой к предельно низкой увлажненности, когда за 2–3 века среднегодовые осадки сократились примерно на 40–50 мм, а температура июля возросла на 0,5°.

Ранний голоцен. Древнее 7500 лет назад. Имеющийся археологический и геоморфологический материал пока позволяет говорить о природных условиях только в интервале времени от 9000 до 7500 лет назад. Он показал, что в позднем мезолите – раннем неолите охотничьи угодья постоянно и интенсивно использовались в основном на берегах круглогодично не пересыхающих пресноводных озер. Причем такие озера были распространены в том числе и в наиболее сейчас сухих центральных и южных районах Устюрта и Мангышлака. Физико-географическое сопоставление с современными ландшафтными аналогами показало (см. рис. 19), что для существования здесь озер во все сезоны необходимо, как минимум, от 150 до 300 мм/год осадков, а среднеиюльские температуры не поднимались выше +24 ÷ +25°, иначе охотники здесь не выжили бы. В настоящее время сумма осадков составляет от 175–150 мм/год (северо-запад Мангышлака, мыс Тюб-Караган) до 125 мм/год (северные районы Устюрта).

Июльские температуры (даже в ныне самых жарких центральных районах водораздела) были в раннем голоцене ниже на 1–2° и более, что наблюдается и сейчас в самой прохладной северо-западной части региона (мыс Тюб-Караган, горы Мангыстау).

Таким образом, если в ходе природных и даже исторических (хозяйственное освоение территорий) процессов, связанных с водным режимом, в позднем голоцене здесь наиболее ярко сказывалось увеличение доли осадков, выпадающих в холодные сезоны года при весьма малых (до 1°) изменениях летних температур, то в раннем голоцене наряду со значительной влажностью холодных сезонов существенную, если не основную роль в обводненности территории играли относительно низкие температуры лета, которые были, возможно, на 2–4° ниже современных.

Для влажных же периодов среднего голоцена, вероятно, было свойственно проявление обоих факторов. Но при этом постепенно терял значение первый из них (низкие летние температуры), а второй (высокий уровень осадков в холодные сезоны) продолжал сказываться по-прежнему.

2.6. ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА И ВОДНЫЙ БАЛАНС¹

Изменения уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене имели характерные особенности, тесно связанные с водным балансом Евразийского континента.

Картографические материалы для каспийского побережья, рельефа морского дна, абсолютные радиоуглеродные датировки, седиментологические, палинологические данные позволяют сравнительно детально представить возможное положение уровня Каспия за последние почти 50 000 лет.

Одновременно данные об изменении уровня моря сопоставлялись с режимом океана, климатическими условиями Северного полушария. Была получена соответственная связь между изменениями уровней Каспийского моря и океана для последних 16 000 лет (рис. 20). По результатам исследований построена достаточно подробная схема возможных колебаний уровня Каспия 16 000 лет (табл. 14, см. рис. 20).

По вековым изменениям уровня Каспия можно выделить наиболее характерные геохронологические периоды, охватывающие отрезки времени от 200 до 2500 000 лет. Название той или иной геохронологической стадии в режиме Каспия условно принималось по приуроченности соответствующих датированных образцов или геоморфологических особенностей береговых форм к определенному месту побережья, географическое название которого и бралось за основу (табл. 15).

Всего за исследуемый период достаточно четко выделяется 8 трансгрессий и 8 регрессий, в пределах которых уровень мог значительно изменяться.

Максимальная стадия поздневалынской трансгрессии Каспийского моря относится к периоду 14 000–15 000 лет до н.э. Начиная с этого периода уровень моря снижается со средней скоростью около 40 см в столетие. Этот процесс практически продолжается с 14 000 до 7000 лет до н.э. В отдельные моменты он несколько замедляется, отмечается его некоторая стабилизация или сравнительно кратковременные подъемы и более резкие падения. Последнее тесно связано с колебаниями климата и достаточно хорошей согласованностью с фазами активизации или деградации Европейского покровного оледенения.

Около 7000 лет до н.э. уровень моря приближался к отметке – 32 м абс. С этого момента, вероятно, можно считать, что уровень моря стабилизировался в соответствии с установившейся климатической эпохой. Правда, для того времени возникает ряд достаточно крупных трансгрессий и регрессий в водном режиме с колебаниями уровня в среднем в пределах от – 12 до – 35 м абс.

Следует отметить высокое стояние уровня моря до – 16 и – 12 м абс. в период с 6 до 4 тысячелетия до н.э., приуроченных к дагестанской и гоусанской трансгрессиям, которые разделяются жиландинской регрессией.

Приблизительно 3000 лет до н.э. в период одной из стадий избербашской регрессии уровень моря опускается ниже 35 м абс.

Происходили также сравнительно небольшие трансгрессии и регрессии, и с этого времени уровень моря начинает постепенно подниматься со средней скоростью около 14 см в столетие.

¹ Раздел написан при участии И.В. Туренко.

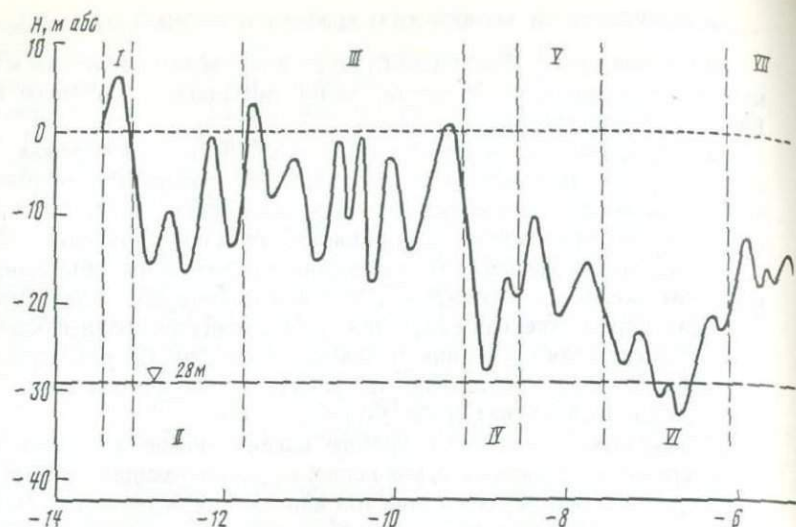


Рис. 20. Изменение уровня Каспийского моря за последние 14000 лет до н.э. (1), абсолютная отметка уровня океана (2), современное положение уровня Каспия (3).

Трансгрессии: I — Раннемахакачалинская; III — Позднемахакачалинская; V — Сартасская; VII — Дагестанская; IX — Гоусанская; XI — Туралинская; XIII — Уллучайская; XV — Позднейшая. Регрессии: II — Шиховская; IV — Бегдашская; VI — Кулалинская (Мангышлакская); VIII — Жиландинская; X — Избербашская (Махакачалинская); XII — Александрбайская; XIV — Абескунская; XVI — Современная

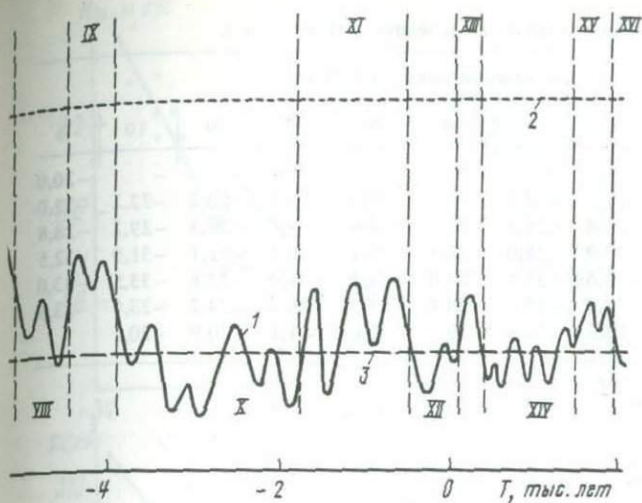
Следует отметить, что достаточно близко изменялся режим и других крупнейших бессточных озер Земли, о чем свидетельствуют исследования Р. Моррисона [1968], К.К. Маркова [1971]; Рычагова [1977]; Мурзаевой и др. [1984]; Б. Дюпона и М. Делона [Dupont, Delanne, 1970], Ж. Пьаса [Pias, 1970] и многих других.

Уровень бессточных озер — это естественный интегратор климатических условий, который показывает соотношение притока воды в озеро и расхода воды из него

$$H_t = H_0 + \int_0^t (R - Z) dt,$$

где H_t — уровень моря в момент времени t , H_0 — начальный уровень моря, R — поступление воды на единицу площади озера в единицу времени за счет стока и осадков, Z — испарение с единицы площади озера в единицу времени.

Очевидно, любые отклонения уровня моря от сложившегося в предыдущее время равновесного состояния при изменении климатических условий будут суммироваться до тех пор, пока баланс воды озера не приблизится к нулю за счет изменений площади озера [Калинин, 1968]. При этом установившаяся площадь озера будет функционально связана с климатическими факторами: $F_{O_3} = Q / (Z - X)$, где F_{O_3} — площадь озера; Z — испарение с единицы площади озера; X — осадки на единицу площади озера; Q — приток поверхностных и подземных вод в озеро.



Следовательно, данные об изменениях уровня или площади озера могут служить одним из объективных критериев изменения водного и теплового режимов территории.

Особый интерес представляет уровень крупнейшего бессточного водоема Земли — Каспийского моря, который может служить интегральным показателем изменения комплекса гидролого-климатических условий на поверхности континентов, что в компактной форме может быть выражено

Таблица 14

Возможные изменения уровня Каспийского моря за последние 14 000 лет до н. э.

Время, тыс. лет до н. э.	Столетие каждого тысячелетия									
	900	800	700	600	500	400	300	200	100	0
13	+1	-2	-7	-5	-1	+3	+6	+7	+1	-11
12	-16	-15	-11	-9	-16	-17	-12	-5	-1	-5
11	-14	-10	+3	-1	-5	-8	-6	-2	-3	-9
10	-16	-15	-10	-2	-11	-1	-15	-18	-3	-5
9	-11	-14	-12	-7	-2	+1	+2	-8	-17	-25
8	-27	-24	-16	-18	-15	-9	-11	-16	-20	-21
7	-18	-15	-14	-18	-22	-26	-25	-23	-23	-27
6	-30	-29	-32	-31	-29	-24	-21	-22	-21	-17
5	-12	-15	-17	-15	-16	-14	-14	-17	-22	-26
4	-24	-21	-24	-30	-25	-18	-16	-21	-17	-22
3	-25	-29	-30	-28	-24	-27	-34	-35	-32	-33
2	-35	-34	-30	-27	-25	-28	-32	-31	-27	-30
1	-34	-32	-26	-20	-34	-30	-25	-21	-19	-25
0	-27	-22	-19	-20	-24	-29	-33	-32	-27	-29

Таблица 15

Изменение уровня Каспийского моря за последние 600 лет до н. э.

Столетия до н. э.	Десятилетия каждого столетия									
	90	80	70	60	50	40	30	20	10	0
600	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-20,0
500	-20,1	-20,5	-21,5	-22,7	-23,3	-23,4	-23,3	-22,3	-22,2	-22,0
400	-22,1	-22,4	-23,6	-25,3	-27,0	-28,4	-29,0	-29,3	-29,2	-28,8
300	-28,4	-28,0	-27,9	-28,0	-28,3	-29,1	-30,3	-31,1	-31,9	-32,5
200	-33,0	-33,3	-33,6	-33,9	-34,0	-34,1	-34,0	-33,8	-33,5	-33,0
100	-32,4	-31,7	-30,7	-29,6	-28,4	-27,3	-26,0	-24,7	-23,8	-23,5
0	-23,4	-24,1	-25,3	-28,4	-29,7	-30,6	-31,1	-30,9	-30,1	

соотношением

$$H_t = H_0 + \int_0^t \left(\frac{Q}{F} - Z + X + h \right) dt,$$

где H_t и H_0 – соответственно уровни моря в начальной $t = 0$ и конечный $t = t$ моменты времени; Q – суммарный приток и сток поверхностных и подземных вод; Z и X – соответственно испарение и осадки на поверхности моря; h – изменение уровня моря вследствие тектонических и эрозийных факторов.

Изменение водного баланса Каспийского моря сотни и даже тысячи лет назад, как и в наше время, определялось преимущественно изменением водно-теплового режима на поверхности нашей планеты и могло иметь весьма сложный характер.

Сопоставление данных о положении уровня Каспийского моря в историческое время и уровня океана [Клиге, 1985] показало, что между ними имеется некоторая связь, которая может быть выражена уравнением

$$H_{\text{Касп.}} = -5,7H_{\text{ок}} - 31,7 \pm 1,2.$$

Уровень моря повышался, как правило, в периоды понижения уровня океана, а снижение уровня Каспия соответствовало подъему океанического уровня. Связь между уровнями Каспийского моря и океана указывает на то, что главные причины, вызывающие изменения морского режима, носят глобальный характер. Связь между колебаниями уровня Каспийского моря и Мирового океана за последние 2 500 лет позволила несколько дополнить данные об изменении Каспия (см. табл. 15, 16, рис. 21, 22).

Многочисленные исследования показывают, что основная причина вековых и многолетних колебаний уровня Каспия заключается в непосредственных изменениях соотношений водного и теплового балансов, которые самым тесным образом связаны как с режимом общей циркуляции атмосферы, так и особенностями климатических изменений. С повышением общей температуры воздуха Северного полушария и изменением ее меридионального градиента наблюдается тенденция к уменьшению количества атмосферных осадков, выпадающих в районах недостаточного увлажнения, к которым относится и район Каспия с одновременным ростом общей

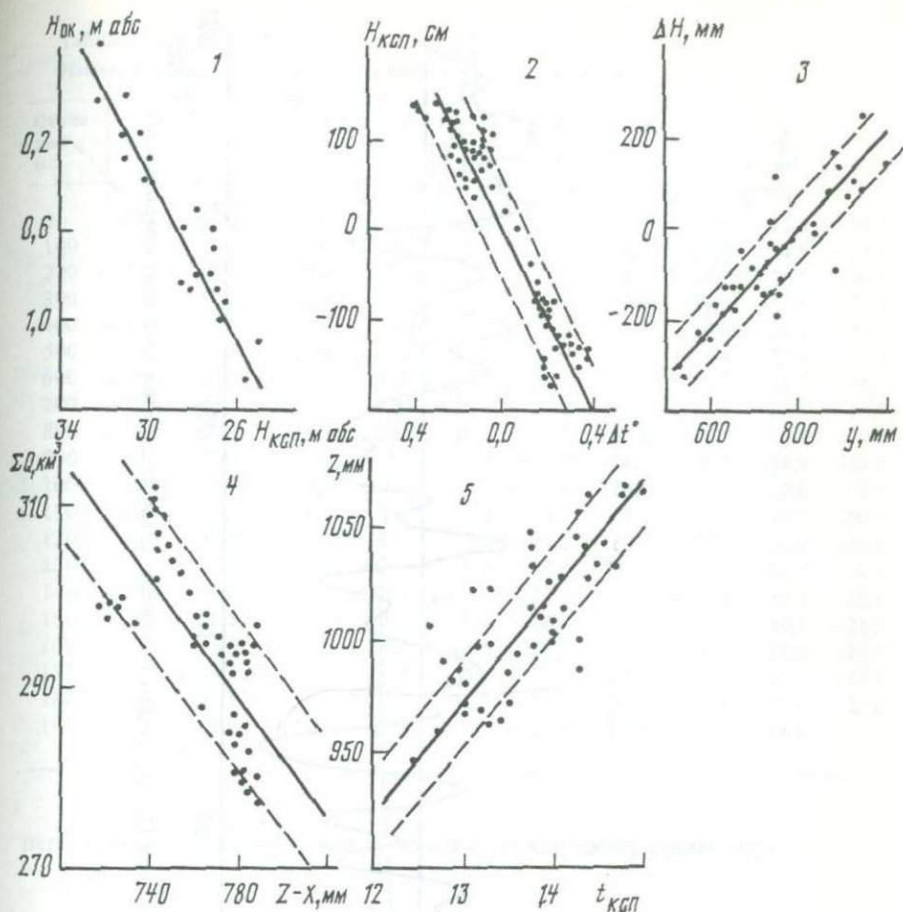


Рис. 21. Связь изменений уровня Каспийского моря и Мирового океана (1), уровня моря и температуры воздуха (2), приращения уровня моря и притока поверхностных вод (3), суммарного притока поверхностных вод (4) и видимого испарения с водной поверхности и температуры воды (5)

испаряемости. Изменения термического режима оказывают самое существенное влияние на морской режим. Это может быть подтверждено наличием связи между суммой положительных температур ($\Sigma \Delta t$) и изменением уровня моря

$$H = 156 - 29 \Sigma \Delta t.$$

Совместный анализ среднегодовой температуры воздуха Северного полушария, притока речных вод и уровня Каспийского моря показал, что сначала изменяется температура воздуха, затем постепенно сток и через более длительный промежуток времени существенно изменяется уровень моря [Клиге, 1976].

Связь температуры воды ($t_{\text{в}}^{\circ}$) Каспийского моря с аномалиями тем-

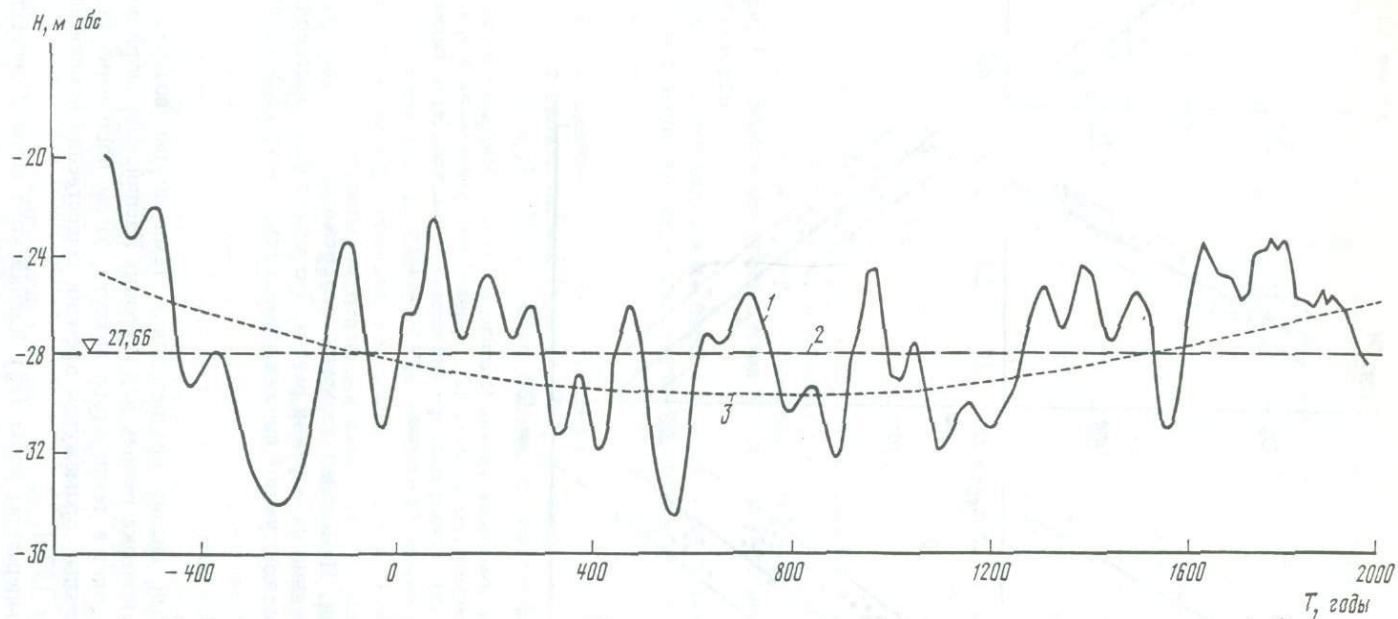


Рис. 22. Изменение уровня Каспийского моря (1), его среднее положение (2) и осредненная тенденция изменений (3)

Таблица 16

Изменения уровня Каспийского моря с начала нашей эры

Столе- тия н.э.	Десятилетия каждого столетия									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	-28,0	-27,2	-26,4	-26,5	-26,4	-25,8	-24,0	-22,9	-22,5	-22,7
100	-23,8	-25,3	-26,7	-27,4	-27,4	-26,8	-26,1	-25,3	-24,9	-24,8
200	-25,1	-26,0	-27,0	-27,4	-27,3	-27,1	-26,5	-26,1	-26,0	-26,4
300	-27,8	-29,6	-31,0	-31,3	-31,1	-30,6	-29,6	-28,9	-28,8	-30,0
400	-31,5	-31,9	-31,6	-30,8	-29,1	-27,2	-26,3	-26,0	-26,1	-26,7
500	-28,5	-30,6	-32,0	-33,2	-34,0	-34,4	-34,5	-34,4	-33,8	-32,0
600	-29,7	-28,1	-27,4	-27,2	-27,4	-27,6	-27,5	-27,3	-26,7	-26,1
700	-25,8	-25,5	-25,6	-25,8	-26,5	-27,2	-27,8	-28,5	-29,7	-30,3
800	-30,4	-30,1	-29,7	-29,4	-29,3	-29,4	-29,8	-31,1	-31,9	-32,3
900	-32,0	-30,5	-28,4	-27,7	-27,0	-26,0	-24,7	-24,5	-24,9	-26,5
1000	-29,0	-29,0	-29,2	-28,5	-27,7	-27,5	-28,1	-29,3	-30,6	-31,8
1100	-32,0	-31,7	-31,1	-30,6	-30,2	-30,0	-29,9	-30,2	-30,6	-30,9
1200	-31,0	-30,9	-30,6	-30,2	-29,8	-29,2	-28,4	-27,5	-26,6	-26,0
1300	-25,5	-25,2	-25,4	-25,8	-26,8	-27,0	-26,8	-26,1	-25,1	-24,4
1400	-24,5	-24,8	-25,5	-26,6	-27,4	-27,5	-27,3	-26,8	-26,1	-25,6
1500	-25,5	-25,6	-26,0	-26,6	-29,2	-30,8	-31,0	-30,9	-30,1	-28,9
1600	-27,4	-25,9	-24,5	-23,9	-23,6	-24,0	-24,5	-24,7	-24,9	-24,9
1700	-25,0	-25,5	-25,9	-25,6	-24,0	-23,8	-23,7	-23,5	-23,3	-23,6
1800	-23,4	-23,5	-24,7	-25,7	-25,8	-25,9	-26,1	-25,8	-25,4	-25,6
1900	-25,6	-25,9	-26,1	-26,2	-27,7	-28,1	-28,3	-28,5	-28,6	

пературы воздуха приближенно может быть выражена уравнением

$$t_{в}^0 = 2,2 \cdot \Delta t + 13,4 \pm 0,7.$$

Водный баланс Каспийского моря существенно изменялся в течение даже последнего столетия и его изучению посвящены работы многих исследователей, Б.А. Аполлова [1935], Б.Д. Зайкова [1946], С.С. Ремизовой [1964], Г.П. Калинина [1968], К.И. Мироновой [1972], С.Н. Крицкого и др. [1975], И.А. Шикломанова [1976], В.Ю. Георгиевского [1982] и других, которые позволили установить основные закономерности развития этого процесса.

В основу реконструкции водно-балансовых характеристик Каспийского моря в прошлом может быть положена их связь с климатическими характеристиками, учитывающая атмосферные осадки (X) на поверхность моря и испарение (Z) с него, приток речных (Y) и подземных (U) вод, отток в залив Кара-Богаз-Гол ($q_{кбг}$). Приращение объема (ΔW , км³) моря может быть выражено

$$\Delta W = X - Z + Y + U - q_{кбг}.$$

Основная расходная часть водного баланса (97%) Каспийского моря — это испарение. Определению испарения посвящено большое количество научных работ. Приводим величину испарения с поверхности Каспия по

Автор	Испарение, мм/год
А.И. Воейков [1984]	1085
Ковалевский [1924]	1120
Л.Ф. Рудовиц [1926]	1025
Б.А. Аполлов [1935]	1211
В.К. Давыдов [1941]	1000
Б.Д. Зайков [1946]	978
Е.Г. Архипова [1955]	984
О.И. Шереметьевская [1960]	1007
К.И. Смирнова [1972]	1010

Различные методы определения испарения приводили авторов к значительным расхождениям в оценке этой величины, которые составляли от -6 до $+16\%$ и в среднем были близки к $\pm 5-6\%$.

До настоящего времени, по существу, нет достаточно надежных методов расчета испарения. Обычно оно оценивается по различным теоретическим и эмпирическим формулам, полученным на основе физических закономерностей, характеризующих процессы влагооборота над водной поверхностью с использованием данных гидрометеорологических наблюдений.

Изменения испарения значительно влияют на колебания уровня моря, которое в основном определяется климатическими факторами бассейна в целом, и прежде всего температурой воздуха этого района.

Исследование взаимосвязи среднегодовой температуры воды для Баку, Красноводска, Махачкалы, Форта-Шевченко и испарения, рассчитанного по данным К.И. Смирновой [1972], позволили получить приближенную формулу для расчета испарения (Z , мм) с поверхности Каспийского моря в зависимости от изменения температуры ($t_{\text{в}}^{\circ}$) $Z = 50t_{\text{в}}^{\circ} + 325 \pm 20$. Анализ взаимосвязи элементов водного баланса за инструментальный период показывает, что суммарное годовое испарение может быть представлено как

$$Z = 0,5A + 605,81 \text{ (мм)}, \text{ где } A - \text{ параметр, выраженный через уравнение: } \\ A = Y + U - q - \Delta W(\Delta H).$$

Важную роль в водном бассейне Каспийского моря играет поступление в него поверхностного стока, который дают реки Волга, Урал, Кура, Терек, Сулак, Самур и другие более мелкие реки западного и южного побережья. Общая его величина составляет в среднем около 286 км^3 или 711 мм слоя воды на морскую поверхность. Особенно большую роль в режиме Каспийского моря играет бассейн Волги, который занимает около 40% всего Каспийского бассейна, на его территории формируется около 80% всего поверхностного стока, поступающего в море. Современный приток речных вод составляет около 78% приходной части водного баланса Каспия.

Оценка погрешностей расчетов суммарного притока в Каспий, обусловленных случайными ошибками исходной гидрометрической информации, восстановлением стока по аналогам, неточностью определения стока в устье, произведенная В.Ю. Георгиевским [1982], показала, что средняя квадратичная погрешность может составлять $14-17 \text{ км}^3$.

Исследования Б.Д. Зайкова [1946], Б.В. Аполлова [1954] и других ученых указывает на то, что поверхностный приток в море хорошо связан с уровнем Каспия. С.С. Ремизова [1969] получила достаточно высокую связь ($r = 0,86 \pm 0,3$) между приращениями уровня моря в районе г. Баку и суммарным стоком рек за период 1847–1877 и 1900–1940 гг.:

$$Q = 0,78H + 818.$$

Сопоставление данных годовых приращений уровня моря и суммарного стока рек за 1925–1969 гг., взятых из работы С.Н. Крицкого и др. [1975], позволило получить зависимость

$$Y = 0,9\Delta H + 800 \text{ (мм)}.$$

При этом величина приращения уровня (ΔH) отнесена на 1 января последующего года.

Между приходной частью водного баланса – стоком с водосбора Каспия (Y) – и расходной его частями ($Z - X$) или видимым испарением существует обратная связь, которая приближенно может быть выражена

$$Y = 561,5 - 0,35(Z - X) \pm 8,3 \text{ (км}^3\text{)},$$

$$Z - X = 1604 - 2,86Y \pm 22,5 \text{ (мм)}.$$

Следовательно, чем больше разность между испарением и осадками, тем меньше сток. Это одна из важнейших причин, определяющих повышение годовых колебаний уровня Каспия.

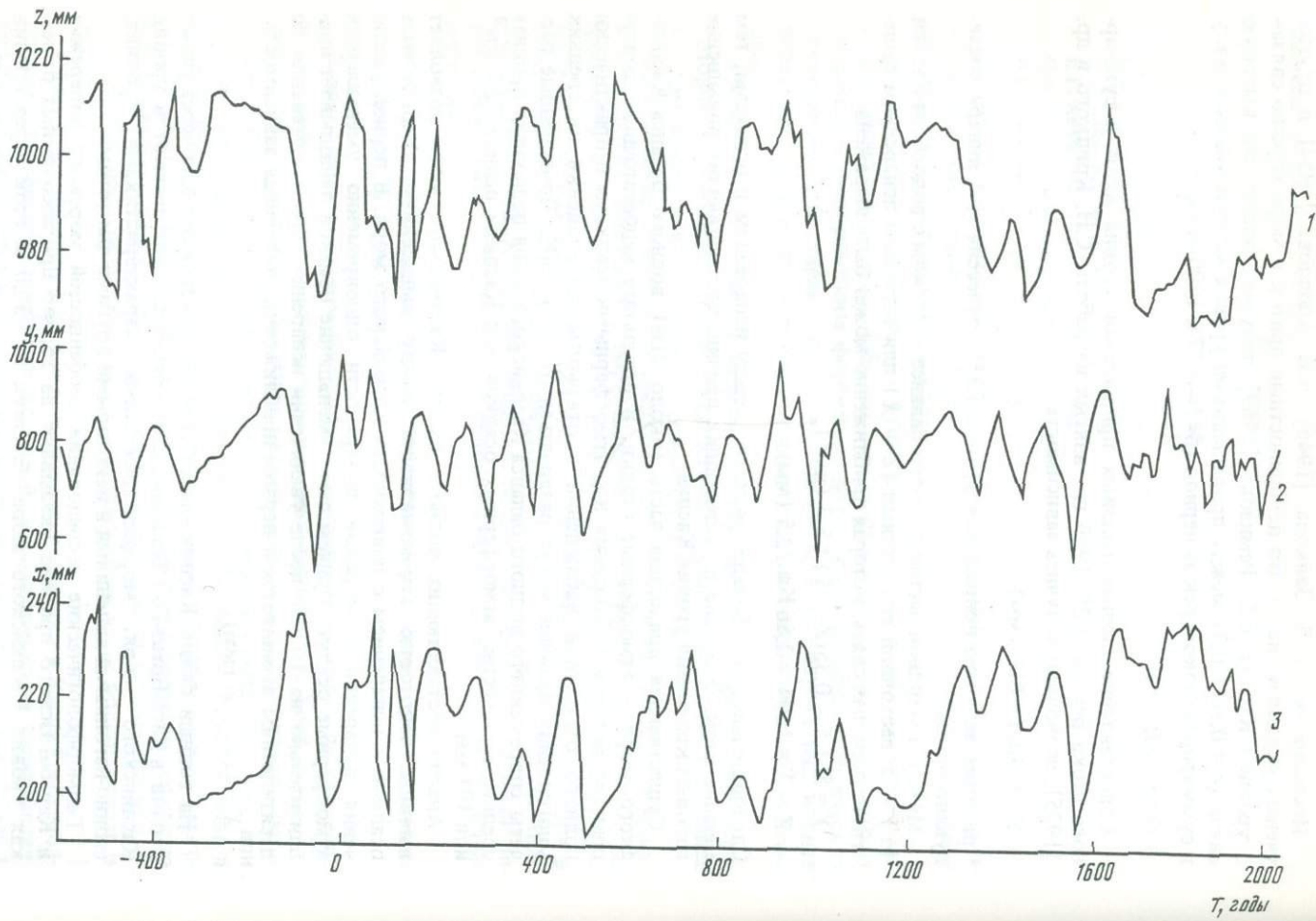
Существенная приходная часть (около 21%) водного баланса Каспийского моря – атмосферные осадки. В результате недостаточного совершенства методов наблюдения над атмосферными осадками и практически полного отсутствия наблюдений в открытом море оценки их средних многолетних величин могут различаться от 30 до 60%. Проведенные расчеты современного водного баланса Каспийского моря позволили принять среднее количество атмосферных осадков над Каспием равное $72,7 \text{ км}^3$ или 191 мм.

Анализ составляющих водного баланса Каспийского моря позволяет выявить некоторую закономерность между выпадением атмосферных осадков и испарением с поверхности Каспийского моря. В период увеличения испарения с морской поверхности одновременно уменьшаются атмосферные осадки. Причем само уменьшение осадков запаздывает приблизительно на 10 лет после увеличения испарения. При сглаживании по десятилетиям выявляется в первом приближении следующая зависимость:

$$X = 1212 - Z \text{ (мм)}.$$

На водный баланс Каспия влияет сток части морской воды через узкий пролив в Кара-Богаз-Гол. Величина стока тесно связана с высотой уровня Каспийского моря, морфометрическими характеристиками пролива, сгонно-нагонными явлениями и некоторыми другими факторами.

Геоморфологические исследования особенностей морского побережья и Карабогазского пролива указывают на то, что при абсолютных отметках уровня Каспийского моря, близких к $-30,0$ м сток через пролив должен полностью прекращаться. При отметках, близких к $+22,0$ м, Кара-Богаз-Гол становится частью моря.



Исследования связи стока в проливе с положением морского уровня позволяли получить соответствующие уравнения [Зайков, 1946; Миронова, 1960; Уланов, 1963; Калилин и др., 1968; Архипова и др., 1971; Смирнова, 1972; Терзиев, Гоптарев, 1981 и др.]. Эти связи с течением времени существенно изменялись в результате непостоянства уклонов дна и водной поверхности, развития эрозионных процессов и прочих причин.

Анализ имеющихся материалов о многолетних изменениях водного режима в Карабогазском проливе, особенностей геоморфологического строения побережья позволил принять обобщенную зависимость изменения расхода (q) в проливе от уровня (H) Каспия в диапазоне отметок от -22 до -30 м абс. в следующем виде:

$$q_{\text{кбг}} = 150 - 5H \text{ км}^3.$$

В водном балансе Каспийского моря участвуют и подземные воды. Хотя их доля в приходной части водного баланса и невелика и составляет всего 3%, но при многолетних и вековых изменениях водного баланса учитывать подземный сток в Каспий все же важно.

На основе анализа большого фактического материала современных гидрологических условий Каспийского бассейна И.С. Зекцер, Р.Г. Джамалов и А.В. Месхетели [1984] рассмотрели особенности формирования, движения и разгрузки подземных вод. Установлено, что основная часть подземных вод формируется в грунтовом водоносном горизонте, включающем подземные воды со свободной поверхностью в современных и верхнечетвертичных отложениях и водоносных комплексах древнечетвертичных, верхнеплиоценовых сарматских, среднемиоценовых и меловых отложениях. На основе карт уровенных поверхностей подземных вод и проводимости водовмещающих пород, а также соответствующих гидрогеологических расчетов было установлено, что современный подземный сток в Каспийское море составляет $3,2 \text{ км}^3$ в год.

Поскольку формирование подземных вод непосредственно зависит от геолого-структурного строения, рельефа, гидрогеологических и климатических условий, вероятно, условно в первом приближении можно принять, что подземный сток за большие интервалы времени мог изменяться пропорционально поверхностному стоку

$$U = 0,011 \cdot Y.$$

Исследование за период инструментальных наблюдений многолетней динамики водного баланса Каспийского моря с помощью корреляционного анализа позволило выявить степень вклада каждой его составляющей в изменение приращения объема моря (ΔW , км^3) и получить соответствующее уравнение

$$\Delta W = 0,96Y + 1,19X + U - 0,27Z - 0,97q_{\text{кбг}} - 265,86.$$

Полученное водно-балансовое уравнение имеет коэффициент корреляции с фактическими данными $R = 0,95$, среднеквадратичное отклонение $\sigma = 52,87$, ошибка прогноза составляет около 17 км^3 .

Рис. 23. Изменение составляющих водного баланса Каспийского моря за 2600 лет: 1 — испарение, 2 — приток поверхностных вод, 3 — приток атмосферных осадков

Выявленные и установленные ранее закономерности между изменениями уровня, элементами водного баланса и их связи с колебаниями климатических условий позволили рассчитать возможное изменение водного баланса Каспийского моря за последние 2 600 лет с периодом осреднения в 10 лет (рис. 23).

По существу, эти данные показывают возможные изменения среднего хода величин водного баланса. В то же время за отдельные годы эти величины могли иметь значительные отклонения. Расчеты все же позволяют судить об основных тенденциях развития водно-теплового режима в бассейне Каспия в историческое время.

Для последних 2 500 лет для водного режима Каспийского моря были характерны достаточно существенные изменения водного баланса, диапазон которых значительно превышал современные. За этот период достаточно хорошо фиксируются по крайней мере три трансгрессивных и три регрессионных периода в режиме уровня моря, которые осложнены более мелкими флюктуациями. В то же время если рассчитать средний уровень моря за весь этот период, то его отметка будет равна $-27,66$ м абс., т.е. в среднем он близок к современному, хотя диапазон изменений увеличивается более чем в 5 раз.

В рассматриваемый отрезок времени наиболее высокие уровни Каспийского моря были характерны для туралинской фазы трансгрессии (450–600 лет до н.э.), когда они достигали отметок -20 м абс., а температура воздуха могла быть на 4° ниже современной. Приток поверхностных вод мог составлять от 700 до 850 мм в год. Испарение должно было снижаться на 15–18%, в то время как осадки, наоборот, могли повышаться более чем на 40%.

Наиболее низкие уровни Каспийского моря на отметках -34 и -35 м и даже ниже были характерны в период максимального развития дербентской регрессии (580–600 г.н.э.). Температура воздуха в этот период могла быть на 3° выше современной. Возрастала изменчивость притока поверхностных вод. Речной сток мог составлять от 600 до 1000 м, испарение увеличивалось на 14–16% по сравнению с современным. Осадки могли снижаться более чем на 20%.

Следует отметить, что данные об изменении уровня моря и расчеты водного баланса указывают на то, что, несмотря на осложненный режим трансгрессивными и регрессивными фазами, до середины нашей эры в целом в Каспийском бассейне преобладала тенденция к сокращению его водности, которая сменилась затем постепенным ее нарастанием. Этот процесс продолжается и в наше время.

2.7. СОВРЕМЕННЫЙ РЕЖИМ КАСПИЙСКОГО МОРЯ¹

Современный водный режим Каспийского моря в течение периода инструментальных наблюдений существенно изменялся. Начиная с 1882 по 1977 г., несмотря на отдельные флюктуации уровень моря практически непрерывно падал и в отдельные годы это падение превышало 30 см. Значительное снижение уровня моря было тесно связано с особен-

¹ Раздел написан совместно с А.И. Калудиным

ностями развития климатических процессов. Начиная с конца прошлого столетия климат постепенно теплел, что повляло на процессы, определяющие водообмен на поверхности суши.

Расчеты по "Картам отклонений температуры воздуха от многолетних средних Северного полушария" (1962), составленным в Главной геофизической обсерватории, показали, что с 1861 по 1960 г. температура воздуха в бассейне Каспийского моря повысилась в среднем на 1,0–1,5 °С. Средняя температура воды Каспия с 1900 по 1968 г. увеличилась почти на 1°С [Современный и перспективный. . . , 1972].

Исследования М.И. Будыко и др. [1978] показывают, что количество атмосферных осадков на значительной территории зоны недостаточного увлажнения могло снижаться в среднем за год на 10–15%, а в зимнее время до 30%. Это в значительной степени могло определяться снижением интенсивности атмосферной циркуляции и уменьшением общего количества влаги, поступающей во внутриконтинентальные области. Одновременно увеличивалась испаряемость с территории суши. Эти обстоятельства заметно влияли на режим поверхностных и подземных вод.

Существенные изменения в текущем столетии отмечаются в многолетнем режиме речного стока внутри континентальных районов, где его величина в результате естественного изменения климата и антропогенного влияния сократилась с территории Азии на 150 км³, или почти на 34%. Сток с европейской территории в бессточную область сократился почти на 50 км³ или на 16% [Клиге, 1982].

В результате антропогенного воздействия почти не остается речных систем с ненарушенным водным режимом. При этом основное воздействие связано с изменением характеристик речного стока. Эти изменения обусловлены в первую очередь безвозвратным изъятием стока на нужды орошения, промышленности и коммунального хозяйства; созданием регулирующих речной сток водохранилищ, которые не только изменяют естественный режим рек, но увеличивают испарение с затопляемых территорий; изменением условий формирования стока на водосборе в результате развития сельского хозяйства, агромелиоративных мероприятий, активно развивающейся урбанизации; наконец, антропогенное воздействие может сказываться через изменения климатических условий и может привести к изменению нормы и вариаций осадков и испарения.

В бассейне Каспийского моря и в бессточных районах Казахстана и Средней Азии за последние 20–30 лет особенно сказывается воздействие хозяйственной деятельности человека на водный режим. Сооружается система водохранилищ, растет промышленное и бытовое водопотребление, интенсивно развивается орошаемое земледелие, в результате сооружения Каракумского канала и других мероприятий водные ресурсы существенно перераспределяются по территории. В результате антропогенного влияния и некоторых климатических изменений с 1956 по 1970 г. годовой сток Волги у Волгограда уменьшился на 23 км³ (9%), объем весеннего половодья сократился на 50 км³ (29%), а величина максимальных расходов снизилась на 600 м³/с (18%). Сток р. Урала к 1975 г. сократился на 2 км³ (18%) [Шикломанов, 1979]. Заметные изменения в водном режиме происходили и на других реках Каспийского бассейна. В настоящее время суммарные безвозвратные изъятия стока в бассейне Каспия оцениваются

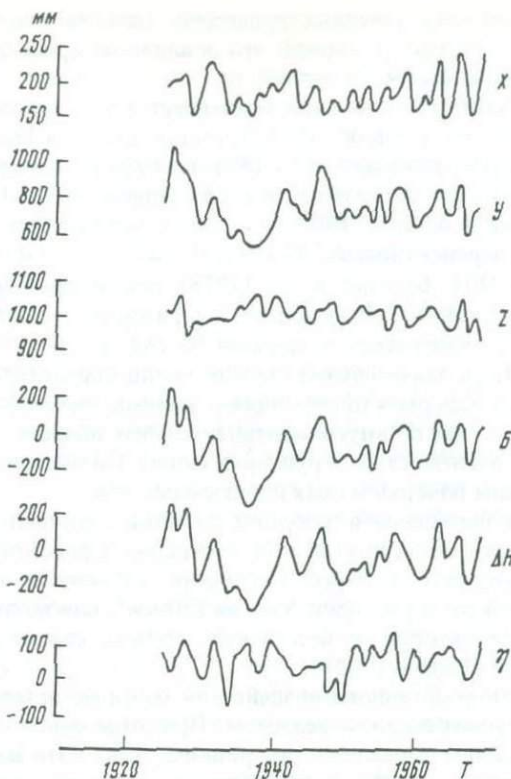


Рис. 24. Изменения современных водно-балансовых характеристик Каспийского моря по годам: атмосферные осадки (X), речной сток (Y), испарение (Z), результирующая водного баланса (Б), приращения уровня моря (ΔH), невязка баланса (η)

величиной порядка 50 км^3 в год (табл. 17). Расчеты показывают, что если бы воздействие человека не было столь интенсивным, водный баланс Каспийского моря уже в 1955 г. мог быть положительным и вызвать постепенный подъем его уровня. В результате климатических флуктуаций и антропогенного влияния водный баланс Каспия имел существенные изменения (рис. 24).

Исследование влияния климата на изменения водного режима Каспийского моря [Клиге, 1985] показывает, что существует связь между колебаниями температуры воздуха Северного полушария и уровнем моря со сдвигом в 15 лет (уровень запаздывает)

$$H = -5,67 \Delta t - 27,27 \pm 1,1.$$

Выявленные закономерности позволяют сделать предварительное суждение о возможных изменениях в уровненом режиме в ближайшем будущем. Так, возможно, что уровень Каспийского моря при сложившихся климатических условиях, начав подыматься в 1977 г. (вероятно, в его режиме отразилось похолодание 60-х годов), будет продолжать расти до конца

Таблица 17

Антропогенное влияние на водный режим Каспийского моря
[Шикломанов, 1976, Воропаев, 1982]

Год	Сокращение притока вод, км ³ /год	Слой воды, мм	Доля от стока, %
1940	7	18	2
1950	11	29	4
1960	33	89	12
1970	23	62	9
1980	38	105	15
1990	55	146	20
2000	66	175	25
2050	100	265	37

80-х или начала 90-х годов. После чего возможна тенденция к его спаду в связи с достаточно высокими температурами воздуха (рис. 25).

Быстро развивается орошаемое земледелие в бассейне Аральского моря, площадь которого в настоящее время превысила уже 6 млн га. Суммарное водопотребление в этом бассейне на хозяйственные нужды составляет 100–120 км³ в год и приближается к величине естественных водных ресурсов в зоне их формирования. Основная часть использования вод идет на безвозвратные потери, связанные с испарением.

Из Аральского бассейна часть водных ресурсов через Каракумский канал (около 10 км³) подается для водообеспечения безводных районов Туркмении. Значительная доля поверхностных вод уходит после орошения в бессточные впадины Аркансай и Сарыкамыш.

В среднем приток в Аральское море в результате хозяйственной деятельности человека снизился на 75–80 км³ (70%) [Воропаев, 1982], в результате чего уровень Аральского моря быстро снижается и оно засоляется.

Еще более интенсивное воздействие на водные ресурсы бессточных областей следует ожидать в ближайшем будущем. Предполагается, что к 1985–1990 гг. годовой сток в результате развития главным образом орошения уменьшится на 30–50%, а в дальнейшем эта величина возрастет на 40–70%, практически полностью будут использованы водные ресурсы Сырдарьи и Амударьи.

Интенсивное использование водных ресурсов сопровождается быстрым ростом непродуктивного испарения, в результате чего значительная часть влаги поступает во влагооборот, возрастает относительная влажность нижнего слоя воздуха и могут формироваться дополнительные атмосферные осадки, которые могут составлять до 40–60% от величины безвозвратных потерь воды при испарении [Дроздов и др., 1976].

Существенное изменение, происходящее во влагообороте Арало-Каспийского региона в результате антропогенного воздействия на водные ресурсы, позволили А.И. Кадукину впервые выдвинуть гипотезу о влиянии этих изменений на водный режим Каспийского моря и установить эффект образования устойчивых динамических замкнутых структур в системе водоем–атмосфера–подстилающая поверхность для западной части Сред-

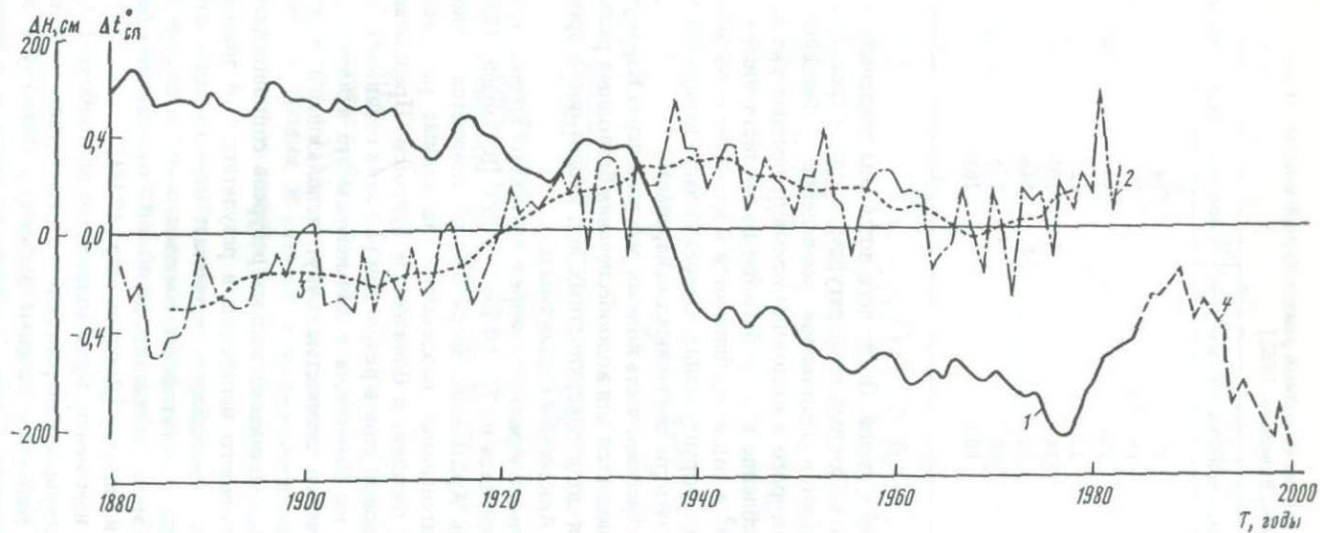


Рис. 25. Аномалии уровня Каспия (1) и температуры воздуха Северного полушария (2, 3 – сглажено по 11-летиям) и возможные изменения уровня (4)

Таблица 18

Изменение гидрологических характеристик Каспийского и Аральского морей

Море	Уровень, м абс. отм.	Площадь зеркала, тыс. км ²	Глубина сред- няя, м	Объем, тыс. км ³
Каспийское	-26,03	404,2	200	78200
	-27,88	380,2	200	78000
Аральское	53,0	60	20	1020
	43,0	20	10	570

Числитель — данные за 1930 г., знаменатель — за 1986 г.

ней Азии и Каспийского моря. В результате этого эффекта удалось показать, что в нижних слоях атмосферы над Каспийским морем при росте относительной влажности, связанной с деятельностью человека в пределах Арало-Каспийского региона, может снижаться испарение. Развитие этого процесса позволяет объяснить в определенной степени современный подъем уровня Каспийского моря.

Начиная с 1930 по 1975 г. уровень Каспийского моря непрерывно падал с отметки -26,08 м до -29,0 м. С 1976 г. этот уровень начал подниматься и продолжает подниматься в настоящее время. За 10 лет уровень моря поднялся на 1,2 м и достиг отметки -27,8 м. Объем накопленной воды за эти 10 лет составил почти 416 км³.

Уровень Аральского моря с 1860 по 1960 г. был относительно стабильным и находился на отметке 53 м. После 1960 г. уровень моря начал резко падать и к 1986 г. приблизился к отметке 43 м, т.е. упал почти на 10 м. За этот период объем воды в Аральском море уменьшился примерно на 450 км³.

В табл. 18 приведены некоторые характеристики двух морей для 1930 и 1986 гг.

Уравнение водного баланса бессточных морей можно записать в виде

$$\frac{d}{dt}(Fh) = \frac{1}{\rho}(Fj_{\text{исп}} - Fj_{\text{осад}} + Q), \quad (1)$$

где F — площадь зеркала водоемов; h — высота уровня; $j_{\text{исп}}$, $j_{\text{осад}}$ — испарение и осадки, отнесенные к единице площади; ρ — плотность воды.

Уравнение для среднегодовых характеристик принимает вид

$$\bar{F}j_{\text{исп}} - \bar{F}j_{\text{осад}} - Q \mp \Delta W = 0, \quad (2)$$

где

$$\bar{F} = \frac{F_1 + F_2}{2},$$

F_1 и F_2 — площади зеркала моря соответственно в начале и конце года, ΔW — изменение объема моря, Q — речной сток.

Для Каспийского моря среднегодовые характеристики (за 55 лет от 1930 до 1986 г.) получены в виде

$$FJ_{исп} + \Delta h \bar{F} = \text{const.} \quad (3)$$

Если выразить объем воды в кубических километрах, то постоянная в этом уравнении составит величину $368,7 \text{ км}^3$ при $\sigma = 19$; $C_v = 0,09$

и

$$\bar{F} J_{осад} + Q = \text{const.} \quad (4)$$

Естественно, что константа в этом выражении тоже равна $368,7 \text{ км}^3$, однако $\sigma = 28,1$; $C_v = 0,6$.

Для Аральского моря изменение объема в основном было вызвано уменьшением притока вод Амударьи и Сырдарьи, что можно записать в виде

$$\Delta F = \frac{\Delta Q}{\Delta h} \Delta t. \quad (5)$$

По расчетам видно, что можно принять условие

$$\bar{F} J_{исп} \approx \text{const} = 54 \text{ км}^3.$$

Таким образом, ожидаемое уменьшение испарения зеркала моря и стабилизация его уровня при постоянном притоке речных вод и осадков не наблюдалось.

Совместные водные балансы показали, что увеличение объема Каспийского моря за последние 10 лет соответствует уменьшению такого же объема Аральского моря за 25 лет. Этот объем равен 450 км^3 . Такое совпадение не случайно, а выражает тесную взаимосвязь протекающих современных уровней режимов этих двух водоемов с климатом и особенно с изменением водного баланса.

Отличительная особенность протекающих процессов тепло- и массообмена в системе подстилающая поверхность Земли—атмосфера—поверхность морей заключается в их аномальности по сравнению с регионами, примыкающими к этой системе.

За последние четверть века под влиянием хозяйственной деятельности человека аномальные процессы изменились, что и привело к нарушению климатических характеристик в этом регионе. По результатам исследований видно, что на водный режим Каспийского и Аральского морей особенно в последние десятилетия воздействовали такие факторы, как:

- 1) изменение притока поверхностных вод;
- 2) процессы изменения радиационного баланса подстилающей поверхности региона;
- 3) особенности процессов влагообмена между пустынями Каракумов и Каспийским морем;
- 4) рост орошаемых земель в Средней Азии;
- 5) увеличение концентрации веществ в атмосфере, образующих ядра конденсации (в основном соединения серы);
- 6) процессы распределения определенного количества влаги по высоте и его взаимосвязь с распределением напряжения атмосферного электрического поля и ядер конденсации;

7) влияние инверсии и изотермии на процессы обмена влагой между орошаемыми землями Средней Азии и Каспийским морем.

Радиационный баланс R подстилающей поверхности Земли определяется величиной суммарной солнечной радиации Q , отраженной солнечной радиации в виде альбедо A и эффективным излучением E , т.е.

$$R = Q(1 - A) - E. \quad (6)$$

Значение годовых сумм Q для рассматриваемого региона, ограниченного 60° с.ш. и 60° в.д., составляет за год 3600 (здесь и далее МДж/м²), а в предгорьях Копетдага только за июнь — 800. За последние десятилетия соотношения между прямой и рассеянной радиацией заметно изменились. Над Европейской территорией страны прямая радиация уменьшилась на 5%, в то время как рассеянная увеличилась примерно на 50%, что объясняется уменьшением прозрачности атмосферы.

Радиационный баланс в бассейнах Каспийского и Аральского морей резко изменился за счет возрастания увлажненных земель. В Средней Азии летом радиационный баланс орошаемых земель на 60% больше, чем естественных поверхностей. Объясняется это тем, что альбедо влажной почвы и зеленых растений меньше по сравнению с пустыней, а эффективное излучение в оазисах ослаблено в связи с более низкой температурой поверхности, большим содержанием влаги в воздухе и возникающими длинноволновыми температурными инверсиями.

Таким образом, мелиоративные работы в этом регионе способствовали в широких масштабах увеличению интегральных значений радиационного баланса вегетационного периода и перехода его энергии в атмосферу в форме скрытого тепла. Тепловой баланс поверхности почвы может быть выражен

$$R = LE + P + B, \quad (7)$$

где LE — поток тепла, связанный с фазовыми преобразованиями, т.е. с испарением и конденсацией; R — турбулентный поток тепла между Землей и атмосферой; B — поток тепла, расходуемый на нагревание почвы и ее охлаждение.

Вследствие небольших значений и смены знака "B" в течение года $B \approx 0$ и поэтому главную роль в расходной части теплового баланса играют LE и P .

Относительное количество тепла, переносимого в явной (P) и скрытой (LE) формах зависит главным образом от увлажненности территорий. До 1960 г. составляющие баланса были равны

$$R = LE + P = 23 + 35 = 58, \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год},$$

а в 1985 г. эти составляющие равны

$$R = LE + P = 40 + 35 = 75, \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}.$$

Таким образом, в рассматриваемом регионе тепловой баланс резко изменился за счет потока тепла, связанного с испарением в виде скрытой теплоты. При заданном значении R составляющие LE и P — основные регуляторы теплового режима между поверхностью моря и прилегающими слоями воздуха. Если P — тепловой поток между поверхностью и воздухом отражается на процессе испарения непосредственно в районе теплообмена,

то LE — поток тепла, поступая в атмосферу в скрытой форме вместе с водяным паром, переносится на большие расстояния и там уже влияет на процессы испарения и конденсацию водяного пара. Физико-географические условия в этом регионе таковы, что это скрытое тепло, образованное над орошаемыми землями Средней Азии, переносится на Каспийское море.

Особенности обмена тепла и влаги между пустынями Каракум и Каспийским морем, как отмечает Л.П. Кузнецова [1963], состоят в следующем.

Над территорией СССР в умеренных широтах преобладает перенос влаги с запада на восток, а это приводит к тому, что эта территория находится под постоянным воздействием воздушных масс Атлантического океана. В южных районах страны преобладают восточные ветры, особенно большая их повторяемость наблюдается над Южным Казахстаном и Средней Азией. Над югом Средней Азии 40–50% дней года дуют северо-западные ветры. В нижних же слоях атмосферы даже при наличии западного направления ветров преобладает восточное направление, т.е. направление ветров в сторону Каспийского моря.

Следует обратить внимание на большое влагосодержание средних слоев атмосферы в этом регионе. Если на широте Москвы удельная влажность составляет 5 г/кг, то над территорией Средней Азии эта величина достигает 10 г/кг. Орошаемые земли, с которых влага поступает в атмосферу, лежат как бы в "коридоре", который связывает эти земли с Каспийским морем, и через эту систему осуществляется взаимосвязь процессов обмена тепла и влаги в регионах, примыкающих к Каспийскому и Аральскому морям. Эта система имеет четкие географические границы. На севере этой системы находится Аральское море, с севера на юг она ограничена р. Сырдарьей, а на западе — Каспийским морем. В центре этой системы находится пустыня Каракум. Наиболее высоко над уровнем моря приподнята ее юго-западная часть (высота до 355 м), которая упирается в Устюрт. С запада на восток идут Заунгузские Каракумы, которые приподняты над уровнем моря на 240 м. Между высокими обрывами Унгуза, хребтом Копетдага и Малым Балханом лежат Центральные Каракумы, имеющие абсолютные отметки около 50 м. Эти Центральные Каракумы и образуют "коридор", идущий с севера на юг к Каспийскому морю. В южной части этого "коридора", прижатый к хребтам Копетдага, проходит Главный Туркменский канал. Испаряемая влага с орошаемых земель, прилегающих к Главному Туркменскому каналу, под действием преобладающих ветров, идущих с востока на запад, переносит ее на Каспийское море и "накрывает его влажным покрывалом" и тем самым уменьшает испарение с него.

Влагосодержание воздуха в районе Красноводска в 1960 г. было 16,6 г/кг, в 1975 г. достигло 17,4 г/кг; максимальное значение зафиксировано в 1978 г. — 21,8 г/кг. В 1985 г. значение его упало до 19,0 г/кг. Таким образом, за последние 25 лет влагосодержание увеличилось почти на 20% и максимальный рост его приходится на середину 70-х годов, когда начался подъем уровня Каспийского моря. Подобный рост влагосодержания наблюдался в районе Чарджоу и Ашхабада. Таким образом, по линии, соединяющей движение воздушных масс в сторону Каспийского моря, повсеместно наблюдался рост влагосодержания в атмосфере, что связано с развитием орошения в Средней Азии.

Рост орошаемых земель в Средней Азии шел за счет водных ресурсов

бассейна Аральского моря. Эти водные ресурсы равны округленно 120 км^3 в год, в том числе в системе Сырдарьи — 40 км^3 в год, Амударьи — 80 км^3 в год.

Эти объемы стока характеризуют водоносность речных бассейнов в целом, включая территории, сток которых при современном развитии орошения полностью расходуется и теряется (Заравшан, Кашкадарья и др.), не достигая основных стволов рек, питающих море. Суммарная оценка водных ресурсов бассейна, включающих сток его частей, практически отдельных от Аральского моря, представляет интерес по той причине, что не всегда возможно разделить орошаемые земли по источникам питания. Так, земли, тяготеющие к Каракумскому каналу, получают воду так же из рек Мургаба и Теджена; в бассейн Зеравшана по Аму-Бухарскому каналу подается вода из Амударьи и т.д. Уже в 1970 г. из 120 км^3 в год стекающей с бассейнов воды в Аральское море доходило лишь 47 км^3 в год, т.е. менее половины. Остальная вода разбиралась на орошение, а затем испарялась, либо испарялась с водохранилищ и прилегающих к рекам низин. В 1982 г. ни одна капля воды Амударьи практически не дошла до Аральского моря.

Помимо речного стока, в водном балансе Аральского моря подземное питание составляет около $1 \text{ км}^3/\text{год}$ и поэтому при дальнейшем изложении эта величина не будет учитываться.

Площадь, тяготеющая к питающим море рекам и связанная с ними в хозяйственном отношении, превышает площадь Каспийского и Аральского морей почти в 4 раза.

За последние 40 лет площади орошаемых в рассматриваемом регионе земель неуклонно возрастают и в недалеком будущем могут составить величину порядка 10 млн га. Наибольшее значение имеет орошение хлопчатника, которому в бассейне Аральского моря отдается предпочтение перед другими претендентами на воду. Площадь орошаемых земель, занятых под хлопчатник, составляет 60% всех орошаемых земель. На них может производиться около 10 млн т в год хлопчатника.

Наряду с орошением большое значение имеет обводнение пастбищ для отгонного животноводства. В современных условиях обводнено около 40 млн га. Эта площадь почти равна площади Каспийского и Аральского морей.

В суммарном отношении в летне-осенний период испарение происходит с площади около 50 млн га, что превосходит площадь Каспийского моря. С этой территории испаряется более 1/4 влаги, испаряемой с Каспийского моря.

Если учесть, что с акватории Аральского моря испаряется 120 км^3 и такое же количество испаряется с орошаемых земель, то тогда суммарное испарение в этом регионе составляет около 70,0% влаги, испаряемой с Каспийского моря. Этот эффект, естественно, должен сказаться на величине испарения с Каспийского моря в сторону его уменьшения, и сказался, когда начиная с 1976 г. уровень Каспийского моря стал резко подниматься.

Кроме этого, на уровень режим повлияло глобальное загрязнение атмосферы веществами, образующими так называемые "ядра конденсации".

Отмечается увеличение концентрации веществ, образующих "ядра конденсации", к которым в основном относятся соединения серы. В последние

55 лет их концентрация увеличилась более чем в 5 раз; при этом максимум их концентрации приходится на 1975 г. и дальнейшее их содержание заметно не росло [Петренчук, 1979].

Основные формы серы в атмосфере SO_2 и H_2S в газовой форме и сульфатный ион SO_4^{2-} в конденсированной. Ион SO_4^{2-} может быть связан с различными катионами. При определенных значениях влажности сульфатный ион может существовать в виде разбавленных растворов серной кислоты. Иногда сульфатные аэрозоли присутствуют в форме сульфата аммония $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$.

Основной источник поступления серы в атмосферу — антропогенный, связанный с сжиганием угля и нефти. В каменном угле содержится в среднем 2% серы. Ее содержание в топливной нефти колеблется в пределах от 1 до 4%. Всего в атмосферу поступает в настоящее время более 10 млн т в год соединений серы.

Суммарная реакция образования двуокиси серы из серы при сжигании топлива имеет вид



В реакции горения образуется кроме SO_2 небольшое количество трехокси серы SO_3 . При сжигании ископаемого топлива отношение SO_2/SO_3 обычно находится в пределах от 40:1 до 80:1.

В атмосферных условиях двуокись серы может действовать и как окислитель и как восстановитель. Хорошо изученная реакция между H_2S и SO_2 — пример реакции, в которой SO_2 выступает в качестве окислителя. Эта реакция такова

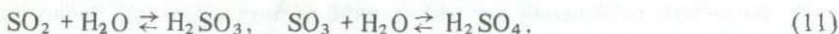


В присутствии окислов металлов, выступающих в роли катализаторов, в атмосфере протекает реакция



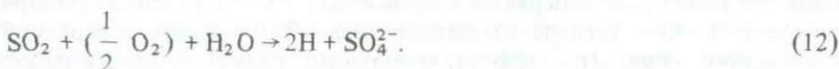
Большое количество веществ, а особенно взвешенные частицы и окислы азота, играют в этой реакции роль катализаторов.

При определенных условиях в атмосфере протекают реакции



в результате которых образуются капельки серной кислоты.

В процессах влагообмена атмосферы определенную роль играет механизм перехода SO_2 в SO_4^{2-} :



Благодаря этому механизму двуокись серы участвует в образовании ядер конденсации. Фазовое превращение водяного пара в водяные капли облегчается присутствием как SO_4^{2-} , так и других ионов. При приемлемой степени влажности эти ядра конденсации благоприятствуют образованию капель по двум причинам.

Во-первых, они способствуют формированию капель большого радиуса и меньшей кривизны поверхности, что приводит к возможности конденсации при меньшем влагосодержании.

Во-вторых, увлажненные частицы требуют для капель меньшей величины равновесного давления, чем в случае капель чистой воды. Ядра конденсации, включающие в себя серную кислоту, очень гигроскопичны и поэтому особенно сильно впитывают воду и поглощают ее из атмосферы даже при относительной влажности воздуха менее 100%. В то время как для чистой воды капли могут образовываться только при перенасыщении влагой воздуха. Это перенасыщение при отсутствии пыли и ионов может достигать 700% без всякой конденсации. Частицы при радиусе капли 10^{-5} см образуются при 70%-ной относительной влажности.

При фиксированной температуре сухая частица, состоящая из соединений серы и других веществ, образующих ядра конденсации, и при наличии влаги в атмосфере, превращается в каплю насыщенного раствора. В свою очередь капля воды поглощает газообразные вещества из воздуха, например SO_2 , а при определенных условиях она начинает испарять влагу в атмосферу. Другими словами, сухие частицы обладают потенциальной способностью извлекать влагу из атмосферы и тем самым увеличивать градиент влагосодержания между атмосферой и подстилающей поверхностью земли или между атмосферой и приводным слоем моря, в котором влагосодержание может соответствовать полному насыщению. Эффект влияния этих частиц на испарение с Каспийского моря можно представить себе следующим образом. Двигаясь с воздухом, эти ядра конденсации, попадая в зону интенсивного испарения, образуют водяные капли и тем самым уменьшают давление водяного пара в атмосфере, что приводит к более интенсивному испарению с поверхности земли или водоема, чем при отсутствии в воздухе этих ядер конденсации. И наоборот, воздушные массы с насыщенными водяными каплями, проходя над поверхностью Земли или водоема, уменьшают величину испарения. При наличии атмосферного электричества скорости роста капель и их величина будут большими, чем при отсутствии на них заряда.

Между напряженностью электрического поля атмосферы, концентрацией ядер конденсации, относительной влажностью воздуха и его температурой существует тесная взаимосвязь, которую необходимо учитывать при анализе уровня режима морей. Изменение содержания ядер конденсации вызывает изменение проводимости воздуха λ , которая связана с концентрацией ионов, образующих ядра конденсации соотношением [Имятинов, 1965].

$$\lambda = e \bar{k} n,$$

где e — величина элементарного заряда ($4,8 \cdot 10^{-8}$ эв); \bar{k} — средняя величина на ионов ($1 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$); n — число ионов, в нижних слоях атмосферы его можно оценить по формуле

$$n \cong \frac{q}{4\pi D(r't - rN)}, \quad (13)$$

где g — средняя интенсивность ионообразования $g \approx 10$; D коэффициент

диффузии, r и t — соответственно средний радиус и концентрация всех ядер; r и N — средний радиус и концентрация капель.

Известно, что вертикальный ток проводимости $i = E\lambda$ в ненарушенных условиях мало отличается от среднего значения, принимаемого равным 10^{-6} эв $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Введем обозначение $\beta = 4\pi D(r'Z + rN)$, которое, по данным специальных измерений Е.С. Селезневой [1943], имеет значения порядка $4 \cdot 10^{-6}$.

Тогда напряженность электрического поля равна

$$E = \frac{i\beta}{ekg} \cdot Z = AZ. \quad (14)$$

При указанных средних значениях коэффициент A равен $3 \cdot 10^{-6}$. Если использовать соотношение Эйнштейна $k/D = e/kT$, коэффициент A при $T = 300^\circ$ имеет значение

$$A = \frac{4\pi ikT}{ge^2} = (2,3 \cdot 10^6 \frac{i}{g}) \cdot r. \quad (15)$$

Здесь k — постоянная Больцмана.

Округленно можно считать, что

$$A = \frac{1}{4} r'. \quad (16)$$

Как показали специальные исследования [Имятинов и др., 1965], вертикальное распределение электрического поля до высоты 700 м экспоненциально убывает с высотой

$$E = E_0 e^{-ah}, \quad (17)$$

коэффициент $a \cong 1 \text{ км}^{-1}$. $E_0 = 1,2 \text{ в/см}$, а затем возрастает с высотой

$$E = E_0 e^{ah}, \quad (18)$$

где $E_0 = 0,8 \text{ в/см}$; $a \cong 1 \text{ км}^{-1}$.

В среднем ядра конденсации изменяются по такому же закону

$$Z = Z_0 e^{\pm bh}, \quad (19)$$

где $b = 0,5$.

В приземном слое $Z_0 \cong 8 \cdot 10^3 \text{ в/см}^3$.

В большинстве случаев изменение относительной влажности следует по такому же закону, однако в приземном слое при интенсивном испарении, а также в приземном слое относительное влагосодержание стремится к полному насыщению.

Отметим, что для всех профилей электрического поля характерен максимум на высоте порядка 500 м. Подобный максимум наблюдался и в профилях ядер конденсации. Как правило, в утренние часы наблюдалась температурная инверсия около границы, в которой $E(h)$, $Z(h)$ имело максимальное значение. Затем инверсия ослабевала, переходила в изотермию или даже исчезала, но общий характер кривых $E(h)$ и $Z(h)$ с максимумом на некоторой высоте сохранялся.

Следует отметить, что в вечерние часы начинает формироваться задерживающий слой, и на высоте, соответствующей точке излома температурной кривой, наблюдается резкое изменение концентрации ядер.

Следует далее отметить, что на водяных каплях присутствуют электрические заряды различного знака. При этом внизу капли при их падении в поле силы тяжести заряжены положительно, а в верхней части — отрицательно. Такое разделение зарядов в водяной капле — очень важный момент. По теории Ч. Вильсона [Фейнман и др., 1966], если имеется водяная капелька, падающая в электрическом поле напряженностью 100 В/м к отрицательно заряженной земле, то у нее появится наведенный дипольный момент — положительный заряд внизу, отрицательный — наверху. Если капля приближается к положительно заряженному иону, то она отталкивает его, если он заряжен отрицательно, как в случае SO_4^{2-} , она притягивает его к себе и захватывает его. На капле накапливается отрицательный заряд. Присутствие на капле электрического заряда независимо от знака последнего понижает упругость водяного пара и тем самым способствует их росту. Формула Тампсона связывает упругость водяного пара "P" с характеристиками капли и имеет вид [Леонтович, 1983]:

$$P_1 = P + \frac{2\alpha}{R} - \frac{e^2(1 - 1/\epsilon)}{8\pi R^3}, \quad (20)$$

где α — коэффициент поверхностного натяжения; ϵ — диэлектрическая постоянная; R — радиус капли.

Последний член в этой формуле практически объясняет рост ее капли за счет заряда.

Рассматривая совместные процессы образования распределения численности ядер конденсации по высоте, распределение электрического поля вблизи поверхности Земли и исходя из формулы Тампсона, можно выделить два характерных закона распределения относительно влажности.

Первый случай, когда "сухие ядра конденсации" попадают в область с большим содержанием влаги. В этом случае в силу их гигроскопичности они поглощают влагу из атмосферы и растут, тем самым понижая упругость водяных паров в окружающем пространстве, а это, в свою очередь, приводит к увеличению градиента относительной влажности между испаряемой поверхностью и атмосферной. В этом случае распределение влагосодержания будет приближаться к закону распределения числа ядер конденсации и напряжения электрического поля атмосферы.

Второй случай, когда "мокрые ядра конденсации" поступают в ту же область с повышенным влагосодержанием, как и в первом случае. Тогда мы будем иметь противоположный процесс уменьшения испарения с поверхности моря по сравнению с теми случаями, когда нет ядер конденсации.

Если обозначить величину испарения в условном 1930 г. через $J(0)$, а через $J(t)$ — испарение, зависящее от времени, то, исходя из вышеизложенного, можно записать следующее соотношение:

$$J(t) = J_0 \frac{\rho[SO_4^{2-}(t)] [\ln - \rho w k T(t)]}{\rho[SO_4^{2-}(0)] [\ln - \rho w(0) k T]}$$

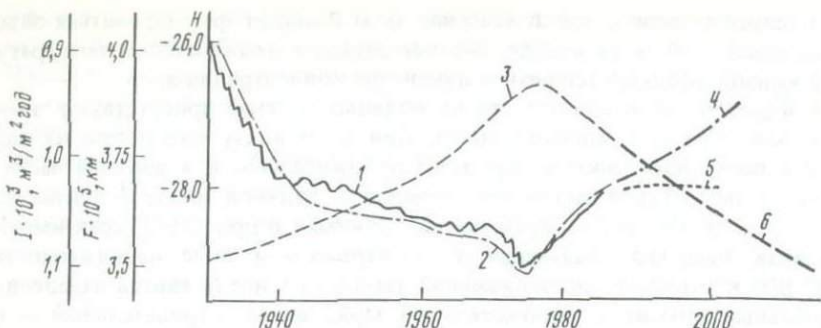


Рис. 26. Изменение уровня, площади (1, 2), испарения (3) Каспийского моря и их прогноз: 4 – площади при увеличении влагосодержания на 12,5% и на 6% (5), 6 – испарения

Это соответствует следующей аналитической формуле, нормированной по отношению к 1930 г.

$$J(t) = \exp \left[-\frac{1}{4} \cos \omega t \right], \quad (22)$$

где $\omega = \frac{2\pi}{T}$, $T = 70$ годам.

Соответственно можно записать закон изменения площади Каспийского моря

$$F(t) = F_0 \frac{\rho [SO_4^{2-}(0)] [e_n - \rho_w(0)kT]}{\rho [SO_4^{2-}(t)] [e_n - \rho_w(0)kT]} \quad (23)$$

и аналитическое уравнение принимает вид

$$F(t) = \exp \left[-\frac{1}{4} \cos \omega t \right]. \quad (24)$$

При этом при $t = 0$ (1930 г.) величина испарения $J(0)$ будет соответствовать $1/e$, а начальная площадь $F(0) = "e"$.

Уравнения (23) и (24) служат основанием прогноза изменения уровня Каспийского моря при неизменных условиях содержания ядер конденсации и относительной влажности в атмосфере. Естественно, при изменении приходной части – речного стока и осадков на зеркало моря это необходимо учесть в водном балансе моря, что делается элементарно. Однако необходимо иметь в виду следующее.

Если величина приходной части баланса превысит существующий рост объема Каспийского моря, а в настоящее время этот объем равен примерно 35 км^3 , то в силу соотношения $EJ = \text{const}$, уровень моря будет изменяться по закону

$$F(t) = \exp \left(-\frac{1}{4} \cos \omega t \right) \approx \exp \left(\frac{1}{4} \sin \omega t \right), \quad (25)$$

а изменение величины испарения по закону

$$J(t) = \exp \left[-\frac{1}{4} \sin \omega t \right]. \quad (26)$$

В случае, если величина испарения будет превышать уровень 1975 г. на 12,5%, то площадь Каспийского моря будет расти и достигнет площади, которую оно занимало в 1930 г., т.е. $405 \cdot 10^3$ км², т.е. уровень Каспийского моря к 2020 г. по сравнению с существующим (1986 г.) может подняться еще на 1,8 м (рис. 26).

ГЛАВА 3

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ БЕССТОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ—ГОЛОЦЕНЕ

Опубликованные палеогеографические материалы, содержащие сведения об изменении уровней и увлажненности, обеспеченные абсолютными датировками, в сочетании с морфометрическими данными о площадях и объемах позволяют охарактеризовать палеогидрологические и палеоклиматические изменения за последние 45 000 лет таких крупнейших бессточных областей Северного полушария, как Большой Бассейн США, оз. Чад и другие бессточные впадины северной Африки, Мертвого моря в Передней Азии, озера Мундафан в современной пустыне Руб-эль-Хали на Аравийском п-ве, бессточных озер Эфиопского нагорья (рис. 27).

3.1. БОЛЬШОЙ БАССЕЙН СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Большой Бассейн США представляет собой крупнейшую бессточную внутриконтинентальную область Северной Америки, общая площадь которой по подсчетам площадей гипсометрических ступеней составляет примерно 613 тыс. км².

Большой Бассейн морфологически не единый. Можно выделить пять геоморфологических районов, в каждом из которых на протяжении плейстоцена многочисленные соединяющиеся между собой межгорные впадины заполнялись водой и образовывались пльвиальные озера. Возникновению таких озер способствовала климатическая обстановка, характеризовавшаяся значительными колебаниями температуры и количества осадков. В прохладные и влажные периоды, которые принято называть пльвиалами, изменялось равновесие между притоком воды и испарением в пользу первого, и во всех бессточных впадинах возникали озера. Таких пльвиальных озер в Большом Бассейне в позднелайстоценовое время было около 120. Крупнейшими из них были — озера Бонвилл, Ланхонтан.

Следы существования пльвиальных озер проявляются в хорошо выраженных прибрежных формах рельефа — озерных террасах, косах, волноприбойных клифах, галечных валах, дельтах.

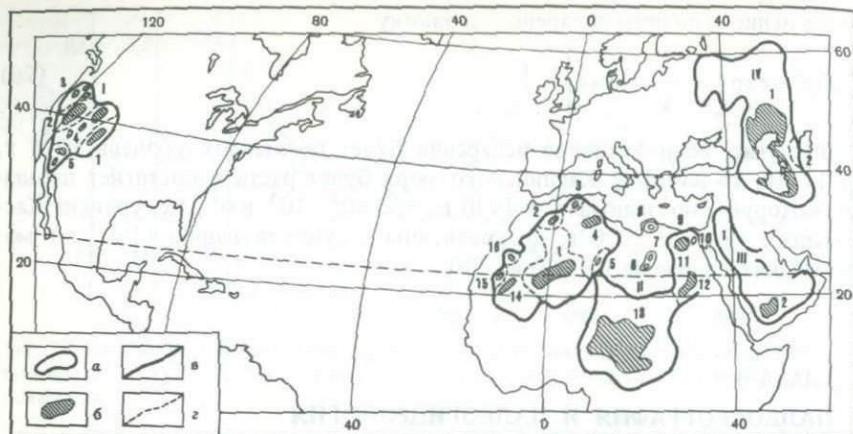


Рис. 27. Местоположение бассейнов внутреннего стока и бессточных районов аридных областей Северного полушария.

a — контуры изученных крупнейших современных бессточных районов, *b* — контуры плювиальных озер в позднем плейстоцене—голоцене, *c* — внешние границы бассейнов внутреннего стока и бессточных районов, *d* — то же, но между бассейнами и районами. Цифры на карте — бассейны внутреннего стока и бессточные районы. I — Северная Америка — Большой Бассейн: 1 — Бонвилл, 2 — Лахонтан, 3 — Северо-западная часть бассейна, 4 — центральная часть, 5 — южная часть бассейна; II — Африка (северная): 1 — Свафия — Тимимун — Мекерр — Хане, 2 — Эш—Шерги, 3 — Эль—Ходна, 4 — Мельрхаир, 5 — Бурархет, 6 — Эль—Хейра, 7 — Эль—Музлах, 8 — Эль—Халлаб, 9 — Каттаро—Сива—Джагхбуб, 10 — Карун, 11 — Фарафра, 12 — Дакхла, 13 — Чад—Боделе, 14 — Эрг Игиди, 15 — Себха Джум-эль-Друсс, 16 — Таффай; III — Передняя Азия и Аравийский полуостров: 1 — Мертвое море, 2 — Южно-Аравийский район — оз. Мулдафан; IV Евразия — Каспийско-Аральская область: 1 — бассейн Каспийского моря, 2 — Арало-Каспийский водораздел (Устюрт)

Изучение морфологии прибрежного рельефа и стратиграфии озерных и связанных с ними отложений позволило исследователям Большого Бассейна воссоздать здесь палеогеографию и хронологию основных событий позднего плейстоцена и голоцена в этом регионе. Значительный интерес представляет схема корреляции четвертичных отложений Большого Бассейна, разработанная Моррисоном [1968]. Им оценены различные методы корреляции отложений, использованы имеющиеся радиометрические датировки и палеонтологические данные для контроля стратиграфических сопоставлений, а также по результатам геоморфологического анализа восстановлены уровни палеозер. По данным Моррисона, озерные интервалы прямо соответствуют оледенениям. Так, в позднечетвертичное (висконсинское) время в истории оз. Бонвилл оледенению бул-лейк хребта Уосатч соответствует алпайнский озерный цикл, а оледенению пандейл — бонвиллский и дрейперский озерные интервалы (рис. 28, см. вкл.). Плювиальные озера не были второстепенными явлениями по сравнению с горными оледенениями, а были главным результатом плювиальных циклов, ибо объем законсервированной в ледниках влаги даже в стадии наиболее интенсивного таяния вряд ли мог составить весь объем воды, участвовавшей в гидрологическом цикле озера [Моррисон, 1968]. Главные причины, вызвавшие возникновение плювиальных озер, климатические.

Наибольший объем аргументированного материала в работе Моррисона [1968] приводится для района оз. Бонвилл, причем им детально разработана стратификация верхнечетвертичных — висконсинских отложений. Хронология времени существования оз. Бонвилл обоснована данными палеопедологии, так как ископаемые почвы — это лучшие маркирующие горизонты. На графике (см. рис. 28) выделены эпохи активного почвообразования для района оз. Бонвилл. Они формировались в субэзральных условиях, когда плювиальное озеро либо полностью пересыхало, либо уровень его был наименьшим, близким к современному. Каждый крупнейший интервал поднятия уровня озера отделен нами от предыдущего согласно стратиграфической схеме, приводимой Моррисоном [1968]. В течение 45 000 лет в истории оз. Бонвилл отмечаются следующие озерные интервалы: алпайнский, бонвиллский, дрейперский, голоценовый [Моррисон, 1968]. Алпайнский озерный интервал отделен от следующего за ним бонвиллского почвами промонтори, последний от дрейперского — почвами гранитвилл и заканчиваются почвами мидвейл. Голоценовый интервал завершается голоценовыми почвами.

Примерно около 41 000 лет назад в алпайнский озерный период уровень оз. Бонвилл, по реконструкциям Моррисона [1968], достигал абсолютных отметок 1609 м, площадь озера, рассчитанная на основе построенной гипсографической кривой, составляла 58 500 км², а объем в это время был равен 11 600 км³. Около 36 000 лет назад уровень озера понизился до 1402 м абс., что зафиксировано перерывом в озерном осадконакоплении и образованием почв. Площадь оз. Бонвилл составила 28 500 км², а объем — 2495 км³. В конце алпайского озерного интервала, около 35 000 лет назад, вновь отмечался некоторый подъем уровня до 1462 м, площадь при этом достигала 38 000 км², объем 4498 км³. Алпайский озерный цикл завершается образованием почв промонтори.

Следующему плювиальному периоду, когда вновь образовывалось оз. Бонвилл, так называемому бонвиллскому соответствуют озерные отложения, которые по возрасту занимают положение между почвами промонтори и гранитвилл и коррелируются со стадиями оледенения пандейл. Озерные отложения этого периода состоят из двух пачек, разделенных аллювиальными и коллювиальными отложениями, образовавшимися в субэзральных условиях. Береговые линии бонвиллского озерного интервала отмечались на отметках 1594 м абс. (около 18 000 лет назад) и 1600 м (около 13 000 лет назад), когда озеро имело сток в океан через перевал Ред-Рок. Гидрометрические показатели озера в этот период были следующими: при уровне 1600 м соответственно площадь достигала 57 500 км², объем 11 077 км³ (см. рис. 28). Бонвиллский озерный этап завершился формированием почвы гранитвилл, фиксирующей период субэзрального развития и размыва между озерными циклами бонвилл и дрейпер. Субэзральные осадки и почвы гранитвилл отмечаются на отметках лишь на 15 м выше современного уреза Большого Соленого озера (1260 м), что свидетельствует о почти полном высыхании плювиального оз. Бонвилл.

Следующему озерному интервалу — дрейперскому — в позднечетвертичной истории развития плювиального озера Бонвилл, продолжавшемуся с 10 000 до 7 000 лет назад, соответствуют отложения одноименной

формации, которые состоят из трех пластов озерных осадков, разделенных перерывами, отражающими субазальное развитие. Отметки береговых линий этого интервала были следующими: 1454 м или несколько выше — около 1463–1471 м (около 9500 лет назад), 1362 м (примерно 8000 лет назад), 1344 м (7000 лет назад); площадь и объем оз. Бонвилл составляли в первом случае — 37000 км² и 4200 км³, во втором — 22500 км² и 1475 км³, в третьем — 19500 км² и 1097 км³.

Дрейперский озерный интервал завершился формированием почвы мидвейл. Радиоуглеродные и археологические датировки позволяют считать, что этот период почвообразования длился от 4500 до 3800 лет назад. По этому горизонту почв проводится граница между плейстоценовой и голоценовой эпохами в области Большого Бассейна.

Голоценовые колебания в районе оз. Бонвилл Моррисоном детально не изучались. О колебаниях увлажненности в голоценовый период позволяют говорить археологические данные.

Установлено как на основании изучения геологического строения, так и памятников археологии, что в голоцене никогда плейстоценовые озера не достигали тех размеров, которые были свойственны им в позднелайстоценовое время. Уровень оз. Бонвилл в голоцене поднимался до отметок 1295, 1284, 1275 м абс., при этом площадь озера почти удваивалась по сравнению с суммарной современных озер Юта, Севир, Малое и Большое Соленое, входивших в ее состав.

Сведений об изменениях уровней других плейстоценовых озер Большого Бассейна за позднечетвертичное—голоценовое время, в частности озер Лахонтан, Рассел, Сёрлс и других, значительно меньше, чем для оз. Бонвилл. Это связано с отсутствием надежной стратиграфической корреляции между погребенными слоями, изученными в результате бурения, с одной стороны, и выходами отложений на поверхность и береговыми линиями — с другой.

С помощью радиоуглеродного датирования и палинологических исследований установлено, что высокие уровни плейстоценовых озер Большого Бассейна отвечают "холодным" периодам, а низкие — "теплым".

Хронология развития оз. Сёрлс (одного из бессточных озер Большого Бассейна), разработанная Стювером [Stuiver, 1964], показывает, что между 50000 и 34000 лет назад в целом преобладали плейстоценовые условия. В более позднее время, с 34000 до 18000 лет назад, климат был более неустойчивым: в это время зарегистрированы неоднократные осушения озера, они приходятся на 33000, 28000, 26000, 24000 лет назад. С 18000 до 13000 лет назад сохранялась повышенная увлажненность, а приблизительно 9000 лет назад площадь и объем озера сократились.

На основании анализа [Larry, 1978] радиоуглеродных датировок для оз. Лахонтан выделен межплейстоценовый период, характеризовавшийся теплым и сухим климатом, отсутствием озер, который продолжался от 40000 до 25000 лет назад. В плейстоценовый период от 25000 до 11000 лет назад уровень плейстоценового озера Лахонтан был высоким (рис. 29). Максимум стояния, когда уровень озера Лахонтан был около 1330 м, а площадь составляла 22300 км², объем 2130 км³, отмечается [Larry, 1978] для интервала 15000–13500 лет назад. Теплые аридные условия характери-

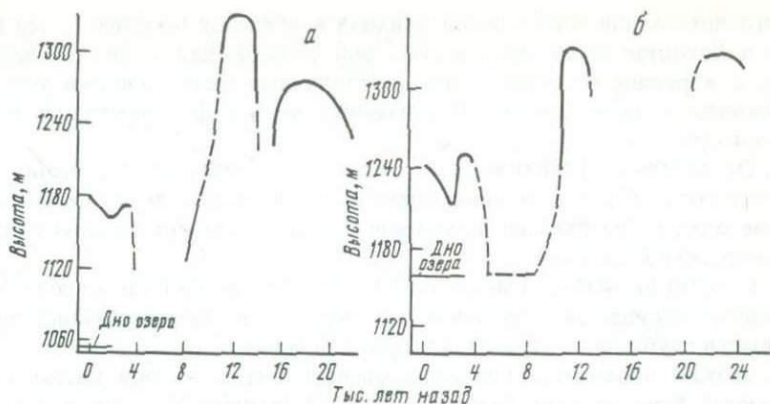


Рис. 29. Колебание уровня оз. Лахонтан за последние 25 000 лет, реконструированные по данным бассейна оз. Пирамид (а) и бассейна оз. Уолкер (б) [Larry, 1978]

зуют интервал от 9000 до 4000 лет назад. В это время все озера, которые при высоком стоянии создавали шлювиальное оз. Лахонтан, высохли, за исключением оз. Пирамид [Larry, 1978].

По данным Антевса [Antevs, 1952], интервал времени с 7000 до 4000 лет назад отвечает "термическому максимуму"—"альтитермальному веку". В этот период озера Бонвилл и Лахонтан полностью высохли, и в субарзальных условиях формировались пустынные, маломощные бурые, а местами солонцовые почвы [Моррисон, 1968].

Изложенный материал о плювиальных озерах Большого Бассейна и их палеогидрологические характеристики свидетельствуют о доминировании климатических факторов в истории развития этих водоемов. Видимо, можно считать доказанным, что повышение уровней озер Большого Бассейна связано с похолоданиями и сокращением испаряемости. С другой стороны, мало вероятно, чтобы все озера Большого Бассейна, протянувшегося с севера на юг почти на 1500 км и характеризующегося рельефом высокогорий, плато и низменных равнин имели полностью синхронную историю развития. Безусловно, широтная и вертикальная климатическая зональность наложила отпечаток на их палеогеографическую судьбу. Большой интерес представляет выделение наиболее характерных общих закономерностей в жизни озер, расположенных в различных зонах Большого Бассейна. Исходя из этого и были рассмотрены как своего рода эталоны климата на данной территории озера Лахонтан, Бонвилл и Сёрлс, они расположены в разных его зонах, а именно: первое — в центре, второе — на северо-востоке, а третье (соответственно) — на юге. Исследования указывают на синхронность следующих явлений в пределах этого региона.

1. В начальной стадии горного оледенения бул-лейк в интервале времени от 45 000 лет (или несколько раньше) и до 40 000 лет назад в бассейнах всех рассмотренных озер было влажно и прохладно; на озерах Бонвилл и Лахонтан господствовали весьма высокие отметки уровня вод.

2. С 28 000 по 25 000 лет назад в период максимального предледни-

кового потепления и иссушения климата в пределах бассейнов озер Бонвилл и Лахонтан было тепло и сухо, они частично или полностью пересыхали, а в районе оз. Сёрлс были неустойчивые климатические условия, тяготеющие к засушливости. В указанный период формировались почвы промонтори.

3. От 23 000 до 11 000 лет назад отмечено всеобщее похолодание, увеличение увлажненности и повышение уровней озер, активно развивалось горное оледенение пандейл и синхронные ему оледенения в других районах Большого Бассейна.

4. С 6500 до 4000 лет назад (4500–2000 лет до н.э.) также повсеместно климат иссушился и большинство озер усохло. Формировались почвы мидвейл и глубоко деградировали горные ледники.

5. Можно попытаться примерно оценить объем водной массы, которая могла быть сосредоточена в пределах Большого Бассейна в периоды максимума его увлажненности, наступавших в интервале времени 45000–40000 и 23000–11000 лет назад. Если соотношение между площадью водосбора оз. Бонвилл и объемом концентрировавшихся в нем в плювиальные эпохи вод распространить на всю территорию Большого Бассейна, т.е. полученные нами данные для этого озера увеличить в 3,8 раза (во столько раз площадь Большого Бассейна больше водосбора оз. Бонвилл), то окажется, что в его плювиальных озерах могло аккумулироваться до 44 000 км³ воды. Предполагается, что подобного рода расчет мог иметь ошибку около $\pm 25\%$, приближенное значение может изменяться в пределах от 33 000 до 55 000 км³.

3.2. БЕССТОЧНАЯ КОТЛОВИНА ЧАД-БОДЕЛЕ В АФРИКЕ

Озеро Чад расположено в юго-западной части обширной бессточной котловины южнее Сахары. Его уровень в настоящее время колеблется между отметками 279 и 283 м абс. В пределах бессточной депрессии (площадь водосбора 2616 тыс. км²) по результатам геоморфологического районирования выделяют следующие районы. На юге – район затопляемых равнин и дельт р. Шари, на юго-западе – оз. Чад, на северо-востоке – котловина Боделе или "Нижние Страны" [Bas Pays] с абсолютными отметками 150 м, которая через сухое русло Бахр Эль Газаль соединяется с оз. Чад. Если уровень оз. Чад достигнет отметок 286 м абс., то поток через Бахр Эль Газаль будет постоянным.

Озеро Чад находится в зоне саваннского климата, количество осадков изменяется с юга на север от 400 до 150 мм/год, 84% водоснабжения озера составляет сток рек Шари и Логоне, которые дренируют более увлажненную зону с судано-гвинейским климатом (количество осадков более 1000 мм/год).

На основании многочисленных публикаций [Pias, 1962, 1970; Faure, 1966; Servant S., 1967; Schneider, 1967; Servant M., 1970, 1973; Siffermann, 1979; Durand, Mathieu, 1980; и др.], где рассматриваются материалы изучения шельфа, литологии отложений, палеопедологического и диатомового анализов и данных радиоуглеродного датирования в позднелайстоцен-голоценовой истории Чадской котловины, отмечается чередование озерных трансгрессий в эпохи увлажнения и регрессий, совпа-

Рис. 30. Колебания размеров бассейна оз. Чад за последние 45000 лет [Servant, Servant, 1970]

Радиоуглеродные датировки: Серия Лабде — 140 ± 90 , 1750 ± 100 ; 2450 ± 110 , 3160 ± 105 ; 3500 ± 130 , 5410 ± 410 , 6990 ± 140 , 9470 ± 220 , 10160 ± 160 , 10900 ± 300 , 11950 ± 280 , 12060 ± 350 . Серия Сулиас — 21900 ± 700 , 30400 ± 1000 , 38000 ± 2000 , 41000 ± 2500

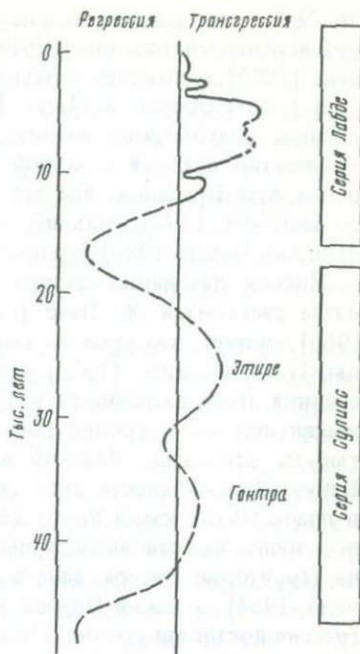
дающих с этапами аридизации (оз. Чад в аридные периоды имело очертания, близкие к современным).

Первая верхнеплейстоценовая трансгрессия, завершившаяся, по-видимому, около 40 000 лет назад [Servant, 1970] достигала отметок ~ 400 м абс., т. е. почти на 120 м превышала современный уровень. Предполагаемая площадь этого палеочадского моря достигала $850\,000$ км² [Pias, 1970]. Морфологических признаков этого озерного этапа в современном рельефе не сохранилось и границы бассейна восстанавливаются по литолого-фациальному анализу осадочной толщи. Этому трансгрессивному

этапу соответствует свита гонтра серии сулиас [Servant, 1970] (рис. 30). Отложения этого бассейна изучены на севере и северо-востоке впадины у подножия массивов Тибести и Эннеди, на юге — у предгорий Амаддуа, а также известны в восточной части Нигера на территории современной Сахары и в Нигерии. Озеро Чад и расположенная севернее котловина Боделе составляли единый водоем, при впадении в который р. Шары образовывала обширную в $40\,000$ км² древнюю дельту [Pias, 1970]. Климат во время 1-й верхнеплейстоценовой трансгрессии был влажным, по реконструкциям, выполненным Ж. Пьясом [Pias, 1970], количество осадков достигало 800 мм/год (рис. 31, см. вкл.).

Между 38 000 и 35 000 лет назад в Чадской бессточной области устанавливается климат сахело-сахарского типа, который существовал примерно до 29 000 лет назад [Durand, Mathieu, 1980]. С этим этапом аридизации указанные авторы связывают эвапоритовую седиментацию в районах Бахр Эль Газаль и Канема (центральная часть бессточной котловины). Однако по опубликованным данным [Servant et al., 1970], вероятно, верхнеплейстоценовая аридная эпоха в бассейне Чада длилась с 34 000 до 30 500 лет назад (см. рис. 30). По данным Ж. Пьяса [Pias, 1970], в это время интенсивные ветры при разреженном растительном покрове привели к развеванию песков в осушенных районах и формированию эоловых форм рельефа, в частности именно с этим этапом аридизации он синхронизирует образование 1-го песчаного массива, развитого севернее 10-й параллели.

Вторая верхнеплейстоценовая трансгрессия, по мнению большинства исследователей Чадской депрессии, была примерно 30 000 лет назад и



до 21 350 лет назад (см. рис. 31). В стратиграфическом отношении второй верхнеплейстоценовой трансгрессии соответствуют, по данным М. Сервана [1970], отложения свиты этире серии сулиас (см. рис. 30).

В работе Дюран и Матье [Durand, Mathie, 1980] отмечается, что по данным диатомового анализа, в этот временной диапазон увеличилось количество осадков в южной части бассейна и снизилась величина испарения в центральной, все это благоприятствовало установлению крупного палеозера Чад. Максимум трансгрессии, по данным Дюран и Матье [Durand, Mathie, 1980], отмечался около 22 000 лет назад.

Мнения различных авторов о высоте соответствующей трансгрессии озера расходятся. Ж. Пьяс [Pias, 1970], соглашаясь с Г. Формом [Faure, 1966], считает, что уровень мог достигать 400 м и выше. С другой стороны, Г. Сифферманн [1970] приводит геоморфологические свидетельства стояния этого бассейна на несколько более низких отметках. Им с целью выявления этого уровня был изучен комплекс береговых валов, развитый на юго-западе Ча́дской впадины вблизи водораздела рек Логоне и Бенуэ. Протяженность этих форм до 200 км, общая суммарная ширина в плане 50–75 км, а высотные отметки выше 330 м, но ниже 400 м. Более точно высота аналогичных береговых образований, расположенных на территории Нигера, дана в работах Г. Бокье и М. Гаво [Bocquier, Gavand, 1964], а также Пирапа [Pirard, 1964]. По их материалам, эта трансгрессия достигала уровня 370 и 350 м. В связи с тем что крайние значения высот прибрежно-озерных аккумулятивных форм могли послужить результатом более поздних тектонических деформаций, либо сформироваться при кратковременных стадийных изменениях уровня водоема, нами принята средняя из всех установленных отметок: +360 м абс. (см. рис. 31).

С 20 600 ± 600 лет назад [Durand, Mathie, 1980] в Ча́дской бессточной области происходит эволюция аридных условий, которые сохранялись до 12 000 лет назад. К этому аридному этапу Ж. Пьяс [Pias, 1970] относит формирование песчаного массива (2-го эрга), золотые формы которого ориентированы в направлении с северо-запада на юго-восток. М. Серван [Servant, 1973] называет период образования 2-го эрга и накопления золотых песков эпохой канем. Аридный этап (22 000–12 000 лет назад), соответствовавший максимуму позднеюрмского оледенения Европы, сменился новой плейстоценовой эпохой, вызвавшей третью трансгрессию оз. Чад. Быстрое и одновременное расширение озерного бассейна началось 12 000–11 000 лет назад. Масштабы этой трансгрессии были значительно меньше, площадь озера достигала 350 000 км², а средние глубины составляли 10–15 м [Pias, 1970]. По форме и протяженности озеро в период максимума трансгрессии напоминало современный Каспий [Grove, 1959]. Ее следы в виде систем береговых валов хорошо сохранились [Pias, 1970] на юго-западе озерной котловины на территории Камеруна, Нигерии и Нигера. Здесь они сплошной полосой прослеживаются вдоль населенных пунктов Бонгор, Ягуа, Лимани, Майдугури, Нгигми и имеют абсолютные высоты от 310 до 320 м. На востоке впадины имеются аналогичные формы на тех же высотах закартированы от Коро-Торо и до дельты р. Шари. Многочисленные датировки абсолютного возраста осадков этой трансгрессии [Servant, Servant, 1970] устанавливают ее хронологические рубежи от 12 000 до 3 500 лет назад. Однако, по мнению

Ж. Пьяса [Pias, 1970], в районе 7 000 лет назад отмечается короткий этап аридизации. Фор [Faugere, Manguin, 1963] датирует возраст третьей трансгрессии Чада 8000—4500 лет назад и отмечает 327—330-метровый уровень стояния этого бассейна (см. рис. 31). Самый последний весьма незначительный (до +290 м, сейчас урез около +282 м) подъем уровня Чада произошел в период между $3\ 160 \pm 105$ и $2\ 450 \pm 110$ лет назад. В целом же после 3 500 лет назад уровень озера колебался в пределах нескольких метров.

С момента окончания трансгрессии и до наших дней оз. Чад находится в регрессивной фазе, на фоне которой отмечаются отдельные периодические повышения уровня.

Палеогидрологическую эволюцию оз. Чад за последние 45 000 лет (поздний плейстоцен-голоцен) можно охарактеризовать следующим образом. Около 40 000 лет назад отмечалась первая верхнеплейстоценовая трансгрессия озера, 35 000—30 000 лет назад в Чадской бессточной области устанавливаются аридные условия (климат сахело-сахарского типа), озеро регрессирует; после 29 000 лет назад отмечается увеличение увлажненности в бассейне, а с 26 000 лет назад — вторжение холодных масс с севера, увеличение осадков и снижение испарения благоприятствовало установлению крупного палеозера (вторая трансгрессия озера, которая завершилась около 22 000 лет назад); после 20 000 лет озеро сокращается (регрессирует) до нынешних размеров, а с 12 000—11 000 лет назад началось быстрое увеличение увлажненности во всем бассейне, что привело к третьей трансгрессии оз. Чад; с 3 500 лет назад устанавливаются условия, близкие к современным. Необходимо заметить, что перечисленные палеогидрологические изменения в Чадском бассейне, выявленные на основании комплексных исследований этого региона, обнаруживают зависимость от глобальных термических перестроек, связанных с развитием и деградацией ледникового щита в высоких широтах Северного полушария.

3.3. БАССЕЙНЫ ВНУТРЕННЕГО СТОКА СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И САХАРЫ

При геоморфологическом районировании Северной Африки с целью выделения бассейнов внутреннего стока использовались карты Мира масштаба 1:2 500 000. Всего на территории Северной Африки (до экватора, исключая рифтовую зону) было выделено 16 таких бассейнов, включая область оз. Чад (см. рис. 27). Были получены основные морфометрические характеристики бассейнов внутреннего стока, такие, как минимальные отметки днищ котловин, отметки современных порогов стока.

Ж. Пьясом на основе многочисленных, в том числе палеоботанических, почвенных, геоморфологических и геологических наблюдений [Pias, 1958, 1967а, б; 1970], а также палеогеографических исследований многих авторов, определявших возраст отложений террас плювиальных озер Северной Африки методами абсолютной геохронологии (C^{14}), была получена качественная кривая увлажненности Северо-Западной Сахары. При построении кривой увлажненности Северо-Западной Африки Ж. Пьяс использовал абсолютные датировки, приведенные в работе Алимана, Бешера и Конрада [Alimen, Veucher, Conrad, 1966]. Эта кривая (рис. 32) легла

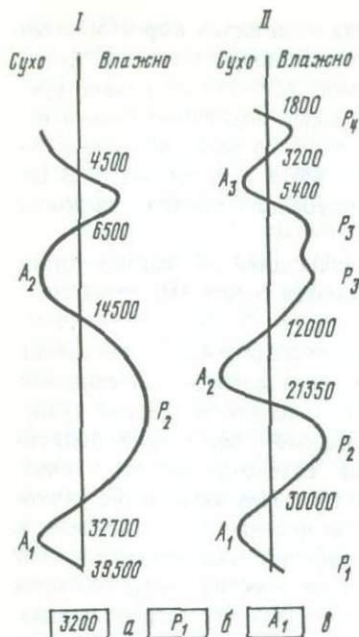


Рис. 32. Изменение климата в позднечетвертичное время в Северо-Западной Сахаре и бассейне оз. Чад [Pias, 1970]

I — Северо-Западная Сахара; II — Бассейн оз. Чад; а — радиоуглеродные датировки; б — плювиалы и их порядковый номер, в — аридные эпохи и их порядковый номер

в основу выполненных в работе реконструкций водного баланса бессточных котловин данного района.

В процессе проводимых исследований в пределах территории Северной Африки были выделены выраженные в масштабе карты (1 : 250 000) области и районы, имеющие самостоятельные базы эрозии (рис. 33). Следует обратить внимание на то, что все они оказались севернее 20° с.ш., лишь оз. Чад находится к югу от этой широты.

Все выделенные 15 плювиальных североафриканских озер (без оз. Чад) были объединены в единую группу, имевшую, как мы полагаем, идентичную историю

активизации и затухания "гидрологической активности". Это предположение основывалось на том, что преобладающая часть территории, ныне приуроченная к сухой субтропической зоне, в плейстоцене располагалась на южной периферии европейского ледникового массива. К.К. Марков [1971, с. 94] о палеоклиматических особенностях Северной Африки за рассматриваемый отрезок времени писал следующее: "В эпохи общего похолодания климата вся система климатических поясов перемещалась к югу, а в эпохи потепления общее смещение поясов происходило в северном направлении. Поэтому в эпохи похолодания на сухой субтропический пояс распространялась более влажная обстановка умеренного пояса... Именно в эти периоды похолодания климата увеличивался объем водной массы озер субтропического пояса".

Таким образом, исходя из вероятного единства палеоклиматической обстановки на всей рассматриваемой территории Африки (севернее 20° с.ш.), было принято, что в последние 40000 лет увлажненность во всей этой области изменялась в соответствии со схемой, составленной Ж. Пьясом [Pias, 1970] (см. рис. 32). Согласно этой схеме, около 30000 (возможно 32700) лет назад начался и завершился около 14500 лет назад (возможно 12000 лет назад) крупнейший позднелеистоцевый плювиал. Плювиал меньшей интенсивности датируется интервалом 6600—4500 лет назад.

Картометрические работы показали, что на уровне порогов стока все 15 котловин Северной Африки в сумме имеют площадь 733000 км², а объем составляет 43000 км³. Условно полагая, что даже в эпохи максимума увлажненности они заполнялись приблизительно на 2/3, получены следующие приближенные оценки: в период максимума плювиала, синхронизируемого споздневалдайским оледенением Европы, площадь озер на

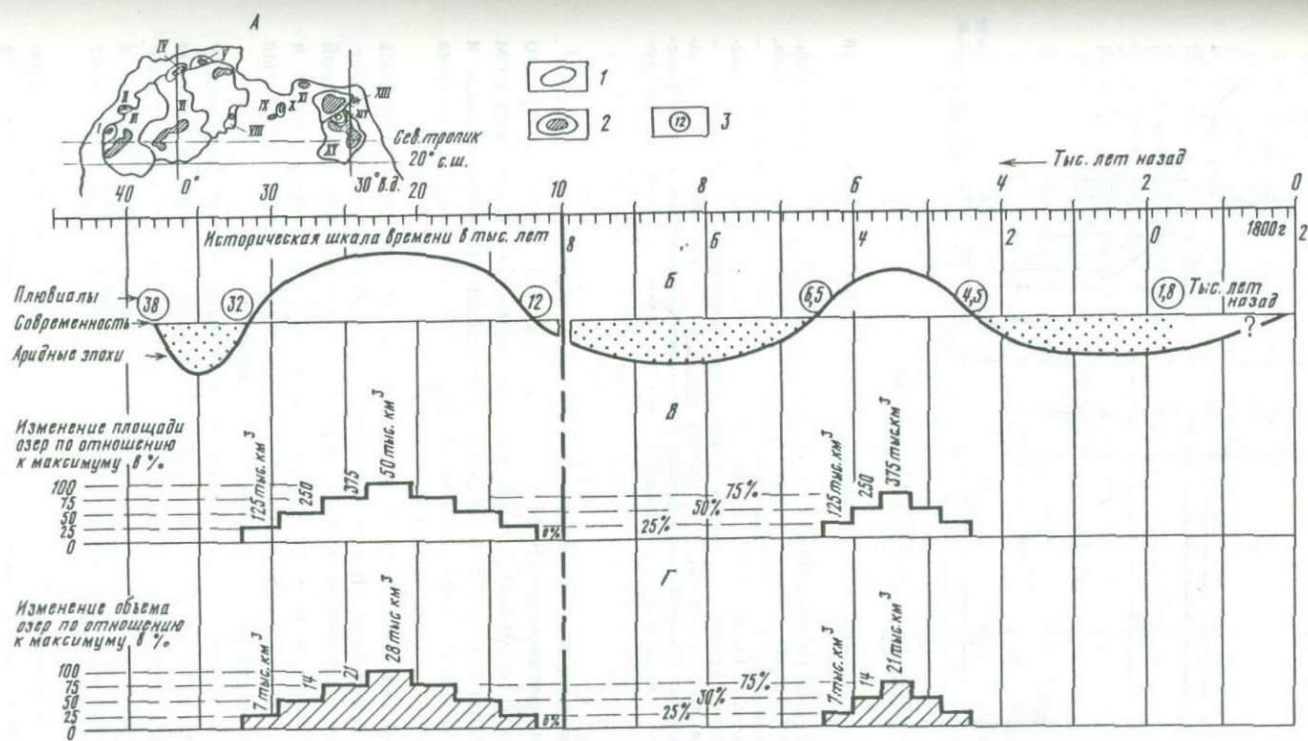


Рис. 33. Котловины северных областей Африки и Сахары (суммарная площадь водосбора – 3848 тыс. км²)

А – схема расположения бассейнов районов внутреннего стока Северной Африки. I – себха Джум Эль-Друсс; II – Таффайя; III – эрг Игиди; IV – Эш-Шерги; V – Эль Ходна; VI – Сафия-Тимимун-Мекерр-Хане; VII – Мельрхир; VIII – Бурархет; IX – Эль-Хейра; X – Эль-Муэллах; XI – Эль-Халлаб; XII – Каттаро-Сива-Джагхбуб; XIII – Карун; XIV – Фарафра; XV – Дакхла; Б – качественная кривая увлажненности для северо-западной части Сахары [Pias, 1970]; В – предполагаемая суммарная площадь озер в плювиальные эпохи (тыс. км²); Г – предполагаемый объем вод, заполнявших котловины в плювиальные эпохи (тыс. км³): 1 – бассейны, районы внутреннего стока Северной Африки (см. обозначения римскими цифрами); 2 – возможное положение плювиальных озер в пределах бассейнов и районов внутреннего стока при существующих порогах стока; 3 – радиоуглеродные даты [Pias, 1970]

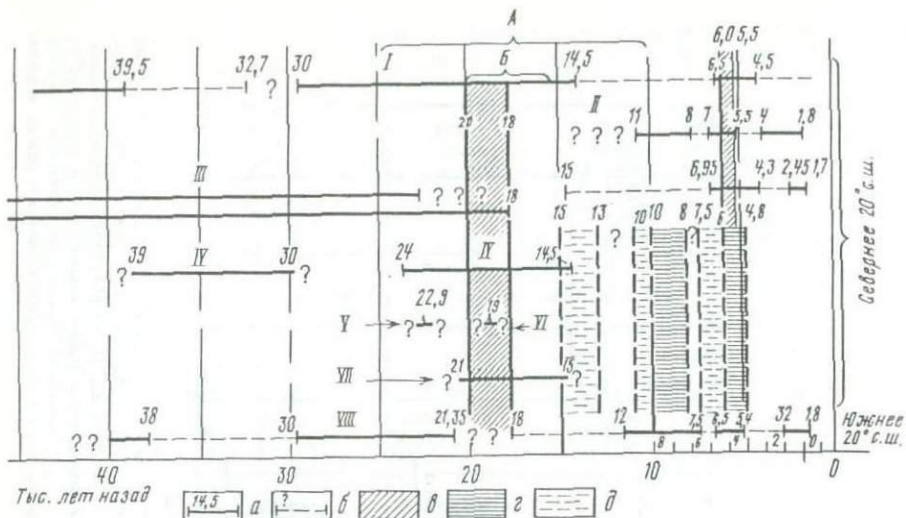


Рис. 34. Корреляция пльвиальных и аридных эпох в различных районах Северной Африки [Street, Grove, 1976]

I – Северо-Западная Сахара [Aliment et al., 1966; Pias, 1970]; II – Сенегал, Мавритания [Faure, 1967]; III – Египет, Судан [Butzer et al., 1967]; IV – район Саура, Большой Западный эрг; V – Западно-Египетская пустыня, Куркур, Дунгул; VI – Бискра; VII – Алжир, Тунис; VIII – оз. Чад [Pias, 1970]; A – покровное оледенение Европы, падение уровня океана; Б – максимум покровного оледенения: а – пльвиалы, время, тыс. лет назад; б – аридные эпохи, тыс. лет назад; в – эпохи одновременного подъема уровней озер Африки, расположенных севернее 20° с.ш. (мнения всех авторов совпадают); г – пльвиалы в пределах всей или на преобладающей части Северной Африки [Street, Grove, 1976]; д – то же, аридные эпохи

севере Африки, вероятно, достигала 500000 км², а объем – 28000 км³. Во время среднеголоценового пльвиала, от 6500 до 4500 лет назад, зеркало их вод составляло возможно, 375000 км², а объем – 21000 км³, при этом условно предполагалось, что в указанный интервал времени площадь и объем воды в этих озерах мог составлять около 75% от площади и объема пльвиальных озер "ледникового максимума".

Точность выполненных палеогидрологических построений оценивалась с учетом возможной ошибки в измерениях площадей и вычислениях объемов; кроме этого, оценивалось, насколько верны и синхронны на большой площади временные интервалы трансгрессий озер. Ясно, что уровни и объемы рассматриваемых водоемов не могли быть выше тех, которые лимитировались порогами стока вмещающих их котловин.

Поэтому можно полагать, что действительные значения находятся между следующими пределами: максимальные суммарные площади и объемы рассматриваемых водоемов в эпоху "ледниковой трансгрессии" составляли соответственно от 733000 до 250000 км², и от 43000 до 14000 км³, а во время голоценового подъема уровня – от 562000 до 187000 км² и от 30000 до 1000 км³.

Что касается времени существования пльвиальных озер Северной Африки, то после фундаментальных исследований Ж. Пьяса [Pias, 1970] в последние годы появился ряд новых публикаций, уточняющих палеогеогра-

фию исследуемого региона; обобщение их приведено в работе Стрит и Грова [Street, Grove, 1976]. На основе этих данных были сопоставлены длительности плейстоценовых и аридных эпох по данным Ж. Пьяса [Pias, 1970] и по данным других авторов (рис. 34).

Так, исследования Бутцера и Хансена [Butzer, Hansen, 1967] указывают на то, что на территории Египта и Судана на протяжении значительной части позднего плейстоцена было влажно, затем до 6950 лет назад здесь наступили засушливые условия. В дальнейшем количество осадков значительно увеличилось между 6950–4300 и 2450–1700 лет назад. Стрит и Гров [Street, Grove, 1976] также отмечают, что по крайней мере 22900 лет назад на юге Египта (оазисы Куркур и Дунгул) господствовал влажный климат, а в интервалах времени 10000–8000 и 6000–4800 лет назад плейстоценовые условия были характерны, видимо, для преобладающей части Северной Африки. Обобщение этих данных позволило выделить два главных плейстоценовых периода в недавней геологической истории этого региона. Более ранний и наиболее интенсивный проявился, по-видимому, от 32000 до 15000 лет назад с пиком от 30000 до 17000 лет назад, а второй – голоценовый и относительно менее активный – в эпоху от 6500 до 4000 лет назад с возможным максимумом в VI тысячелетии. В остальные периоды здесь господствовали аридные условия.

3.4. ПЕРЕДНЯЯ АЗИЯ – МЕРТВОЕ МОРЕ

Бессточное Мертвое море расположено в субтропической зоне и пересекается параллельно $31^{\circ}30'$ с.ш. Уровень современного Мертвого моря, соленость которого в 10 раз превышает соленость океана, расположен на 399 м ниже уровня океана, площадь его в настоящее время достигает

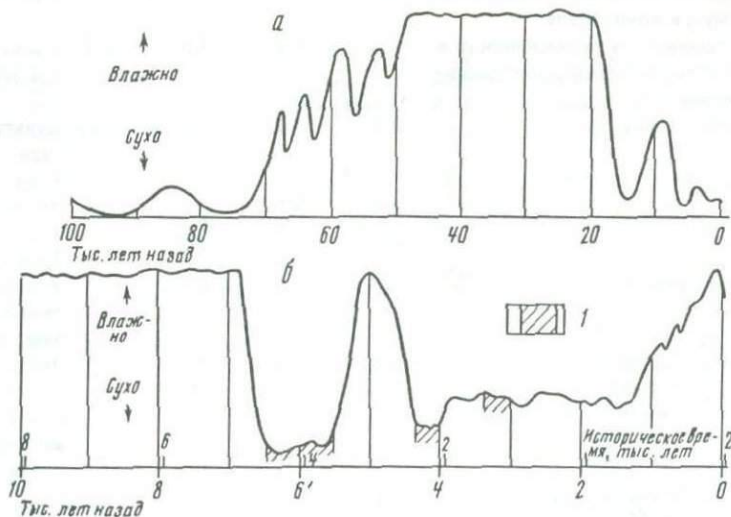


Рис. 35. Качественная кривая изменения увлажненности в бассейне Мертвого моря [Neev, Emery, 1967];

a – за 100 000 тыс. лет, *б* – за 10 000 тыс. лет; 1 – выпадение культурных слоев из разрезов

Таблица 19

Изменение увлажненности в бассейне Мертвого моря за последние 45 000 лет по данным Д. Нива и К. Эмери [Neev, Emery, 1967]

Степень увлажненности	Абсолютное время, тыс. лет назад		Историческое время, тыс. лет		Примечание
	от	до	от	до	
	До нашей эры				
Наиболее высокая тенденция уменьшения увлажненности	45	20	43	18	
Сухо, минимальная увлажненность около 15 000–14 000 лет назад	17	12	15	10	
Умеренно влажно высокий уровень 9800 лет назад	12	6,8	10	4,8	Неолит, остатки строений – 9000 лет назад; около 9850 лет назад – “разлив” в южной части моря
Устойчивое иссушение	6,8	6,5	4,8	4,5	
Исключительно сухо	6,5	5,5	4,5	3,5	Культурные слои на берегах отсутствуют
Постепенное увеличение влажности, максимум в конце этапа	5,5	5,0	3,5	3,0	Энеолит
После максимума увлажненности в начале этапа постепенное иссушение территории	5,0	4,3	3,0	2,3	Эпоха ранней бронзы
Исключительно сухо	4,3	4,0	2,3	2,0	Культурные слои отсутствуют
Сухо	4,0	3,3	2,0	1,3	Эпоха средней и поздней бронзы
Исключительно сухо	3,3	2,9	1,3	0,9	Культурные слои отсутствуют
Сухо	2,9	1,0	0,9	1,0	Эпоха железа, римская империя, Византия, арабские завоевания
Постепенное увеличение увлажненности в 1900–1930 гг.	1,0	0,2	XI в. – XIX в. нашей эры		

* Данные из работы Ф. Стрит, А. Грова [Street, Grove, 1976].

примерно 1052 км², а объем — 200 км³. Оно уступает, например, Аральскому морю (абсолютная отметка уреза +53 м) по площади более чем в 60 раз, а по объему воды в 5 раз. Реконструкции изменения уровня этого водоема в плейстоцене приведены в работе Д. Нива и К. Эмери [Neev, Emeru, 1967]. Ими отмечается, что в лисанскую эпоху, совпадающую с валдайской ледниковой эпохой 50000–16000 лет назад, устанавливались в бассейне плювиальные условия, площадь моря увеличивалась втрое, а уровень поднялся на 220 м. После лисанской эпохи отмечено понижение, а затем повышение уровня озера — моря на 40 м.

Большой интерес для нас представляют кривые изменения увлажненности Мертвого моря (рис. 35), построенные Д. Нивом и К. Эмери [Neev, Emeru, 1967]. Эти кривые весьма хорошо аргументированы геологическим, геохимическим, археологическим и историческим материалом, но, что особенно важно — они базируются на большой серии абсолютных датировок.

Изменение увлажненности на берегах Мертвого моря указывает на ряд характерных особенностей его развития в позднем плейстоцене — голоцене (табл. 19).

В целом же следует отметить, что в истории Мертвого моря были следующие эпохи относительно повышенной увлажненности: 45000–20000, 10000–6800, 5500–4300 лет назад. Примерно 1000 лет назад уровень Мертвого моря вновь поднялся, а в начале XX в. уровень располагался на 10–11 м выше современного.

3.5. ЭФИОПСКОЕ НАГОРЬЕ И АРАВИЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Публикации последних лет, где обобщены результаты геоморфологических, седиментологических, палеоэкологических исследований в сочетании с данными абсолютного датирования, позволили проследить законо-

Таблица 20

Продолжительность основных аридных и плювиальных эпох позднего плейстоцена — голоцена в районах Чадской котловины, Эфиопии и Центральной Аравии

Озеро, регион	Коррелируемые эпохи, тыс. лет назад			
	Последнее межледниковье — этап аридизации	Последний ледниковый плювиал	Послеледниковая аридизация	Крупнейший послеледниковый (среднеголоценовый) плювиал
Оз. Чад (см. рис. 31)	38–30	30–21,35	18–12	12000–5400 (кратковременное иссушение 7500–6000)
Эфиопия, оз. Аббе (см. рис. 36, 37, 38)	31?–29	≥ 26,9–17,1	16,4–9,4	9300–6600, 4100. (аридизация: около 8500 и 6000)
Эфиопия, оз. Шала (см. рис. 39)	?	?	? до 10	9500–5000 (аридизация 7500)
Центральная Аравия, оз. Мундафан (см. рис. 40)	≥ 36,3–29,6	29,6–21	20–10	8800–6100

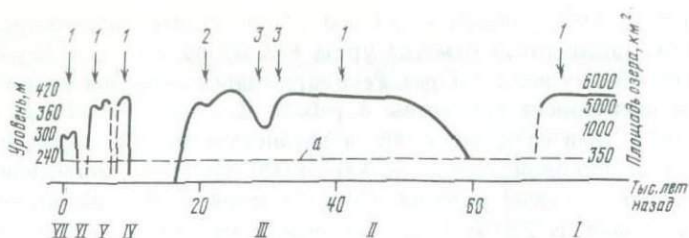


Рис. 36. Колебания уровня оз. Аббе с позднего плейстоцена до голоцена [Gasse, 1977]

a – современный уровень оз. Аббе. Римские цифры – порядковые номера трансгрессий оз. Аббе. Климат: 1 – тропический, 2 – умеренно-тропический, 3 – умеренный. Абсолютный возраст образцов (C^{14}) лет назад: 1030 ± 100 , 1570 ± 60 , 2720 ± 120 , 4120 ± 110 , 6020 ± 160 , 7190 ± 220 , 7610 ± 140 , 8340 ± 190 , 8450 ± 190 , 9380 ± 110 , 16100 ± 700 , 16400 ± 800 , 17100 ± 400 , 20800 ± 400 , 23190 ± 170 , 23560 ± 740 , 23900 ± 700 , 24800 ± 650 , 25100 ± 700 , 26900 ± 700 , 30600 ± 1700 , 31000 ± 1200 , $34400 \pm \begin{matrix} 2100 \\ 2900 \end{matrix}$, ≥ 35000 , 40000 . Для интервала до 35000 лет назад график построен на основании результатов 45 радиоуглеродных датировок литоральных осадков, от 35000 до 70000 лет назад – по экстраполяции средних значений скорости седиментации, полученной по датированной части колонки осадков. Климатические характеристики получены по совокупности данных геохимического, диатомового анализов [Gasse, 1977]

мерности "иссушения и увлажнения" Эфиопского нагорья и Аравийского полуострова в позднем плейстоцене–голоцене. Так же как бассейн о. Чад, озера Эфиопии и оз. Мундафан в Центральной Аравии расположены на близких параллелях (от 22° с.ш. до 10° с.ш.) и входят в обширный аридный пояс Северного полушария, поэтому привлечение сведений по этим районам об основных палеогеографических событиях позднего плейстоцена–голоцена и корреляция их с районами, расположенными в умеренном поясе, находившимися в изучаемый период времени под воздействием развития и деградации позднеледникового щита, представляет значительный интерес.

Сопоставление палеогеографических материалов, приводимых Ф. Гасс [Gasse, 1977], а также Ф. Гасс и Ф.А. Стрит [Gasse, Street, 1978] для

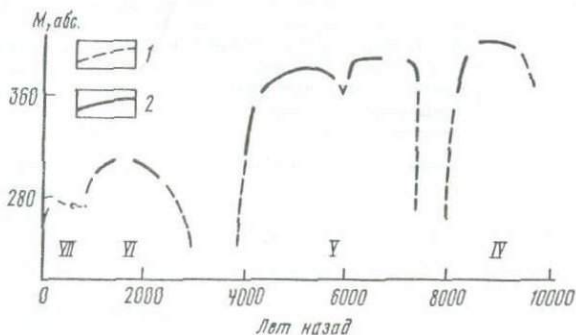


Рис. 37. Колебания уровня оз. Аббе в голоцене [Gasse, Street, 1978].

1 – предполагаемый уровень; 2 – то же, но достоверный; IV–VII – трансгрессивные фазы оз. Аббе в голоцене

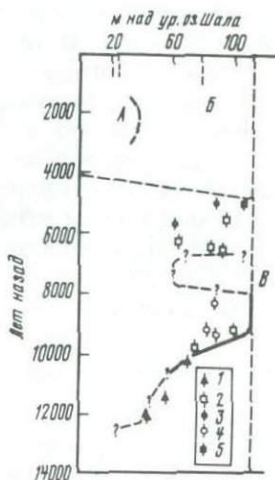
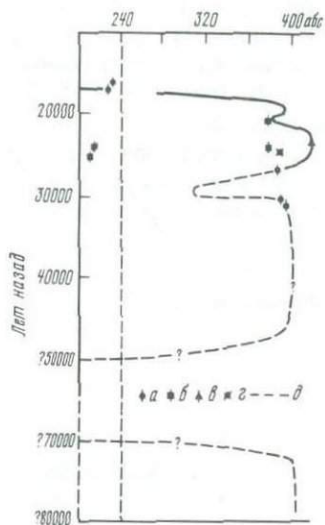


Рис. 38. Позднеплейстоценовые колебания уровня оз. Аббе [Gasse, Street 1978]

Радиоуглеродные датировки: *а* — литоральных отложений, *б* — донных отложений, *в* — данные Фонтес [Fontès и др., 1973]; *г* — отложений, вероятно, погруженных на 20 м в результате тектонических движений, *д* — современный уровень оз. Аббе

Рис. 39. Голоценовые колебания уровня оз. Шала [Gasse, Street, 1978]. Радиоуглеродные датировки образцов по данным:

1 — из неозерных отложений, неопубликованные данные [Street]; 2 — из озерных отложений: неопубликованные данные [Street], 3 — [Grove et al., 1975], 4 — [Gasse, 1975], 5 — [Haunes, Naas, 1974]; А — оз. Абъята, Лагано, Б — Звай, В — оз. Шала

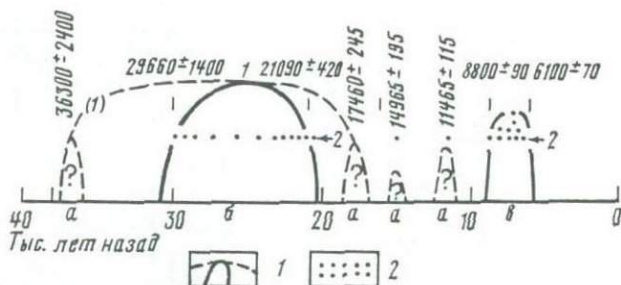


Рис. 40. Качественная кривая изменения увлажненности на Аравийском полуострове за последние 40000 лет [Mc Clure, 1976]

1 — увлажненность [Mc Clure, 1976], 2 — местоположение точек отвечает только возрасту образца, но не высоте трансгрессий: *а* — сухо; *б* — высокий уровень, очень влажно; *в* — низкий уровень, влажно

Абсолютный возраст проб (радиоуглеродные датировки): 6100 ± 70, 6520 ± 115, 7040 ± 115, 7160 ± 115, 7190 ± 85, 7265 ± 80, 7400 ± 210, 7770 ± 90, 8060 ± 95, 8155 ± 85, 8565 ± 110, 8800 ± 90, 1465 ± 115, 14965 ± 195, 17460 ± 245, 21090 ± 420, 21280 ± 275, 21400 ± 450, 22345 ± 415, 22965 ± 390, 23075 ± 425, 24145 ± 400, 25660 ± 810, 27160 ± 940, 28750 ± 615, 29595 ± 780, 29660 ± 1100, 36300 ± 2400

оз. Аббе (рис. 36, 36, 38) и оз. Шала (рис. 39), история которых отражает развитие климата Эфиопии, с данными Мак-Клюра [Mc Clure, 1976] (см. рис. 40), характеризующими природную обстановку в центральной части Аравийского полуострова (оз. Мундафан) и Ж. Пьяса [Pias, 1970] для бассейна оз. Чад, дает следующие результаты (табл. 20).

Исходя из анализа фактического материала, приведенного в табл. 20, можно предположить, что на равнинах Африки и Центральной Аравии между 10° и 22° с.ш. в позднем плейстоцене и голоцене господствовали следующие климатические условия:

- около 31000–29000 лет назад было тепло и сухо;
- около 26900–21000 лет назад – прохладно и влажно;
- около 16000–12000 лет назад – сухо;
- 6800–5500 лет до нашей эры – влажно.

3.6. ЧЕРНОЕ МОРЕ (НОВОЭВКСИНСКОЕ ОЗЕРО)

Черное море от 29000–25000. до 9000–7000 лет назад было пресноводным Новозэвксинским озером, что подтверждается результатами литофациального, геохимического, фаунистического, геоморфологического анализов, а также имеющимися абсолютными датировками осадков [Варущенко, 1975; Федоров, 1976; Островский и др., 1977; Щербаков и др., 1979; Degens, Ross, 1972]. Известно также [Заррина, Краснов, 1965; Квасов, 1975], что в эти хронологические рамки укладываются формирование и последующая деградация поздневалдайского оледенения на севере Европы с максимумом развития 22000–17000 лет тому назад. Естественно предположить, что Новозэвксинское озеро возникло в результате не только падения уровня Мирового океана ниже глубины Босфорского пролива (сейчас ~–35 м), но и, вероятно, сокращения стока рек, впадаю-

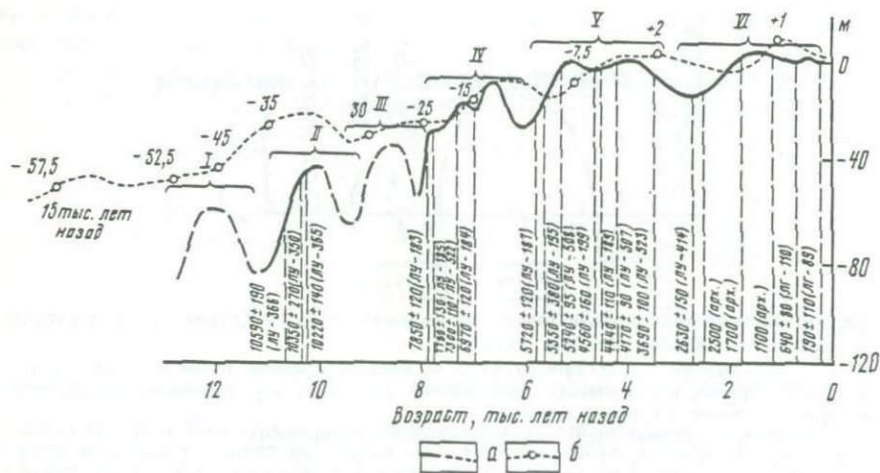


Рис. 41. Эвстатическая кривая изменения уровня Черного моря в голоцене, I–VI – трансгрессивно-регрессивные фазы, усложняющие новейшую трансгрессию:

a – эвстатическая кривая изменения уровня Черного моря в голоцене [Островский и др. 1977]; б – изменение уровня Черного моря [Варущенко, 1975]

Таблица 21

Палеогидрологические характеристики Черного моря в различные эпохи (стадии, бассейны, фазы) его развития в позднем плейстоцене—голоцене

Стадия, бассейн, фаза развития бассейна	Время, тыс. лет назад	Уровень, м абс.		Площадь, тыс. км ²		Объем, тыс. км		Особенности палеогеографической обстановки*
		интервал	отличие от современного	интервал	отличие от современного	интервал	отличие от современного	
2-я стадия сурожской	43-33 минимум около 37	0 ÷ +10	до +10	422-500 считая Азов	+78	555-?	?	Вначале, преимущественно сток черноморских вод в Средиземное море, затем наоборот сток черноморских вод в Средиземное море; падение уровня до порога стока (осушение Босфора) Интенсивное падение уровня, возможно, более глубокое, чем здесь указано (до -110 м); водоем изолирован от океана; с середины данного этапа (ок. 25 000 лет назад) развивается покровное оледенение в Европе Выработка террас на отметках от -95 до -90 м; водоем изолирован от океана; устойчивое рассоление вод за счет речного стока; в Европе — фаза максимального распространения покровного оледенения, на заключительном этапе — ановский оптимум и усиление подъема уровня
Послесурожская (послекарангатская регрессия—морская фаза)	33-29	0 ÷ -30	до -35	442-402	до -20	555-543	до -12	
Та же регрессия озерная	29-22,5	-35 ÷ -95	до -95	402-367	до -55	543-523	до -32	
Ранненовозвксинский бассейн	22,5-15	-95 ÷ -57,5	до -95	367-389	до -55	523-536	до -32	

Таблица 21 (окончание)

Стадия, бассейн фаза развития бассейна	Время, тыс. лет назад	Уровень, м абс.		Площадь, тыс. км ²		Объем, тыс. км		Особенности палеогеографической обстановки*
		интервал	отличие от современного	интервал	отличие от современного	интервал	отличие от современного	
Средневозвксинский бассейн	15-12	-57,5 ÷ -45	до 57,5	389-396	до -33	536-540	до -19	Выработка террас на средних отметках от -57,6 до -52,5 м, водоем пресный изолированный от океана; наиболее активный подъем уровня в эпоху борщовского оптимума за счет речного стока; в Европе - покровное оледенение
Позднеэвксинский бассейн	12-9	-45 ÷ -30	до -45	396-405	до -26	540-546	до -9	Выработка террасы на отметках от -35 до -30 м; водоем пресный связь с океаном отсутствует
Древнечерноморский бассейн	9-7	-30 ÷ -15	до -30	405-413	до -9	546-550	до -5	Выработка террас на отметках от -25 до -22,5 м; устанавливается устойчивая связь со Средиземным морем; бассейн осолоняется; возникает сероводородное заражение
Новочерноморский и современный бассейн	7-0	-15 ÷ 0	до -15	413-422	до -9	550-555	до -5	Уровень близкий к современному устанавливается около 4500 лет назад отклоняется от 0 на 2-3 м; условия солености и сероводородного заражения аналогичны современным

* С.И. Варушенко, 1975; А.Б. Островский и др., 1977; П.В. Федоров, 1978.

Таблица 22

Результирующие показатели среднегодового водного баланса
Новозвксинского озера (связь с океаном прервана)

Тенденции в поведении уровня озера	Время, тыс. лет назад		Объем воды, тыс. км ³			Среднегодовые результирующие показатели водного баланса, км ³ /год
	интервал	длительность	в начале фазы	в конце фазы	разность	
Падение	29–22	7	543	523	-20	-3,0*
Минимальные отметки (стабильно)	22–17	5	523	523	0,0	0,0
Подъем	17–9	8	523	543	+20	+3,0*

* Округлено.

щих в этот водоем с запада и севера, из перигляциальной зоны бывшего ледника.

Кривые изменения хода уровня Черного моря представлена на рис. 41, 42, а в табл. 21 перечислены основные палеогеографические события позднего плейстоцена—голоцена и приведены их палеогеографические характеристики.

На основе батиграфической кривой [Атлас океанов..., 1977] были вычислены площадь и объем вод Черного моря, в том числе для уровнях срезов: равного максимальной отметке Босфорского порога (-35 м) и поверхности, отвечающей современной 95-метровой глубине моря. Первый срез (площадь 402000 км²) относится к эпохам отчленения и последующего соединения водоема со Средиземным морем; второй (площадь ~ 367 км²) соответствует среднему уровню развития самых глубоких из выраженных в рельефе дна новозвксинских озерных террас. Последние, по нашему мнению, сформировались в фазу наиболее глубокой регрессии этого бассейна в позднем плейстоцене [Варущенко, 1975]. Зная время, когда на указанных отметках находился уровень Новозвксинского озера, и имея батиграфическую кривую, можно вычислить среднегодовую динамику изменения объемов рассматриваемого водоема (табл. 22).

Данные о среднегодовом водном балансе Черного моря [Клиге и др., 1978] показывают, что в настоящее время море ежегодно получает на 165 км³ воды больше, чем испаряет. Этот "излишек" составляет результирующую водного баланса, за счет которой и формируется сток через Босфор в Мраморное море. В эпоху же существования Новозвксинского озера его многолетняя результирующая, вероятно, колебалась лишь от -3 до +3 км³/год, что резко отличается от современных условий формирования водного баланса.

Указанное отличие нельзя объяснить только увеличением испарения, так как регрессия Новозвксинского озера происходила одновременно с развитием последнего оледенения в Северной Европе, что, как известно, сопровождалось существенным понижением среднегодовой температуры (и соответственно испарения) в пределах рассматриваемого бассейна

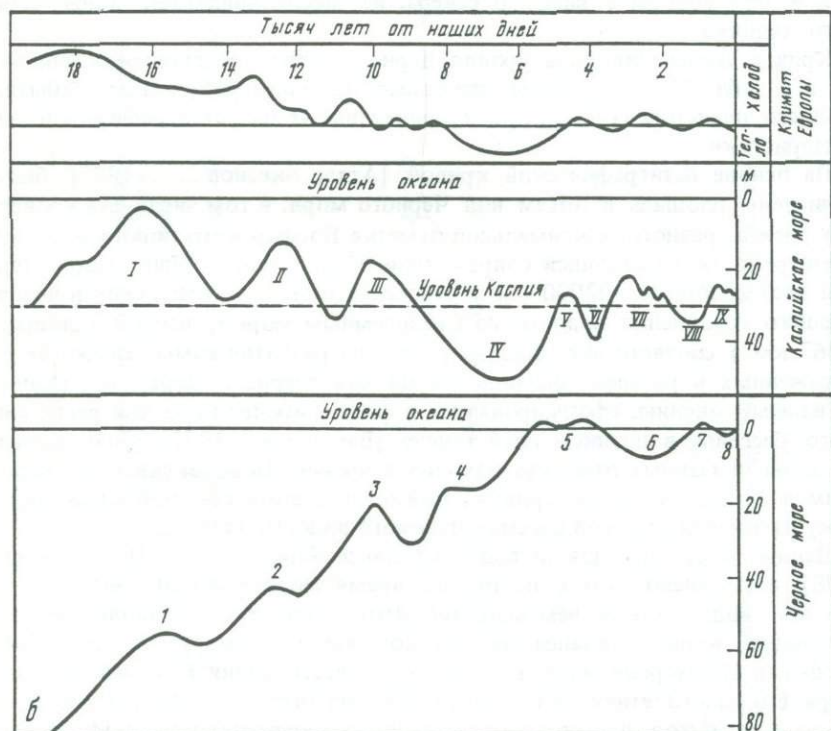
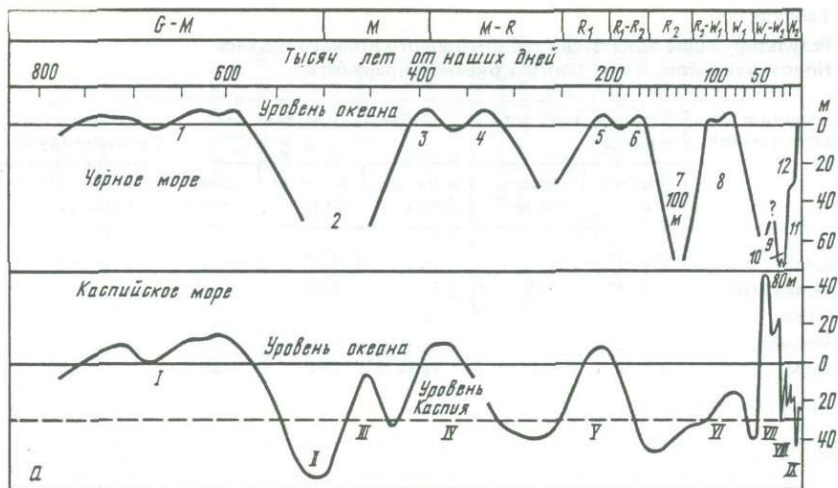


Рис. 42. Схематические кривые колебаний уровней Черного и Каспийского морей в плейстоцене (а), в позднем плейстоцене – голоцене (б):

а – Черное море: 1 – чаудинская трансгрессия, 2 – послечаудинская регрессия, 3 – ранняя древнезвксинская трансгрессия, 4 – палеоузунларская трансгрессия, 5 – поздняя древнезвксинская трансгрессия, 6 – узунларская трансгрессия, 7 – послезунларская регрессия, 8 – карангатская трансгрессия, 9 – сурожская фаза (?), 10 – послекарангатская регрессия, 11 – новоэвксинская трансгрессия, 12 – черномор-

[Авенариус и др., 1978]. Кроме того, большая часть поверхности водоема на многие месяцы должна была покрываться льдом, а это также вело к сокращению объема испаряющейся влаги. Таким образом, разница между испарением и осадками в новоэвксинскую эпоху могла либо равняться современной (500 мм/год), либо, что вероятнее, быть меньше ее. Но в то же время сумма атмосферных осадков, выпадающих на акваторию, не должна была превышать испарение, так как в противном случае поступающие в озеро и не испарившиеся речные и подземные воды вызвали бы быстрый подъем его уровня до уреза Босфорского порога, в результате чего водоем стал бы сточным, чему противоречат геоморфологические и палеогеографические данные.

Единственным объяснением такого существенного отличия водного баланса Новоэвксинского озера от современного баланса Черного моря можно считать уменьшение речного стока. Что касается подземного стока, то его роль, как и сейчас, вряд ли была значительной.

Приведенные данные позволяют примерно определить, на какую величину изменялся среднегодовой сток в Новоэвксинское озеро в интервале времени от 29000 (25000?) до 9000 лет тому назад по сравнению с нынешним стоком в Черном море. При этом можно рассмотреть два крайних варианта, отраженных в табл. 23: вариант I, когда разница между испарением и осадками была примерно такой же, как и сейчас (видимое испарение составляет — 500 мм/год), что было в начальную (29000—25000 лет тому назад) и заключительную (9000 лет тому назад) фазы новоэвксинской регрессии; вариант II, когда уровень озера опустился до минимальных отметок в период максимума оледенения (между 22000 и 17000 лет тому назад). Можно полагать, что в это наиболее холодное время, когда разница между осадками и испарением была минимальной, предельное значение видимого испарения находилось где-то около -100 ± 100 мм/год и не могло быть положительным, так как иначе для сохранения бессточности озера поступление в него речных вод должно было бы прекратиться полностью.

Используя крайние возможные значения видимого испарения, а также учитывая результирующую водного баланса Новоэвксинского озера и изменение его площади в прошлом, можно сравнить составляющие этого баланса со свойственными современному Черному морю (см. табл. 23).

От 85 до 90% поверхностных вод в Новоэвксинское озеро давали (как и сейчас в Черное море) реки, впадающие в него с севера, поэтому можно утверждать, что главной причиной падения уровня этого водоема после его отчленения от океанов было резкое и очень существенное сокращение объема речного стока из перигляциальной области ледника в период его

←
ская голоценовая трансгрессия. Каспийское море: I — бакинская трансгрессия, II — венецкая регрессия, III—V — фазы раннехазарской (гюрганской) трансгрессии (III — палеосингильская, IV — сингильская, V — козожская), VI — позднихазарская трансгрессия, VII — раннехвалыньская трансгрессия, VIII — позднихвалыньская трансгрессия, IX — новокаспийская трансгрессия [Федоров, 1978]. б — Каспийское море: I—III — фазы позднихвалыньской трансгрессии, IV — мангышлакская регрессия, V — ранняя новокаспийская трансгрессивная фаза, VI — челекенская (самурская) регрессия, VII — средняя (максимальная новокаспийская фаза, VIII — дербентская регрессия, IX — поздняя и современная новокаспийская фазы; Черное море: 1—3 — фазы новоэвксинской трансгрессии, 4 — древнечерноморская трансгрессия, 6 — фангорийская регрессия, 7 — нимфейская фаза, 8 — корсуньская регрессия [Федоров, 1978]

Таблица 23

Предполагаемый среднегодовой баланс Новозвксинского озера*

Составляющие баланса	Значения составляющих водного баланса						
	Черного моря**, км ³ /год	Новозвксинского озера					
		климатические оптимумы (вариант I)***				максимальная стадия оледенения (вариант II)****	
		предполагаемые, км ³ /год	разница между современными (100%) и предполагаемыми		предполагаемые км ³ /год	разница между современными и (100%) предполагаемыми	
км ³ /год	%		км ³ /год	%			
Приход	+370	+194 ± 3	-176 ± 3	от 52	+30?	-340?	8?
Поверхностный сток				до 53			
в том числе поступления из Азовского моря или непосредственно из Понто-Дона							
Подземный сток*****	+7	+7	0	100	+7?	0?	100?
Расход							
Разница между испарением, -330 км ³ /год и осадками +118 км ³ /год, -165 км ³ /год (сток через Босфор)	-212	-201 ± 3	-11 ± 3	от 93 до 96	-37?	-175?	17?
Результирующая среднегодового баланса		+3 при трансгрессии и -3 при регрессии	-162 при трансгрессии и -168 при регрессии	-	0	-165	-

* Крайние возможные значения, округленные до км³/год.** Современное состояние [Клиге и др., 1976], принятое за 100%, площадь равна 420 325 км².*** Начало стадии падения уровня ~29 000 лет тому назад; заключительная стадия подъема уровня ~9000 лет тому назад. Площадь 402 000 км². Испарение минус осадки составляет 500 мм/год.**** 22000-17000 лет тому назад. Площадь 367000 км². Испарение минус осадки составляет 100 мм/год.

***** Условно принят не изменяющимся во времени.

возникновения и стабилизации в максимальной фазе развития. В начальной и конечной стадиях развития ледника сток был примерно в 2, а в максимум, возможно, даже в 12 раз меньше современного.

Полученные данные о стоке палеорек, бассейны которых располагались непосредственно к югу и юго-востоку от поздневалдайского ледника,

имеют важное палеогеографическое значение. Они свидетельствуют о том, что в период последнего оледенения бассейны Дуная, Днестра, Днепра и Дона находились в зоне весьма слабого увлажнения. Видимо, в это время влажные воздушные массы со стороны Атлантики в основном переносились южнее рассматриваемых районов, а в пределах бассейнов перечисленных рек существовали преимущественно ландшафты так называемых тундро-степей, ныне не имеющих аналогов на Земле, и описанных в работах ряда авторов [Величко, 1973 и др.]. Данная точка зрения вызывает сомнения некоторых исследователей. Однако выполненные расчеты свидетельствуют об исключительно сухом климате и опосредованно подтверждают возможность широкого развития в указанный период на юге Европы тундро-степей.

ГЛАВА 4

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ УВЛАЖНЕННОСТИ БЕССТОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.1. КРУПНЕЙШИЕ БЕССТОЧНЫЕ ОЗЕРА И ОБЩАЯ УВЛАЖНЕННОСТЬ

В связи с анализом общих закономерностей изменения увлажненности бессточных областей были оценены изменения площадей и объемов вод крупнейших бессточных озер Америки, Африки, Западной Евразии за последние 45 000 лет. Одновременно выделенные тенденции систематизировались и проверялись, насколько соответствует собранный фактический материал существующим палеогеографическим концепциям развития природной среды в позднем плейстоцене—голоцене.

В основу этих исследований были положены.

- 1) Кривые колебания уровней крупнейших внутриконтинентальных озер Северного полушария за последние 45 000 лет (рис. 43, см. вкл.).
- 2) Изменения площадей крупнейших внутриконтинентальных водоемов южной периферии области покровного позднеледникового оледенения Европы (рис. 44, см. вкл.).
- 3) Изменения объемов вод в крупнейших замкнутых водоемах Северного полушария за последние 40 000 лет (рис. 45, см. вкл.).
- 4) Изменения увлажненности в бассейнах крупнейших озер аридных областей Северного полушария за последние 40 000 лет (рис. 46, см. вкл.).

Все эти обобщающие графики построены по вычисленным изменениям площадей и объемов за последние 45 000—40 000 лет следующих озер: Северная Америка — оз. Бонвилл (см. рис. 30), Северная Африка — оз. Чад (см. рис. 31), шлювальные озера Сахары (см. рис. 32), Евразия — Каспийское море (см. рис. 7), Новозвксинское озеро (Черное море) (см. табл. 21).

Материалы исследований бессточных водоемов были в дальнейшем взяты за основу при определении количества воды, которая концентрировалась в различные этапы позднеледникового-голоценовой истории в пределах крупнейших озер Северного полушария.

Собранный и проанализированный палеогеографический материал

изученных бессточных водоемов показал, что в позднем плейстоцене водный режим этих водоемов мог изменяться часто метасинхронно, хотя в отдельные периоды и наиболее крупные изменения происходили практически синхронно. Уровни озер, расположенных в различных климатических зонах, часто поднимались и падали в зависимости от термических изменений атмосферы в глобальном масштабе, соответствующей перестройки процессов, ее циркуляции и изменения местных гидрометеорологических условий. Представляет несомненный интерес и обратная задача: восстановить особенности атмосферных процессов прошлого по поведению уровней замкнутых водоемов. Изучение крупнейших из них позволяет лишь определить степень изменения увлажненности в их собственных бассейнах, вычислить количество концентрированной в них влаги и колебания площади испарения. Для того же, чтобы представить в целом в пределах всего континента основные пути прохождения циклонов и антициклонов, зоны действия пассатов и муссонов и т.д. в прошлом, необходимо учитывать изменение уровней малых водоемов или увлажненности в их пределах. Последние изучены значительно слабее, чем крупные озера, и неравномерно в разных районах и для различных отрезков времени. Тем не менее даже разрозненные сведения о них, совмещенные с данными о крупных бессточных бассейнах, уровнях океана и краевых морей, — все это, вместе взятое, может значительно способствовать палеоклиматическим реконструкциям.

4.2. ПОКАЗАТЕЛИ ОБЩЕЙ УВЛАЖНЕННОСТИ КОНТИНЕНТОВ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Материалов о бессточных озерах и некоторые аридные показатели позволяют составить ряд схем изменения увлажненности континентов в позднем плейстоцене. Эти схемы в дальнейшем предполагается использовать для объяснения причин изменения уровней крупнейших водоемов, так как оказалось, что они дают возможность весьма полно характеризовать изменения палеогидрологических ситуаций в прошлом в пределах крупных регионов мира (рис. 47, табл. 23).

Полученные схемы палеогидрологической обстановки включают:

1) Сведения о корреляции палеогеографических эпох и событий, которые отражают соотношения оледенений, климатических фаз, трансгрессий и регрессий, происходивших на севере Европы, на Каспийском, Черном, Мертвом морях и на оз. Чад в периоды времени, отраженные на картах. На них также показаны географические объекты, о которых имеются сведения, указывающие на характер увлажненности в их пределах. Основные схемы отражают состояние увлажненности запада Евразии и Северной Африки в следующие интервалы времени: (см. рис. 47) А, Б — современность, В — $12\,200 \pm 200$ лет назад, Г — $18\,000 \pm 1000$ лет назад, Д — $25\,000 \pm 1000$ лет назад.

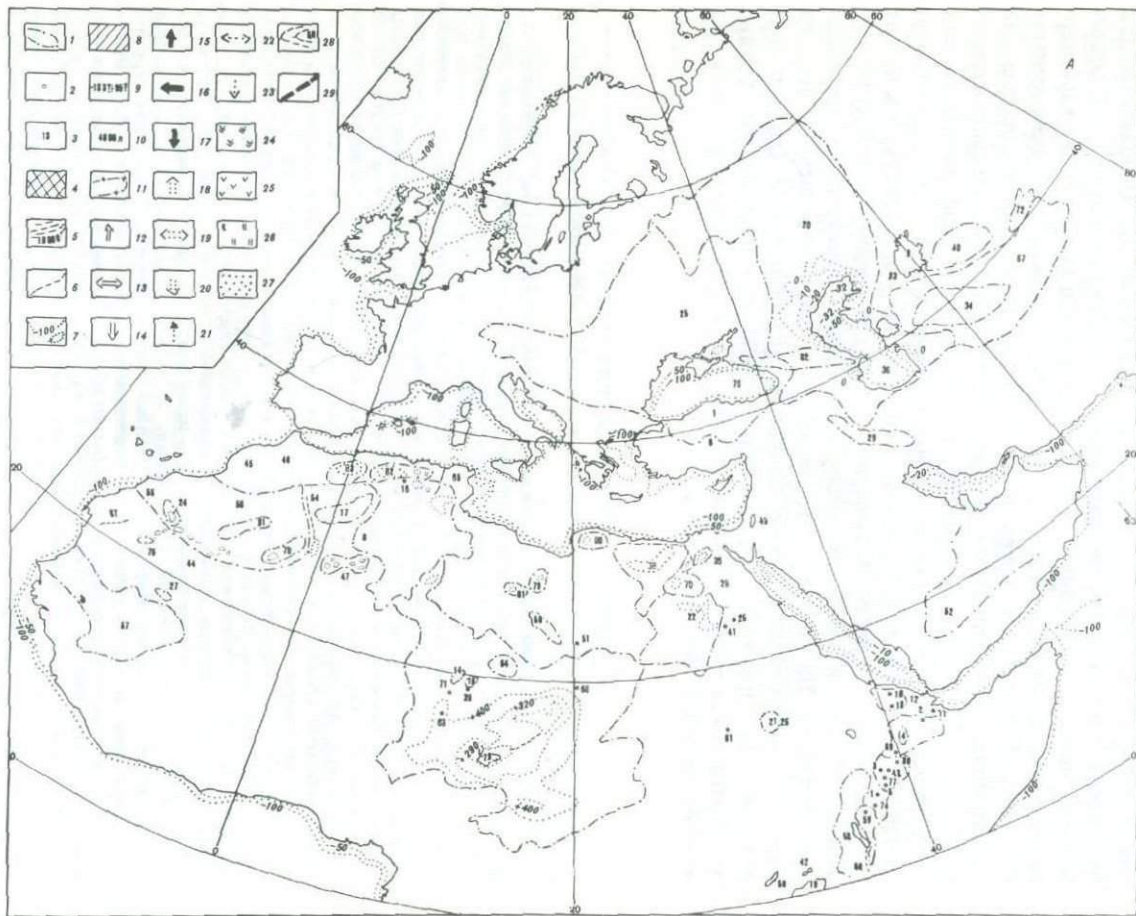
Качественная характеристика уровней бессточных водоемов и степень увлажненности в их бассейнах определялась путем анализа различного рода палеогидрологических и палеоклиматических кривых, построенных по данным геоморфологического и палинологического анализов с привлечением материалов абсолютных датировок осадков.

Территории с высотами выше 1000 м на полученных схемах не рассматривались, так как в их пределах сказываются уже законы вертикальной поясности, которые требуют специального изучения.

Равнины континентов по степени увлажненности могут быть подразделены на четыре категории, которые наиболее четко отражаются и в поведении плювиальных озер, и в характере растительности. Основанием для выделения этих степеней увлажненности послужило следующее. В современную эпоху для пустынь и преобладающей части полупустынь характерна величина среднегодового стока 5 мм/год и ниже, часто даже меньше единицы. Плювиальные озера в их пределах пересохла полностью. На территориях степей, типичных саванн и некоторых полупустынь плювиальные озера находятся, как правило, в регрессивной фазе, многие из них существуют лишь во влажные сезоны. Среднегодовой сток здесь обычно составляет 5–50 мм/год. И, наконец, повсеместно — и к северу, и к югу от аридной зоны Северного полушария — там, где среднегодовой сток превышает 50 мм, в массовом количестве обычно присутствует древесная растительность. На севере — это лесостепи и широколиственные леса, на юге — высокотравные влажные саванны и саванновые леса. Озера в этих районах, как правило, трансгрессируют либо при повышенном уровне до порога стока превращаются в сточные озера, сбрасывающие часть вод за пределы собственного бассейна.

Рис. 47. Схемы изменений увлажненности в позднем плейстоцене—голоцене (за последние 26000 лет).

А — Карта фактического материала; *Б* — Карта увлажненности, современность; *В* — Карта увлажненности 12200 ± 200 лет назад; *Г* — то же 18000 ± 1000 лет назад; *Д* — то же 25000 ± 1000 лет назад. *1* — контуры географических объектов: бассейнов озер и рек, оазисов, долин (падей), денудационных и тектонических депрессий, песчаных массивов (эртгов) и т.д.; *2* — те же объекты, но не выражающиеся в масштабе карты, *3* — номер географических объектов в перечне — см. табл. 24; *4* — горные системы и плато высотой более 1500 м; *5* — ледниковые массивы и время (лет назад) положения, в показанных на карте границах, *6* — тальвеги долин, оси тектонических депрессий; *7* — береговые линии современных и палеозер, изобаты, их отметки в м абс., контуры бессточных котловин на уровне порогов стока; *8* — водоемы и их предполагаемые уровни в м абс.; *9* — диапазон изменения уровня водоема в м абс.; *10* — фиксированная дата события, отраженного на карте, тыс. лет назад; *11* — границы между растительными зонами (по БСЭ, 3-е изд., статья "Земля" — карта "Географические пояса и зоны Земли"). Качественные характеристики изменения уровней водоемов и степени увлажненности. Уровни, общие сведения: *12* — высокие, *13* — промежуточные, *14* — низкие, положение по сравнению с современностью: *15* — более высокий, *16* — близко к современному, *17* — ниже современного. Увлажненность: *18* — высокая, *19* — промежуточная, *20* — низкая, *21* — выше современной, *22* — близко к современной, *23* — ниже современной. Степень увлажненности (только для территорий с высотами не выше 1000 м): *24* — весьма высокая: современные леса экваториального и тропического пояса; сток обычно выше 300 мм/год; *25* — высокая умеренная, обязательно присутствие древесной растительности (леса средних широт, лесостепи, высокотравные влажные саванны, саванновые леса); сток обычно выше 50 мм/год; плювиальные озера трансгрессируют; *26* — низкая: степи, саванны, иногда полупустыни, тундростепи; сток от 50 до единиц мм/год; плювиальные озера имеют средние и низкие уровни, периодически (сезонами) пересыхают; сток практически отсутствует; *27* — отдельные годы составляет единицы миллиметров; плювиальные озера пересыхают; *28* — линии равных значений среднегодового стока в мм, бергштрихи указывают направление уменьшения величины стока [Атлас Мирового водного баланса, 1974]; *29* — граница между северным внетропическим и тропикоэкваториальным пространствами



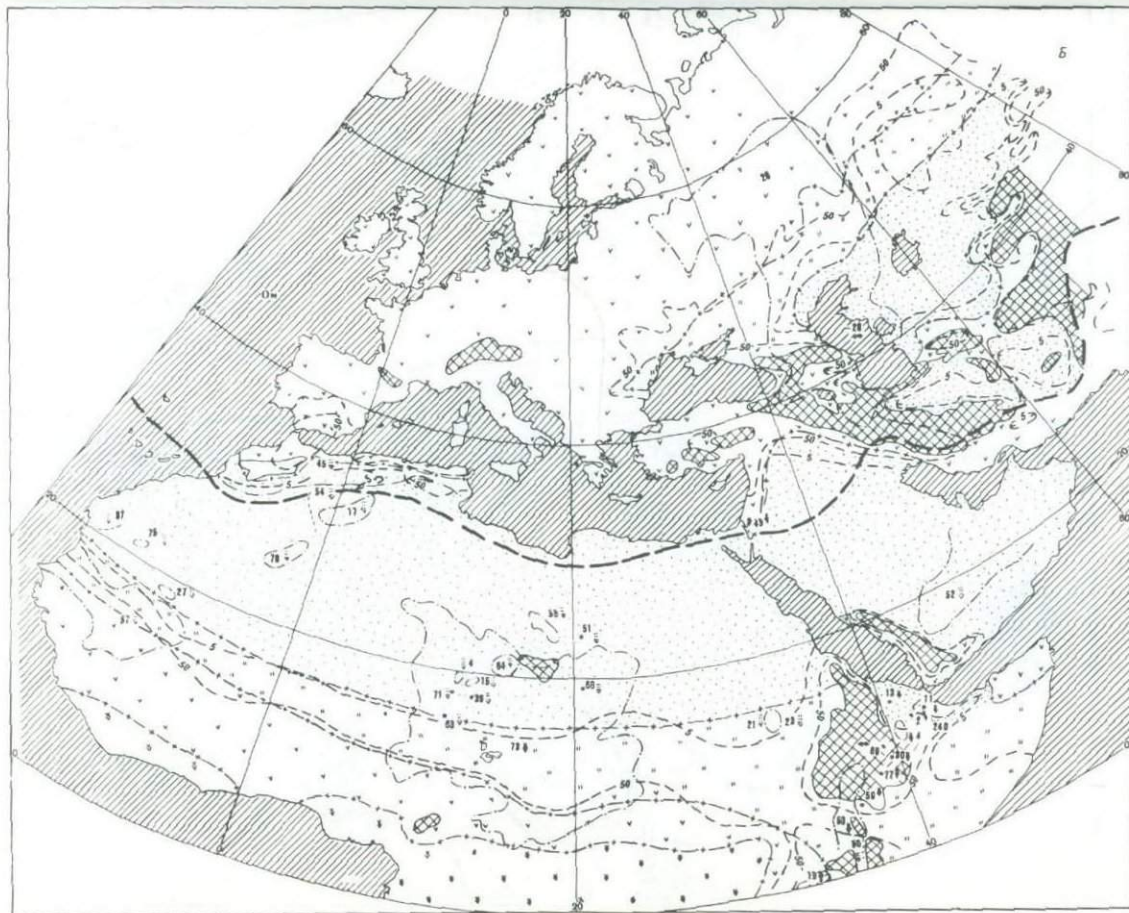
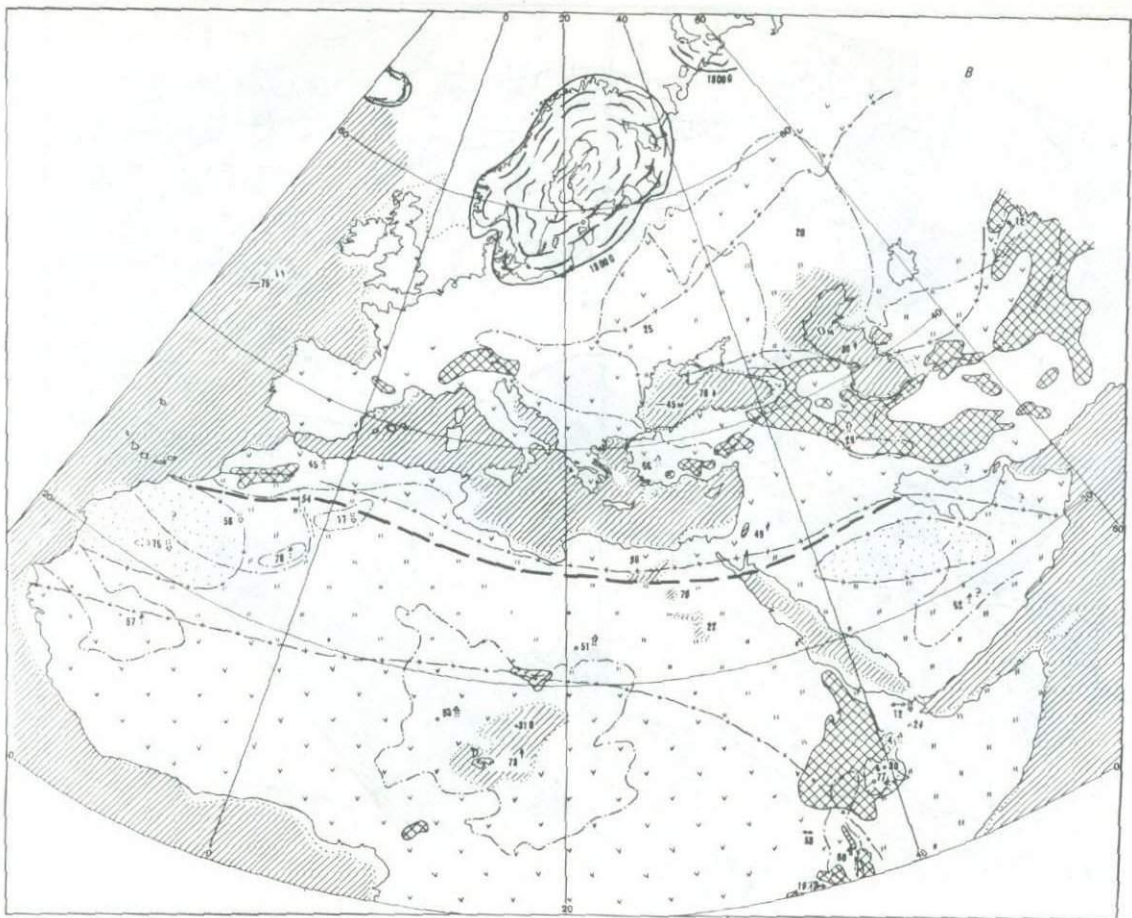


Рис. 47 (продолжение)



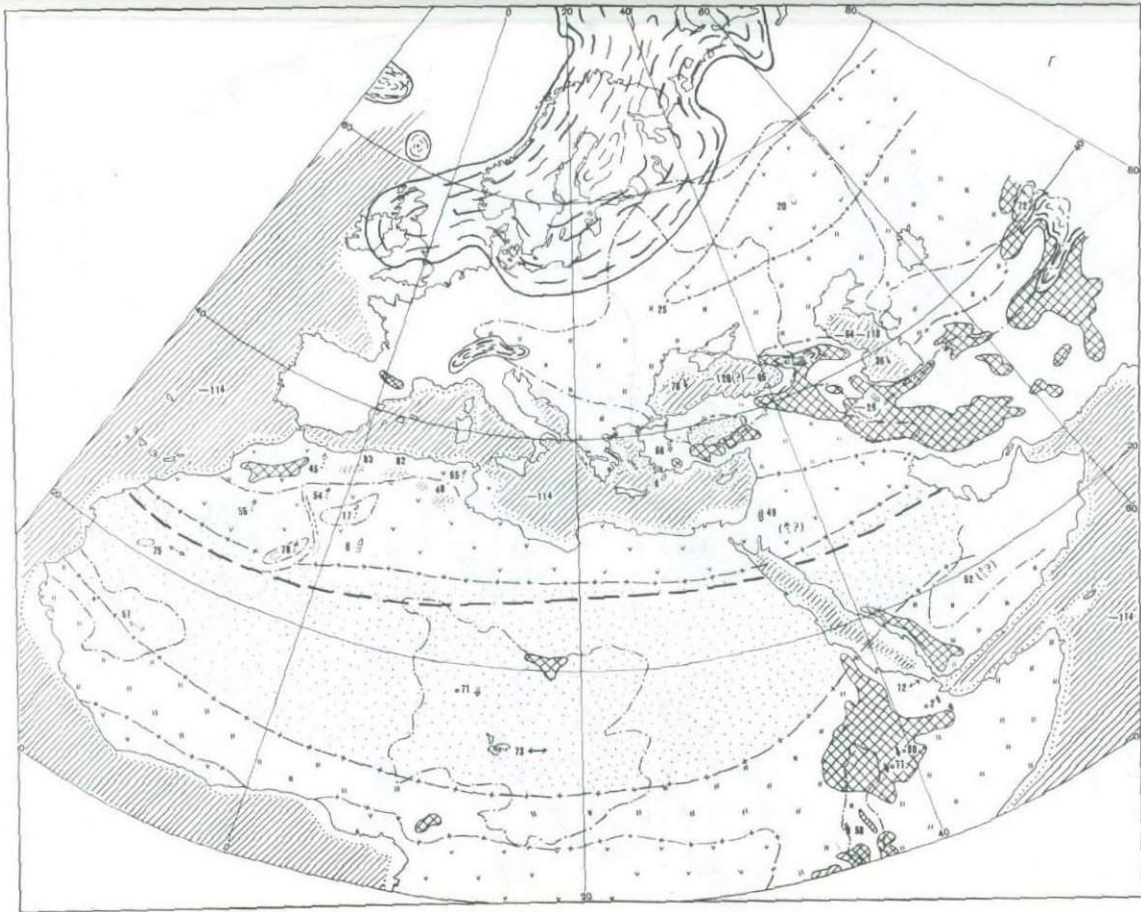


Рис. 47 (продолжение)

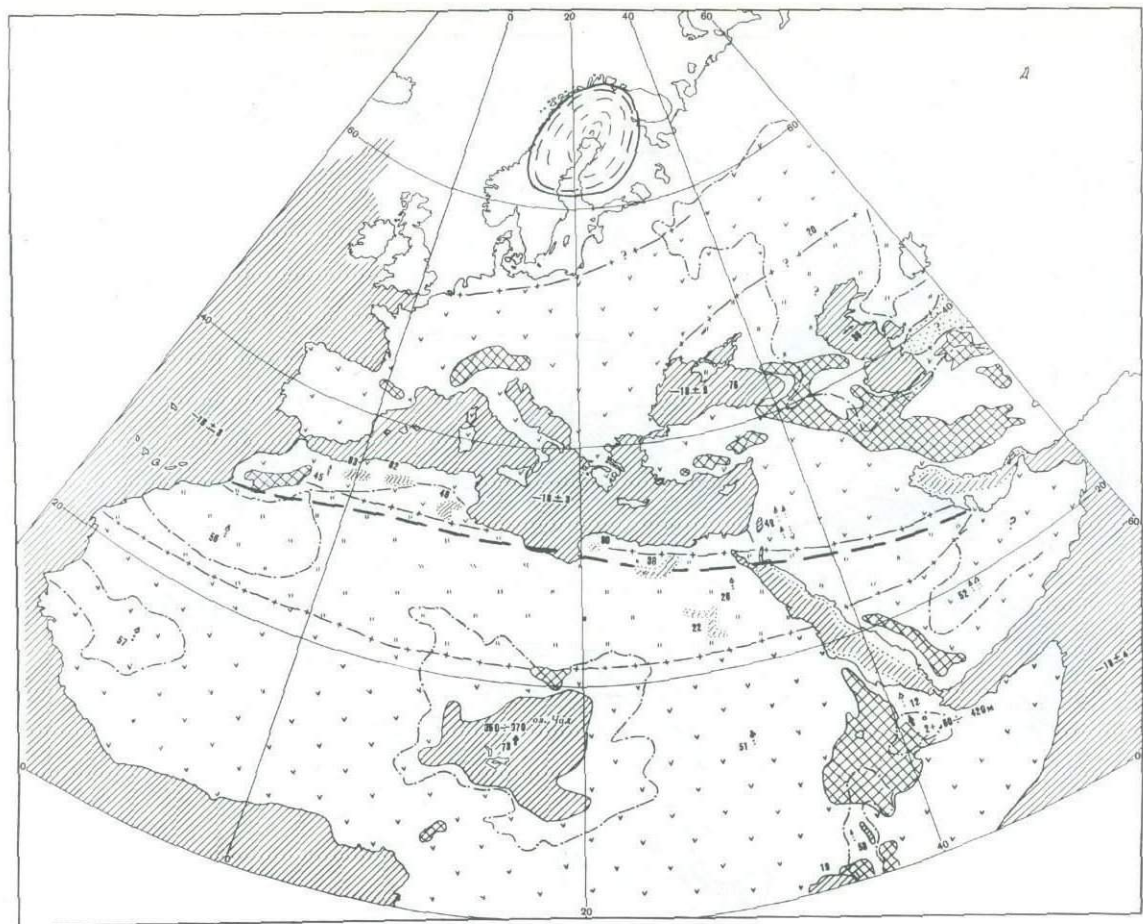


Рис. 47 (окончание)

Таблица 24

Список географических объектов и публикации, использованные при составлении "Схем изменения увлажненности в позднем плейстоцене (за последние 26000 лет)" рис. 47

№ объекта на рисунке	Географический объект	Автор источника информации
1	оз. Абая	[Fontes J.-Ch. et al., 1973; Gasse et al., 1973;
2	оз. Аббе	Gasse, 1977]
3	оз. Абьята	
4	Аваш Средний (ср. течение реки)	[Street et al., 1976]
5	оз. Авауса	
6	Малая Азия, в целом	[Долуханов, 1980]
7	Малая Азия, северные районы	[Гричук, 1980]
8	Алжир	[Street et al., 1976]
9	Аральское море	[Маев и др., 1979]
10	оз. Асаль	
11	оз. Ассаль	[Fontes J.-Ch. et al., 1973; Gasse et al., 1973; Gasse et al., 1978; Street et al., 1976]
12	район Афар	[Gasse, 1975; Rognon et al., 1977]
13	оз. Афрер	[Gasse et al., 1973; Gasse et al., 1974; Gasse et al., 1978; Street et al., 1976]
14	оазис Ашегур	[Faure et al., 1963; Faure, 1966; Servant et al., 1970; Street et al., 1976]
15	оазис Бильма	[Faure et al., 1963; Faure, 1966; Servant et al., 1970; Street et al., 1976]
16	оазис Бискра	
17	Большой Западный эрг	[Conrad, 1969; Street et al., 1976]
18	бассейн Бурархет	
19	оз. Виктория	[Kendall, 1969; Street et al., 1976]
20	бассейн р. Волги	[Авенариус и др., 1978; Гричук, 1965; Хотинский, 1977; Серебрянный, 1978]
21	район Гезира	[Street et al., 1976]
22	бассейн Дакхла	
23	район Джебель Олиа	[Street et al., 1976; Williams et al., 1973]
24	Джум Эль-Друсс-себха	
25	бассейны Дуная, Днепра и др. рек Северного Причерноморья	[Авенариус и др., 1978; Величко, 1973]
26	оазис Лунгул	
27	район Дхар Тичитт	[Butzer K.W. et al., 1967; Pias, 1970; Street et al., 1976]
28	государство Египет	[Butzer et al., 1967; Pias, 1970]
29	г. Загрос	[Долуханов, 1980; Van Zeist, 1967]
30	оз. Звай	[Geyh et al., 1974; Grove et al., 1975; Haynes et al., 1974; Street et al., 1976]
31	эрг Игиди	
32	г. Большой Кавказ	[Щербаклова, 1973]
33	Каракалпакская АССР (юго-восточный Устюрт)	[Древняя и средневековая культура..., 1978]
34	пески Каракум	
35	бассейн р. Карун	
36	Каспийское море	[Рычагов, 1977; Варушенко и др., 1980]
37	Депрессия, долина Кат	[Street et al., 1976; Trompette et al., 1967]

Таблица 24 (продолжение)

№ объекта на рисунке	Географический объект	Автор источника информации
38	бассейн Каттаро-Сиво-Джагх-буб	
39	оазис Кафра	[Faure et al., 1963; Faure, 1966; Servant et al., 1970; Street et al., 1976]
40	пески Кызылкум	[Мамедов, 1980]
41	оазис Куркус	
42	оз. Кьога	
43	оз. Лангана	
44	Мавритания	[Elouard et al., 1967; Pias, 1970]
45	страна Магриб	[Coque, 1962; Couvert, 1972; Rognon et al., 1977]
46	Марокко	
47	себха Мекерр-Хане и Азель-Мати	
48	бассейн Мельхрир	
49	Мертвое море	[Neev et al., 1967; Begin et al., 1974; Rognon et al., 1977]
50	оз. Мобуту-Сесе-Секо (Альберт)	
51	район Мускорбе	[Geyh et al., 1974; Street et al., 1976]
52	пустыня Руб-эль-Хали	[Mc Clure, 1976]
53	оз. Рудольф	[Butzer et al., 1972; Rognon et al., 1977; Street et al., 1976]
54	вади Саура	[Conrad, 1969; Rognon et al., 1977; Street et al., 1976]
55	Западная Сахара	
56	область Сахара северо-западная	[Alimen et al., 1966; Butzer et al., 1972; Pias, 1970]
57	бассейн реки Сенегал	[Elouard et al., 1967; Michel, 1973; Pias, 1970; Rognon et al., 1977]
58	район Серир Тибести	[Street et al., 1976]
59	оз. Стефания	[Street et al., 1976]
60	вади Сугута	[Street et al., 1976]
61	Судан	[Butzer K.W. et al., 1967; Pias, 1970]
62	оз. Тана	
63	оазис Термит Оуэст	[Faure et al., 1963; Servant et al., 1970; Servant, 1973]
64	оазис западный Тибести	[Geyh et al., 1974; Street et al., 1976]
65	Тунис	[Street et al., 1976]
66	Турция юго-западная	[Долуханов, 1980; Van Zeist et al., 1975]
67	бассейн Узбой-Аму-Дарья	
68	оазис Унианча Кебир	[Street et al., 1976]
69	оз. Уончи	[Street et al., 1976]
70	бассейн Фарафра	
71	оазис Фаши	[Faure et al., 1963; Faure, 1966; Servant et al., 1970; Street et al., 1976]
72	Ферганская долина	[Серебрянный и др., 1980]
73	бассейн оз. Чад	[Faure et al., 1963; Maley, 1973; Pias, 1970; Rognon et al., 1977; Servant, 1967; Servant et al., 1970; Servant, 1973; Street et al., 1976; Schneider, 1967; Durand et al., 1980]
74	оз. Чамо	

Таблица 24 (окончание)

№ объекта на рисунке	Географический объект	Автор источника информации
75	себха Чемхане	[Chamard, 1973; Street et al., 1976]
76	Черное море	[Варушенко, 1975; Долуханов, 1980; Клите и др., 1978; Островский и др., 1977; Федоров, 1976]
77	оз. Шала	[Gasse et al., 1978; Geyh et al., 1974; Grove et al., 1975; Haynes et al., 1974; Street et al., 1976]
78	эрг Шеш	[Conrad, 1969; Rognon et al., 1977; Street et al., 1976]
79	бассейн Эль-Муэлах	
80	бассейн Эль-Халлаб	
81	бассейн Эль-Хейра	
82	бассейн Эль-Ходна	
83	бассейн Эш-Шерги	

В соответствии с вышеперечисленными факторами показатели увлажненности были сгруппированы следующим образом:

- а) весьма низкая увлажненность — сток менее 5 мм/год;
- б) низкая увлажненность от 5 до 50 мм/год;
- в) умеренная и высокая увлажненность — свыше 50 мм/год.

Кроме того, была выделена область весьма высокой увлажненности в районе экватора, где сток варьирует от 300 до 4 000 мм/год. Эта область показана особо потому, что в позднем плейстоцене—голоцене граница экваториальных лесов, как считает большинство исследователей, существенно не изменилась, т.е. за весь исследуемый отрезок времени в 4 000—45 000 лет характер циркуляции атмосферы и увлажненность здесь были достаточно стабильны. В то же время увлажненность и соответственно характер растительности средних широт весьма часто и резко изменялись, а бессточные озера быстро реагировали на эти изменения колебаниями уровней. Применяемые методы не позволяют по степени увлажненности детальнее районировать гумидные области внетропического пространства. Судя по поведению плувиальных озер, можно уверенно выделить лишь три группы областей: сугубо аридные (весьма низкой увлажненности, сток менее 5 мм/год), умеренно аридные (низкой увлажненности, сток 5—50 мм/год) и гумидные (умеренной и высокой увлажненности, сток более 50 мм/год). Но даже такое, весьма общее, но достаточно надежное обоснование районирования территории суши, позволяет выявлять наиболее существенные особенности циркуляции атмосферы в прошлом, определить границу раздела между тропико-экваториальным и внетропическим пространством, трассировать пути наиболее частого прохождения циклонов и антициклонов, выделить зоны максимальной засушливости и т.д.

В качестве картографической основы для схем увлажненности использована изданная массовым тиражом в 1979 г. карта Северного полушария масштаба 1 : 2 500 000 (ГУГК, 3-е изд.), составленная в прямой азимутальной проекции Постеля. Основным материалом при построении схем послужили кривые колебания увлажненности районов и уровней озер.

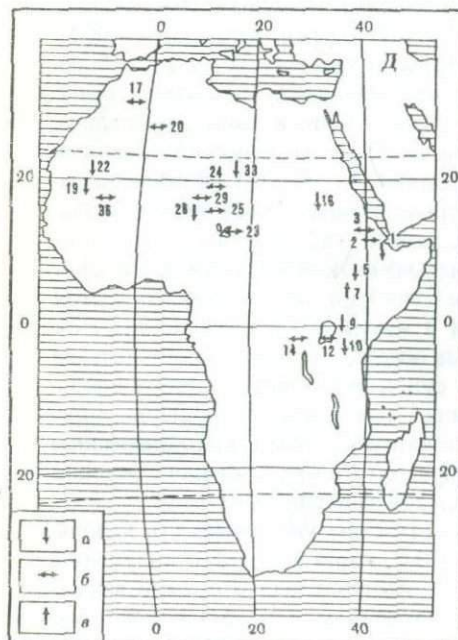
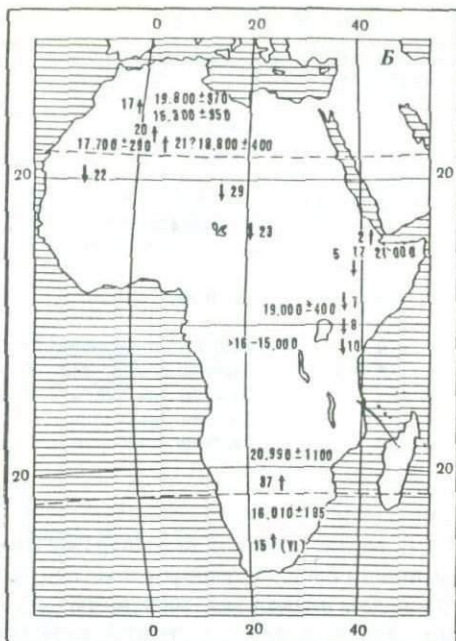
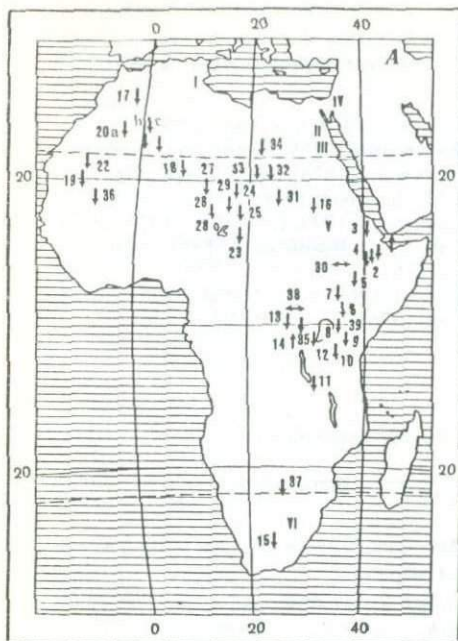
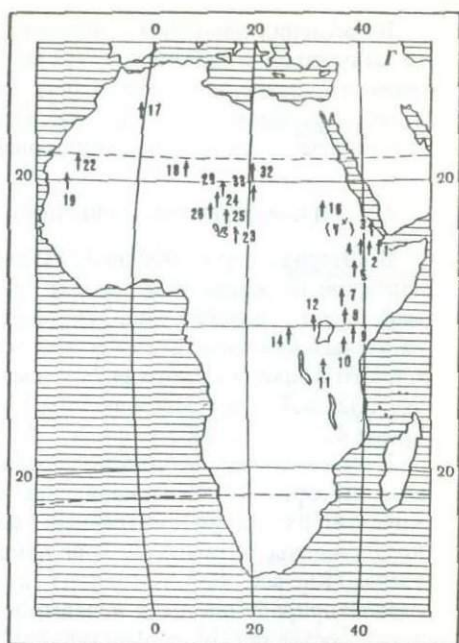
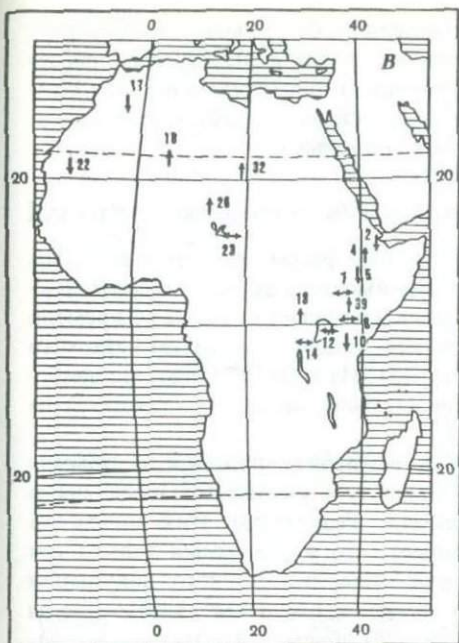


Рис. 48. Положение уровней озер Африки [Street, Grove, 1976]

А — современность; Б — уровни озер Африки 18000 ± 300 лет назад; В — уровни озер Африки 12000—11000 лет назад; Г — уровни озер Африки 9000—8000 лет назад; Д — уровни озер Африки 4000—3000 лет назад. Озерные уровни: а — низкие; б — промежуточные; в — высокие. Озерные бассейны и оазисы: 1 — Ассалье грабени), 2 — Нижний Аваш (Аббе и прилегающие грабени), 3 — Афрер, 4 — Средний Аваш, 5 — Звай-Шала, 6 — Стефани, 7 — Рудольф, 8 — Накуру-Эльментайта, 9 — Найваша, 10 — Магади, 11 — Руква, 12 — Виктория, 13 — Катве, 14 — Киву. 15 — Александерсфонтейн, 16 — Джебель Олиа, 17 — Вадии Саура, Большой Западный Эрг, 18 — Хоггар, 19 — Депрессия Кат, 20 — эрг Шеш-Тоуат: а — Кадда, б — Бу Берноус, с — Бу Али, Тоуат, 21 — Ахмет-Моуйдир Бэсин, 22 — Чемчане, 23 — Чад, 24 — Кафра, Бильма, Ашегур, 25 — Агадеи, 26 — Термит Оуэст, 27 — Адрар, 28 — Булум Гана, 29 — Фаши, 30 — Уончи, 31 — Унианча Кебир, 32 — Мускорбе, 33 — Западный Тибести, 34 — Серир Тибести, 35 — Джордж, 36 — Дхар Тичитт, 37 — Макарикари, 38 — Альберт, 39 — Сугута; Римские цифры: I — Бискра, II — Куркур, III — Дуингул, IV — Мертвое море, V — Гезира, VI — Флорисбад



При составлении схем увлажненности (см. рис. 47) учитывались материалы, полученные А. Стрит и А. Гроув [Street, Grove, 1976] для Африканского континента, где показано (качественно), как вели себя некоторые водоемы в этом регионе 18 000 ± 3000, 12000–11000; 9000–8000 и 4000–3000 лет назад (рис. 48, А–Д).

Отечественная литература использовалась в значительной степени для показа установления характера растительного покрова и палеоландшафтных обстановок на равнинах Восточной Европы, в Средней Азии и Западном Казахстане [Гричук, 1965, 1980; Заррина, Краснов, 1966; Хотинский, 1977; Авенариус и др., 1978; Долуханов, 1980; Мамедов, 1980; Серебрянный и др., 1980; и др.].

Границы ледниковых массивов и северных морей приводятся по данным Д.Д. Квасова [1975], Л.Р. Серебрянного [1978], А.С. Мониной и Ю.А. Шишкова [1979]; уровни океана и окраинных морей — по данным С.И. Варушенко [1975], Р.К. Клиге, О.К. Леонтьева и др. [1978], а отметки уровней Каспия — по данным Г.И. Рычагова [1977], А.Н. Варушенко и др. [1980]. При корреляции палеогеографических событий за основу брались работы Н.В. Кинд [1974], Л.Р. Серебрянного [1978], Д. Нива и К. Эмери [Neev, Emery, 1967], Ж. Пьяса [Pias, 1970], а также материалы, опубликованные в 3 томе Геохронологии СССР [1974]. Границы современных растительных зон проведены по карте "Географические пояса и зоны Земли", опубликованной в БСЭ (3-е изд.). Контурсы осушенных территорий во время регрессий океанов и морей определялись по батиметрическим картам "Геолого-геофизический атлас Индийского океана", [Атлас Океанов, 1977, 1975] с учетом колебания уровня, который устанавливался по соответствующим кривым [Клиге, 1978].

Вычисления площадей и объемов крупнейших бессточных озер Северного полушария и материалы, суммированные по различным схемам увлажненности, позволяют рассмотреть целый ряд закономерностей гидрологического режима этих водоемов и их взаимосвязь с глобальными палеогеографическими явлениями и процессами водообмена.

4.3. УВЛАЖНЕННОСТЬ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ 45000–35000 ЛЕТ НАЗАД

В интервале от 45 000 до 35 000 лет назад все рассматриваемые водоемы пережили по крайней мере одну, но самую высокую за весь рассматриваемый период трансгрессию. Эта трансгрессия несколько смещена во времени на разных континентах, но тем не менее она, видим, — результат какого-то единого климатического ритма (см. рис. 43). Из табл. 25 видно, что наиболее влажной в рассматриваемом интервале была эпоха, приходящаяся на время 42 000–40 000 лет назад.

Картометрические работы позволили вычислить площади и объемы вод, которые концентрировались в максимум указанного пльвиала в крупнейших из рассмотренных водоемов. Результаты этих подсчетов представлены в табл. 25. Они показывают, что в это время только три озера (Каспий, Чад, Бонвилл) аридной области Северного полушария давали приrost площади испарения более чем в 1 млн км², а объем воды в них составлял около 100 000 км³ (это 100 объемов Аральского моря).

Описываемая пльвиальная эпоха соответствует на северо-западе нашей страны климатическому оптимуму "Гражданский проспект" (схема Ауслендера и Вигдорчука — "Геохронология СССР", 1974, т. 3, с. 68), в Восточной и Средней Европе — завершению Карукиюлаского, а в Фенноскандии — Левеяниэмского межледниковья [Серебрянный, 1978].

В США на востоке области Великих озер в это же время формировались озерные и озерно-болотные отложения среднего висконсина — порт-толбот 2 (48 000–33 000 лет назад) [Кинд, 1974].

Для рассматриваемого отрезка времени мнения о положении уровня океана разноречивы. П.А. Каплин [1977] соглашается с А. Блумом [Bloom, 1974] и К. Кониши [Konishi et al., 1970], которые по Th-280 получили серию датировок из террас высотой 42 м (Новая Гвинея) и 20–27 м (о-ва Рюкю) со средним возрастом 41 000–42 000 лет назад, но считают, что первично эти осадки формировались на глубине 38–40 м. Поэтому на графике, приведенном в указанной статье, между трансгрессиями, имеющими максимумы 48 000 и 31 000 лет назад, показана регрессия Океана. В то же время, Л.Р. Серебрянный [1978] считает, ссылаясь на того же Кониши [Konishi et al., 1970], что деградация ранневюрмского оледенения сопровождалась глобальным повышением уровня Мирового океана, которое достигло максимума в середине вюрма. Следы этой трансгрессии на Рюкю сохранились в виде террасы высотой 20–27 м. Для этих отложений получены иониевые датировки (приводятся 5 датировок от 45 000 ± 2000 до 38 000 ± 2000 лет назад), хорошо согласующиеся между собой. Таким образом, Л.Р. Серебрянный в противоположность П.А. Каплину не соглашается с мнением о позднейшем тектоническом поднятии опробованных террас. Опираясь еще рядом первоисточников о возрасте террас на северо-востоке Новой Гвинеи (53 000 ± 3000 ÷ 23 000 ± 2000 лет назад) [Veeh

Таблица 25

Трансгрессии озер Северного полушария в интервале времени 45 000–35 000 лет назад

Территория	Озеро	Время, тыс. лет назад	Максимальные абс. отметки	Уровни, м относительно современного	Примечание
Евразия	Каспий	42–35	+ 22	+ 50	Буйнакская трансгрессия, по данным Рычагова [1977], 42 000 лет назад; наша интерпретация 38 500 лет назад Лисанская трансгрессия – максимальная в позднем плейстоцене [Neer, Emery, 1967]
	Мертвое	47–20	?	?	
Африка	оз. Чад Боделе	> 45–40	+ 380 ÷ + 440	+ 98 ÷ + 118	I позднплейстоценовая трансгрессия – максимальная [Pias, 1970] II позднплейстоценовая трансгрессия [Gasse, Street, 1978] [Alimen et al., 1966; Pias, 1970] [Butzer, Hansen, 1967; Pias, 1970]
	оз. Аббе	> 47?–31	ок. ÷ 400	ок. + 160	
Северо-Западная Сахара, Египет, Судан Северная Америка		44?–39,5	Плювиальный период		Алпайнская трансгрессия [Моррисон, 1968]
		42–23 (18)	Плювиальный период		
	оз. Бонвилл	> 45–32	Уровень неустойчив до + 1609 м (41000 лет и до + 1463 м (35 000 лет назад)	+ 349	
	оз. Сёрлз оз. Лахонтан	> 45–40	плювиальный период		[Stuiver, 1964; Larry, 1978]
	Время синхронного стояния высоких уровней	42–40			

Chappell, 1970] и на берегах Флориды (50 000 ÷ 25 000 лет назад) [Osmoud et al., 1970], Л.Р. Серебрянный приходит к выводу, что максимум послераннеюрмской (среднеюрмской) трансгрессии находится где-то в интервале 50 000–35 000 лет назад. Таким образом, в период первой позднплейстоценовой (первой среднеюрмской) трансгрессии плювиальных озер Северного полушария, максимум которой состоялся 41 000 ± 1000 лет

назад, уровень океана, по данным разных авторов, находился где-то в пределах от -40 до $+20 \div +30$ м. Более точное его положение установить не удалось. В связи с этим остается неясной взаимосвязь между глобальным повышением увлажненности низких и средних широт и поведением уровня океана. Можно отметить практически ничтожное влияние изъятых рассмотренными озерами вод на уровень океана. Их наполнение до приведенных в табл. 26 отметок могло привести к изменению океанического уровня (в сторону уменьшения) лишь на $30,1-24,8$ см.

Рассмотренные озера современной аридной зоны около $41\ 000 \pm 1000$ лет назад находились в трансгрессивной фазе, тем не менее нужно отметить, что в то же время их уровни испытывали неодинаковые тенденции изменения. Уровень Каспийского моря поднимался с $45\ 000$ лет назад (уровень около -40 м) до $38\ 500$ лет назад (уровень $+22$ м), после чего начался его спад и $35\ 000$ лет назад урез Каспия был на отметке уже -28 м. Озеро Чад вместе с котловиной Боделе имело, вероятно, относительно стабильный высокий уровень, равный $380-400$ м абс. [Faure, 1966; Pias, 1970] начиная по крайней мере с $45\ 000$ лет назад и до $40\ 000$ лет назад. После этого возрастного рубежа уровень резко упал на $98-118$ м и режим озера перешел в глубокую регрессивную фазу.

В плювиальном озере Бонвилл [Моррисон, 1968] подъем уровня начался около $49\ 000-47\ 000$ лет назад, максимум его (урез 1609 м абс.) состоялся около $41\ 000$ лет назад, затем озеро стало регрессировать и после кратковременной трансгрессии $35\ 000$ лет назад (уровень до 1463 м) оно, вероятно, пересохло $32\ 000-33\ 000$ лет назад.

Таким образом, в рассматриваемые $10\ 000$ лет (с $45\ 000$ до $35\ 000$ лет назад) режим озер мог различаться в зависимости от состояния природной среды в их бассейне. Так, $42\ 000-40\ 000$ лет назад уровень Каспия мог подниматься, Чада мог иметь тенденцию к понижению, а Бонвилл имел максимальные отметки уреза. Тем не менее именно в данный отрезок времени в середине позднего плейстоцена климатическая обстановка относительно выровнялась при высоком уровне увлажненности низких и средних широт всего Евро-Африканско-Американско-Азиатского сектора Северного полушария. Можно предположить, что в это время циклониче-

Таблица 26

Уровни, площади и объемы вод Каспия, Чада, Бонвилла в плювиальный максимум $42-40$ тыс. лет назад (по сравнению с современностью)

Водоем	Средний уровень, м абс.		Площадь, тыс. км ²		
	$41\ 000 \pm 1000$ лет назад	современность	$41\ 000 \pm 1000$ лет назад	современность	изменения по сравнению с современностью
Каспий	- 5	- 28	606	376	+ 230,0
оз. Чад	$400 \div 380$	282	$960 \div 839$	около 15	$+ 945 \div 824$
оз. Бонвилл	1609	1260	$58,5 \div 51,7$	6,4	$+ 52,1 \div 45,3$
Всего	-	-	$1624,5 \div 1496,4$	397,4	$+ 1227,1 \div 1099,3$

ская деятельность была некоторым образом "разрегулирована", нарушилась устойчивая зональность проявления гидрологических процессов и в рассмотренных районах нашего полушария установились близкие к "гиперзональным", по определению А.А. Величко [1973], условия с господством повышенного повсеместного увлажнения.

4.4. МАКСИМАЛЬНАЯ АРИДНОСТЬ УСЛОВИЙ 35 000–31 000 ЛЕТ НАЗАД

В целом в данный интервал времени в бассейнах исследуемых озер резко возрастает аридность климата, хотя это могло проявляться не повсеместно и не синхронно в различных климатических зонах.

Так, в бассейне Каспия (главным образом, Волги) обстановка постепенно изменялась от относительно влажной, близкой современной (35 000 лет назад уровень моря был предположительно около -28 м), к засушливой (уровень ниже -28 м), а затем примерно 33 000 лет назад он восстанавливался до отметок -28 м и далее продолжал нарастать вплоть до 30 000 лет назад (уровень до $+10$ м — туркменская трансгрессия, см. рис. 7). Таким образом, в средних широтах Восточной Европы минимальный сток приходится, вероятно, на 32 000 лет назад.

Иначе дело обстояло на южных и восточных берегах Средиземного моря и в северных районах Сахары. Здесь на протяжении всех рассматриваемых 5000 лет господствовала относительно влажная обстановка. Озера трансгрессировали в Египте и Судане (см. рис. 34) [Butzer, Hansen, 1967], в районе Сауры и Большого Западного зрга (см. рис. 34) [Street, Grove, 1976], на севере Эфиопии (оз. Аббе, см. рис. 36). Мертвое море также имеет высокий уровень — здесь продолжается лисанская трансгрессия (см. рис. 35) [Neev, Emery, 1967]. Исключение составляет Северо-Западная Сахара [Alimen et al., 1966; Pias, 1970] (см. рис. 34). С другой стороны, к югу от этих влажных территорий, в бассейне оз. Чад (см. рис. 30) и на Аравийском полуострове (см. рис. 40) господствовали ярко выраженные аридные условия, осадков выпадало чрезвычайно мало. Весьма характерно, что наиболее древние из датированных озерных осадков [Mc Clure, 1976], отобранных в пустыне Руб-эль-Хали, в

Аравии, имеют возраст $36\,300 \pm 2400$, а следующие — $29\,595 \pm 780$, $28\,750 \pm 615$ и т. д. лет назад, т. е. из разреза озерных отложений "выпадает" как раз интервал с 35 000 до 30 000 лет назад.

В отличие от предыдущих тысячелетий в рассматриваемый интервал времени достаточно четко проявляется географическая зональность.

В умеренных широтах Восточной Европы (севернее 45° с. ш.), т. е. в бассейне р. Волги, господствовали достаточно

Объем, тыс. км³

41 000 ± 1000 лет назад	современность	изменения по сравнению с современностью
89,8	78,2	+ 11,6
85,7 ÷ 67,7	0,07	+ 85,6 ÷ 67,6
11,6 ÷ 10,2	0,03	+ 11,6 ÷ + 10,2
187,1	78,3	+ 108,8
167,7		89,8

Таблица 27

Регрессии крупнейших озер Северного полушария в интервале времени 35 000–31 000 лет назад

Территория	Озеро	Регрессия, время аридизации	
		длительность, тыс. лет назад	Примечание
Евразия	Каспий	35–33	Регрессия, разделяющая буйнакскую и туркменскую стадии трансгрессии
Африка	оз. Чад	39–31	Регрессия, разделяющая I и II верхнеплейстоценовые трансгрессии. Время формирования 1-го зрга
Северная Америка – Большой Бассейн	оз. Бонвилл	Уровень падает 35–34	Заключительная фаза Алпайнского озерного интервала
	оз. Сёрлз	Уровень очень низкий или озеро пересохло 33–25	
	оз. Лахонтан	39–26 Озеро пересыхает	

сухие условия, которые к 32 000–31 000 лет назад стали влажными, а на Каспии уровень также становится высоким (туркменская стадия раннехвалынской трансгрессии).

Северная Сахара (кроме Северо-Западной), по крайней мере южное и восточное побережье Средиземного моря, Египет, северные районы Судана, Эфиопия представляли плювиальную зону, здесь шла активная деятельность атлантических циклонов и муссонов, последние характерны для Эфиопии (бассейн оз. Аббе). К югу от этой плювиальной зоны в бассейне оз. Чад существовала засушливая тропико-экваториальная зона.

На территории Большого Бассейна в Северной Америке преобладали сухие условия: постепенно снижался уровень оз. Бонвилл и около 32 000–33 000 лет назад оно пересыхает, также пересыхает оз. Лахонтан, а в бассейне оз. Сёрлз возникает периодически аридная обстановка (см. рис. 28). Для того, чтобы определить период наибольшей аридизации рассматриваемого сектора Северного полушария суммируем представленные на наших графиках сведения об этом в табл. 27.

Как видно по данным табл. 27, все рассматриваемые озера, расположенные севернее и южнее плювиальной зоны, простиравшейся вдоль границы тропико-экваториального и внетропического пространств, на протяжении от 35 000–31 000 лет назад вмещали наименьшее количество воды. Анализ изменения площадей и объемов Каспия, Чада, Бонвилла показывает, что 35 000–33 000 лет назад сумма их площадей и объемов была меньшей, чем в настоящее время, с вероятным минимумом около 33 000 лет назад.

33 000 лет назад широтная зональность была выражена весьма контрастно и именно в это время произошло первое за последние 45 000 лет одно-

временное иссушение климата средних широт Восточной (а возможно и всей) Европы, а также озер Большого Бассейна (полоса 38–42° с.ш., не исключено, что и южнее). Аналогичное явление в те же сроки произошло и к югу от существовавшего на севере Сахары и на юге Передней Азии плювиального пояса. Зона сухости охватывала территории современных государств Мавритании, Мали, Нигера, Чада, центральные районы Судана и север Эфиопии. При дальнейшем изложении материала описанный период повышенной засушливости низких и средних широт Северного полушария мы будем именовать эпохой первой синхронной позднеплейстоценовой аридизации (длительность 35–33 тысячелетия, максимум 33 000 лет назад).

Судя по приведенным П.А. Каплиным [1977] данным, уровень океана в этот интервал времени испытывал тенденцию к подъему с максимумом трансгрессии около 31 000 лет назад. По данным Л.Р. Серебрянного [1978], океанский уровень также был выше нынешнего, но около 30 000 лет назад он был близок к современному.

4.5. ВТОРОЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПЛЮВИАЛ ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АФРИКИ 30 000–25 000 ЛЕТ НАЗАД

В этот период почти все озера Северной Африки и Передней Азии имели высокие уровни (рис. 47, Д). Оз. Чад испытывало вторую верхнеплейстоценовую трансгрессию (уровень до +350 ÷ +370 м). Трансгрессировали также озера Египта, Судана, Северо-Западной Сахары, оз. Аббе, расположенное на границе Эфиопии и Сомали. Озерные отложения этого интервала времени отмечаются в центральных районах Аравийского полуострова. В Мертвом море продолжалась лисанская трансгрессия. Несколько суше было только в зоне, расположенной к югу от стран Магриба, в районах Сауры и Большого Западного эрга [Butzer, Hansen, 1967] (см. рис. 47, Д).

В рассматриваемый интервал времени Каспийское море также находилось в трансгрессивной фазе (туркменская стадия). Пик ее приходился на период 30 000 лет назад, когда уровень водоема был на отметке +10 м, т.е. превышал современный на 38 м. Объем воды при этом превосходил нынешний на 22 000 км³. Однако в дальнейшем количество воды в Каспии стало уменьшаться и 27 000–25 000 лет назад очертания этого моря стали близки к тем, которые наблюдаются сейчас.

Своеобразная обстановка создалась в те же тысячелетия в Большом Бассейне Северной Америки. Северные его районы, где некогда располагались обширные озера Бонвилл и Лахонтан, находились уже в зоне весьма значительной засушливости, а на днищах этих бывших водоемов формировались почвы (в Бонвилле — почвы "промонтори"). В то же время в бассейне озера Сёрлз, которое расположено в более низких широтах, чем Бонвилл и Лахонтан, как видно из графика (см. рис. 28), характер увлаженности был неустойчивым: здесь периоды аридизации и повышенной увлажненности сменялись, при этом каждый имел продолжительность, вероятно, от нескольких веков до тысячелетия с небольшим.

Таким образом, можно констатировать, что 30 000–25 000 лет назад.

1. Почти вся Северная Африка, кроме районов, расположенных к югу от Магриба, юг Передней Азии (бассейн Мертвого моря) и Аравийский полу-

остров были единым обширным регионом с повышенной увлажненностью, северная граница которого заходила за 35° с.ш.

2. Центральные районы Восточной Европы (бассейн Волги) — $50-60^{\circ}$ с.ш. в начале этапа (30 000—29 000 лет назад) также имели высокую увлажненность, но затем она уменьшилась до наблюдаемого сейчас уровня или несколько ниже (завершение туркменской трансгрессии Каспия, а затем незначительная регрессия).

3. На западе Северной Америки (бассейны оз. Бонвилл и Лахонтан) между 37° и 44° с.ш. господствовали исключительно сухие аридные условия, которые южнее в бассейне оз. Сёрлз (36° с.ш.) были неустойчивыми.

Отсюда следует, что в рассматриваемую эпоху достаточно обильные внутритропические осадки выпадали на обширных территориях Африки и Аравии к югу от 30° с.ш. Где-то вблизи этой параллели или несколько южнее проходил раздел между северным внетропическим и тропико-экваториальными пространствами. Здесь располагалась зона относительной засушливости, но типичных обширных пустынь, как это наблюдается сейчас, не существовало, что видно также из карты увлажненности, построенной нами для времени $25\ 000 \pm 1\ 000$ лет назад (см. рис. 47, Д). К северу от 30° с.ш. в Европе, Африке и Передней Азии располагалась область умеренных циклонических осадков, а на западе Северной Америки (севернее 37° с.ш.) — область неустойчивых аридных климатических условий.

Выполненные подсчеты показывают (см. рис. 45), что между 30- и 25-тысячелетиями назад в крупнейших бессточных озерах Западной Евразии и Северной Африки (Каспий, Чад, плейстоценовые озера Сахары) концентрировались воды больше, чем сейчас на $45\ 000-79\ 000$ км³, а площадь только этих водоемов возрастала (по сравнению с нынешней) на 1,7—2,0 млн км².

Уровень океана в рассматриваемое время был либо несколько выше современного [Серебрянный, 1978], либо близок к наблюдаемому сейчас, но испытывал тенденцию к падению [Каплин, 1977].

В заключение можно сказать, что большинство из озер пережило вторую позднеплейстоценовую плейвиальную эпоху, максимум которой, если судить по сумме воды, аккумулировавшейся в перечисленных озерах, вероятно, приходился на 28 000—30 000 лет назад (см. рис. 45). Этим двум тысячелетиям была свойственна определенная "разрегулированность" зонально-широтного распределения осадков, т.е. та же гиперзональность, которая отмечалась для эпохи 42 000—40 000 лет назад.

Особое поведение озер Большого Бассейна (Бонвилла, Лахонтана, Сёрлз) Северной Америки, которые в предыдущую плейвиальную эпоху вели себя почти синхронно с европейско-африканскими, мы усматриваем в следующем. Во-первых, второй позднеплейстоценовый плейвиал климатически оказался менее выраженным: уровни, площади и объемы всех рассмотренных озер были ниже, чем в предыдущую эпоху высокой увлажненности. Поэтому перестройка широтных закономерностей в циркуляции атмосферы, которая сказалась на равнинах Африки и Европы, не проявилась в средне- и высокогорьях, а также возвышенных плато Большого Бассейна Америки.

Во-вторых, во время первого плейвиала в горах Большого Бассейна было развито мощное оледенение бул-лейк, которое не только поддержи-

вало уровни, но само по себе свидетельствовало об относительно холодных условиях, в то время как в интервал 30 000–25 000 лет назад оледенения не было и в данном регионе господствовали в целом теплые и сухие условия. Все это привело к пересыханию большинства озер Большого Басейна.

4.6. ПОЗДНЕВАЛДАЙСКАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ЭПОХА 24 000–17 000 ЛЕТ НАЗАД

Рассматриваемое время (24 000–17 000 лет назад) (см. рис. 47, Г) по значительности перестройки климатических, гидрологических и ландшафтных обстановок резко отличается от предыдущего. Ледниковый покров, развивающийся на Севере Европы, охватывает Исландию, Фарерские острова, морские льды Атлантики, соединяя эти массивы с Гренландией. Гигантские ледяные пространства в корне меняют климатическую ситуацию во внеледниковых областях Европы и Африки. Изучение гидрологических обстановок исследованных водоемов может помочь расшифровать особенности ее перестройки.

Каспийское море еще около 27 000 лет назад вступило преимущественно в регрессивную стадию развития. Затем с 25 000 до 15 800 лет назад оно переживает глубокую еностаевскую регрессию.

В это время сток рек, впадавших в Каспий с севера, достигал 39–17 км³/год, или 13,5% от современного, причем 90% падало на долю Волги (табл. 28).

Аналогичные расчеты водного баланса Новозвксинского озера, которое существовало на месте Черного моря 29 000–9 000 лет назад, показали, что сток рек, питающих этот водоем в периоды климатических оптимумов, вероятно, составлял 55%, а в максимумы похолоданий — всего 8% от современного стока в Черное море. Если учесть что 85–90% его приходится на реки, бассейны которых расположены в Центральной и Восточной Европе, то легко понять, в каких предельно сухих условиях находилась в эпоху развития оледенения бассейны рек Дуная, Днепра, Дона и т.д.

Таким образом, в указанный период во внеледниковых областях Европы к югу и востоку от ледяного щита существовали холодные и сухие антициклональные условия. Эти утверждения полностью подтверждаются палеоботаническими, палеонтологическими, геокриолитологическими и другими данными. Доказано, что почти во всей центральной части в ряде южных районов Восточной Европы есть следы воздействия позднеплейстоценовой многолетней мерзлоты, развивавшейся в специфических тундрово-степных (ныне в природе отсутствующих) ландшафтах, которым были свойственны приспособившиеся к ним также весьма своеобразные комплексы фауны.

В противоположность росту сухости на востоке Европы, на северо-западе Сахары росла увлажненность (см. рис. 34). Достаточно обильные осадки выпадали также в странах Магриба и в северных районах Сахары (Саура, Большой Западный эрг, эрг Шеш и др.). Таким образом, на севере Африканского континента активизируется деятельность циклонов, их траектории обходят с юга сформировавшиеся над ледяными массивами холодные антициклональные воздушные массы. Пока однозначно утверждать об их дальнейших направлениях нельзя, так как для расположенного на восто-

Таблица 28

Сравнительная характеристика изменения стока рек бассейнов Каспийского и Черного морей в эпоху последнего оледенения (сопоставление с современностью)

Море, озеро	Максимум оледенения 20 000—17 000 лет назад		Деградация ледника 16 000—11 000 лет назад		Современность		Автор
	км ³	% от современного	км ³	% от современного	км ³	% от современного	
Каспийское море с учетом Амударьи	80—58	28—20	382	132	289	100	[Крицкий, и др., 1975]
Каспий без Амударьи	39—17	13,5—6	341	118			
Черное море — Новозвксинское озеро	30	8	205±3	55	370	100	[Клиге, и др., 1978]

ке на путях этих циклонов Мертвого моря, по одним данным, сохранились высокие уровни лисанской трансгрессии [Neev, Emery, 1967], а по другим — этот водоем испытывал относительную регрессию [Rognon, Williams, 1977; Bégine et al., 1974]. Возможно, они следовали в юго-восточном направлении в районы Центральной Аравии, где до 21 000 лет назад существовали многочисленные озера [Mc Clure, 1976].

Озеро Чад в рассматриваемое время в противоположность Каспию не регрессировало, а сохраняло высокий урез вплоть до 21 300 лет назад. Иначе говоря, при росте похолодания (первые его четыре тысячелетия, с 25 000 до 22 000 лет назад) в тропической Африке еще сохраняется весьма влажная обстановка, которая 21 000 лет назад сменилась глубокой засушливостью. Следует обратить внимание на одновременность иссушения бассейна оз. Чад и центральных районов Аравийского полуострова. По крайней мере сейчас, известно и это отражено на карте увлаженности 18 000±1 000 лет назад (см. рис. 47, Г), что, кроме бассейна оз. Чад, сухо было также в Сенегале [Michel, 1973] и на Западе Сахары в районе себхи Чемчане [Chamard, 1973].

Южную границу засушливой зоны Северной Африки для этого времени установить пока не удалось. Однако, согласно общепринятой концепции [Марков, Величко, 1967] о том, что изменения природы в экваториальном поясе в ледниковые эпохи были относительно невелики, но сам пояс сужался, а его ось смещалась к югу, возможно, эта граница проходила несколько южнее современной.

С начала похолодания, т.е. с 25 000 лет назад, поднимаются уровни озер Большого Бассейна Северной Америки — Бонвилл и Лахонтан. Причем расположенное западнее оз. Лахонтан быстро достигло почти максимального уровня (см. рис. 43), оз. Бонвилл, более удаленное от питающих влагой тихоокеанских воздушных масс, испытало первый ледниковый мак-

симум подъема около 22 000 лет назад. В районе оз. Сёрлз влажные эпохи периодически сменялись засушливыми (см. рис. 28).

Итак, развитию ледника на севере Европы на первом этапе (от 25 000 до 22 000 лет назад) соответствовало:

1) Падение уровня Каспия и Новозвксинского озера, что могло быть следствием засушливости в бассейнах рек, впадающих в них с севера и запада;

2) На всей территории Северной Африки, на юге Передней Азии и в пределах Аравийского полуострова было достаточно влажно (зон глубокой аридизации в Сахаре и Аравии не было).

3) В Большом Бассейне Северной Америки резко возростала влажность, лишь на юге его климатическая обстановка была неустойчивой. В горах, обрамляющих озеро Большого Бассейна, развивалось оледенение.

Из сказанного следует, что в начальной стадии развития последнего ледникового покрова в Европе (25 000—22 000 лет назад) в ее восточной, а возможно и центральной части, господствовала сухая антициклональная обстановка, сток рек был в 2—5 раз ниже современного. С другой стороны, атлантические циклоны, обходя с юга антициклональное поле Европы, активно вторгались в Северную Африку, где смыкались с влажными внутритропическими воздушными массами, подавляли атмосферные процессы, вызывающие аридизацию, обычно свойственную зонам, расположенным к югу от контакта тропико-экваториального и внетропического пространства.

В интервале времени от 21 000 до 17 000 лет назад в Восточной Европе сохраняется и холодная обстановка. На Каспии и Новозвксинском озере были глубокие регрессии (см. рис. 43). Одно за другим начинают усыхать водоемы Северной Африки, расположенные к югу от 25° с.ш. Озеро Чад регрессирует около 21 300 лет назад [Pias, 1970]. К 18 тысячелетию деградируют озера в районах оазиса Фаши, Чемчане, падает увлажненность в Сенегале [Street, Grove, 1976] (см. рис. 34). Озера на месте Аравийской пустыни (Руб-эль-Хали) усыхают преимущественно 21 000 лет назад, лишь некоторые сохраняются до 17 000 лет назад [McClure, 1976]. Однако сохраняется высокая влажность в странах Магриба (Алжир, Тунис) и несколько к югу от них (Бискре, Саура, Большой Западный эрг), в северо-западной Сахаре, т.е. на севере Африки (см. рис. 46). Возможно, аналогичная обстановка существовала в районе Мертвого моря.

Таким образом, можно предположить, что в максимум похолодания в Европе (21 000—17 000 лет назад) на восточной и южной "ближней" периферии ледникового щита господствовали максимально холодные условия, достаточно сухие, антициклональные. В пределах же по крайней мере южного побережья Средиземного моря — стран Магриба, на севере Сахары и, возможно, на юге Передней Азии — пролегла достаточно локализованная зона прохождения атлантических циклонов. Южнее нее, вероятнее всего к югу от 25° с.ш., располагалась зона аридизации, для которой, однако, были свойственны более умеренные, чем современные температуры воздуха. Как хорошо видно из сопоставления рисунков (см. рис. 47, Б, Г) 18 000 лет назад граница между тропико-экваториальными и внетропическими пространствами в районе Африки располагалась южнее, чем сейчас, примерно на 5°. Это было наиболее существенное ее смещение за весь рассматриваемый период в 45 000 лет.

Рассматривая кривые изменения уровней озер Большого Бассейна Америки во время нарастания общего похолодания в Северном полушарии (см. рис. 43), легко заметить следующие особенности.

1. Трансгрессии озер начались одновременно с началом похолодания около 25 000 лет назад и завершились почти вместе с окончанием ледниковой эпохи около 12 000–11 000 лет назад.

2. Как уже упоминалось, уровень озер, расположенных ближе к западу, т.е. Тихому океану (оз. Лахонтан) возрастал значительно быстрее, чем внутриконтинентальных водоемов (оз. Бонвилл).

3. Уровень упомянутых озер относительно снижался на общем фоне трансгрессии: Лахонтан – 21 000–15 000 лет назад, а Бонвилл – 17 000–14 000 лет назад, т.е. в максимум похолодания, эти озера несколько регрессировали.

Среди наиболее характерных изменений природной обстановки, происшедших в ходе роста последнего крупного позднеплейстоценового похолодания – в Восточной и, вероятно, Центральной Европе на протяжении всего данного отрезка времени широтная зональность деградировала, субарктические засушливые условия постоянно усиливались и являли собою "гиперзональный" [Величко, 1973] феномен. Южное и восточное Средиземноморье, а также северные районы Африки всю данную эпоху были преимущественно ареной прохождения атлантических циклонов; их южная граница примерно с 22 000 по 17 000 лет назад приблизительно совпадала с 25° с.ш., что на 5° южнее современного расположения контакта между тропико-экваториальным и внетропическим пространствами (см. рис. 47, Г), где отражена обстановка, существовавшая 18 000±1 000 лет назад.

На первой стадии возрастания похолодания (25 000–22 000 лет назад) вся Африка к северу от экватора, Аравия были достаточно обильно увлажнены атлантическими циклонами и внутритропическими осадками. Зоны аридизации ярко не проявлялись, таким образом, для этого периода характерно также наличие гиперзональности.

На стадии максимального похолодания (21 000–17 000 лет назад) в Африке и на Аравийском полуострове формируется зона пустынь, северная граница которой проходила приблизительно вдоль 25° с.ш., т.е. на несколько сот километров южнее современной; южная граница этой зоны, вероятно, совпадала с современной или была южнее; все это указывает на разрушение гиперзональности и возникновение широтной зональности в Афро-Аравийском регионе в указанные тысячелетия (см. рис. 47, Г).

В бессточной области Северной Америки – Большом Бассейне по мере глобального нарастания похолодания развиваются горное оледенение и трансгрессии озер, что связано также с усилением переноса влаги с запада, с Тихого океана; пик похолодания вызвал более усиленную концентрацию влаги в ледниках и некоторое сокращение ее поступления в озера Бонвилл и Лахонтан; явление их частичной одновременной регрессии произошло около 17 000–15 000 лет назад.

В настоящее время, вероятно, нет исследователей, которые были бы не согласны с тем, что с 24 по 17 тысячелетия назад наиболее резко за поздний плейстоцен снизился уровень Мирового Океана. По данным разных авторов, он опустился за это время от $-20 \div -50$ до $-95 \div -125$ м.

Уменьшение объема океанических вод было почти целиком связано с консервацией воды в ледниковых покровах и в многолетнемерзлых породах, а не с трансгрессиями озер (см. рис. 45). На рис. 45 видно, что с 25 по 22 тысячелетия назад, когда и в Европе, и в Африке господствовали гиперзональные условия (в Европе — субаридные, в Африке — влажные), сконцентрировавшиеся в расположенных здесь крупнейших бессточных озерах воды имели объем на 40–50 тыс. км³ больше, чем в настоящее время. А этот объем равнозначен лишь 11–14-сантиметровому слою океанических вод. В период же максимального похолодания 21 000–17 000 лет назад суммарный объем Каспия, Новозвксинского, Чада, Северо-Африканских (Сахарских) озер и оз. Бонвилл был приблизительно равен современному.

4.7. ЭПОХА ДЕГРАДАЦИИ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ 16 000–11 000 ЛЕТ НАЗАД

О влиянии поздневалдайского ледника на климатическую обстановку в Восточной Европе можно судить по поведению Каспийского и Черного (Новозвксинского озера) морей.

В рассматриваемую эпоху (16 000–11 000 лет назад) Каспийское море имело уровень около 0 м абс. Площадь его составляла около 171%, а объем примерно 118% от современного. Расчеты показали, что для поддержания указанных гидрологических параметров при существовавших в ту эпоху климатических условиях сток рек, исключая Амударью, должен был достигать 118% от современного. Эта величина должна быть отнесена главным образом за счет стока из бассейна Волги. Такое значительное увеличение стока по сравнению с предыдущей эпохой (13; 5–6% от современного) вряд ли можно объяснить лишь только устойчивой деградацией многолетнемерзлых пород в бассейне Волги. Исходя из того, что высокий уровень Каспия поддерживался на протяжении почти 6 000 лет, можно полагать, что причины этого явления нужно искать в глубокой перестройке циркуляции атмосферы, в регулярном проникновении "Влажного дыхания" Атлантики в пределы Волжского бассейна при низком испарении, т.е. достаточно холодных условиях.

В бассейне Черного моря, существование на месте этого моря Новозвксинское озеро имело в рассматриваемое время положительный баланс: его уровень поднялся примерно с –75 до –30 м, а объем увеличился на 13 000 км³ при среднегодовом стоке питающих его рек почти в 2 раза меньше современного (см. табл. 28). Необходимо подчеркнуть, что Каспий за 1–2 тысячелетия поднял свой уровень, и далее он удерживался на достаточно высокой отметке (0 м абс.), а в Новозвксинском озере уровень поднимался постепенно, начиная с 20 000–17 000 лет назад и вплоть до соеденения с океаном около 10 000–9 000 лет назад.

Загруднительно дать логически удовлетворительное объяснение такой разницы в поведении описываемых водоемов. Но видимо, проще ее можно объяснить недостаточной изученностью хода колебания уровня Черного моря и его связи со Средиземным, либо причиной служит поведение р. Дуная, основной артерии, питающей море. Возможно, что на протяжении данного интервала Дунай был недостаточно многоводен из-за засушливости юга Центральной Европы или консервирующей деятельности альпийского оледенения, или того и другого одновременно.

Во время деградации ледникового покрова (см. табл. 28) в бассейне

Волги сток возрос по сравнению с минимумом почти в 12 раз, т.е. составил 118% от современного, а в бассейнах Дуная и Днепра он увеличился приблизительно в 7 раз и достиг 55% от современного. Хорошо сопоставляются данные, полученные нами с расчетами Г.П. Калинина и др. [1966], по мнению которого во время позднехвалынской трансгрессии сток в Каспий должен был быть выше современного на 33% (у нас 32%, см. табл. 28). Это позволяет нам с достаточной уверенностью утверждать, что период развития позднеледникового ледника в Восточной и Центральной Европе, судя по объему стока рек, стекавших на юг, подразделяется на две эпохи: первая 25 000—17 000 лет назад — время минимальной (за последние 45 000 лет) увлажненности; вторая — 17 000—10 000 лет назад — время умеренной увлажненности. Причем на западе, в бассейнах Дуная и Днепра, она была заметно ниже современной (сток в 2 раза меньше), а на востоке, в бассейне Волги, — близка к нынешней или несколько выше (сток на 18% больше, чем сейчас).

О ходе изменения увлажненности в районах, расположенных к югу от перигляциальных областей Европы, можно судить по данным табл. 29, в которой приведены сведения о колебаниях уровней озер Африки, Аравии и Мертвого моря, опубликованных в последние годы в зарубежной литературе, и рис. 47, В. Анализ ее позволяет выделить следующие закономерности в развитии природной обстановки на обширных территориях, простирающихся к югу от Средиземного моря до экватора, в интервал времени от 17 000 до 10 000 лет назад.

1. Все рассматриваемое пространство с 14 500 до 12 000 лет назад испытало глубокое усыхание. Известные здесь водоемы находились в это время в стадии регрессии. Исключение, может быть, составляло Мертвое море, которое по одним данным [Neev, Emery, 1967] в это время регрессировало, а по другим [Rognon, Williams, 1977; Begin et al., 1974] — имело высокий уровень (рис. 49).

2. В отрезок времени с 17 000 до 14 500 лет назад страны Магриба [Coque, 1962; Couvert, 1972; Rognon, Williams, 1977] находились в зоне высокой засушливости (см. рис. 34), а территория Туниса и Алжира имела высокую увлажненность [Street, Grove, 1976] (см. рис. 49). Различны точки зрения и на изменения уровня Мертвого моря, поэтому при дальнейших построениях будем условно считать, что эта территория, вероятно, с 17 000 до 14 500 лет назад пребывала в зоне неустойчивого увлажнения.

Озера Северной Сахары, ограниченные с юга приблизительно 24° с.ш., по мнению большинства исследователей, между 17 000 и 14 500 лет назад находились в стадии трансгрессий. Это относится в первую очередь к озерам Северо-Западной Сахары, Большому Западному эргу, району Сауры, эргу Шеш (перечень источников см. в табл. 24). Для восточной части Северной Сахары мы пока достоверных данных не имеем.

Пока нет в литературе сведений о том, что между 24° (21°) и 18° с.ш. в Африке обнаружены озерные отложения интересующего нас периода, хотя эти районы сравнительно хорошо изучены. Поэтому считаем, что 17 000 — 14 500 лет назад здесь господствовали аридные условия. Такая же обстановка, судя по исследованиям [Mc Cluge, 1976], существовала, видимо, на Аравийском полуострове, хотя для озерных отложений одного из водоемов определен абсолютный возраст $14\,965 \pm 195$ лет назад.

Таблица 29

Изменение увлажненности бессточных областей Африки, Аравии, Передней Азии.
За период 17 000–10 000 лет назад

Местоположение бессточной области	Область, бассейн, озеро	Влажные периоды (трансгрессии), тыс. лет назад	Сухие периоды (регрессии), тыс. лет назад	Авторы публикаций
32–31° с.ш.	Мертвое озеро	17–12	12–10	[Begin et al., 1974; Rognon, Williams, 1977]
32–31° с.ш.	Мертвое море	17–16 13–10	16–13	[Neev, Emery, 1967]
35–30° с.ш.	Магриб	–	>17–<10	[Rognon, Williams, 1977]
36–29° с.ш.	Тунис, Алжир	>17–15	15–<10	[Street, Grove, 1976]
30–23° с.ш.	Северо-Западная Сахара	>17–14,5	14,5–<10	[Alimen et al., 1966; Pias, 1970]
32–24° с.ш.	Большой Западный эрг, Саура, эрг Шеш	>17–14,5	14,5–10	[Street, Grove, 1976; Rognon, Williams, 1977]
30–22° с.ш.	Египет	?	>15–<10	[Butzer, Hansen, 1967]
23–18° с.ш.	Аравия, пустыня Руб-эль-Хали, оз. Мундафан	>17,5 (?) можно окончился еще 21 000 лет назад. Эпизоды подъема уровня 15 000 и 11 500 лет назад	17,5 (?) –<10	[Mc Clure, 1976]
21–8° с.ш.	оз. Чад	12–<10	>17–12	[Pias, 1970; Servant, Servant, 1970]
14° с.ш.	оз. Асаль	11–<10	>17–11	[Gasse, 1975]
14–11° с.ш.	р-н Афары	12–<10	>17–12	[Gasse, 1975; Rognon, Williams, 1977]
11° с.ш.	оз. Аббе	–	17–10	[Gasse, 1975, 1977]
10° с.ш.	среднее течение р. Аваш	10,5–10	>17–10,5	[Gasse, 1975]
8° с.ш.– 1° ю.ш.	оз. Рудольф	12 (10,8?) –<10	17– 12 (10,8?)	[Gasse, 1975; Butzer et al., 1972]
Эпохи однозначных степеней увлажненности				
36–0° с.ш.	–	–	14,5–12*	
36–24° (21°?) с.ш.	–	17–14,5	14,5– 10**	
24–18° с.ш.	–	возможны подъемы уровня 15 000–11 500 лет назад	17–10***	
18–0°	–	10,5–10	17–12****	

*Всеобщее усыхание.

**Трансгрессии в первой части интервала, регрессии – во второй.

***Постоянно сохраняются аридные условия, по крайней мере на востоке. Два кратковременных периода увлажнения – только в Аравии.

****Всеобщая регрессия в первой части эпохи – до 12 000 лет назад в конце этапа – трансгрессия.

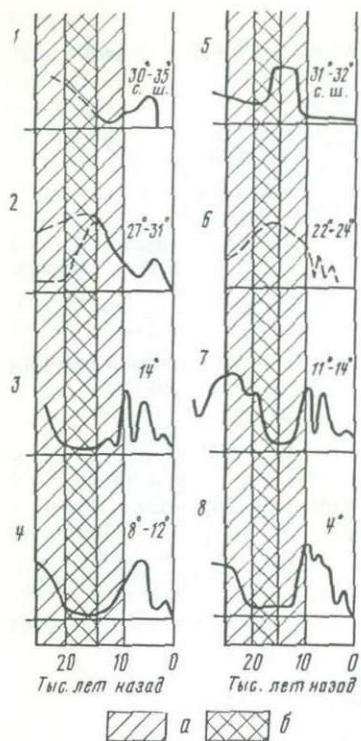


Рис. 49. Качественные кривые изменения увлажненности Северной Африки с 25000 лет назад. Пики — влажные периоды. Впадины — сухие периоды. [Rognon, Williams, 1977]

a — позднелептостеновое валдайское покровное оледенение; *b* — максимальная стадия; 1 — Магриб [Couvert, 1972; Coque, 1962]; 2 — Саура, эрг Шеш [Conrad, 1969]; 3 — Чад [Sewant, 1974]; 4 — Сенегал [Michel, 1973]; 5 — Мертвое море (Begin et al, 1974); 6 — Хоггар; 7 — Афар [Gasse, 1975]; 8 — оз. Рудольф [Butzer et al., 1972]

У озер южнее 18° с. ш. (Чад, Аббе, Ассаль, района среднего течения рек Аваш, Рудольф и др.) был очень низкий уровень, либо они вовсе пересыхали в этот период.

3. После завершения всеафриканского аридного максимума от 14 500 лет назад до 10 000 лет назад в пределах всей присредиземноморской Африки, включая страны Магриба, а также в Северных и Центральных районах современной Сахары, засушливые условия сохраняются. Иная ситуация складывалась южнее приблизительно 18° с. ш. Там, в интервале времени с 12 000 лет

назад до 10 000 лет назад, одно за другим начинают трансгрессировать озера. Уровни озер Чад, Рудольф, области Афара стали подниматься около 12 000 лет назад, у озер среднего течения р. Аваш — 10 500 лет назад, а у оз. Аббе — 10 000 лет назад.

4. Из сказанного и из данных табл. 29 можно заключить, что контрастные, одновременно охватывающие значительные территории Африки и Аравии изменения увлажненности наблюдались в основном севернее 24° с.ш. (возможно 21° с.ш.) и к югу от примерно 18° с.ш. В зоне, ограниченной этими широтами, не найдены осадки, имеющие возраст от 17 000 до 10 000 лет назад. На этом основании, вероятно, можно предположить, что "ось засушливости" в данный период проходила между 18° и 24° с.ш. (21° с.ш.). Однако не исключено, что периодически в отдельных районах этой зоны наступали "частые" кратковременные пливии, следствием чего служат озерные отложения Аравийского полуострова с абсолютным возрастом $14\,965 \pm 195$ и $11\,465 \pm 115$ лет назад. Динамика степени увлажненности в Африке и на Аравийском полуострове показана в табл. 30.

О поведении озер Большого Бассейна Северной Америки можно судить по графикам изменения увлажненности и уровней, помещенных на рис. 43 и 45. После регрессии, происшедшей во время максимума похолодания, около 18 000 — 17 000 лет назад, озера Большого Бассейна вновь начали трансгрессировать и достигли апогея 13 000 лет назад, при этом уровень оз. Бонвилл поднялся до 1600 м (был выше современного примерно на 340 м), а Лахонтан — до 1300 м (на 240 м выше современного уреза

Таблица 30

Основные тенденции изменения увлажненности внеэкваториальной Африки и Аравийского полуострова в период деградации позднеледникового ледника

Местоположение	Тысячелетия								Примечание
	17	16	15	14	13	12	11	10	
35–31° с.ш. северная Африка (страны Магриба) Мертвое море	x	x	x	x	x	x	x	x	Неустойчивый режим увлажненности
35°–24° (21°?) с.ш. Северная Сахара	xx	xx	x	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	Достоверные данные только для районов западнее 5° в.д.
24° (21°?) – 18° с.ш. "Центральный пояс Сахары"	xxx		xxx	xxx	xxx	xxx	x	xxx	Возможны кратковременные пювialsы, установленные для центральных районов Аравийского полуострова
18°–0° с.ш. южные районы Сахары, бассейн оз. Чад, озера Эфиопского Рифта	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	x			достоверные сведения для районов восточнее 10° в.д.
	x неустойчивый режим увлажнения xx пювialsы xxx аридизация								
	Примечание. 17000 – 15000 – активная деятельность циклонов в северных районах, смещение к югу аридной зоны тропико-экваториального пространства; 14000 – 12000 – общая аридизация Африканского континента и Аравийского полуострова; 11000 – 10000 – устойчивое смещение только стран Магриба). Нарастание увлажненности в южных субэкваториальных широтах.								

оз. Пирамид). После этого оз. Бонвилл начало быстро регрессировать и уже около 11 500 лет назад полностью пересохло, высокий уровень оз. Лаконтан сохранялся вплоть до 11 000 лет назад, но затем оно также регрессировало и распалось на ряд мелких водоемов. Исходя из состояния пювialsальных озер Бонвилл и Лаконтан, можно предположить, что поступление влаги в этот район с запада, со стороны Тихого океана на протяжении 16–13 тысячелетий назад постепенно нарастало, а затем в 12 и 11 тысячелетиях достаточно быстро сократилось до современного уровня.

Что касается положения береговой линии Мирового Океана, то по общему мнению исследователей, занимавшихся изучением этого вопроса [Клиге и др., 1978], она переместилась с $-95 \div -125$ м абс. до $-37 \div -75$.

Подводя итог обобщенному в данном разделе материалу о степени увлажненности рассмотренных районов Северного полушария в интервале времени 17 000 – 10 000 лет назад, можно отметить следующие характерные особенности.

1. На юге Центральной Европы и на западе Восточной (бассены Дуная, Днепра) значительно возросла увлажненность, так как сток этих рек увеличился приблизительно в 5 раз по сравнению с предыдущими тысячелетиями, когда господствовали условия максимально холодные за поздний плейстоцен. Однако сток этих рек все еще составлял 55% от современного т.е. уровень увлажненности был пока еще относительно умеренным. Весь этот период Новозвксинское озеро (Черное море) продолжало устойчиво увеличивать объем приблизительно по $2,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

2. Восточная Европа (бассейн Волги) находилась в зоне более высокой увлажненности. Следствием этого послужило увеличение стока Волги: он составлял в это время, по нашим подсчетам (см. табл. 28), 118% от современного. Уровень Каспия держался на отметках около 0 м абс., т.е. был на 28 м выше, чем сейчас.

3. В Африке и на Аравийском полуострове в то же время происходили следующие изменения климатической обстановки (см. табл. 29):

а) от 17 000 до 14 500 лет назад на севере Африки до 24° с.ш. господствовали либо неустойчивые, либо достаточно влажные условия; в это же время аридная зона северного тропико-экваториального пространства сместилась на юг и охватывала территорию бассейна оз. Чад в центральной части континента, а на востоке его включала зону развития озер Эфиопского Рифта, в том числе оз. Рудольф, бассейн которого расположен по обе стороны экватора.

б) от 14 500 до 12 000 лет назад повсеместно происходила аридизация Африканского континента к северу от экватора (естественно, сюда не входят западные приэкваториальные влажные леса) и Аравийского полуострова.

в) от 12 000 до 10 000 лет назад (см. рис. 49) в странах Магриба, районе Мертвого моря отмечаются кратковременные эпизоды увлажнения (данные мало достоверны). Аридные условия сохраняются в пределах современной Сахары, без ее самых южных районов. Неустойчивое увлажнение территорий, расположенных к югу от 18° с.ш. (юг нынешней Сахары, бассейн Чада, озера Эфиопского Рифта), сменяется на рубеже 10 500 лет постоянными плювиальными условиями.

4. Таким образом, от 17 000 до 14 500 лет назад активная деятельность циклонов проявляется в Восточной Европе (в бассейне Волги), а также в Северной Африке (Магриб), т.е. их траектории следуют в основном субмеридиально. Слабее циклоническая деятельность сказывается в Центральной Европе (бассейны Дуная, Днепра). В это же время аридные условия устанавливались на обширных пространствах Аравии и Африки, кроме районов, расположенных на самом ее севере и на западе вблизи экватора. От 14 500 до 12 000 лет назад эта аридная зона охватывает и север Африки.

С 14 500 до 12 000 лет назад циклоны почти не захватывают Африканский континент (кроме Магриба, где они становятся также редким явлением). Сухо и в Аравии. Таким образом, почти на всей рассмотренной части Африки и на Аравийском полуострове в это время сохраняется аридная гиперзональная обстановка. Рост увлажненности в бассейне Чада и на востоке субэкваториальной области в пределах Эфиопского Рифта начинается с 12 000 лет назад и завершается всеобщей трансгрессией рас-

положенных здесь озер 10 500 лет назад. Иначе говоря, если учитывать периодическое обводнение самых северных районов (Магриба) Африки, с 10 500 лет назад на этом материке к северу от экватора снова возникает четкая ландшафтная зональность, при которой раздел между аридным поясом на юге проходит около 18° с.ш., а на севере примерно $30-33^{\circ}$ с.ш.

5. Сопоставления событий в Африке и Большом Бассейне США показывают, что всеобщей аридизации африканского континента 14 500–12 000 лет назад соответствовала очень высокая увлажненность Большого Бассейна, пик которой, вероятно, приходится на период 13 000 лет назад. Это явление объясняется тем, что озера Большого Бассейна находились в пределах умеренного климатического пояса (расположены севернее 36° с.ш.), тогда как на африканских территориях, простирающихся южнее указанных широт, господствовали сухие субтропические, тропические и субэкваториальные условия, т.е. 14 500 – 12 000 лет назад раздел между северным внетропическим и тропико-экваториальным пространствами проходил на Американском континенте существенно южнее современного, а на Западе Восточного полушария (Африка–Европа) севернее, чем сейчас, по крайней мере вне пределов Африки.

6. Если судить об изменении степени общей увлажненности рассматриваемых частей континентов по количеству воды, аккумулировавшейся с 17 000 до 10 000 лет назад в крупнейших из расположенных здесь бессточных озерах (Новозвксинском – чаша Черного моря, североафриканских – впадины Сахары, Чад – вместе с котловиной Боделе, Каспийском и Бонвилл), то приведенные (см. рис. 45) результаты наших подсчетов показывают следующее.

Около 17 000 лет назад сумма сконцентрированных в озерах вод была близка к современной, так как ее дефицит в Новозвксинском озере (уровень был значительно ниже современного) компенсировался разливами североафриканских озер. Затем к 12 000 лет назад, несмотря на регрессию североафриканских озер, суммарный объем достигает (за интервал 17 000 – 10 000 лет назад) максимума, превышая на $45 000 \text{ км}^3$ современный, что было результатом быстро развивающихся трансгрессий озера Чад и Новозвксинского. Однако на рубеже плейстоцена и голоцена около 10 тыс. лет назад, регрессия Каспия, полное пересыхание североафриканских озер и оз. Бонвилл привели к тому, что суммарный объем оказался больше современного примерно на 8000 км^3 .

4.8. ЗАВИСИМОСТЬ УРОВНЕЙ АФРИКАНСКИХ И АРАВИЙСКИХ БЕССТОЧНЫХ ОЗЕР ОТ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Данные об изменении увлажненности в позднем плейстоцене бассейнов озер, расположенных на юге сахаро-аравийского пояса пустынь в совокупности со сведениями об изменении уровня океана и температуры его вод, позволили предпринять попытку установить взаимосвязь между уровнями этих озер и активностью питающих их муссонов. Исследованные озера по местоположению подразделяются на два региона: западный, увлажненность которого зависела от поступления муссонных осадков со сторо-

Таблица 31

Периоды наиболее низкого стояния уровня океанов
и озер муссонных областей Африки и Аравийского полуострова

Эпохи низкого стояния уровня океана	42000—41000	31000—29000	24000—6000 (минимум 19000—13000)
	лет назад		
Эпохи низкого стояния уровня озер, зависящих от муссонов со стороны Ат- лантического океана	45000 (или раньше) — 42000 лет назад	34000—31000	21000—13000
То же, со стороны Индий- ского океана	?	31000	17000—13000

ны Атлантики, и восточный, находящийся под влиянием Индийского океана. Для западного региона наиболее полными и мотивированными оказались данные для территории Сенегала и оз. Чад, для восточного — оз. Аббе и Эфиопии, палеозер пустыни Руб-эль-Хали на Аравийском полуострове. Сопоставление этих данных с материалами изменения уровня Мирового океана показало следующее (табл. 31).

Рассмотренные озера могли увеличивать водность только в случаях исключительно высокого поступления дождевых осадков. Непосредственно температуры воздуха повлиять на их уровни существенным образом не могли, так как в экваториальных и прилегающих климатических зонах их колебания, во-первых, были относительно незначительными, а во-вторых, имеются многочисленные свидетельства об обычно синхронном уменьшении водности озер и падении температур в их бассейнах. Законы глобальной циркуляции атмосферы предопределяют выпадение в этих областях дождей, связанных с муссонами. Степень влагонасыщенности и энергия последних (которая, в том числе, выражается и в глубине проникновения их на материк) определяется в значительной мере температурой океанических вод в экваториальном и субэкваториальном поясах. Снижение температур приводит к понижению активности муссонов и соответственно падению уровней озер. И наоборот, высокие термические характеристики этих вод вызывают расширения сферы действия муссонов и трансгрессию озер. Инструментальные наблюдения показали [Клиге, 1980], что на изменение океанического уровня влияют ледники (60%) и почти на порядок меньше — озера (7%). Подсчеты подтверждают тот факт, что аккумуляция воды в озерах на поведение океанов заметно не сказывается. Так, даже в эпохи максимальных одновременных трансгрессий таких озер-гигантов, как Каспий, Чад, Бонвилл в позднем плейстоцене—голоцене концентрировавшаяся в них вода лишь на 25—30 см понижала океанический уровень. Итак, обнаружена достаточно уверенная взаимосвязь событий: общепланетарные похолодания приводят к росту ледников, падению уровня и температуры океанов и к регрессиям шлювальных (муссонных) озер.

Приведенные данные (см. табл. 30) позволяют сделать следующие палеогеографические выводы.

За последние 45 000 лет температура приэкваториальных вод океанов у побережий Африки падала трижды, что прямо отражалось на уровнях бессточных озер (они регрессировали).

В каждую из этих эпох поверхностные (климатоформирующие) воды Атлантики пребывали в относительно охлажденном состоянии от 4000 до 9000 лет, а Индийского океана — от 1000 до 5000 лет. Эта разница в длительности объясняется тем, что температура океана, омывающего Африку с запада, зависит от холодного Бенгельского течения, в то время как в прилегающей части Индийского океана господствует устойчивая приэкваториальная система преимущественно теплых течений. Поэтому общее охлаждение атмосферы быстрее, глубже и длительнее оказывается на экватории Атлантики и на западе Африки, чем на водах Индийского океана и на озерах восточной части этого материка и Аравийского полуострова.

Весьма примечателен факт почти одновременного перехода от состояния регрессии к подъему уровня рассматриваемых озер и океанов, что говорит о быстром прогреве вод, формирующих климат региона. Более скорый переход от холода к теплу, чем от тепла к холоду, во время активизации оледенений уже отмечался в литературе [Брэкер и др., 1974]. Этот вывод строился на исследованиях фауны и соотношения изотопов кислорода O^{16}/O^{14} . Исследованиями факт этот подтвержден. Данный эффект можно объяснить тем, что верхние несколько сотен метров активно перемешивающихся океанических вод при наступлении потепления прогреваются достаточно быстро (в нашем случае примерно за 1000 лет). Такое положение быстро сказывается на увеличении увлажненности приэкваториальных областей континентов — пльвиальные озера трансгрессируют. Похолодание же предполагает изменение температуры значительно большей толщи океана, так как остывающие на поверхности под влиянием климатических факторов холодные воды в силу приобретаемой ими более высокой плотности мигрируют вниз. Это подолжается до тех пор, пока не установится новая стратификация всего разреза океана, соответствующего вновь установившимся термическим условиям на его поверхности. Только тогда климат становится устойчиво холодным и сухим, а пльвиальные озера регрессируют. Но для этого нужно значительно больше времени, чем при потеплении.

УВЛАЖНЕННОСТЬ КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА И БЕССТОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

5.1. ОБОБЩЕННЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗМЕНЕНИИ УВЛАЖНЕННОСТИ БЕССТОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Представление о динамике изменения увлажненности за голоцен в пределах различных регионов Северного полушария можно получить из комплексного сопоставления изучаемых материалов (табл. 32). Представляет интерес качественное обобщение по 500-летним интервалам времени тенденций в изменении уровней бессточных озер или групп озер, расположенных в различных регионах (см. табл. 32).

Все озера в табл. 32 сгруппированы по крупным регионам:

1. Европа – восточная,
2. Северная Америка – Большой бассейн,
3. Африка вместе с Передней Азией и Аравийским полуостровом.

Африканский регион, в свою очередь, подразделяется на пояса: а) страны Магриба, бассейн Мертвого моря (т.е. южное и восточное Средиземноморье); б) Сахара и пустыни Аравийского полуострова; в) области, лежащие непосредственно к югу от Сахары. В табл. 32 в каждом регионе исследованные бассейны расположены с севера на юг и с запада на восток. Касаясь качества, следует сказать, что сведения, использованные при ее составлении, базируются на самых последних данных зарубежных и отечественных авторов (почти все – публикации 1970-х годов). Исследователи, как правило, строили графики изменений уровней водоемов и увлажненности в их пределах на основе данных комплексного анализа озерных осадков (спорово-пыльцевого, диатомового, геохимического, литологического и т.д.) и массовых определений абсолютного возраста отложений методом радиоуглеродного датирования.

Следующим этапом систематизации собранных сведений было составление сводной табл. 33. Отличается от предыдущей она тем, что в ней представлен в обобщенном виде по отдельным географическим зонам режим изменения уровней водоемов. Все изученные озера и группы (см. табл. 33) объединены следующим образом:

Европа: Восточно-Европейская зона.

Район бассейна Волги (результатирующая – уровень Каспийского моря), 60° – 46° с.ш., 40° – 60° в.д.

Африка, Передняя Азия: Зона Южного и Восточного Средиземноморья:

Западные районы – Африка, страны Магриба, 35° – 30° с.ш., 10° з.д.– 10° в.д.

Восточные районы – Передняя Азия, Мертвое море, 32° – 31° с.ш., 35° – 37° в.д.

Африка, Аравия: Зона Сахары и Аравийского полуострова:

Западные районы – Мавритания, северо-западная часть Сахары, вадии Саура, эрг Шеш, Большой Западный эрг, 36° – 16° с.ш., 16° – 0° з.д.

Центральные районы – Ахаггар (Хоггар), Центральная Сахара, Ливия (южная), 32° – 21° с.ш., 0° – 24° в.д.

Таблица 32 (продолжение)

Озеро или район, местоположение бассейна	Лет назад																						
	10000		9000		8000		7000		6000		5000		4000		3000		2000		1000		0		
	Половины тысячелетий																						
	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Мертвое море. 32–31° (ср. 31,5°) с.ш., 35–37° (ср. 36°) в.д.	+	+	+	+	+	+				+										+	+		
б. Сахара, пустыни Аравийского полуострова. 36–18° с.ш.																							
Мавритания. 26–16° (ср. 21°) с.ш., 16–6° (ср. 11°) з.д.	+	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	
Сахара Северо-Западная 30–23° (ср. 26,5°) с.ш., 14–1° (ср. 7,5°) з.д.	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	-	?	?	?	?	?	?	?	-	-	-	
Саура вади. 36–26° (ср. 32°) с.ш., 3–0° (ср. 1,5°) з.д.	+	+	+	+	?	=	=	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	
Шеш эрг. 27–24° (ср. 25,5°) с.ш., 5–1° (ср. 3°) з.д.	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	
Большой Западный эрг. 33–29° (ср. 31°) с.ш., 1–3° (ср. 1,5°) в.д.	+	+	+	+	?	-	-	-	+	+	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	-	-	
Ахаггар (Хаггар). 24–22° (ср. 23°) с.ш., 1–10° (ср. 5,5°) в.д.	+			+	+	+			+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	
Сахара Центральная. 32–21° (ср. 26,5°) с.ш., 1–16° (ср. 8,5°) в.д.	+	+	+	+	?	-	-	-	+	+	?	?	?	?	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ливия Южная. 27–22° (ср. 24,5°) с.ш., 10–24° (ср. 17°) в.д.	?	?	?	?	?	?	?	?	+	+	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	-	
Египет. 30–22° (ср. 26°) с.ш., 25–34° (ср. 29,5°) в.д.	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Аравийский полуостров, пустыня Руб-эль-Хали. 23–18° (ср. 20,5°) с.ш., 46–50° (ср. 48°) в.д.	-	-	+	+	+	+	+	+	?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
в. Области, расположенные непосредственно к югу от Сахары																							
Сенегал (по 1977). 12–8° (ср. 10°) с.ш.	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	=	=	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	
Сенегал бассейн реки. 18–12° (ср. 15°) с.ш., 16–8° (ср. 12°) з.д.	+	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	
Чад оз. [по: Pias, 1970] 21–8° (ср. 13,5°) с.ш.	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	=	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	
Чад оз. [по: Pias, 1970] 8–24° (ср. 16°) в.д.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	=	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	
Судан (государство 22–14° (ср. 18°) с.ш., 25–36° (ср. 30,5°) в.д.	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	
Гезира р-н. 16–14° (ср. 15°) с.ш., 32–34° (ср. 33°) в.д.	+	+	+	+	?	-	-	-	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	
Рудольф оз. 8–0° (ср. 4°) с.ш., 35–37° (ср. 36°) в.д.	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	-	+	-	?	+	-	-	-	
Шала оз. 8° с.ш., 38° в.д.	+	+	+	+	-	-	+	+	+	+	-	-	=	=	+	+	+	-	-	-	-	-	
Асаль оз. 14° с.ш., 41° в.д.	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	=	=	-	-	+	-	-	-	-	-	

Таблица 32 (окончание)

Озеро или район, местоположение бассейна	Лет назад																						
	10000		9000		8000		7000		6000		5000		4000		3000		2000		1000		0		
	Половины тысячелетий																						
	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	1	2	1	2			
Афрер оз. 13° с.ш., 41° в.д.	+	‡	‡	+	=	+	‡	‡	-	+	+	+	=	=	-	-	+	+	-	+			
Аваш, р-н среднего течения реки. 10° с.ш., 41° в.д.	+	‡	‡	‡	‡	+	+	‡	+	+	‡	‡	+	+	‡	-	-	+	-	-			
Аббе оз. 11° с.ш., 42° в.д.	+	+	+	‡	+	+	+	‡	‡	+	‡	‡	+	+	?	?	+	‡	-	+			

‡ — установленные максимумы трансгрессий.

— — трансгрессии.

- — регрессии.

= — установленные минимальные уровни, или бассейны пересыхали.

? — сведений не имеется.

-+ — сведения мало достоверные.

??

П р и м е ч а н и я.

1. Трансгрессивными считались эпохи, когда уровни водоемов были либо высокими, либо испытывали интенсивные тенденции к подъему.

2. К регрессивным относились эпохи низких стояний уровней водоемов или быстрого их падения.

3. Координаты бассейнов даны приближенно, они отвечают территориям водосборов с хорошо дренированной речной сетью.

Восточные районы – Египет, 30° – 22° с.ш., 25° – 34° в.д.

Районы Аравийского полуострова – пустыня Руб-эль-Хали; 28° – 18° с.ш., 46° – 50° в.д.

Африка – Зона Саванн, расположенная к югу от Сахары:

Западные районы – Сенегал; 18° – 8° с.ш., 16° – 8° з.д.

Центральные районы – бассейн оз. Чад, 21° – 8° с.ш., 8° – 24° в.д.

Восточные районы – Судан, Гезира, оз. Рудольф, Шала, Ассаль, Афрера, Аббе, среднее течение р. Аваш.

Северная Америка – район Большого Бассейна, 42° – 36° с.ш., 121° – 111° з.д.

Обозначения трансгрессий и регрессий те же, что и в табл. 32. Знак – “?” показывает, что уровень был неустойчив, либо мнения разных авторов о них разноречивы или достоверных сведений нет. Когда в группе озер, относящихся к одному району той или иной зоны, большинство водоемов испытывало единую тенденцию в поведении уровней, то соответствующий этому явлению знак выносился в таблицу, но рядом в той же графе отмечались цифрами, соответствующими номеру района из приведенного списка, те из них, которые развивались в данный временной интервал в противофазе, т.е. были исключением из общей тенденции.

Данные спорово-пыльцевого анализа новокаспийских осадков Каспия однозначно указывают на то, что на побережьях этого водоема климатическая обстановка за последние тысячелетия существенно не изменялась, кроме краткосрочной эпохи мангышлакской регрессии, когда было несколько суше и жарче, чем сейчас [Абрамова, 1978]. Исходя из сказанного, можно полагать, что режим температур и осадков в пределах этого моря на протяжении большей части голоцена мало изменялся по сравнению с современным. Построенные разными авторами кривые колебания уровня Каспия показывают неоднократное изменение отметки уреза в диапазоне до 30 м (минимум: – 50 м, максимум: – 20 м абс.). Можно предположить, что такое явление – не результат климатических перестроек на его побережьях, а следствие изменения увлажненности в бассейне Волги, так как именно она давала и дает около 80–90% притока вод в Каспий.

С другой стороны, можно считать [Марков, Величко, 1967; Величко, 1973; и др.], что глобальные изменения температуры на поверхности планеты в наименьшей степени сказываются в низких, а в наибольшей – в средних и высоких широтах. В частности, в недавно опубликованной работе В.А.Климанова [1978] на основании данных массовой обработки спорово-пыльцевых анализов по 90 разрезам, расположенным в пределах Русской равнины, было показано, что в климатический оптимум голоцена, т.е. 6000–5000 лет назад здесь, к северу от 60° с.ш. среднегодовые температуры возрастали на $+2,5^{\circ}\text{C}$ (по сравнению с современностью), а на 50° с.ш. едва отличались на $+1^{\circ}\text{C}$ (или и того меньше). Если же брать только средние июльские значения температур, то здесь же к северу от 65° с.ш. они увеличивались на 3–4 $^{\circ}\text{C}$, на 45° с.ш. вообще оставались на прежнем уровне. Указанной теоретической модели (повышенная подвижность природной среды в средних и высоких широтах по сравнению с низкими), подтвержденной конкретными фактами палинологии, в частности и для бассейна Волги [Хотинский, 1977], полностью соответ-

Таблица 33

Изменение увлажненности в некоторых регионах Северного полушария за голоцен (Восточная Европа, Африка, Аравийский полуостров, юг Передней Азии, Северная Америка по 500-летним интервалам)

Зона, подзона, район	Лет назад					
	10000		9000		8000	
	Половина тысячелетия					
	2	1	2	1	2	1
Восточная Европа						
Каспийское море – бассейн Волги	+	-	-	?	+	-
Африка						
западное побережье Средиземного моря (страны Магриба)	+	+	+	+	+	+
Передняя Азия						
Восточное побережье Средиземного моря (Мертвое море) *	+	+	+	+	+	+
Африка – Западная (западнее Гринвича)	1	1	1	1		
Сахара Центральная (в том числе Ливия)	+	+	+	+	-	-
Восточная (Египет без Ливии)	+	?	?	+	?	?
Аравийский полуостров (центральные районы)	-	-	-	-	-	-
Африка						
Западные р-ны (Сенегал)	+	+	+	+	?	?
Центральные р-ны (бассейн оз.Чад)	?	+	+	+	+	?
Восточные р-ны (Судан, Эфиопско-Кенийский рифт)	3	3	3	3		
Северная Африка					9,10	9,10
Большой Бассейн**	+	+	-	+	-	+
Восточная Европа						
Черное море (с 8000 лет назад соответствует уровню океана)	+	+	+	+	+	+

* дано по: [Emeru, Neev, 1967; Begin et al., 1974], Мертвое море на протяжении всего голоцена находилось в стадии регрессии). ** от 4000 лет назад и позднее сведения даны только для оз. Боввилл. Цифры в таблице у значков обозначают следующие районы и отдельные водоемы, которые в данный 500-летний интервал времени находились в фазе, противоположной основной массе озер в регионе: 1 – Северо-Западная

ствуют полученные нами сведения о том, как часто изменялась степень увлажненности в изученных регионах Северного полушария. Небезынтересна в этом отношении табл. 33, построенная по данным суммирования в табл. 32 и 33.

Из табл. 34 хорошо видно, что в средних широтах – а в нашем случае это бассейн Волги (Каспий) и оз. Боввилл в США – по крайней мере около 10 раз резко изменялась климатическая обстановка в сторону увлажнения или уменьшения увлажненности, что, естественно, отражалось

	Лет назад													
	7000		6000		5000		4000		3000		2000		1000	
	Половина тысячелетия													
	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	
	-	+	+	+	-	-	+	+	-	+	+	+	+	
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	
	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	
	2	1,2		2	2	1,2	1	1		2				
	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-	
	?	-	?	+	?	?	?	-	-	-	-	-	-	
	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	
	+	?	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	+	+	+	-	-	-	?	?	?	+	?	-	-	
	?	+	+	+	-	-	-	+	+	+	+	-	-	
	4	5	6	3,6	7,87	8	3,6	3,7					5,8	
	?	+	+	+	+	+	+	-		?		-	-	
	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-	+	-	
	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	-	+	

Сахара, 2 – Мавритания, 3 – Судан, 4 – Гезира, 5 – оз. Афрера, 6 – оз. Шала, 7 – среднее течение р. Аваш, 8 – оз. Аббе, 9 – оз. Лахонтан, 10 – оз. Сёрэлз.

Примечание. "+" – влажно, озера трансгрессируют; "-" – сухо, озера регрессируют; "?" – уровень озер и влажности неустойчивый, достоверных сведений почти нет или они разноречивы.

на уровне озер. В то же время в низких широтах, в пределах тропико-экваториального пространства, в самых различных районах к северу от экватора, в Африке и в Аравии такие явления отмечались лишь 4 раза. Почти повсеместно в этих районах озера пережили по две трансгрессии и регрессии. Исключение составляет присредиземноморский район, который находится на границе тропико-экваториального и внетропического пространства. Здесь, как и следовало ожидать, на западе – в странах Магриба – в зоне раздела этих пространств, на протяжении голоцена, кроме

Таблица 34

Количество трансгрессивных и регрессивных фаз в развитии водоемов, расположенных в различных географических зонах Северного полушария за голоцен

Регион	Бассейны, район	Местоположение водосборного бассейна (град. с.ш.)	Количество трансгрессивно-регрессивных фаз		
			трансгрессивные	регрессивные	итого
Средние широты	Каспий-Волга	60–46° (Волга)	5	4	9
	Северная Америка, озера Большого Бассейна	42–36°	5	5	10
Средиземноморье	Страны Магриба	35–30°	1	1	2
	Мертвое море	32–31°	3	2	5
Сахара	Западная Сахара	36–16°	2	2	4
	Центральная Сахара и южная Ливия	32–21°	2	2	4
Аравийский полуостров	Восточная Сахара (Египет, без Ливии)	30–22°	2	2	4
	Пустыня Руб-эль-Хали	23–18°	1	2	3
Саванны к югу от Сахары (страны Сахеля и Судан)	Западные районы: Сенегал, бассейн оз. Чад, восточные районы (юг и центр) государство Судан, Эфиопско-Кенийская рифтовая область	18–8°	1	2	3
		21–8°	2	2	4
		22–0°	2	2	4

последних 2,5 тысячелетий, господствовали атлантические циклоны, а на востоке — в районе Мертвого моря — существовала менее устойчивая климатическая обстановка, переходная между аридными областями Сахары и Аравии и семиаридными — Севера и Центра Передней Азии.

Отсюда можно сделать вывод о том, что в средних широтах уровни замкнутых водоемов ведут себя значительно подвижнее, чем в пределах низких широт тропико-экваториального пространства. Бассейн, расположенный севернее, четче реагирует на глобальные изменения термического режима планеты. Это дает основание полагать, что нельзя чисто формально увязывать между собой тенденции в изменении уровней озер, расположенных в различных географических зонах, даже сугубо в стратиграфических целях, а тем более разрабатывая прогнозы. Например, нельзя искать прямую корреляцию между поведением оз. Чад и Каспия в различные эпохи, как это нередко допускается, ибо общее потепление или похолодание Северного полушария могло приводить в пределах этих водоемов не только к разнозначному ходу изменения уровня, но и к различной интенсивности выражения этого процесса.

5.2. ИЗМЕНЧИВОСТЬ УВЛАЖНЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

Весь голоцен явно подразделяется на две крупные эпохи: плейстоценовую от 10 000 до 4500 (4000?) лет назад и постплейстоценовую — от 4500 (4000?) лет назад до настоящего времени. В плейстоценовую эпоху голоцена в Каспийском море, озерах Северной Африки, озерах Чад и Бонвилл суммарный объем вод превышал современный на 18000—46000 км³. Но после рубежа 4000 лет назад и до настоящего времени объемы изменялись всего лишь в пределах от -2000 до +4000 км³, т.е. степень увлажнения весьма существенно сократилась.

Несмотря на общую повышенную влажность в плейстоценовую эпоху голоцена, рассмотренные нами регионы, периодически испытывали влияние засушливых условий, в частности, из обобщающей табл. 33 можно установить следующее.

а) Зона относительно наименьшей климатической изменчивости — область саванн к югу от Сахары.

10 000—5500 лет назад — высокая увлажненность. Отклонения — восточные районы, где у отдельных озер изменялся уровень в зависимости от климатических условий в бассейнах их водосборов, расположенных в горных массивах, находящихся под влиянием иных природных факторов, чем в низменных районах.

5500—4500 лет назад — постепенная деградация влажной обстановки, начиная с западных районов. 5500 лет назад — в Сенегале, 5000 лет назад — в бассейне Чада, а 4500 лет назад — восточных районах.

Однако заметим, что в рассматриваемый отрезок времени некоторые озера восточных районов были неустойчивы. Так, 5000—4000 лет назад оз. Шала, а 4500—4000 лет назад озера на территории Судана регрессировали, что можно рассматривать либо как недостаточность имеющихся сведений, либо как своеобразную зависимость этих территорий от влияния азиатских антициклонов.

б) Зона слабо изменчивой климатической обстановки — территория современной Сахары и Аравийского полуострова.

10 000—8500 лет назад — вся зона четко делится на две части: западную и центральную (от берегов Атлантики до южной Ливии) и восточную (Египет, Аравия). На западе влажно, на востоке сухо. Правда, по некоторым данным в северо-западной Сахаре [Alimen et al., 1966] в это время тоже существовали засушливые условия, но все-таки большинство исследователей [Chamard, 1973; Elouard et al., 1967; Conrad, 1969; Street, Grove, 1976; и др.], работавших в более поздние годы, утверждают, что здесь было влажно, поэтому и мы придерживаемся этой точки зрения.

8500—8000 лет назад — климат Сахары и Аравии вступает в стадию перестройки, при сохранении прежней климатической обстановки в западных и центральных ее районах (вплоть до Ливии), на востоке — на Аравийском полуострове значительно возрастает влажность, что, вероятно, послужило следствием проникновения сюда муссонов с Индийского океана.

8000—6000 лет назад — сначала в Аравии, а затем (с 7000 лет назад) и в Египте, т.е. на востоке Сахары устанавливаются влажные условия.

Вероятно, деятельность муссонов Индийского океана достигает апогея в этих достаточно высоких широтах. И наоборот, в центральной и западной Сахаре господствуют либо неустойчивые условия увлажненности (это особенно характерно для центральной Сахары — с 8000 по 6500 лет назад), либо устанавливается исключительно засушливый климат. Последнее наиболее характерно для западных районов, за исключением, может быть, прибрежных районов Мавритании и северо-западной Сахары, находящихся под непосредственным влиянием Атлантики.

6000—4500 лет назад — наиболее вероятно, что на территорию всей Сахары после почти 2000-летнего перерыва возвращается плейстоценовая эпоха. Правда, возможно, что на западе (Северо-западная Сахара и Мавритания) периодически было засушливо, но последнее не очень достоверно (на это указывают лишь [Alimen et. al., 1966] в противовес многим другим авторам). В это же время, по крайней мере с 6000 лет назад, на Аравийском полуострове вновь сформировались пустыни, режим которых сохраняется до настоящего времени.

в) Зона слабой изменчивости климатической обстановки — Присредиземноморье.

В странах Магриба, т.е. на западе Средиземного моря, на протяжении всей голоценовой плейстоценовой эпохи и даже дальше (до 2500 лет назад) сохраняются влажные условия, а на востоке, в районе Мертвого моря эта эпоха превышалась лишь примерно 1500-летним аридным интервалом. Он начался около 7000 лет назад и завершился примерно 5500 лет назад. Из сказанного можно полагать, что на протяжении всей плейстоценовой эпохи голоцена граница раздела между полярными и тропическими воздушными массами располагалась в данных районах.

г) Зона частой изменчивости климатической обстановки — Восточная Европа — бассейн Волги. Если уровень Каспия отражал степень увлажненности бассейна Волги, то в плейстоценовую эпоху голоцена здесь произошли три относительно крупные трансгрессии и четыре регрессии, которые по амплитудам уступали позднеплейстоценовым, но превышали постплейстоценовые, отмечавшиеся в последние 4500 лет. В табл. 35 показаны периоды низких и высоких уровней Каспия и величины изменений при этом его площадей и объемов по сравнению с современностью, видно также насколько чаще были климатические изменения в этой гумидной зоне, чем в тропико-экваториальных регионах. Одновременно можно также отметить, что если в пределах тропико-экваториального пространства озерные этапы не только продолжались достаточно длительное время (от 2 000 лет и более), а затем озера пересыхали на много тысячелетий, то Каспий, хотя и сокращался или увеличивался в размерах на 45—33% по сравнению с его средней современной площадью, но объем вмещаемой им воды в то же время изменялся относительно мало: до $\pm 10\%$, а чаще меньше этого значения, т.е. можно сделать вывод, что в средних широтах Европы в раннем и среднем голоцене изменения увлажненности хотя и были более частыми, чем в тропико-экваториальных областях, но зато имели значительно меньшие амплитуды.

д) Зона относительно частой изменчивости климатической обстановки — Большой Бассейн США.

Для этого района можно отметить то обстоятельство, что только в пер-

Таблица 35

Изменение уровня площадей и объемов Каспия
в раннем и среднем голоцене (10 000–4500 лет назад)

Трансгрессивно-регрессивные фазы	Время, тыс. лет назад (округленно)	Уровень, м абс.	Площадь, тыс. км ²			Объем		
			в соответствии с фазу	отличие от современности	% от современного*	тыс. км ³	отличие от современности, тыс. км ³	% от современного**
Регрессия	11–10	–58?	216	–160	42,5	70	–8	89,7
Сартасская трансгрессия	10–9,2	–11	548	+172	145,7	86	+8	110,3
Мангышлакская регрессия	9,2–8,3	–50,5?	232	–158	59,5	72	–6	92,1
Трансгрессия	8,3–7,3	–18	492	+116	130,6	83	+5	106,4
Регрессия	7,3–6,5	–45,5?	241	–150	61,7	73	–5	93,6
Гоусанская трансгрессия	6,5–5,2	–20	478	+102	127	82	+4	105,1
Регрессия	5,2–4,2	–40,5?	260	–130	66,6	75	–3	96,1

* За 100% принята площадь современного Каспия, равная 376 000 км².

** За 100% принят объем современного Каспия, равный 78 000 км³.

вое тысячелетие голоцена (10 000–9000 лет назад) повсюду было влажно. Далее устанавливаются засушливые условия, вероятно, постоянно на северо-западе (оз. Лахонтан), на юге (оз. Сёрлз), а в оз. Бонвилл, на востоке района высокогорные ледники еще до 7000 лет назад поддерживают его достаточно высокий уровень, который хотя и был неустойчив, но часто на 50–100 м превосходил современный. Во время всей остальной части пльвиального периода голоцена в Европе и Африке (7000–4500 лет назад) Большой Бассейн был высокогорной и среднегорной аридной областью.

Исходя из сказанного, в эпоху пльвиального голоцена можно выделить ряд характерных периодов.

10 000–9000 лет назад – высокая увлажненность в пределах почти всех рассматриваемых регионов, включая Большой Бассейн США, кроме востока Сахары (Египта), Аравии и, возможно, также территории государства Судан. На Каспии – высокий уровень сартасской трансгрессии (–11 м абс). Это первый голоценовый пльвиал, во время которого сохраняется зона локальной аридности на северо-востоке Африки и на Аравийском полуострове при одновременной редуцированности сухой зоны пассатов в центральной и западной Сахаре.

9000–8000 лет назад преобладала влажная обстановка, характерная для предыдущего тысячелетия. Как исключение можно отметить наиболее глубокое за голоцен иссушение бассейна Волги – мангышлакская регрессия Каспия 9200–8300 лет назад, начавшееся обводнение Аравийского полуострова, происходившее, вероятно, за счет проникновения муссонов с Индийского океана; на юге и западе Большого Бассейна США формируются аридные условия.

8000—6000 лет назад к югу от современной Сахары и на Аравийском полуострове за счет экваториальных муссонов сохраняются достаточно влажные условия, к северу от этой зоны активизируются тропические пассаты, приводящие к формированию пустынь Сахары. К концу этапа (7000—6000 лет назад) увеличивается увлажненность в пределах современного Египта. Это, вероятно, можно объяснить теми же климатическими причинами, которые в это время поддерживали высокий уровень озер на Аравийском полуострове. Было также относительно влажно и прохладно на водоразделе Каспия и Арала (плато Устюрт). Это неопровержимо доказано массовыми находками орудий постоянно проживавших здесь охотников. Таким образом, зона засушливости проходила в это время через западную и центральную Сахару, далее она прослеживается севернее Египта и в бассейне Мертвого моря. Как и в предыдущие тысячелетия (10 000—8000 лет назад), в странах Магриба сохраняются влажные условия, характерные для области влияния атлантических циклонов. К 7000 лет назад наступает эпоха аридности в Большом Бассейне. 8000—6000 лет назад в Африке четко оформляется зона пустынь вдоль контакта тропико-экваториального и внетропического пространства, однако по сравнению с современной эпохой ее образование на востоке сдерживается активностью муссонов Индийского океана, приносящих далеко к северо-западу, на Аравийский полуостров и в Египет.

6000—4500 лет назад — время существования второго пика повышенной увлажненности (первый длится с 10 000 до 9000 лет назад) на общем фоне плейстоценовой голоценовой эпохи. Для него характерны следующие черты (см. табл. 33). В бассейне Волги, судя по уровню Каспия, как и в период первого оптимума, сначала было влажно (гоусанская трансгрессия, 6500—5200 лет назад, урез —19 м), а затем начинается иссушение и соответственно развитие регрессии (см. табл. 35). Граница между тропическими и умеренными воздушными массами, вдоль которой выпадали умеренные или обильные осадки, опять смещается к югу в пределы Сахары, где почти повсеместно уровень озер поднимается. Последние трансгрессируют в западных (кроме Мавритании), в центральных и даже восточных районах этой великой современной пустыни. То же происходит в странах Магриба и на юге Передней Азии (Мертвое море). Опять, как и 10 000—9000 лет назад, становится сухо на Аравийском полуострове. Отличия интервалов увлажнения заключаются в следующем: а) в первом случае было сухо и на востоке Сахары (в Египте), теперь же эти районы достаточно обводнены; б) 10 000—9000 лет назад было весьма влажно по всей южной периферии нынешней Сахары, т.е. современный пояс саванн, вероятно, обильно увлажнялся экваториальными муссонами, а в рассматриваемый интервал времени подобные условия здесь сохраняются лишь 6000—5500 лет назад, после 5500 лет назад аридный климат становится преобладающим в западных районах этой зоны (Сенегал), а затем, с 5000 лет назад — и в центральных (бассейн Чада). Но как и в первый пик повышенной увлажненности (10 000—9000 лет назад), на протяжении периода 6000—4500 лет назад сохраняются влажные условия на востоке упомянутой зоны (государство Судан, озера Эфиопско-Кенийского рифта). Все это может, вероятно, говорить о постепенной утере активности экваториальных муссонов и об увеличении роли

пассатных ветров сначала на западе, а затем и в центральных районах Сахары при общем смещении к югу раздела между тропико-экваториальным и внетропическим пространством.; в) весьма характерно и то, что в отличие от первого плейвиального максимума в Большом Бассейне США на протяжении всего рассматриваемого периода повсеместно было чрезвычайно сухо. Это объясняется общим существенным потеплением климата в Северном полушарии, что привело к почти полной деградации высокогорных ледников, некогда питавших озера Большого Бассейна.

Максимум увлажненности в рассматриваемый отрезок среднего голоцена мы относим к 6000–5000 лет назад, так как именно в это время (см. табл. 32) максимальное количество исследованных водоемов имело высокие уровни. В частности, Каспий переживал заключительную фазу гоусанской трансгрессии; было влажно на побережье Средиземного моря (страны Магриба, начало трансгрессии в Мертвом море); влажно было в Сахаре — от Атлантического океана до Красного моря, а также на востоке и в центральных районах современных саванн, обрамляющих с юга этот обширный регион. Однако в то же время было сухо на высоких плато Большого Бассейна, расширяясь площадь на Аравийском полуострове (с 6100 лет назад), а с 5500 лет назад и в некоторых районах на западе Сахары (территория Сенегала). Подсчеты количества воды, концентрировавшейся в период голоцена в Каспии, в озерах Северной Африки, в озерах Чад и Большом Бассейне, свидетельствуют о том, что именно на интервал от 6000–5000 лет назад приходится ее наибольшая аккумуляция. В это время суммарные объемы ее на 46 тыс. км³ превышали современные.

Если обобщить собранные сведения о поведении исследованных водоемов в плейвиальном голоцене, то с некоторыми вариациями обнаруживаются два главных состояния климатической обстановки в Европейско-африканско-аравийском секторе Северного полушария с 10 000 до 4500 лет назад.

Состояние первое имело два периода существования от 10 000 до 8000 и от 6000 до 4500 лет назад. В первом временном интервале африканское и юг переднеазиатского Средиземноморья, а также преобладающая часть современной Сахары, без восточных районов, находились в зоне высокого увлажнения. К югу от нее в пределах современных саванн также господствовали значительно более влажные, чем сейчас, условия. В целом аналогичная обстановка сохранялась и во втором временном интервале. Однако в конце второго из рассматриваемых периодов (6000–4500 лет назад) с запада (на территории Сенегала, затем Чада) началось иссушение климата. Таким образом, если в первый из рассматриваемых периодов (10 000–8000 лет назад) засуха поражала восточную часть Сахары (Египет), то во второй (6000–4500 лет назад) — запад с постепенным смещением к центру современной зоны североафриканских саванн. Иначе говоря, ось области высокой увлажненности части Африканского континента, расположенной к северу от экватора, простиралась 10 000–8000 лет назад с запада-северо-запада на восток-юго-восток, уступая северо-восточную часть сухому влиянию азиатско-аравийских пассатов, где в этот период существовала аридная зона, соединявшая с пустынями Аравии. В интервале 6000–4500 лет назад общее простирание оси высокого ув-

лажнения сохраняло еще то же направление (с запада-северо-запада на восток-юго-восток), а теперь уже аридная область формировалась к юго-западу от нее и к югу от оси современной пустыни Сахары. Над территорией современной западной и центральной Сахары, видимо, господствовали циклоны с Атлантики.

Второе состояние климатической обстановки в том же секторе западного полушария, которое было в плейстоценовую эпоху голоцена, длилось с 8000 до 6000 лет назад. В это же время к югу от современной Сахары (территория Сенегала, в бассейне Чада, в пределах Эфиопско-Кенийского рифта), как и при "первом климатическом состоянии", было влажно, т.е. экваториальные муссоны способствовали обильному обводнению этой области. Но при этом резко изменялась природа современной Сахары, где озера почти повсеместно регрессировали и сформировались типичные пустыни. Они повсюду сохранялись на протяжении этих 2000 лет (с 8000 до 6000 лет назад) только на востоке, в районе Египта существование их прекратилось несколько раньше, около 7000 лет назад. В тот же климатический период, как своеобразный климатический феномен, в пределах Аравийского полуострова существовали весьма влажные условия, при одновременном росте засушливости в районе Мертвого моря. На крайнем же северо-западе Африки в странах Магриба по-прежнему, как и при других климатических состояниях (предыдущих и последующих), увлажненность была достаточной для того, чтобы в озерах поддерживать высокий уровень. Короче говоря, при "втором типе климатического состояния" на месте Сахары создавались типичные пассатные пустыни в центральной и западной частях материка, близкие по очертаниям к современным, но далее к востоку зона пустынь (полупустынь?) мигрировала к северу в район Мертвого моря, обрамляя с этой стороны влажные области Египта и Аравийского полуострова. При этом засушливая зона, разделяющая влажные области, относящиеся к тропико-экваториальным и внетропическим пространствам, имела простираение с юго-юго-запада на северо-северо-восток, что отличается от современного почти широтного направления.

Не может не интересовать вопрос, как сопоставляются положения уровня Каспия с изменениями состояния климатической обстановки в регионах, расположенных к юго-западу от него. Пока самый первый и приближенный анализ собранных материалов показывает, что возможно во время описанной "второй климатической ситуации", когда достаточно четко была выражена широтная географическая зональность, имеющая свойства относительно близкие к современным, уровни Каспия чаще находятся на высоких отметках. Известны шесть образцов ракушки, отобранных на берегах Каспия из морских террас высотой от -17 до $-26,6$ м (абс.), имеющих возраст в интересующем нас диапазоне лет: 8000 ± 160 (ЛГ-136), 7530 ± 160 (МО-458), 6400 ± 350 (МГУ-40), 6100 ± 80 (ЛГ-117) и 5940 ± 100 (ЛГ-119) лет назад. Как видно из приведенных фактов, в данную эпоху почти не было места для длительных регрессий.

В то же время в периоды существования "первой климатической ситуации" в африканских регионах, т.е. когда там между 10 000 и 8000 лет назад и 6000 и 4500 лет назад были сильно редуцированы пассатные пустыни, а влажные атлантические воздушные массы проникали далеко на

юг Сахары, выходя на северные границы действия экваториальных муссонов, Каспийское море находилось большую часть времени в состоянии регрессии. Пока имеется единственный факт, что его уровень в интервале времени 10 000–8000 лет назад был выше –28 м (современный урез) — это образец ракушки из террасы высотой –11 м, датированный 9700 ± 190 лет назад (МГУ-95), [Геохронология СССР, 1974]. Затем последовала длительная (до 8300? лет назад), самая глубокая за голоцен мангышлакская регрессия этого моря, многократно описанная в литературе [Леонтьев и др., 1974]. Для интервала времени от 6000 до 4500 лет назад, когда в Африке повторялись весьма влажные условия "первой климатической ситуации", об уровне Каспия (выше современного) можно судить лишь по двум радиоуглеродным датам: 5540 ± 110 (ЛУ-421–В) и 5390 ± 110 (МГУ-79) лет назад. Вероятно, они относятся к завершающей фазе гоусанской трансгрессивной стадии, начавшейся около 6500 лет назад, т.е. еще во время господства в Африке "второй климатической ситуации".

Постплювиальной эпохе голоцена в целом свойственна самая высокая за все послеледниковые засушливость, при которой Афро-Аравийский сектор тропико-экваториального пространства обладал с некоторыми вариациями ландшафтной зональностью, аналогичной современной. Отличие в строении физико-географической оболочки в различные отрезки рассматриваемого времени здесь заключались в следующем.

4500–3500 лет назад (2500–1500 лет до н.э.). Пустыни Сахары и Аравии и обрамляющие их с юга саванны находились в пределах близких к современным, расположенные там озера пребывали в состоянии регрессии. Аридная обстановка существовала и в бассейне Мертвого моря. Водоемы Эфиопии и Судана, как и сейчас, разнофазно изменяли уровень, т.е. климатическая ситуация была неустойчива. Вторым полюсом относительно высокой влажности в Африке были северо-западные районы Сахары и примыкающие к ним с севера страны Магриба (см. табл. 32). Если обобщить сказанное, то ось "пояса засушливости" в это время пересекала северную часть Африканского континента с запада-юго-запада (от территории Сенегала) через бассейн оз. Чад и центральную Сахару до Египта и Аравии на востоке-северо-востоке.

3500–2000 лет назад (1500 лет до н.э. — рубеж нашей эры). Озеро Чад переживало последнюю относительно крупную трансгрессию, когда его уровень на 5–10 м был выше современного. Позже таких подъемов зеркала вод уже не наблюдалось. Постепенно нарастает влажность и в районах к западу от Чада, в том числе в Сенегале, но одновременно она несколько уменьшается на востоке — в Судане и Эфиопии, что хорошо видно из табл. 33. Приблизительно до 2500 лет назад сохранялись в целом плювиальные условия на западе современной Сахары и в странах Магриба. Некоторые авторы [Butzer, Hansen, 1967] придерживаются даже той точки зрения, что от 2450 до 1700 лет назад влажно было в Египте и в Судане. Рассматриваемый отрезок времени — последняя "вспышка" высокой увлажненности в Африке и "пик" ее приходится на период 2500 лет назад или приблизительно на V в. до н.э. Именно на этом рубеже, вероятно, еще было достаточно влажно в странах Магриба и на западе Сахары (затем началось быстрое их "усыхание"), держались высокие уровни озер в областях Сенегала и Чада, а также появились признаки повыше-

ния влажности в Египте и Судане. На Аравийском полуострове и в бассейне Мертвого моря по-прежнему оставалось сухо. Если представить в плане динамику перестройки зон повышенной влажности в период 3500–2000 лет назад, то окажется, что на северо-западе Африки (северо-западные районы Сахары, страны Магриба) постепенно уменьшается количество выпадающих осадков (последнее можно связывать со смещением на север области воздействия циклонов, формирующихся в воздушных массах умеренных широт). И наоборот, растет активность влажных экваториальных муссонов, проникающих все дальше к северу и северо-востоку в западные и центральные районы современной области саванн (Сенегал, Чад) и даже, может быть, в пределы Египта и Судана, т.е. прежняя зона сухости, простирающаяся в период 4500–3500 лет назад от Сенегала через бассейн Чада до Египта превращается также в субширотно ориентированную (с запада-юго-запада на восток-северо-восток) область относительно высокой увлажненности. Стабильные аридные условия сохраняются на юге Передней Азии (Мертвое море) и особенно на Аравийском полуострове. Сухая обстановка преобладала в целом и на юго-востоке в пределах озер Эфиопско-Кенийского рифта.

2000 лет назад (начало нашей эры) – современность. В пределах всех рассмотренных районов Африки и в Аравии установилась климатическая обстановка, отличавшаяся от современной лишь некоторыми незначительными отклонениями. Так, в Мертвом море приблизительно с V века н.э. начался в целом незначительный, но устойчивый подъем уровня, а в Эфиопии на протяжении I–V вв. н.э., видимо, большинство озер имело высокие уровни, затем они понижались, а в последние 500 лет в целом слабо, но трансгрессируют (озера Афрер и Аббе).

5.3. ПЛЮВИАЛЬНЫЙ И ПОСТПЛЮВИАЛЬНЫЙ ГОЛОЦЕН ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АФРИКИ

Развитие областей внутреннего стока всегда представляло большой интерес для палеогеографических реконструкций глобального характера. Нами были подсчитаны изменения объемов вод в крупнейших бессточных озерах Северного полушария (без Центральной и Средней Азии). При этом использовались гипсографические кривые, построенные для крупных впадин и котловин, а также кривые колебаний уровней вод в древних водоемах, заимствованные для оз. Бонвилл (США) у Моррисона [1968]; для оз. Чад и системы котловин в северной Сахаре у ряда французских исследователей [Pias, 1970; Servant, Servant, 1970; Alimen et al., 1966], для Новозвксинского озера у С.И. Варушенко [1975], П.В. Федорова [1978], А.Б. Островского и др. [1977]; для Каспийского моря у А.Н. Варушенко и др. [1980], О.К. Леонтьева и др. [1976], Г.И. Рычагова [1977].

Изменения объемов воды в палеоозерах (рис. 50) показывают, что на рубеже 3500–4000 лет назад они резко уменьшились. Это позволяет разделить голоцен аридных областей на плювиальную и постплювиальную эпохи. Объем общей водной массы внутриконтинентальных палеобассейнов изменялся за счет усыхания бессточных озер Африки, в том числе оз. Чад. Общий объем воды в перечисленных озерах 5000 лет назад превышал современный на 46 000 км³. В то же время изменения объемов Каспия

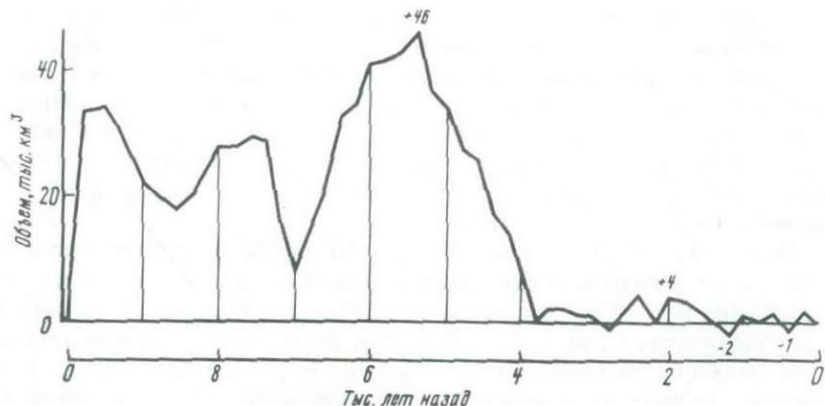


Рис. 50. Суммарное изменение объема вод бессточных озер в голоцене по сравнению с современным: Североафриканских, Чад-Боделе, Новозвксинского, Каспийского, Бонвилла

и Бонвилла даже для плейстоценовой эпохи были относительно незначительны. Объем первого озера изменился (везде этот показатель дается по сравнению с современностью) в пределах от +8000 до -6000 км³, а второе дало максимальный прирост в 5000 км³ около 9500 лет назад, а потом, пульсируя, постепенно деградировало и около 6500 лет назад приняло размеры, близкие к нынешним. Новозвксинское озеро перед восстановлением связи со Средиземным морем около 8000 лет назад увеличилось за первые два тысячелетия голоцена объем на 2000–3000 км³. В постплейстоценовую же эпоху, т.е. на протяжении 4000 лет, когда практически деградировали все крупные плейстоценовые озера в аридных областях Северного полушария, ведущую роль в суммарном балансе их водной массы стало играть Каспийское море. Озеро Чад лишь в первом тысячелетии до нашей эры дало прирост водной массы в 2000 км³. В остальное время в постплейстоцене оно, как и другие водоемы Северной Сахары и Большого Бассейна в США, практически находилось в состоянии глубокой регрессии.

Не касаясь причин столь контрастного изменения объемов вод в упомянутых водоемах, что безусловно зависело от изменения термической обстановки в общепланетарном масштабе, мы тем не менее можем установить ряд закономерностей в характере циркуляции атмосферы в рассматриваемых частях континентов за последние 10 000 лет, которые привели к изменению уровней и наиболее крупных озер — Чад и Каспия. Кривые, отражающие общий ход изменения увлажненности в ряде районов (рис. 51) основаны на данных о фациальном составе озерных осадков, их абсолютном возрасте, изменениях макро- и микрофауны, геохимической обстановке и смене растительных формаций в водоемах и на суше в их бассейнах. Кроме того, в них учтены материалы по археологии, а для позднейших времен — по истории. Аргументация авторов, позволившая построить приводимые на рис. 51 кривые, показалась во всех случаях убедительной, поэтому пока нет оснований им не доверять.

На рис. 51, XI, XII отражены смена климатической обстановки в районе

Центрального Тянь-Шаня, выявленная в результате комплексных палеогеографических исследований [Шнитников и др., 1979], и предполагаемое изменение увлажненности на Арало-Каспийском водоразделе, установленное авторами в результате работ последних лет и дополненное литературными данными. Перечень и время возникновения и существования на Устюрте и на берегах Узоя памятников материальных культур, на основании которых делались выводы об изменении климатической обстановки, описаны в гл. 2.

Другая группа кривых (см. рис. 51, I, III, IV, XIV) отражает ход изменения уровней воды в африканских озерах Чад, Аббе и Шала, а также в Каспийском море. Они построены преимущественно по результатам анализа прибрежных осадков перечисленных водоемов и абсолютных датировок этих образований. Для Каспийского моря приведены также исторические сведения и материалы об обнаруженных под водой археологических объектах, которые свидетельствуют о периодически относительно кратковременных (от десятилетий до 100–200 лет) падениях его уровня до отметок $-30 \div -34$ м (современный урез -28 м абс.). Пока можно говорить о четырех таких спадах за последние 2300 лет [Берг, 1949; Аполлов, 1951; Николаева, Хан-Магомедов, 1962; Гумилев, 1966; Квачидзе, 1980].

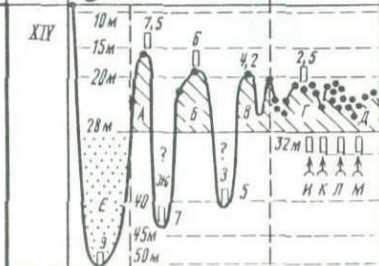
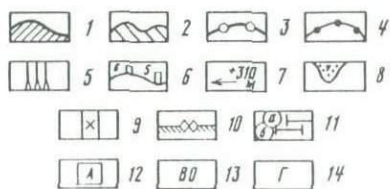
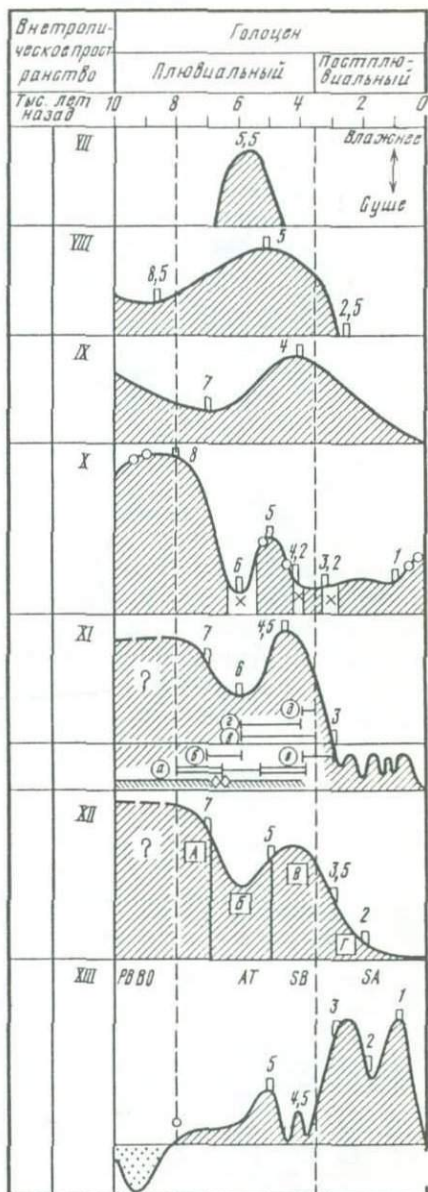
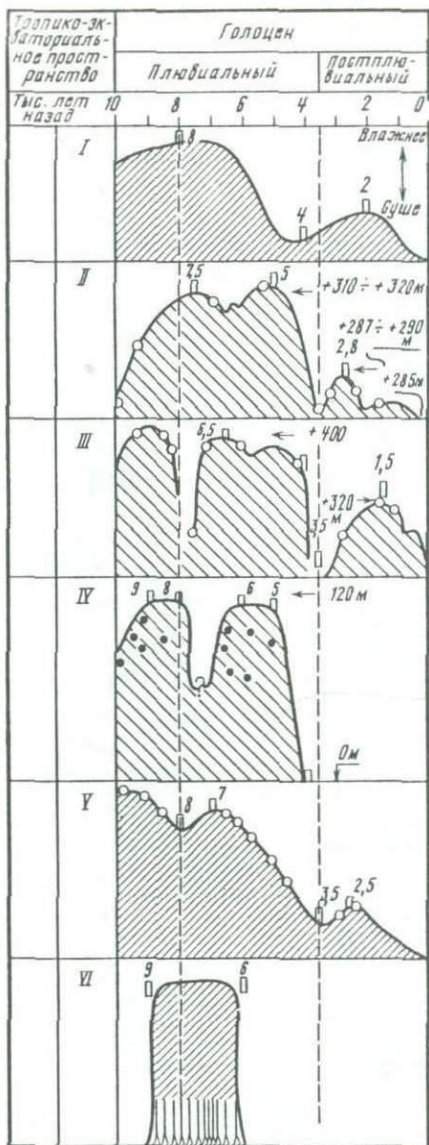
Районы, для которых построены кривые изменения увлажненности или уровней озер, показаны на рис. 52. Они распределены в пределах тропиков и субтропиков Северной Африки и в средних широтах Западной Евразии (включая Среднюю Азию, но без Западной Европы). Такое рас-



Рис. 51. Кривые колебания уровней озер и увлажненности в различных районах Западной Евразии и в Северной Африке за последние 10000 лет

I – Сенегал [Michel, 1973]; *II* – Чад [Pias, 1970; Servant Met S., 1970]; *III* – оз. Аббе [Gasse, Street, 1978]; *IV* – оз. Шала [Gasse, Street, 1978]; *V* – оз. Рудольф [Butzer et al., 1972]; *VI* – Аравийский п-ов [McClure, 1976]; *VII* – Северо-Западная Сахара [Alimenetal, 1966; Pias, 1970]; *VIII* – страны Магриба [Coque, 1962; Couvert, 1972; Rognon, Williams, 1977]; *IX* – Саура, эрг Шеш [Rognon, Williams, 1977]; *X* – Мертвое море [Neev, Emery, 1967]; *XI* – Устюрт [Мамедов, 1980, Древняя и средневековая... 1978]; *XII* – Четыркель [Шнитников, 1980]; *XIII* – Центр Русской равнины [Хотинский 1977]; *XV* – уровень Каспийского моря [Берг, 1949; Аполлов, 1951; Леонтьев и др., 1976; Рычагов, 1977; Варушенко и др., 1980]

1 – увлажненность; *2* – колебания уровней озер; *3* – обеспеченность радиоуглеродными датировками; *4* – положение береговых линий палеозер и обеспеченность их радиоуглеродными датировками; *5* – возраст озерных отложений на Аравийском полуострове (*VI*), *6* – возраст, тыс. лет, *7* – урезы водоемов, м.; *8* – уровни и увлажненность ниже современных; *9* – эпохи отсутствия культурных слоев на берегах Мертвого моря (*X*); *10* – льяляканский плювиал в Кызылкумах (*XI*); *11* – появление памятников материальной культуры на Устюрте и по берегам Узоя (*XI*): *a* – производство кремневого инвентаря на юго-востоке Устюрта, *b* – производство кремневого инвентаря на севере Мангышлакского полуострова, *в* – проживание людей на берегах р. Узбой, *г* – возраст предметов материальной культуры на востоке Устюрта, *e* – возведение мегалитических сооружений на севере Мангышлака; *12* – увлажненность в районе озера Чатыркель, Центральный Тянь-Шань (*XII*). *A* – прохладно, влажно; *B* – переход к более сухим условиям; *B* – более влажно, чем в эпоху *B*; *Г* – увеличение аридности вплоть до современных условий; *13* – гололед на севере Европы (*XIII*): *PB* – предбореальный, *BO* – бореальный, *AT* – атлантический, *B* – суббореальный, *A* – субатлантический; *14* – положение уровня Каспия (*XIV*): трансгрессии: *A* – дагестанская, *B* – гоусанская, *B* – туралинская, *Г* – уллучайская, *Д* – современная; Регрессии: *E* – мангышлакская, *Ж* – жиландинская, *З* – избербашская. Падение уровня до отметок $-30 \div -34$ м абс.: *И* – в III–II вв. до н.э., *К* – в I в. до н.э., *Л* – в VI в., *М* – в X–XIII вв.



положение по площади рассматриваемых районов и водоемов позволяет сделать выводы о перестройке режимов увлажненности на этой территории в голоцене. Надежность таких построений тем более возрастает, что они в абсолютном большинстве базируются на комплексных палеогеографических анализах и привязках во времени, взаимно контролирующихся радиоуглеродными и археологическими датировками.

От тропиков и до 50° с.ш. (исключая центр Русской равнины), в голоцене выявляются две эпохи: плювиальная и постплювиальная, засушливая, продолжающаяся до настоящего времени. Согласно выводам Н.А. Хотинского [1977], к северу от 45° с.ш. обстановка постоянно была почти зеркально противоположна обстановке к югу от этой широты. По крайней мере так было в центре Русской равнины, где предбореальный и бореальный периоды (10 000–8000 лет назад) отличались сухостью, атлантический и первые 2/3 суббореального периода – неустойчивой (кратковременное повышение около 5000 лет назад) или умеренной увлажненностью, а заключительная треть бореального и весь субатлантический периоды характеризовались наиболее высокими показателями увлажненности.

В пределах тропико-экваториального пространства плювиальный голоцен проявился значительно интенсивнее, чем где бы то ни было еще. Это выразилось в одновременном и длительном подъеме уровней всех водоемов и повышении влажности в ныне засушливых южных районах тропиков и в приэкваториальной зоне (оз. Рудольф). Исключение составил Аравийский полуостров, где озерная стадия длилась лишь в период с 9000 до 6000 лет назад. В то же время у ряда водоемов, расположенных в этих регионах, находившихся главным образом в зоне действия муссонов Индийского океана (озера Аббе, Шала, Рудольф), на рубеже 8000–7500 лет назад наблюдалось некоторое снижение уровня воды.

Рис. 52. Схема трансформации зон высокой увлажненности на западе Евразии и в Северной Африке в голоцене

1 – изменение увлажненности за голоцен; степень увлажненности: а – высокая, б – умеренная, в – неустойчивая (частые переходы от сухой к умеренной обстановке и обратно), г – низкая, сток менее 5 мм/год; арабские цифры – интервалы времени (тыс. лет назад), в период которых сохранялась одна из перечисленных категорий увлажненности; 2 – районы и их номера (римские цифры), 3 – области, периодически затопляемые или осушаемые в результате голоценовых трансгрессий и регрессий оз. Чад и Каспийского моря; 4 – линии равных значений современного стока и его величины, мм/год; 5 – зона наиболее частого прохождения атлантических циклов в раннем голоцене (предбореальный и бореальный периоды в Северной Европе); 6 – северная и южная границы зоны преимущественного прохождения атлантических циклов 10000–8000 лет назад; 7 – то же, южная граница; 8000–3500 лет назад (северная граница за пределами рамки карты); 8 – то же, после 3500 лет назад; 9 – северные границы деятельности летних муссонов в указанные тысячелетия; 10 – область выпадения летних муссонных осадков в последние 4000 лет; 11 – область максимального проникновения летних муссонных осадков в раннем-среднем голоцене (10000–4000 лет назад); 12 – область, где активность летних муссонов проявилась только 9000–6000 лет назад; 13 – область господства антициклона на северо-западе Европы в предбореальный и бореальный периоды (10000–8000 лет назад) [Хотинский, 1977]; 14 – положение оси редуцированных зимнего субтропического максимума и летней термической депрессии в раннем-среднем голоцене. Районы I – Сенегал, II – бассейн оз. Чад, III – район оз. Аббе, IV – р-н оз. Шала, V – бассейн оз. Рудольф, VI – пустыня Руб-Эль-Хали; VII – Северо-Западная Сахара, VIII – страны Магриба; IX – Саура и Эрг Шеш, X – Мертвое море, XI – Устюрт, пески Кызылкума, XII – оз. Чатыркель, XIII – Верхнее и Среднее Поволжье, XIV – Каспийское море

Во внетропическом пространстве (южнее 50° с.ш.) голоценовый плювиал развивался более дифференцированно. С 8000 до 10 000 лет назад на западе Средиземноморья и в прилегающих районах Сахары было либо весьма сухо (северо-западная Сахара), либо относительно сухо (страны Магриба, Алжирская Сахара). В этот же период высокая увлажненность существовала во всей полосе современных степей, полупустынь и пустынь, начиная от восточного Средиземноморья (Мертвое море) на западе и до Устюрта и даже Центрального Тянь-Шаня на востоке. Между 7500 и 6500 лет назад происходит некоторая аридизация этой зоны, а затем степень увлажнения снова возрастает и остается относительно высокой. Почти синхронно с ростом увлажнения на востоке постепенно начинает увеличиваться количество осадков на западе Средиземноморья и в Северной Сахаре. Здесь наступает оптимум голоценового плювиала (от 6500 до 4000 лет назад). В Северо-западной Сахаре пик увлажненности наступает раньше — 6500 лет назад, а восточнее, в районе Алжирской Сахары, позднее — 4000 лет назад.

В постплювиальный голоцен (последние 3500 лет назад) различные районы тропико-экваториального пространства испытали одно незначительное по амплитуде увеличение увлажненности, максимум которого приходится на интервал от 2800 до 1500 лет назад. Во внетропическом же пространстве (но к югу от 45° с.ш.) засушливость климата постепенно увеличивалась. Из рассмотренных районов исключение составляет только Мертвое море, где в последнее тысячелетие наблюдалось некоторое увеличение увлажненности.

На основе данных анализа уровней озер были определены северные границы прохождения летних муссонов в Африке и на Аравийском полуострове. В интервале 10 000—4000 лет назад эта граница находилась несколько южнее северного тропика. Это примерно на 500 км и более севернее современного ее положения. Можно полагать, что одновременно с этим возрастала и величина среднего годового стока. Из схемы (см. рис. 52) видно, что современная граница прохождения муссона почти совпадает с изолинией стока, равной 5 мм/год, а изолиния 50 мм/год расположена южнее первой в среднем на 400—600 км [Атлас мирового водного баланса, 1974]. Следует заметить, что рубеж величины стока, равный 50 мм/год, в свою очередь совпадает с северной границей распространения в тропической Африке пусть и разреженной, но древесной растительности, свойственной влажным высокотравным саваннам и саванным лесам. Если провести соответствующую экстраполяцию, то окажется, что оз. Чад на протяжении всего плювиального голоцена находилось в пределах пояса саванн, а высокий уровень озера обеспечивался активно действующими летними муссонами, которые предопределяли средний уровень стока в размерах около 50 мм/год (сейчас эта величина равна 5 мм/год).

Н.А. Хотинский [1977] на основе обобщения многочисленных данных спорово-пыльцевого анализа голоценовых отложений пришел к выводу, что в центре Русской равнины 8000—10 000 лет назад господствовали сухие (см. рис. 51, XIII) и холодные антициклональные условия. В первые две тысячи лет голоцена умеренные плювиальные условия существовали в странах Магриба и несколько южнее их, а весьма влажные — в полосе от Мертвого моря до Средней Азии. Исходя из этого можно пред-

положить, что в эпоху, коррелируемую в Европе с предбореальным и бореальным периодами, основные пути атлантических циклонов следовали над югом Европы, Средиземным, Мертвым и Каспийским морями и далее в Среднюю Азию (см. рис. 52).

В соответствии с построениями Н.А. Хотинского, в атлантический период и в первые 2/3 суббореального увлажнения в центре Русской равнины возросла. Эта территория стала ареной неустойчивого, но все-таки частого прохождения циклонов, следовавших с запада. В интервале 8000—3500 лет назад в Африке пluvиальные условия распространились глубоко в пределы Сахары, но на востоке граница прохождения атлантических циклонов уже несколько сместилась к северу. Это сказалось на усыхании района Мертвого моря, при сохранении относительно высокой увлажненности Устюрта и Средней Азии (см. рис. 52).

В постпluvиальный голоцен, т.е. начиная с 3500 лет назад, во всех рассматриваемых регионах установились условия, близкие к современным. Как видно из схемы (см. рис. 52), южная граница обычных трасс циклонов с Атлантики на равнинах Восточной Европы и Казахстана сейчас совпадает с районами, где среднегодовой сток составляет 5—25 мм. В настоящее время для пустынь Казахстана, Средней Азии и Устюрта данный показатель ниже 5 мм/год. Можно полагать, что в пluvиальном голоцене величины среднегодового стока возросли до первых десятков миллиметров.

Пояс развития зимнего субтропического максимума и летней термической депрессии в районе тропика в пluvиальном голоцене был значительно уже современного. Его ось располагалась на западе в районе северного тропика, а далее к востоку, вероятно, несколько севернее его. Ширина пояса достигала иногда лишь 1000 км и, можно полагать, что он нередко прорывался меридиональными вторжениями воздушных масс как с севера, так и с юга. Соответственно в пluvиальном голоцене сокращалась и зона типичных тропических пустынь Сахары и Аравийского полуострова. Как видно из схемы (см. рис. 52), в наибольшей степени она сузилась 8000—9000 лет назад, когда далеко на юг до широты Мертвого моря проникали полярные воздушные массы, а с юга глубоко в сторону тропиков вторгались летние муссоны, захватывая южную часть Аравийского полуострова.

Совместный анализ графиков изменения увлажненности в районах внутротропического пространства и кривой колебания уреза Каспия позволяет, на наш взгляд, сделать несколько предварительных выводов о причинах изменения уровня последнего. Такое сопоставление однозначно показывает, что:

а) 10 000—8000 лет назад сухость климата в центральных районах Русской равнины, в том числе и Верхнем и Среднем Поволжье и в бассейнах рек, впадающих в Волгу, привела, несмотря на высокую увлажненность на побережьях самого Каспия, к глубокому падению его уровня до абсолютных отметок -50 м (мангышлакская регрессия);

б) от 8000 до 3500 лет назад уровень Каспийского моря был неустойчив, так как неустойчивы были климатические процессы как над самим Каспием, так и в бассейнах Волги и других впадающих в него рек;

в) на протяжении последних 3500 лет, несмотря на резкое возраста-

ние аридности в пределах собственно Каспия и на преобладающей части его побережий, это море сохраняет уровень на отметках от -21 до -28 м. Он обеспечивается поступлением волжских вод с Русской равнины, которая в эти последние тысячелетия переживает плейвиальный оптимум.

По изменению увлажненности в различных районах западной Евразии и Северной Африки можно выделить три эпохи голоцена: 10 000–8000 лет назад — ранний, 8000–3500 лет назад — средний и последние 3500 лет назад — поздний голоцен. В тропико-экваториальном пространстве ранний и средний голоцен были почти повсеместно и постоянно плейвиальными.

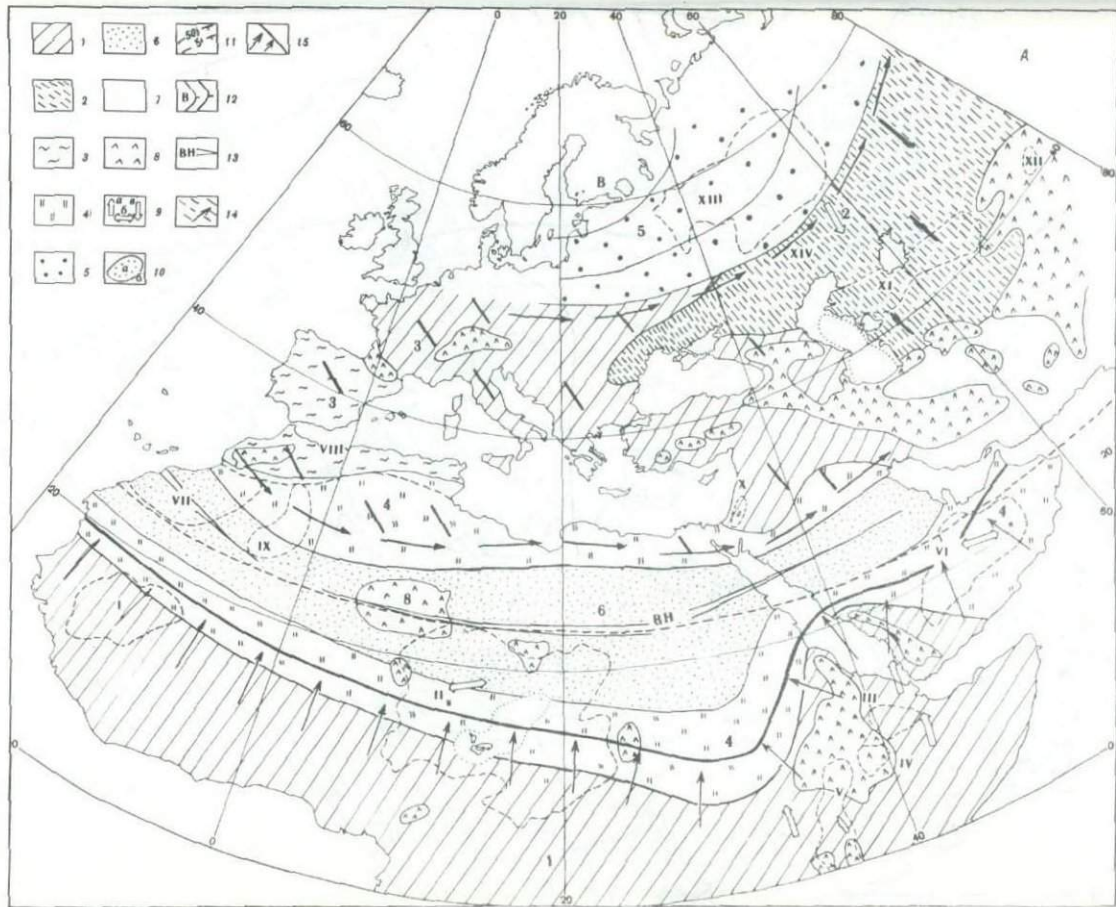
5.4. СХЕМЫ ИЗМЕНЕНИЯ УВЛАЖНЕННОСТИ АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ АФРИКИ И ЗАПАДНОЙ ЕВРАЗИИ В ГОЛОЦЕНЕ

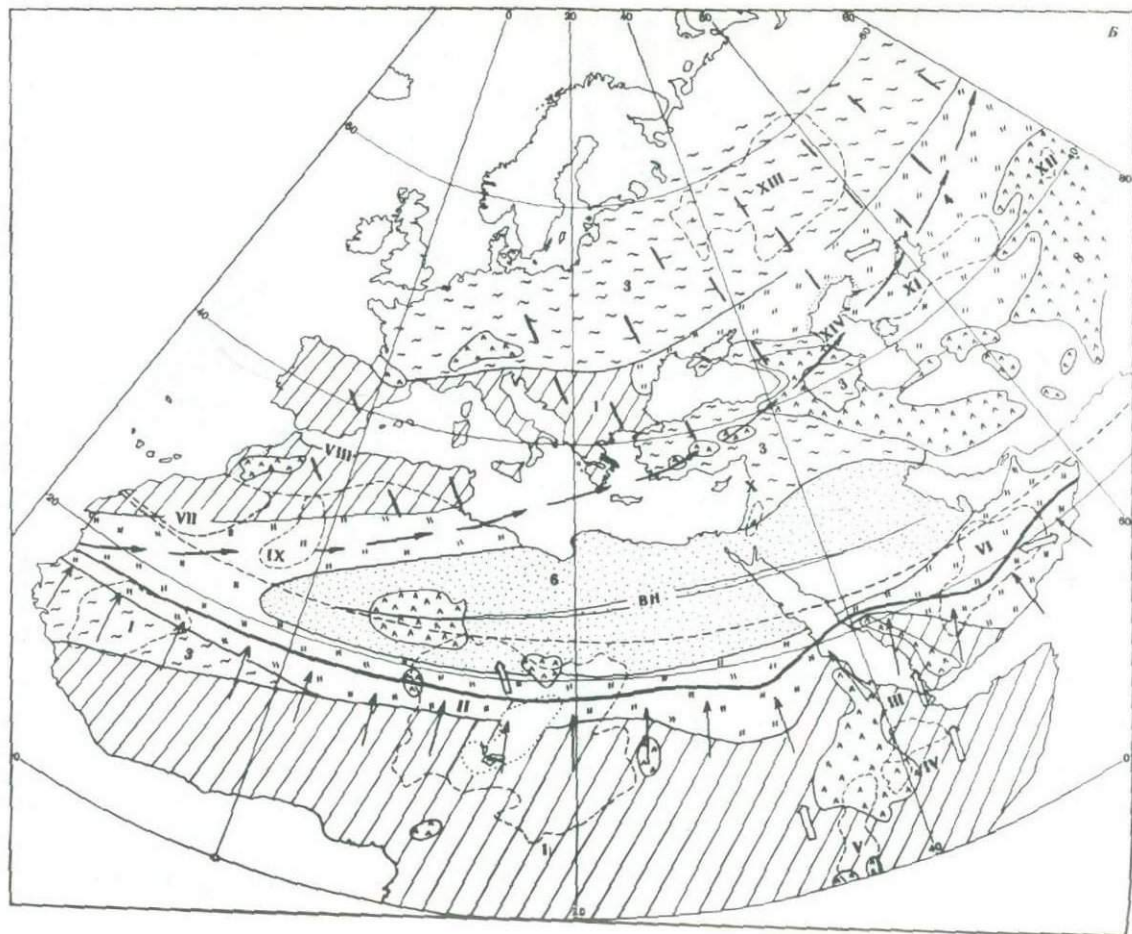
Общепланетарные закономерности циркуляции атмосферы предопределяют зависимость климата, ресурсов озерных вод и объемов речного стока Западной Евразии в большей части Северной Африки от осадков, поступающих со стороны Атлантического океана. От перестройки режимов циркуляции в этом секторе Северного полушария зависит в значительной степени также и климат нашей Средней Азии и Казахстана. При составлении схем увлажненности аридных областей Африки и Западной Евразии в голоцене первоочередными объектами изучения послужили водоемы аридных областей, расположенные между Атлантикой и Средней Азией. Эти бассейны внутреннего стока целесообразно рассматривать как своеобразные информационные ячейки, где интенсивность и направление изменения влагооборота в прошлом можно контролировать колебаниями уровней и объемов озер — конечных результатов палеостока. В процессе работ, кроме построения кривых колебаний уровней озер, по данным геоморфологического картирования и абсолютного датирования древних береговых линий, учитывались также материалы других наук, которые могли свидетельствовать о гидрологических и климатических изменениях в прошлом.

Вся сумма данных сконцентрирована на схемах (рис. 53, А, Б, В), сос-

Рис. 53. Схема изменения увлажненности равнин юго-западной Евразии и Северной Африки в голоцене

А — 10000–8000 лет назад, предбореальный и бореальный периоды; Б — 6500–5000 лет назад, атлантический период, климатический оптимум, В — 3500–0 лет назад, суббореальный и субатлантический период
 Степень увлажненности: 1 — весьма высокая, 2 — высокая, 3 — умеренная или неустойчивая, 4 — относительно низкая, 5 — наиболее низкая для лесных зон, 6 — предельно низкая, 7 — территории, для которых степень увлажненности не определена, 8 — горы и плато высотой свыше 1500 м, 9 — тенденции в изменении уровней озер: а — подъем, высокий, б — неустойчивый, средний, в — падение, низкий; 10 — Каспийское море и оз. Чад; а — регрессивные состояния озер; а — подъем, высокий, б — трансгрессивные состояния озер; 11 — области высокого давления в раннем голоцене; 12 — положения осевой зоны субтропического зимнего максимума и летней термической депрессии; 13 — области распространения внетропических циклонов; 14 — северные границы распространения летних муссонов; 15 — северный тропик. Районы исследований: I — Сенегал, II оз. Чад, III оз. Аббе, Эфиопия, Джибути, IV — оз. Шала, Эфиопское нагорье, V — оз. Рудольф, VI — пустыня Руб-Эль-Хали (оз. Мундафан), VII — Северо-Западная Сахара, VIII — страны Магриба, равнины, IX — Алжирская Сахара, Саура, эрг Шеш, X — Мертвое море, XI — Устюрт, пески Кызылкум, XII — оз. Чатыркель, Центр Тянь-Шаня, XIII — центр Русской равнины, XIV — Каспийское море





тавленных для отдельных срезов времени, и представлена в виде информации двух видов: а) тенденций в поведении уровней озер (подъемы, падения, стабильность, неустойчивость) и б) изменений увлажненности, определенной по характеру растительных палеоландшафтов, господствовавших на побережьях и в бассейнах бессточных палеозер. Разновидности палеоландшафтов, объединенные в группы для каждого климатического пояса и области, позволили выявить пять градаций увлажненности: весьма высокую, высокую, умеренную или неустойчивую, относительно низкую для местных зон, предельно низкую. Анализ колебания уровней озер показал, что в голоцене можно выделить пять эпох, для каждой из которых были характерны свои, но устойчивые особенности распределения территорий с той или иной степенью увлажненности. Эпохи имеют следующие примерные рубежи (для интервалов времени между этими датами и составлялись схемы): 10 000–8000 (см. рис. 53, А); 6500–5000 (см. рис. 53, Б); 3500–0 лет назад (см. рис. 53, В). Для тропико-экваториальных областей активизировались озера и ландшафты: территория Сенегала [Micnel, 1973; Rognon, Williams, 1977], оз. Чад [Pias, 19706; Servant, Servant, 1970], оз. Аббе и оз. Шала [Gasse, Street, 1978], оз. Рудольф [Butzer, 1980], пустыня Руб-эль-Хали (Аравийский полуостров) [Mc Clure, 1976]; для внетропических областей – северо-западная Сахара, страны Магриба [Cogue, 1962; Couvert, 1972], равнины Алжирской Сахары (долина Сауры, Эрг Шейш) [Rognon, Williams, 1977], Мертвое море [Neev, Emery, 1967], Устюрт-Мангышлак (наши полевые работы); оз. Чатыркель (на Тянь-Шане) [Шнитников и др., 1979].

Выделенные на схемах области с различными уровнями увлажненности показали, что площади пустынь в Северной Африке и на Аравийском полуострове были наименьшими (с некоторыми флуктуациями) 6500–5000 лет назад (см. рис. 53, Б); в это время Сахара на западе не достигала побережья Атлантического океана, а на юге Аравийского полуострова длительно существовали системы озер. Максимум сухости для этих районов приходится на последние 3500 лет (см. рис. 53, В). Дифференцированно изменялась увлажненность и в других регионах. Так, в Передней Азии в пределах бассейна Мертвого моря и в долинах Западной Сирии [Van Zeist, 1979] климат был относительно влажным с начала голоцена до 6500 лет назад, а затем все последующие тысячелетия он сохранялся близким к современному с некоторым увеличением увлажненности, по крайней мере у Мертвого моря около 5000–4000 лет назад и во втором тысячелетии. В это же время в зоне, расположенной к востоку от этого района, на плато и в горах Турции (оз. Согут – на западе, оз. Ван – на востоке) и на западе Ирана (оз. Зерибар в Загросских горах) было весьма сухо от начала голоцена до 6700–6400 лет назад. Между 6500 и 3500 лет назад увлажненность в целом устойчиво росла, за последние 3–4 тысячелетия она стабилизировалась на значениях, близких к современным [Kemper, Degens, 1977; Zeist, Woldring, 1978]. Для Мангышлака и Устюрта проанализирована частота встречаемости и геоморфологическая приуроченность памятников, датируемых от мезолита (с 8000 лет назад) до средних веков. В большинстве они приурочены к ныне сухим озерным котловинам и долинам и к перевеваемым пескам. Вся сумма собранных данных показала, что примерно с 8000 до 3500 лет назад на Устюрте и Мангышлака

ке было относительно влажно, так как жившие здесь круглогодично многочисленные охотники и собиратели, оставившие обильные следы разновременных кремневых индустрий, использовали довольно обильные источники грунтовых и озерных вод. Обобщение материала позволило предположить, что наибольшая увлажненность сохранялась до 7000 лет назад, относительно сухо было около 6500 лет назад, затем увлажненность несколько увеличилась (но не превысила раннеголоценовую) и снизилась примерно до современного уровня около 3500 лет назад. Но и в последние 3500 лет назад увлажненность, вероятно, несколько повышалась в последние несколько веков, предшествовавших нашей эре, и с IX по XIV в. н.э. Для периода 9000(8000?)—5000 лет назад эти оценки колебания уровня увлажненности в целом не противоречат материалам по Севану [Алешинская, 1981], Заунгузским Каракумам и Западным Кызылткамам [Магомедов, 1980], Центральному Тянь-Шаню (оз. Чатыркель), предгорным равнинам Туркмении, где именно в то время расцветали наиболее ранние в нашей стране (в пределах СССР) земледельческие культуры, возникшие еще на базе кремневого инвентаря. В то же время в районе Ферганы примерно до 7000 лет назад было влажно, а дальше последовало усиление засушливости климата [Серебрянный и др., 1980]. По палинологическим данным, можно сделать вывод о том, что относительное увлажнение климата в Средней Азии было также в конце I тысячелетия до н.э. и в IX—XII вв.

Таким образом, данные об изменении уровня бессточных озер, подкрепленные палеоботаническими и другими материалами, даже на современном уровне наших знаний позволяют строить схемы для интервалов времени от 1000—2000 лет до нескольких веков. Выявилось, что на протяжении тысячелетий области с определенным уровнем увлажненности сохраняют в общих чертах свои контуры. Они изменяют границы не одновременно с изменением общепланетарных температур, например в эпоху климатического оптимума в Восточной Европе между 6000 и 5000 лет назад, описанные аридные территории Евразии и Африки отреагировали следующим образом. В областях к югу от Сахары — на западе — увлажненность постепенно падала. На остальной территории сохранялся ее высокий уровень. На юге Аравийского полуострова было уже сухо после 3000-летнего пльвиала; Северо-Западная Сахара и страны Магриба испытали наиболее влажное тысячелетие за голоцен. Район Мертвого моря переживал одно из самых сухих тысячелетий. На территории Турции и на западе Ирана (в Загросских горах) после многотысячелетнего иссушения уровня озер и ландшафты стабилизировались примерно до современного состояния; на Мангышлаке, Устюрте, в районах Каракумов, Кызылткамов и в северных предгорьях Копетдага было несколько влажнее, чем в предыдущее тысячелетие и в настоящее время. В Фергане и Центральном Тянь-Шане это было время наибольшей сухости за ранний и поздний голоцен, но все же было влажнее, чем в последние два тысячелетия.

Видимо, изменения термической обстановки по-разному сказывались на природной среде различных географических поясов и зон. Выполненное обобщение материалов убеждает в том, что даже в рассмотренной части Северного полушария не было единых и повсеместных пльвиалов и аридов, как следствия глобальных изменений температур, а все зависело от сложнейших перестроек барических полей и циркуляционных систем атмосферы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкция уровней и объемов крупнейших внутриконтинентальных бессточных впадин Северного полушария методами геоморфологии и палеогеографии в новейшее время позволила получить интегрированную картину того, как трансформировались в пределах континентов аридные области, как изменялась их увлажненность в связи с глобальными термическими катаклизмами, имевшими место в рассматриваемый отрезок времени. Сбор и систематизация сведений по отечественным и зарубежным публикациям о геоморфологическом строении и изменении уровней палеозер крупнейших бессточных областей, и собственные экспериментальные наблюдения в сочетании с материалами о гумидных территориях, расположенных в средних и высоких широтах, позволили создать единые глобальные схемы циркуляции атмосферы в недавнем геологическом прошлом. Анализ построенных кривых колебания уровней, площадей и объемов крупнейших бессточных озер Северного полушария позволил выделить эпохи относительной повышенной и пониженной увлажненности континентов за последние 45 000 лет.

Исходя из теоретических разработок К.К. Маркова, А.А. Величко и др. о том, что все крупные водоемы развиваются в общем метакронно, в зависимости от перестройки палеогеографической среды в их бассейнах, мы тем не менее обнаружили некоторое единство в изменении их водности. Так, кривые показывают, что, вероятно, в рассмотренных регионах было относительно влажно от 45 000 до 35 000 и от 30 000–25 000, а сухо от 35 000 до 31 000 лет назад. Рассматривая же эпоху последнего оледенения, они показывают, что в Восточной и Центральной Европе вне пределов ледниковых массивов вначале, а именно от 24 000 до 17 000 лет назад, было чрезвычайно сухо, реки, берущие начало в зоне развившихся здесь тундро-степей, в несколько раз сокращали сток, что сказывалось на глубоком падении уровня Черного и Каспийского морей. Во время же деградации ледника с 16 по 11 тысячелетие назад интенсивность стока значительно возрастала. Особенно это проявилось в бассейне Волги, что вызвало позднехвалынскую трансгрессию Каспия. В меньшей мере сток увеличился у рек, впадающих в Черное море с севера и запада, но и здесь он привел к подъему уровня и завершению новоэвксинской регрессии.

Учитывая современное состояние уровней озер, характер растительности и данные инструментальных наблюдений над величинами среднегодового стока, мы смогли найти для нынешних аридных и субаридных областей своеобразные взаимосвязи, существующие между упомянутыми природными явлениями. Эти взаимосвязи и послужили методической основой при создании нами оригинальных карт. Суть вскрытых таким образом законо-

мерностей заключается в том, что на исследованных территориях Евразии и Африки при среднегодовом стоке в 5 мм/год и меньше господствуют ландшафты пустынь и иногда полупустынь, а озера полностью пересыхают, исключая, конечно, те из них, которые питаются водами рек, берущих начало в гумидных зонах. В то же время для районов, где сток составляет от 5 до 50 мм/год, характерны степные, типично связанные и иногда полупустынные ландшафты. Плувиальные озера здесь либо находятся в регрессивной стадии, либо существуют только в наиболее влажные сезоны года. При стоке, превышающем 50 мм/год, уже в значительном количестве начинает присутствовать древесная растительность: на севере — это лесостепи и широколиственные леса, на юге — высокотравные саванны и саванные леса. В этих районах pluвиальные озера трансгрессируют. Там же, где сток превышает 100 мм/год и более, бессточных озер обычно вовсе не существует, так как их уровень поднимается до таких отметок, когда их воды прорезают водоразделы и эти водоемы становятся сточными.

Таковы, казалось бы, весьма простые, существующие ныне закономерности. Но, интерполируя их в прошлое и подкрепляя, кроме того, данные об изменении уровней pluвиальных озер другими материалами, свидетельствующими об изменении увлажненности их бассейнов в прошлом (спорово-пыльцевые анализы, исследования археологов и т.д.), нами построены карты для отдельных эпох позднего плейстоцена—голоцена. Самая ранняя из них отстоит от нас на 25 ± 1000 лет, т.е. характеризует заключительную фазу последнего межледниковья. В перечень этих эпох также входят: время максимальной стадии последнего оледенения, датированное XVIII тысячелетием назад, и голоценовый климатический оптимум 6000—5500 лет назад. Таким образом, авторами охарактеризованы изменения увлажненности, происходившие в пределах рассмотренных территорий на протяжении всех периодов существенных изменений термической обстановки на Земле за последние 25 000 лет.

В рассматриваемые интервалы времени перестраивались контуры зон с упомянутыми среднегодовыми величинами стока и соответствующими им ландшафтами, благодаря чему карты дают наглядное представление о смещении границ аридных, гумидных и переходных между ними областей в прошлом. При составлении карт учитывались данные для более чем 50 "опорных" водоемов и районов, для чего было исследовано 65 источников фактического материала, среди которых 41 зарубежный.

Карты позволяют проследить недавнюю эволюцию наших, северо-африканских и аравийских пустынь и степей, а также саванн, и по изменениям их очертаний восстановить основные пути передвижения влагонасыщенных воздушных масс в афро-европейском и западно-азиатском секторах Северного полушария в целом.

Среди выявленных палеогеографических закономерностей, влияющих на изменение уровней бессточных озер, наиболее интересны следующие.

1. В средних широтах на уровнях бессточных озер (например, Каспия и Бонвилла) глобальные изменения температур сказываются значительно резче, чем в низких. Исходя из этого можно ожидать, что антропогенное влияние на изменение термической обстановки на Земле в первую очередь затронет бессточные озера СССР и США, а не стран, расположенных к югу от них.

2. Подсчеты показали, что даже при одновременных трансгрессиях всех рассмотренных бессточных водоемов уровень океана понизится лишь от десятков сантиметров, возможно, до 1–2 м, поэтому решающее влияние на изменение его уреза оказывает концентрация воды в ледниках.

3. Установленная взаимосвязь между падением уровней плювиальных озер, расположенных к югу от Сахаро-Аравийского пояса пустынь, и регрессиями океана позволила сделать вывод: в связи с тем, что водность существующих или возникающих здесь озер зависит от того, насколько далеко в глубь континентов проникают муссоны, по уровням этих озер можно судить об изменении температуры на поверхности приэкваториальных океанических вод, так как, чем они теплее, тем активнее возникающие над ними муссоны, и наоборот. Авторы установили три таких эпизода общепланетарных похолоданий, когда одновременно снижалась температура океана, его уровень (так как значительные массы воды концентрировались в ледниковых щитах) и соответственно угасала активность муссонов. Последнее вызывало регрессии озер в тропиках. Эти явления происходили 42000–41000, 31000–30000 и 16000–13000 лет назад. Выявленную закономерность, видимо, следует учитывать при сверхдолгосрочных прогнозах, когда либо искусственное изменение температуры океанических вод, либо сокращение испарения с их поверхности за счет загрязнения может сказаться на активности муссонов и опосредованно на поведении уровней тропических озер.

4. Нами показано, что максимум трансгрессий Каспия относится к заключительным фазам общепланетарных похолоданий и объясняют это специфической возникающей физико-географической обстановкой с характерной циркулирующей атмосферой (существование отрицательных барических полей над Восточной Европой, привлекающих циклоны с Атлантики; резкие отличия между температурой еще не прогретых атлантических вод и уже достаточно теплых исходящих отсюда на восток воздушных масс способствуют активному насыщению влагой возникающих циклонов и т.д.). Хотя все, что касается этого вопроса, кроме самого факта: неоднократных высоких подъемов уровня Каспия в заключительные стадии общепланетарных похолоданий, не более, чем гипотеза, можно считать, что это определение полезная попытка найти теоретическое обоснование трансгрессий и регрессий Каспия.

Последние 10 000 лет можно в самом общем виде подразделить на две крупные эпохи, рубеж между которыми проходит около 3500 лет назад. Для первой эпохи характерна: а) постоянно высокая увлажненность тропико-экваториального пространства (оз. Чад–Боделе); б) неуклонный рост обводненности озер Северной Африки (субтропиков) с явным максимумом в VII–V тысячелетиях назад и в) явная неустойчивость климатической обстановки во внетропическом пространстве (бассейн Каспийского моря).

Здесь уровень увлажненности в первые 5000 лет голоцена, если оценивать его по изменениям объема Каспия, то несколько превышал современный, то был ниже его. Причем амплитуда этих колебаний уменьшалась направленно. Во время первой голоценовой регрессии объем воды в этом море был на 6000 км³ меньше, чем сейчас, а при последующих падениях уровня соответственно только на 3000 и 2000 км³. При трансгрессиях же превы-

шение объемов над современными значениями достигало максимум 3000–4000 км³.

На протяжении последних примерно 3500 лет условия увлаженности повсюду мало чем отличались от нынешних: в субтропических и тропико-экваториальных широтах преобладали в целом очень сухие условия, прерываемые в некоторых районах в отдельные века периодами относительно более высокой обводненности. В средних широтах внетропического пространства в это время создались условия, благоприятные для поддержания достаточно высоких уровней бессточных озер. Так, уровень Каспия в рассматриваемую эпоху сохранял в основном достаточно высокий уровень за счет поступления вод с Русской равнины. Его объем иногда превышал современный на 2500–3000 км³ (при урезе $-22 \div -21$ м), а его кратковременные падения на 4–6 м ниже нынешних отметок давали потерю в 1300–2000 км³.

Полученные материалы позволяют в самом общем виде сделать также следующие палеоклиматические выводы.

а) В оптимум средневалдайского потепления режимы увлаженности на рассматриваемых территориях и естественно циркуляционные системы атмосферы были максимально близки к современным.

б) В период нарастания похолодания, связанного с развивающимся оледенением, интенсифицировался зональный перенос влаги со стороны океанов, энергоактивность и влагоотдача которых была особенно велика из-за резко возросшей разницы между температурами воды и атмосферы. Эта тенденция проявилась сначала в средних широтах, а затем с запозданием на несколько тысячелетий в приэкваториальных областях. Последнее, видимо, связано здесь с большей термоинерционной устойчивостью океана к воздействию атмосферного холода.

в) В предельно холодные тысячелетия заключительного этапа плейстоцена озеро и в приэкваториальном, и в умеренном поясах одновременно испытали глубокий дефицит влаги из-за низких температур, существовавших на континентах океан–атмосфера; в это время особенности атмосферной циркуляции обеспечивали прохождение влагонасыщенных циклонов главным образом только в зоне контакта тропико-экваториального и внетропического пространства, в рассмотренных регионах — это Средиземное море и прилегающие области Африки и Азии.

г) Периодические и мощные увеличения объемов Каспия начали проявляться с начала деградации оледенения, что, вероятно, было связано (здесь, видимо, следует разделить точку зрения Д.Д. Квасова [1975]) с пульсирующим поступлением в него вод из озер ледникового подпора.

д) В первые 4000–5000 лет после стаивания ледника атмосферная циркуляция была наиболее неустойчива в умеренных широтах. Здесь траектории атлантических циклонов на протяжении ряда столетий то избирали преимущественно северные пути, то смещались к югу, вызывая тем самым маловодье в бассейне Волги, приводящее к довольно глубоким регрессиям Каспия. В это же время (с 10 000 до 5000 лет назад) по мере прогревания океанических вод шел процесс увеличения частоты посещения влагонасыщенными воздушными массами тропиков и субтропиков Африки; в приэкваториальных же широтах муссоны постоянно глубоко проникали с юга в Сахель и Сахару.

е) Современные системы циркуляции, вызвавшие общую сухость тропиков и субтропиков и высокую увлажненность умеренных широт в Европе, установились около 4000—3000 лет назад.

Полученный материал, если его рассматривать в комплексе с данными по палеотемпературам, может быть использован для расчета приближенных значений модулей палеостока. В целом же сведения такого рода, освещающие события, развивающиеся на огромных пространствах областей внутреннего стока континентов и касающихся ближайших к нам тысячелетий и веков, целесообразно использовать при моделировании развития природной среды в будущем, когда в результате активного воздействия антропогенных факторов может измениться температурный режим планеты.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова Т.А.* К методике реконструкций климатических условий аридных районов: (По палеоботан. данным). // — Вестн. МГУ. Сер. географ., 1978. № 3. С. 36–44.
- Авенариус И.Г.* Палеоклиматы, водный баланс и уровни Черного и Каспийского морей в позднем плейстоцене–голоцене // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. 1979. С. 106–116.
- Авенариус И.Г., Муратова М.В., Спаская И.И.* Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене–голоцене и географический прогноз. М.: Наука, 1978. 76 с.
- Азатов П., Кадырбаев М.* Сокровища древнего Казахстана. Алма-Ата: Жалын, 1979. С. 78.
- Алешинская З.В.* Результаты радиоуглеродного датирования голоценовых отложений озера Севан // Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тарту, 1981. С. 5–7.
- Алиев К.В.* К вопросу о Каспии и Арале в античных источниках // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 56–60.
- Английские путешественники в Московском государстве в XVI в. М.: ОГИЗ, 1937, 306 с.
- Аполлов Б.А.* Доказательства прошлых низких стояний уровня Каспийского моря // Вопросы географии. 1951. № 24. С. 134–143.
- Аполлов Б.А.* Водный баланс Каспийского моря и возможные его изменения // Тр. Центр. Ин-та эксперим. метеорологии и гидрологии. 1935. Вып. 2 (44).
- Аполлов Б.А.* Сток реки Волги с 1837 г. // Вестн. МГУ, Сер. геогр. 1954. № 2.
- Аполлов Б.А.* Каспийское море и его бассейн. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 119 с.
- Аполлов Б.А.* Колебания уровня Каспийского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. М.: изд-во АН СССР, 1956. Т. 15. С. 288.
- Арсанов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Люшкин Н.В.* О датировании плейстоценовых карбонатных формаций уран-иониевым методом // Составление методических исследований в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 144–152.
- Артамонов В.И.* Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований дагестанского шельфа Среднего Каспия: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1976. 26 с.
- Артамонов В.И., Маев Е.Г.* Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 6. С. 12–22.
- Артамонов М.И.* Древний Дербент // Сов. археология. 1946. Т. 8. С. 147.
- Археологическая карта Казахстана. Алма-Ата, 1960. 60 л.
- Архитова Е.Г.* Испарение на Каспийском море // Тр. ГОИН. 1955. Вып. 21.
- Архитов Е.Г., Потайчук М.С., Скриптунов И.А.* Современный водный баланс Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1971. Вып. С. 34–72.
- Атлас географических открытий в Сибири и в Северо-Западной Америке XVII–XVIII вв. М.: Наука, 1964. 136 с.
- Атлас Мирового водного баланса // Гидрометеоздат. 1974. 65 л.
- Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. ГУНИО МО СССР, 1977. 306 с.
- Базров Л.С.* Материалы к историческому обзору карт Каспийского моря // Зап. по гидрографии. СПб.: Тип. Мор. М-ва в Глав. Адмиралтействе, 1912. Т. 35. С. 1–112.
- Бартольд В.В.* Дербент // Сочинения. М.: Наука, 1965. Т. 3. С. 419.
- Баярунас М.В.* К геологии Гурьевского уезда Уральской области // Тр. Петрогр. об-ва естествоиспытателей. Пг., 1916, Т. 38, вып. 5. С. 97–152.
- Берг Л.С.* Уровень Каспийского моря за историческое время // Проблемы физической географии. М.: Изд-во АН СССР, 1934, С. 11–64.
- Берг Л.С.* Уровень Каспийского моря за историческое время // Очерки по физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 205–272.
- Библиотека иностранных писателей о России. СПб., 1836. Отд. 1.
- Бижанов Е.Ю., Виноградов А.В.* Неолитические памятники Каракалпакского Устюрта // Вестн. Каракалп. фил. АН УзССР. 1965. № 2. С. 46–57.
- Брёкер У.* Геохимия изотопов и реконструкция климатов плейстоцена // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 473–501.
- Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.Я.* Предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6. С. 5–20. Географические пояса и зоны Земли. // БЭС. 3-е изд. Т. 9. 1972. С. 480–481.

Варущенко А.Н. Статистика выр-женных в рельефе четвертичных береговых линий Каспия, его площади и объемы при позднейшей трансгрессии и голоценовых трансгрессиях и регрессиях // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 97-108.

Варущенко А.Н., Варущенко С.И., Бенина И.Г. Гипсографическая кривая Каспия и некоторые варианты ее палеогеографической интерпретации // Теоретические и методологические основы комплексного изучения и освоения шельфов: III симпоз. Тез. докл. геогр. об-ва СССР. 1978. С. 55-56.

Варущенко А.Н., Варущенко С.И., Клисе Р.К. Изменение уровня Каспийского моря в позднем плейстоцено-голоценое // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 79-80.

Варущенко С.И. Средние скорости новейших движений земной коры на территории равнинного Крыма и Северного Причерноморья // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1965. № 4. С. 84-85.

Варущенко С.И. Средние скорости роста локальных поднятий Избербаш-Ичхе и Каякент в Предгорном Дагестане // Там же. 1973. № 3. С. 110-112.

Варущенко С.И. Анализ позднейшей истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 50.

Варущенко С.И. Водный баланс Черного моря в эпоху поздневалдайского оледенения // Вод. ресурсы. 1982. № 3. С. 136-138.

Варущенко С.И. Плувиальный и постплувиальный голоцен Западной Евразии и Северной Африки // Географические исследования четвертичного периода: (к XI конгр. ИНКВА). М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 155-169.

Варущенко С.И. Усыхает ли Средняя Азия? Новые факты к решению проблемы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 1. С. 51-58.

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

Викторов С.В. Пустыня Устурт и вопросы ее освоения // Тр. МОИП. М.: Изд-во Наука, 1971. Т. 17. 132 с.

Виноградов А.В., Шолохов В.В. Новые неолитические находки с Устурта // Вестн. Каркалп. фил. АН УзССР. 1967. № 2. С. 77-78.

Войтков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб., 1884. VI. 640. П. С. 24 л. карт.

Воропаев Г.В. Проблемы водообеспечения страны и территориальное перерао-

пределение водных ресурсов // Вод. ресурсы. 1982. № 6. С. 3-29.

Всемирная история. М.: Госполитиздат, 1956. Т. 2. С. 875.

Всемирная история. М.: Госполитиздат, 1957. Т. 3. С. 895.

Всемирная история. М.: Госполитиздат, 1958. Т. 4. С. 823.

Геология СССР: Туркменская ССР. М.: Недра, 1972. Т. 22. 768 с.

Геология СССР: Туркменская ССР. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т. 22. 658 с.

Геолого-геофизический атлас Индийского океана: Международный индоокеан. экспедиция. М.: Изд-во АН СССР. 1975. 151 с.

Георгиевский В.Ю. Водный баланс Каспийского моря по данным наблюдений // Межвуз. сб. науч. тр. Ленингр. гидрол. ин-та. Л.: Гидрометеозидат, 1982. С. 129-136.

Геохронология СССР. Т. 3. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. С. 134-145.

Герасимов И.П., Завельский Ф.С., Чижова О.А. и др. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 44. С. 154-159.

Гричук В.П. Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене // Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965. С. 166-175.

Гричук В.П. К проблеме колебаний увлажненности бассейна Каспийского моря в позднем голоцене // Изменения увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука. 1980. С. 61.

Гумилев Л.Н. Открытие Хазарии. М.: Наука, 1966. 206 с.

Гумилев Л.Н. История колебаний уровня за 2000 лет (С IV в. до н.э. по XVI в. н.э.) // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 32-47.

Давыдов В.К. Испарение с поверхности Каспийского моря // Тр. по комплекс. изуч. Касп. моря. АН СССР, 1941. Вып. 12.

Девирц А.Л., Благоволит Н.С., Лемберг Д.А., Серебрянный Л.Г. Динамика прибрежно-морской и донной седиментации Балтики и Понто-Каспия по радиоуглеродным данным: (Междунар. геохим. контр.): Тез. докл. М.: Наука: 1971. С. 18.

Девирц А.Л., Зубаков В.А., Прокофьев Н.И. и др. Радиоуглеродный возраст раковин морских моллюсков из поздневалдайских террас Атшеронского полуострова // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Геогр. о-во СССР, 1970. С. 122-127.

Динесман Л.Г. Изменение природы северо-запада Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 159 с.

Дитмар А.Б. Рубежи Ойкумены. М.: Мысль, 1973. 149 с.

Добровольский Л.Д., Косарев А.Н., Леонтьев О.К. Каспийское море. М.: Изд-во МГУ, 1969. 264 с.

Долуханов Н.М. Развитие экосоциальных систем на территории юго-западной Азии в верхнем плейстоцене и голоцене // Изменение увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 126–133.

Дорн Б.А. Каспий. О походах древних русских на Табаристан с дополнительными сведениями о других набегах их на побережья Каспийского моря. СПб, 1976. Т. 26. Кн. 1. 175 с.

Древняя и средневековая культура Юго-Восточного Устюрта. Ташкент: Фан, 1978. 328 с.

Дроздов О.А., Калинин Г.П., Львович М.И. Водообмен в природе. Л.: Гидрометеоздат, 1976. С. 196–218.

Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1945, Т. 2. 240 с.

Зайков Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня: (Тр. НИУ Гидрометслужбы СССР. Сер. 4. 1946. Вып. 38. 49 с.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965, С. 5–21.

Зекцер И.С., Джамалов Р.Г., Мехетели А.В. Подземный водообмен суша и море. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 206 с.

Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоцен: Касп. обл. Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974, Т. 3, С. 134–145.

Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР: (От 3 300 000 до 60 000 лет). // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ВГО, 1973. С. 39.

Игнатов Е.И. О состоянии изученности береговой линии на дне Каспийского моря // Каспийское море. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 60–73.

Имятинов И.М., Чубарина Е.В. Электричество свободной атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1965. 310 с.

Казанчев Е.Н. Новые данные об уровне Каспийского моря в конце XVIII и в начале XIX в. // Изв. ВГО. 1956. Т. 88, вып. 6. С. 549–581.

Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеоздат, 1968. 377 с.

Калинин Г.П., Клыже Р.К., Леонтьев О.К., Шлейников В.А. Анализ изменения уровня Каспийского моря как одного из показателей глобального водообмена // Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976, С. 191–213.

Калинин Г.П., Марков К.К., Суева И.А. Колебания уровней водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом // Океанология. 1966. Т. 6, Вып. 56. С. 737–749.

Калинин Г.П., Смирнова К.П., Шереметьевская О.П. Воднобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря // Метеорология и гидрология, 1968. № 9. С. 45–52.

Калинин П.А. Последлениковская история развития современного шельфа морей и океанов // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 173–178.

Калинин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 5–16.

Калинин П.А., Гракова И.В., Паруник О.Б. и др. Список радиоуглеродных датировок лаборатории Географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1971. № 4. С. 42.

Калинин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. и др. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия: (По данным радиоуглеродного анализа раковин моллюсков) // Докл. АН СССР. 1972. Т. 296, № 6. С. 1413–1416.

Калинин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. и др. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия: (По данным абсолютного датирования) // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 33.

Калинин П.А., Паруник О.Б., Шлюков И.А. и др. Радиоуглеродные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ. Сообщение 2. // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1973. № 40. С. 186–187.

Карандеева М.В. О новой трансгрессии Каспийского моря // Вопр. географ. 1951. Вып. 24. С. 144–152.

Каррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 451–472.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М.: ГУГК, 1973.

Карта Мира масштаба 1:2 500 000. Изд. стран СЭВ (с 1956–1978 гг.).
Карты отклонений температуры воз-

духа от многолетних средних Северного полушария. Л.: ГГО, 1962. Вып. 1-4.

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

Квачидзе В.А. Городище Бяндован — археологический памятник и источник данных об изменении уровня Каспийского моря // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 152—155.

Керимов Н.К. Путешествия Бакуви. М.: Мысль, 1982. 93 с.

Кесь А.С. Русло Узбой и его генезис // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1939. Вып. 30. 123 с.

Кесь А.С., Костюченко В.П., Лисицына Г.Н. История заселения и древнее орошение юго-западной Туркмении. М.: Наука, 1980. 125 с.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с. (Тр. Геолог. ин-та АН СССР, Вып. 257).

Клиге Р.К. Современные изменения некоторых компонентов глобального водообмена // Вод. ресурсы. 1978. № 2. С. 21—31.

Клиге Р.К. История формирования поверхностных вод гидросферы: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1979.

Клиге Р.К. Изменения в режиме поверхностных вод Земли // Формирование водного баланса территории. М.: Наука, 1980. С. 54—77.

Клиге Р.К. Тенденции в изменении поверхностных вод гидросферы // Вод. ресурсы. 1982. № 3. С. 92—105.

Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.

Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А. и др. Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. 189 с.

Климанов В.А. Палеоклиматические условия Русской равнины в климатический оптимум голоцена // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 4. С. 902—904.

Климатический атлас СССР. М.: ГУГК. 1960. Т. 1. 181 с.

Книга Большому Чертежу. М.: Изд-во АН СССР. 1950. С. 229.

Ковалевский С.А. Каспийское море // Нефт. хоз-во. 1927. № 2/3.

Козубский Е.И. История города Дербента (Темир-Хан-Шура). 1906. 468 с.

Комарова Н.Г. К вопросу изучения колебания уровня Каспийского моря в голоцене по историческим данным // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 155—163.

Конopleва В.И., Филатов О.М. О положении уровня оз. Чад в конце

верхнего плейстоцена — начале голоцена // Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.: Ин-т озероведения АН СССР, 1975. Ч. 4. С. 45—65 Ротапр.

Кордт В.В. Материалы по истории русской картографии. Киев, 1910. Вып. 11. Табл. XII.

Коробкова Г.Ф., Мандельштам А.М. Новые материалы неолитического времени с Мангышлака // Крат. сообщ. Ин-та этнографии АН СССР. 1971. № 127. С. 25.

Костенко А., Умирбаев Е. Оживуть степи. Київ: Радянський письменник, 1977. 150 с.

Крачковский И.Ю. Избр. соч. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1957. Т. 4. 850 с.

Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Ракович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря. М.: Наука, 1975. 250 с.

Кудрявец А.А. Древний Дербент. М.: Наука, 1982. 170 с.

Ладюри Э. Ле Руа. История климата с 1000 года. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 279 с.

Лебедев Д.М. География в России XVII века (допетровской эпохи). М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 234 с.

Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Кулакова Л.С. и др. Геологическое строение и нефтегазосность платформенной части Каспия. М.: Наука, 1976. 127 с.

Леонов А.К. Региональная океанография. Л.: Гидрометеоздат, 1960. Ч. 1. С. 464—622.

Леонтьев О.К. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе берегового склона Дагестанского побережья Каспия // Вестн. МГУ, Сер. геогр. 1948. № 3. С. 171—174.

Леонтович М.А. Введение в термодинамику. М.: Наука, 1983. 310 с.

Леонтьев О.К. Эволюция береговой линии северодагестанского побережья Каспийского моря // Изв. ВГО, 1951. Т. 83, вып. 4, С. 353—363.

Леонтьев О.К. О происхождении некоторых островов северной части Каспийского моря // Тр. океаногр. комис. 1957. Т. 2. С. 147—158.

Леонтьев О.К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии // Там же. 1959. Т. 4. С. 81—90.

Леонтьев О.К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря // Тр. НИИ геологии АН ЭССР. 1961. Т. 8. С. 45—64.

Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: Изд-во МГУ, 1968. С. 102—141.

Леонтьев О.К. Почему не сбылись прогнозы? (К вопросу об изменениях

уровня Каспийского моря) // Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1982. № 4. С. 3.

Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И. и др. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 49.

Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Порогов А.В. О генезисе и возрасте Дербентской банки // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 5–10.

Леонтьев О.К., Маев Н.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.

Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. Т. 4. С. 64–74.

Леонтьев О.К., Халилов А.И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1965. 206 с.

Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода: (К XI Конгр. Междунар. союза по изуч. четвертич. периода). М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 134–146.

Леонтьев О.К., Чекалина Т.И. Колебания уровня Каспийского моря в голоцене // Изменения увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 90–98.

Лисицына Г.Н. Становление и развитие орошаемого земледелия в южной Туркмении. М.: Наука, 1978. 239 с.

Лукиянова С.А., Никифоров Л.Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 41–48.

Маев Е.Г. К стратиграфии глубоководных отложений Южного Каспия Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 6. С. 1428–1431.

Маев Е.Г., Артамонов В.И., Абрамова Т.А., Порогов А.В. Стратиграфия и условия формирования мелководных отложений Дагестанского шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. 5. С. 73–82.

Маев Е.Г., Маева С.А. О соотношении изменений уровней Каспийского и Аральского морей в голоцене // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 6. С. 23.

Магомедов М.Г. К вопросу о колебаниях уровня Каспийского моря в Хазарскую эпоху // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 147–151.

Мамедов Э.Д. Изменение климата среднеазиатских пустынь в голоцене // Там же. С. 170–175.

Марков К.К. История озера Чад // Природа. 1971. № 11. С. 94–95.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 2. С. 156.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период. Т. 3. Материки и океаны. М.: Недра, 1967. 440 с.

Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М.: Изд-во Высш. шк., 1968. 203 с.

Материалы Хорезмской экспедиции. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 3. 348 с.

Материалы по истории туркмен и Туркмении. Т. 1. VII–XV вв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 612 с.

Мелентьев А.Н. Разведка памятников древности в Западном Казахстане // Археологические открытия. М.: Недра, 1967. С. 78.

Мелентьев А.Н. Разведка памятников древности Западного Казахстана // Поиски и раскопки в Казахстане. Алма-Ата, 1972. С. 194–197.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

Минорский В.Ф. История Ширвана и Дербента. М.: Наука, 1963. С. 165.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 638 с.

Миронова Н.Я. Водный баланс залива Кара-Богаз-Гол // Тр. ГОИН. 1960. Вып. 37.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 407 с.

Моррисон Р. Четвертичная геология Большого Бассейна // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 305–337.

Мурдмаз И.О. 64-й рейс "Гломара Челенджера" // Природа. 1979. № 12. С. 103–104.

Мураева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р. Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4. С. 15–24.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

Никитин С.И. Отчеты экспедиции в 1892 г. в Зауральские степи Уральской области и Устюрт. СПб., 1893.

Никифоров Л.Г. К вопросу о фландрской трансгрессии // Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1970. Вып. 1. С. 90–107.

Николаев В.А. Антропогенный период в истории степей Западной Сибири

и Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1977. № 3. С. 17–24.

Николаева Р.В. Краткий обзор схем и предложений по стабилизации и регулированию уровня Каспийского моря // Тр. океаногр. комис. "Пробл. Касп. моря". М.: Изд-во АН СССР. 1959. Т. 5. С. 50.

Николаева Р.В. Новые морфометрические характеристики Каспийского моря // Бюл. МОИП. 1972. Т. 47, вып. 1. С. 143.

Николаева Р.В., Кудрявцев А.А. Древние памятники Дербента и колебания уровня Каспийского моря // Колебания увлажненности Урало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 142–146.

Николаева Р.В., Хан-Магомедов С.О. Новые данные об уровне Каспийского моря за историческое время // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1962. Вып. 60. С. 178–189.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогеографическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–140.

Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеголов А.П. и др. Новые данные по стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Там же. С. 61–68.

Парунин О.Б., Шлюков А.М., Хайт В.З., Тимашкова Т.А. Список радиоуглеродных датировок лабораторий новейших отложений Географического ф-та МГУ (индекс МГУ). Сообщение 3,4 // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1974. № 41. С. 200–204.

Петренко О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометиздат, 1979. 280 с.

Поляков С.П. Этническая история северо-западных туркмен в средние века. М.: МГУ, 1973. 197 с.

Последний европейский ледниковый период: к VII Конгрессу ИНКВА. М.: Наука, 1965. С. 166–202.

Прасолов Н.Д., Настюков Н.З. Новые материалы по каменному веку западного чинка Устюрта // Крат. сообщ. Ин-та археологии АН СССР. М.: Наука, 1973. № 136. С. 14.

Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 250 с.

Рихтер В.Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1954. № 5. С. 57–63.

Рихтер В.Г. О позднехвалынской истории Каспия // Тр. Комплекс. южной

геол. экспедиции. Л.: Гостоптехиздат, 1962, Вып. 7. С. 499–509.

Рихтер В.Г., Гофман Е.А., Маев Е.Г. К изучению береговых линий на дне Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. № 6. С. 1476–1479.

Рихтер В.Г., Самсонов С.К. К последним страницам геологической истории Каспия // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 6. С. 87–91.

Рудовиц Л.Ф. О величине испарения на Каспийском море // Метеорол. вестник. 1927. № 2.

Рыбаков Б.А. Древнейшая русская карта начала XVI в. и ее влияние на европейскую картографию XVI–XVIII вв. // Тез. докл. по секции истор. географии Второго Всесоюз. геогр. съезда. М.; Л., 1947. с. 14–17.

Рыбаков Б.А. Русские карты Московии XV – начала XVI века. М.: Наука, 1974. 111 с.

Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974. вып. 4. с. 12–25.

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. М., 1977. 62 с.

Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 178–197.

Свиточ А.А., Куликов О.А. Рекогносцированные палеомагнитные исследования горы Бакинское яруса, Апшеронский полуостров // Хронология ледникового века. Л.: Геогр. о-во СССР, 1971. С. 139–141.

Свиточ А.А., Горбаренко С.А., Куренкова Е.И. и др. Комплексное изучение моллюсков для целей стратификации и палеогеографии плейстоцена: (На примере рода *Dicastera*) М.: Изд-во МГУ, 1981. 180 с.

Сенигова Т.Н. Находки кремня в западных районах чинка Устюрта и в Приаральских Кызылкумах // Изв. АН КазССР. Сер. археол. Алма-Ата, 1951. Вып. 3. С. 122–124.

Сергин С.Я. Температура поверхности Земли в наиболее холодные и теплые эпохи позднечетвертичного времени // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 3. С. 37.

Серебрянный Л.Р. Позднечетвертичный этап развития северо-европейского оледенения: Автореф. дис. ... д-ра М., 1973. 62 с.

Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциозвастия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. С. 269.

Серебрянный Л.Р., Пшенин Г.Н., Пунин Я.-М.К., Халмухамедова Р.А. Новые

- данные о развитии ландшафта Ферганы в позднечетвертичное время // Изменения увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 214–222.
- Селезнева Е.С.* О ядрах конденсации в атмосфере // Тр. ГУГМС, 1945. Сер. 1. Вып. 7. С. 47–53.
- Синицын В.М.* Введение в палеоклиматологию. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Смирнова К.И.* Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря: Тр. Гидрометцентра СССР. 1972. Вып. 94. 123 с.
- Степанов И.Н.* Ископаемые почвы Арало-Каспийского региона — показатели ритмичных колебаний увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене: Тез. докл. М., 1977. С. 33. Ротпр. ИВП АН СССР.
- Терзиев Ф.С., Гонгарев Н.П.* Залив Кара-Богаз-Гол и проблема Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1981. № 2. С. 62–68.
- Толстов С.П.* По древним дельтам Окса и Яскарата. М.: Изд-во вост. лит., 1962. 324 с.
- Толстов С.П., Орлов М.А.* Опыт применения авиации в археологических работах хорезмской экспедиции // Вестн. АН СССР. 1948. № 6. С. 54–68.
- Томсон Дж.О.* История древней географии. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 592 с.
- Уланов Х.К.* Сток из Каспийского моря в залив Кара-Богаз-Гол // Материалы Всесоюз. совещ. по пробл. Касп. моря. Баку: Изд-во АН АзССР, 1963.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.
- Федоров П.В.* Закономерности колебаний уровней Каспийского, Черного и Средиземного морей в плейстоцене // XXV сес. Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976. С. 122.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
- Федчина В.Н.* Как создавалась карта Средней Азии. М.: Наука, 1967. 132 с.
- Федчина В.Н.* Русские картографические материалы XVIII–XIX вв. как источник сведений об изменениях обводненности Арало-Каспийского региона в этот период // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 48–53.
- Фейнман Р., Лейтон Р., Сэнде М.* Фейнмановские лекции по физике. М.: Мир, 1966. Т. 5. 180 с.
- Филиппченко В.А., Курочкин Ю.В.* Кремневые орудия с о. Кулалы. Сов. археология. 1960. № 3. С. 273–277.
- Формозов А.А.* Древности Устюрта // Вестн. АН КазССР, Алма-Ата, 1947. № 7 (28).
- Формозов А.А.* Кельтеминарская культура в Западном Казахстане // Крат. сообщ. Ин-та истории матер. культуры. М.: Изд-во АН СССР. 1949.
- Хан-Магомедов С.О.* Дербент. М.: Госстройиздат, 1959. 123 с.
- Харузин А.Н.* Курганы Букеевской степи // Изв. об-ва любителей естествознания, антропологии и этнографии. 1890. Т. 64. 118 с.
- Хенниг Р.* Неведомые Земли. М.: Изд-во иностр. лит. 1961. Т. 1. С. 244; т. 3. 1963.
- Хотинский Н.А.* Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 197 с.
- Хрестоматия по истории халифата. М.: Наука, 1968.
- Чекалина Т.И.* О следах последнего уровня Каспия в дельте Терека // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1975. № 2.
- Чекалин Ф.Ф.* Нижнее Поволжье по карте космографа XV в. Фра-Мавро // Тр. Саратов. учен. архив. комис. 1889. Т. II, Вып. 2.
- Шенард Ф.* Геология моря. М.: Изд-во иностр. лит., 1951.
- Шереметьевская О.И.* Учет стратификации воздуха в расчетах испарения и теплообмена // Метеорология и гидрология. 1960. № 9. С. 16–22.
- Шикломанов И.А.* Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометиздат, 1979. 302 с.
- Шилик К.К.* Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1975.
- Шилик К.К.* Подводная археология помогает восстанавливать прошлое океана // Природа. 1976. № 12. с. 48–50.
- Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Записки географического общества СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1957. Т. 16. 336 с.
- Шнитников А.В.* Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука, 1969. 245 с.
- Шнитников А.В., Бердояская Г.Н., Лийва А.А.* и др. Крупные озера внутреннего Тянь-Шаня в верхнем плейстоцене и голоцене // История озер в позднем кайнозое // Материалы к V Всесоюз. симпоз. Иркутск, 1979. Ч. 1. С. 88.
- Шербакова Е.М.* Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 271 с.
- Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Моргунов Ю.Г.* Позднечетвертичный этап развития Черного моря // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1979. № 49. с. 3.
- Эмери К.И.* Континентальные шельфы, Океан. М.: Мир, 1971.
- Эмилиани Ч.* Палеотемпературы в

плейстоцене//Четвертичное оледенение Земли. М.: Мир, 1974. С. 28-38.

Яцишн А.Л., Гольденберг Л.А. Первые русские научные исследования Уссурия. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1963. 326 с.

Alimen H., Beucher F., Conrad G. Chronologie du dernier cycle pluvial-aride du Sahara Nord Occidental//C.r. Acad. sci. D. 1966. Vol. 263. P. 5-8.

Antevs E. Cenozoic climate of the Great Basin//Geol. Rdsch. 1952. Bd. 40. S. 94-108.

Bagrav L. At the source of the cartography of Russia//Imago Mundi. Amsterdam, 1962. Vol. 16. P. 40.

Bagrav L. History of cartography. Cambridge, 1964. P. 62.

Begin Z.B., Ehrlich A., Nathan V. Lake Lisan, the Pleistocene precursor of the Dead Sea//Bull. Geol. Surv. Isr. 1974. Vol. 63. P. 1-30.

Beng H.J. Contributions to postglacial vegetational history of Northern Turkey//Quaternary palaeoecology. New Haven: Yale Univ. press, 1967.

Bloom A.L., Broecker W.S., Chapell J.M.A. et al. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new Th/230 U/234. Dates from the Huon peninsula, New Guinea//Quatern. Res. 1974. Vol. 4.

Bocquier G., Gavand M. Etude pédologique du Niger Oriental. Hann; Dakar: ORSTOM. 1964. Vol. 3. 347 p.

Butzer K.W. Adaptation to global environmental change//Profess. Geogr. 1980. Vol. 32, N 3. P. 269-278.

Butzer K.W., Hansen C.L. Interrelations hips of subsaharan nilotic deposits and local Wadi alluvial in Southern Egypt//Congr. Intern. Panafr. Préhist. et Quatern. Dakar, 1967. Vol. 6. P. 41-42.

Butzer K.W., Isaac G.L., Richardson J.L., Washbourn-Kameau C.K. Radio-carbon dating of East African lake levels//Science. 1972. Vol. 175. P. 1069-1076.

Chamard P.C. Monographie d'une sebkha continentale du Sud-Ouest Saharien: la sebkha de Chemchane (Adrar de Mauritanie)//Bull. Inst. Fond. Afr. Noire A. 1973. Vol. 35, N 2. P. 207-243.

Conrad G. L'évolution continentale poste-hercynienne du Sahara Algérien. P.: CNRS Cent. Réch. Zones Arides, 1969. N 10. 527 p.

Coque R. La Tunisie Présaharienne: Etude géomorphologique. armand Colin. P., 1962. 476 p.

Couvret M. Variations paléoclimatiques en Algérie//Libyca (Algiers). 1972. Vol. 20. P. 45-48.

Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black Sea last 25 000 years//Chem. Geol. 1972. Vol. 10, N 1.

Durand A., Mathie P. L'évolution paléogéographique et paléoclimatique du bassin

Tchadién au Pleistocène supérieur//Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1980. Vol. 22, fasc. 4/5. P. 329-341.

Elouard P., Michel P., Faure H. Nouvelles recherches sur le Quaternaire récent de la région de Saint-Louis (Sénégal)//Lab. géol. fac. sci. Univ. Dakar. Rapp. 1967. N 17. 35 p.

Emery K.O., Garrison L.E. Sea levels 7000 to 20000 years ago//Science. 1967. Vol. 157, N 3789.

Emery K.O., Niino H., Sullivan B. Post-Pleistocene levels of the East China Sea//Late Cenozoic glacial ages. New Haven; L., 1971. Vol. 4.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level//Physics and chemistry of the Earth. N.Y.: Pergamon press, 1961. Vol. 4.

Faure H. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger Oriental//Mem. Bur. rech. géol. et minières. 1966. N 47. 630 p.

Faure H., Manguin E., Nydal E. Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger Oriental: diatomites et ages absolus//Bull. Bur. rech. géol. et minières. 1963. N 3. P. 41-63.

Firbas F. Waldgeschichte Mitteleuropas. Jena: Fischer, 1949. Bd. 1. 480 S.

Fontes J.-Ch., Moussie C. et al. Phases humides au Pleistocène supérieur et à l'holocène dans le Sud de l'Afar//C.r. Acad. sci. D. 1973. Vol. 227, N 19. P. 1973-1976.

Fricart J. Carte des phénomènes périalgaires Quaternaires en France. P., 1956. 39 p.

Gasse F. L'évolution des lacs de l'Afar Central du Plio-Pleistocène à l'actuel. Réconstitution des paléomilieus lacustres à partir de l'étude des Diatomées: Thesis. P.: Univ. Paris, 1975. 3 vol. 383 p.

Gasse F. Evolution of Lake Abhe (Ethiopia and TFAI) from 70 000 b. p.//Nature. 1977. Vol. 265, N 5589. P. 42-45.

Gasse F., Fontes J.-Ch., Rognon P.//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1974. N 15. P. 109-148.

Gasse F., Rognon P. Le Quaternaire des bassins lacustres de l'Afar//Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1973. Vol. 15, N 4. P. 405-414.

Gasse F., Stieltjes L.//Bull. Bur. rech. géol. et minières. Ser. 2. 1973. Vol. 1, N 4. P. 229-245.

Gasse F., Street F.A. Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the Northern Rift Valley and Afar (Ethiopia and Djibouti)//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1978. Vol. 24, N 4. P. 279-325.

Geyh M.A. Versuch einer chronologischen Gliederung des marinen Holozäns an der Nordseeküste mit Hilfe der statischen Auswertung von C/14 daten//Ztschr. Dt. geol. Ges. 1966. Bd. 118, H. 2.

- Geyh M.A., Jäkel D.//Pressedienst Wiss. FU Berlin. 1974. Bd. 5. S. 107-117.
- Grove A.T. A note on the former extent of Lake Ghad//Geogr. J. 1959. Vol. 125, N 3/4. P. 465-467.
- Grove A.T., Street F.A., Goudie A.S. Former lake levels and climatic change in the Rift Valley of Southern Ethiopia//Ibid. 1975. Vol. 141. P. 177-202.
- Grove J.M. The glacial history of the Holocene//Progr. Phys. Geogr. 1979. Vol. 3, N 1. P. 1-54.
- Haynes V., Haas H.//Radiocarbon. 1974. N 16. P. 368-380.
- Kempe St., Degens E.T. Van-See: Der größte Soda-See der Welt//Umschau. 1977. N 14. S. 478-481.
- Kendall R. An ecological history of the Lake Victoria basin//Ecol. Monogr. 1969. N 39. P. 129-176.
- Konishi K., Shlanger S.O., Omura A. Neotectonic rates in the Central Rynkyn Island derived from Th/230 coral ages//Mar. Geol. 1970. Vol. 9, N 4.
- Lamb H.H. The early medieval warm epoch and its sequel//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1965. N 1. P. 13.
- Larry V.B. Fluctuation in the level of pluvial Lake Laphontan during the last 40000 years//Quatern. Res. 1978. Vol. 9, N 3.
- Maley J. Mécanismes des changements climatiques aux basses latitudes//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1973. Vol. 14. P. 193-227.
- Mayr F. Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima und Gletscherwan- kungen seit dem Beginn der postglazialen Warmezeit//Ztschr. Geomorphol. 1964. N 8. S. 257-285.
- Manabe S., Stouffer R.J. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere//J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N 10.
- Manabe S., Wetherald R.T. On the distribution of climate change resulting from an increase in CO₂ content of the atmosphere//J. Atmos. Sci. 1980. Vol. 37, N 1.
- Michel P. Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie: Etude géomorphologique//Mém. ORSTOM. 1973. Vol. 3, N 63.
- Mc. Clure H.A. Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Arabian Desert//Nature. 1976. Vol. 263. P. 755-756.
- Mörner N.A. The late Quaternary history of the Kattgat sea and the Swedish coast: Deglaciation, shore-level displacement, chronology, isostasy and eustasy. Stockholm, 1969. (Sver. geol. unders. C.; N 640).
- Neev D., Emery K.O. The Dead Sea. Jerusalem, 1967. 27 p.
- Olousson E., Jonsson U. The Arctic ocean during the Würm and Early Flandrian//Geol. fören. Stockholm förhandl. 1969. Bd. 91.
- Osmond J.K., May J.R., Tanner W.F. Age of Cape Kennedy barrier and lagoon complex//J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 2.
- Pias J. Transgressions et régressions du lac Tchad à la fin de l'ère Tertiaire et Quaternaire//C. r. Acad. sci. 1958. Vol. 246, N 5. P. 800-803.
- Pias J. Les sols du Moyen et Bas Logone, du Bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr el Ghazal//Mem. ORSTOM. 1960. N 2. 438 p.
- Pias J. Étude de la salinité des eaux du Logone, du Chari et de celles de différentes nappes sur le pourtour du lac, dans le Bahr el Ghazal et au Borkou//C.C.T.A.C.S.A. Réunion sur l'aménagement régional du bassin du Tchad et réunion des hydrologues des pays riverains du Tchad. Fort-Lamy, 1962. 7 p.
- Pias J. Chronologie du dépôt des sédiments Tertiaires et Quaternaires dans la cuvette Tchadienne//C.r. Acad. sci. D. 1967. Vol. 264, N 24. P. 2432-2435.
- Pias J. 4 deltas successifs du Chari//Ibid. P. 2357-2360.
- Pias J. Les formations sédimentaires et Quaternaires de la cuvette Tchadienne et les sols qu'en dérivent//Mém. ORSTOM. 1970b. N 43. P. 407.
- Pias J., Guichard E. Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la Cuvette Tchadienne//C.r. Acad. sci. 1957. Vol. 244. P. 791-793.
- Pirard F. Géomorphologie de Manga Nigérien. Schema d'évolution Quaternaire du secteur nord-occidental de la cuvette du Tchad//Bull. ASEQOA. 1964, N 4. P. 3-7.
- Richards H.C. Sea level during the past 11000 years as indicated by data from North and South America//VII Congr. INQUA. Res. Communs. Paris, 1969.
- Rognon P. Les oscillations du climat Saharien depuis 40 millénaires, introduction à un vieux débat//Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1976. Vol. 18, N 2/3. P. 147.
- Rognon P., Williams M.A.J. Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1977. Vol. 21, N 4. P. 285-327.
- Schneider J.L. Évolution de dernier lacuster et peuplements préhistoriques aux Pays Bas. du Tchad//Bull. ASEQOA. 1967. N 14/15. P. 18-23.
- Servant M. Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad//6^e Congr. Panafr. Prehist. et Quatern. Dakar, 1967. 20 p.
- Servant M. Séquences continentales et variations climatiques: évolution du

bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur:
Thésis. P.: Univ. Paris, 1973. 348 p.

Servant M. Les variations climatiques
des régions intertropicales du continent
Africain depuis la fin du Pleistocène//
XIII Journées Hydr. P., 1974. Quest. 1,
rapp. 8. 11 p.

Servant M., Servant S. Les formations
lacustres et les diatomées du Quaternaire
récent du fond de la cuvette Tchadienne//
Rev. géogr. phys. et géol. dyn. 1970.
Vol. 12, N 2. P. 63-76.

Sieffermann G. Variations climatiques
du Quaternaire dans le sud-ouest de la
cuvette Tchadienne//C.R. 92^e Congr. Nat.
Soc. Savantes. Strasbourg-Colmar, 1967.
Sec. sci. P., 1970. Vol. 2. P. 485-
494.

Street F.A., Grove A.T. Environmental
and climatic implications of late Quater-
nary lake-level fluctuations in Africa//

Nature. 1976. Vol. 261, N 5559.
P. 385-390.

Stuiver M. Carbon isotopic distribu-
tion and correlated chronology of Sear-
les Lake sediments//Amer. J. Sci. 1964.
Vol. 262. P. 377-392.

Trompette R., Manguin E.//Ann. Fac.
sci. Univ. Dakar. Sér. Sci. Terre. 1967.
Vol. 22, N 2. P. 151-162.

Van Zeist W. The Late Quaternary
vegetational history of Western Iran//
Rev. Paleobot. and Palynol. 1967. Vol. 2.

Van Zeist W., Woldring M. A postglacial
pollen diagramm from lake Van in
East Anatolia//Ibid. 1978. Vol. 26, N 1/4.
P. 249-276.

Van Zeist W., Woldring M., Stapert D.
Late Quaternary vegetation and climate
of South Western Turkey//Paleohistoria.
1975. Vol. 17.

Williams M.A.J., Adamson D.A.//Geogr.
J. 1973. Vol. 139. P. 498-508.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
Происхождение и развитие Каспийского моря	6
1.1. История развития Каспия	6
1.2. Хронология древнекаспийских бассейнов	13
1.3. Плейстоцен-голоценовые террасовые комплексы Каспийского моря	20
1.4. Изменение уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене	27
1.5. Особенности уровневого режима Каспийского моря в плейстоцене	33
Глава 2	
Палеогеография Каспийского моря в голоцене	38
2.1. Изменения уровня Каспия в голоцене	38
2.2. Палеогеоморфология Каспия во время мангышлакской регрессии в раннем голоцене	52
2.3. Изменения уровня Каспийского моря с V в. до нашей эры по XIX в.	62
2.4. Климат Арало-Каспийского водораздела в голоцене по геоморфологическим и археологическим данным	78
2.5. Общая оценка изменения климата Арало-Каспийского водораздела за последние 9000 лет	105
2.6. Особенности уровневого режима и водный баланс	111
2.7. Современный режим Каспийского моря	122
Глава 3	
Палеогеография и палеогеология бессточных областей Северного полушария в позднем плейстоцене—голоцене	137
3.1. Большой Бассейн Северной Америки	137
3.2. Бессточная котловина Чад-Боделе в Африке	142
3.3. Бассейны внутреннего стока Северной Африки и Сахары	145
3.4. Передняя Азия — Мертвое море	149
3.5. Эфиопское нагорье и Аравийский полуостров	151
3.6. Черное море (Новозвксинское озеро)	154
Глава 4	
Общие закономерности увлаженности бессточных областей в позднем плейстоцене	161
4.1. Крупнейшие бессточные озера и общая увлажненность	161
4.2. Показатели общей увлажненности континентов в позднем плейстоцене	162
4.3. Увлажненность Северного полушария 45000—35000 лет назад	174

4.4. Максимальная аридность условий 35000–31000 лет назад	177
4.5. Второй позднеплейстоценовый плювиал Западной Евразии и Северной Африки 30000–25000 лет назад	179
4.6. Поздневалдайская ледниковая эпоха 24000–17000 лет назад	181
4.7. Эпоха деградации поздневалдайского оледенения 16000–11000 лет назад	185
4.8. Зависимость уровней Африканских и Аравийских бессточных озер от периодического изменения температуры вод Атлантического и Индийского океанов в позднем плейстоцене	191

Глава 5

Увлажненность Каспийского бассейна и бессточных областей Северного полушария в голоцене	194
5.1. Обобщенные данные по изменению увлажненности бессточных областей Северного полушария в голоцене	194
5.2. Изменчивость увлажненности в голоцене	203
5.3. Плювиальный и постплювиальный голоцен Западной Евразии и Северной Африки	210
5.4. Схемы изменения увлажненности аридных областей Африки и Западной Евразии в голоцене	218
Заключение	224
Литература	229

СТАНИСЛАВ ИВАНОВИЧ ВАРУЩЕНКО
АЛЛА НИКОЛАЕВНА ВАРУЩЕНКО
РУДОЛЬФ КАРЛОВИЧ КЛИГЕ

Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени

Утверждено к печати

Институтом водных проблем АН СССР

Редактор издательства Э.Б. Травицкая

Художник Б.И. Рыбышев. Художественный редактор В.Ю. Кученков
Технический редактор В.В. Лебедева. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35484

Подписано к печати 27.01.87. Т–06023. Формат 60×90 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс–Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0 + 1,4 вкладка. Усл.кр.-отт. 16,7. Уч.-изд.л. 20,7
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1165. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

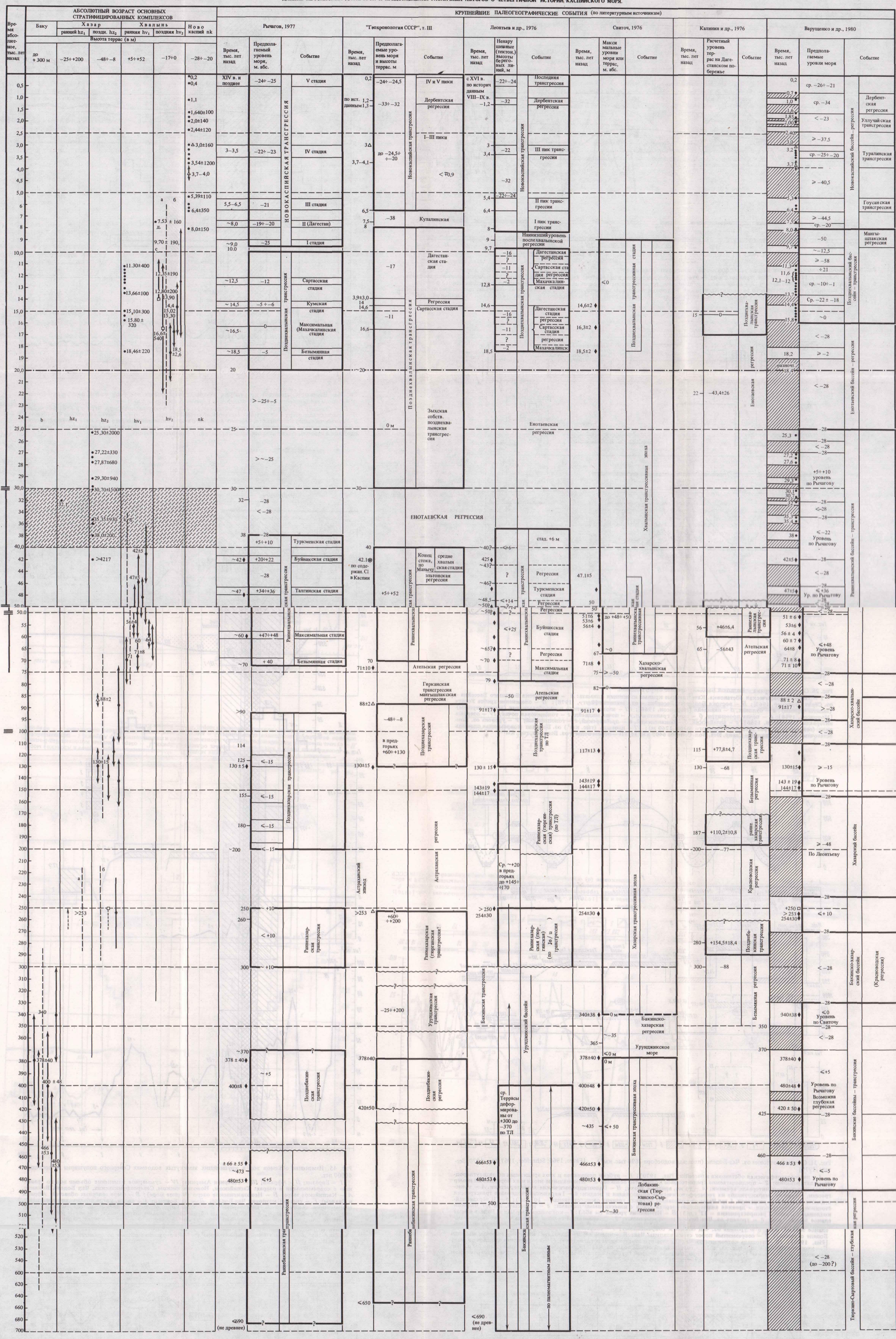


Рис. 4. Данные абсолютных датировок и представления различных авторов о четвертичной истории Каспийского моря.

1 - радиоуглеродный, 2 - термолуминесцентный, 3 - ураново-ториевый, 4 - ураново-иониевый, 5 - метод неизвестен, 6 - ракушки, 7 - песок, 8 - песок, 9 - песок, 10 - песок, 11 - дербентский, 12 - сартовский, 13 - зыбский, 14 - эпохи трансгрессий, 15 - рубежи трансгрессий, 16 - проблематичные, 17 - весьма проблематичные, 18 - зоны максимальной регрессии, 19 - временной рубеж, 20 - временной рубеж, 21 - временной рубеж, 22 - временной рубеж, 23 - временной рубеж, 24 - временной рубеж, 25 - временной рубеж, 26 - временной рубеж, 27 - временной рубеж, 28 - временной рубеж, 29 - временной рубеж, 30 - временной рубеж, 31 - временной рубеж, 32 - временной рубеж, 33 - временной рубеж, 34 - временной рубеж, 35 - временной рубеж, 36 - временной рубеж, 37 - временной рубеж, 38 - временной рубеж, 39 - временной рубеж, 40 - временной рубеж, 41 - временной рубеж, 42 - временной рубеж, 43 - временной рубеж, 44 - временной рубеж, 45 - временной рубеж, 46 - временной рубеж, 47 - временной рубеж.

1. Методы определения абсолютного возраста отложений: 1 - радиоуглеродный, 2 - термолуминесцентный, 3 - ураново-ториевый, 4 - ураново-иониевый, 5 - метод неизвестен. П. Анализированные отложения: 6 - ракушки, 7 - песок, 8 - песок, 9 - песок, 10 - песок, 11 - дербентский, 12 - сартовский, 13 - зыбский, 14 - эпохи трансгрессий, 15 - рубежи трансгрессий.

изменения масштаба по шкале времени; 13 - эпохи регрессий; 14 - рубежи трансгрессий; 15 - зоны максимальной регрессии; 16 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 17 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 18 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 19 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 20 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 21 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 22 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 23 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 24 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 25 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 26 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 27 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 28 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 29 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 30 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 31 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 32 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 33 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 34 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 35 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 36 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 37 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 38 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 39 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 40 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 41 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 42 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 43 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 44 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 45 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 46 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений; 47 - временной рубеж, древнее которого не производилось анализа вышестоящих отложений.

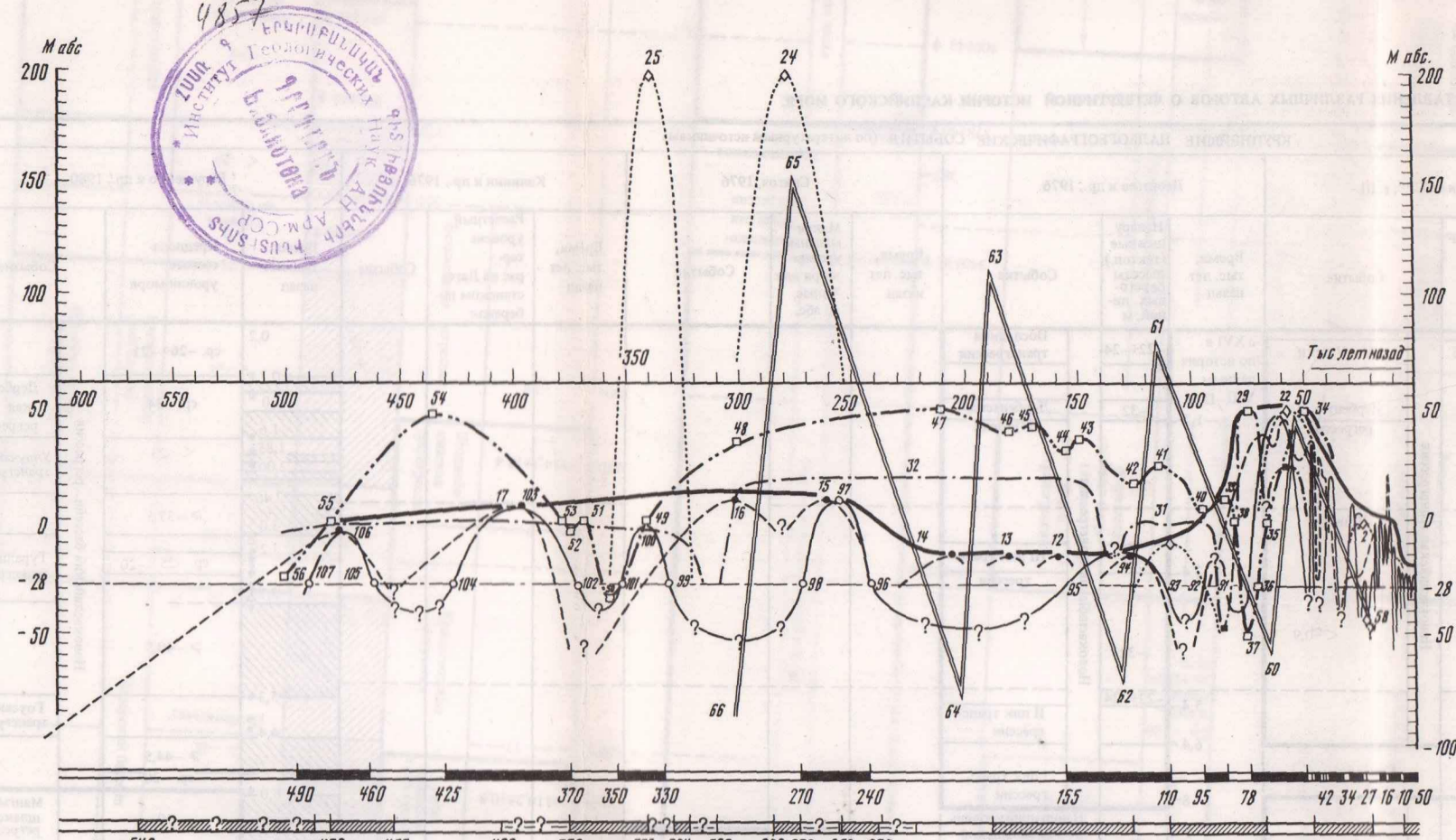


Рис. 5. Графики изменения уровня Каспия за 600000 лет по данным разных авторов: 1 - Г.И. Рывагова, [1977]; 2 - В.А. Зубакова и др. [1974]; 3 - О.К. Леонтьева и др. [1976]; 4 - А.А. Савитча [1976]; 5 - В.А. Шленникова и др. [1976]; 6 - С.И. Варушечко, А.Н. Варушечко; 7 - предполагаемое положение трансгрессивных террасовых уровней без учета влияния тектонического фактора; 8 - эпохи преобладающего трансгрессивного развития Каспийских бассейнов; интервалы времени, для которых на суше на отметках, превышающих 28 м абс., встречены морские осадки, датированные методами абс. геохронологии; 9 - ледниковые (а) и межледниковые (б) эпохи на севере Европейской части СССР [Геохронология СССР, 1974]

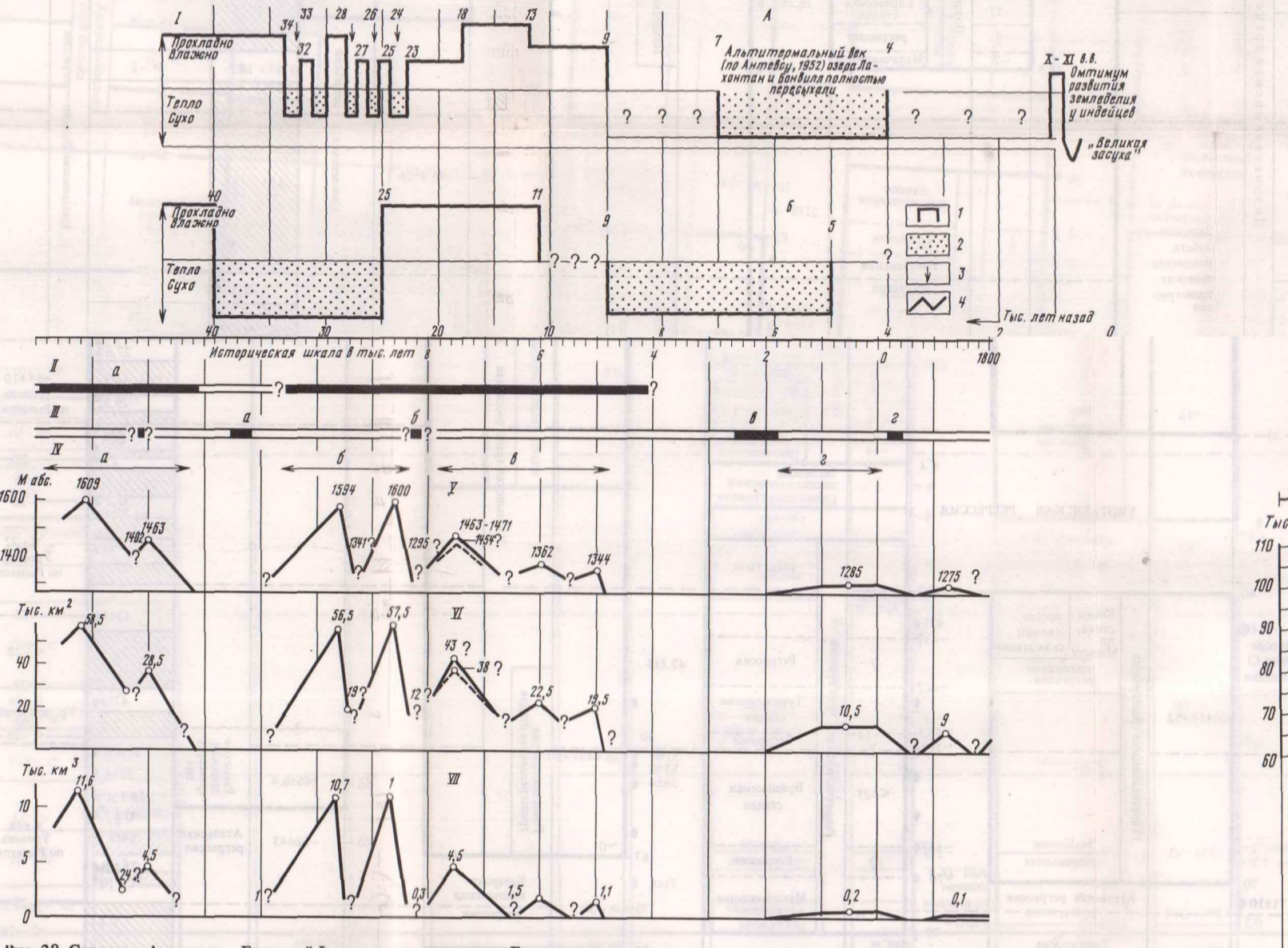


Рис. 28. Северная Америка - Большой Бассейн; древнее озеро Бонвилл. I - Палеогеографическая обстановка. Качественные кривые изменения климата: А - юго-востока Большого Бассейна - оз. Сёрвис [Брекер, 1968]; Б - востока Большого Бассейна - оз. Лаконта [Латгу, 1978]; II - оледенение хребта Уосатч (звездчатая черная); В - Булейк, С - пайделл [Моррисон, 1968]; III - эпохи активного почвообразования (звездчатая черная) [Моррисон, 1968]; а - почва промомри, б - почва мидвелл, в - голоценовая почва; IV - озерные интервалы [Моррисон, 1968]; а - алтайский, б - бонвилльский, в - дрейперский, г - голоценовый; V - уровень оз. Бонвилл (современный урез Большого Соленого озера: 1260 м); VI - площадь (тыс. км²) оз. Бонвилл (современная площадь остаточных озер: Бонвилла - Севир, Юта, Вол. Соленое 6405 км²); VII - объем воды в оз. Бонвилл, тыс. км³

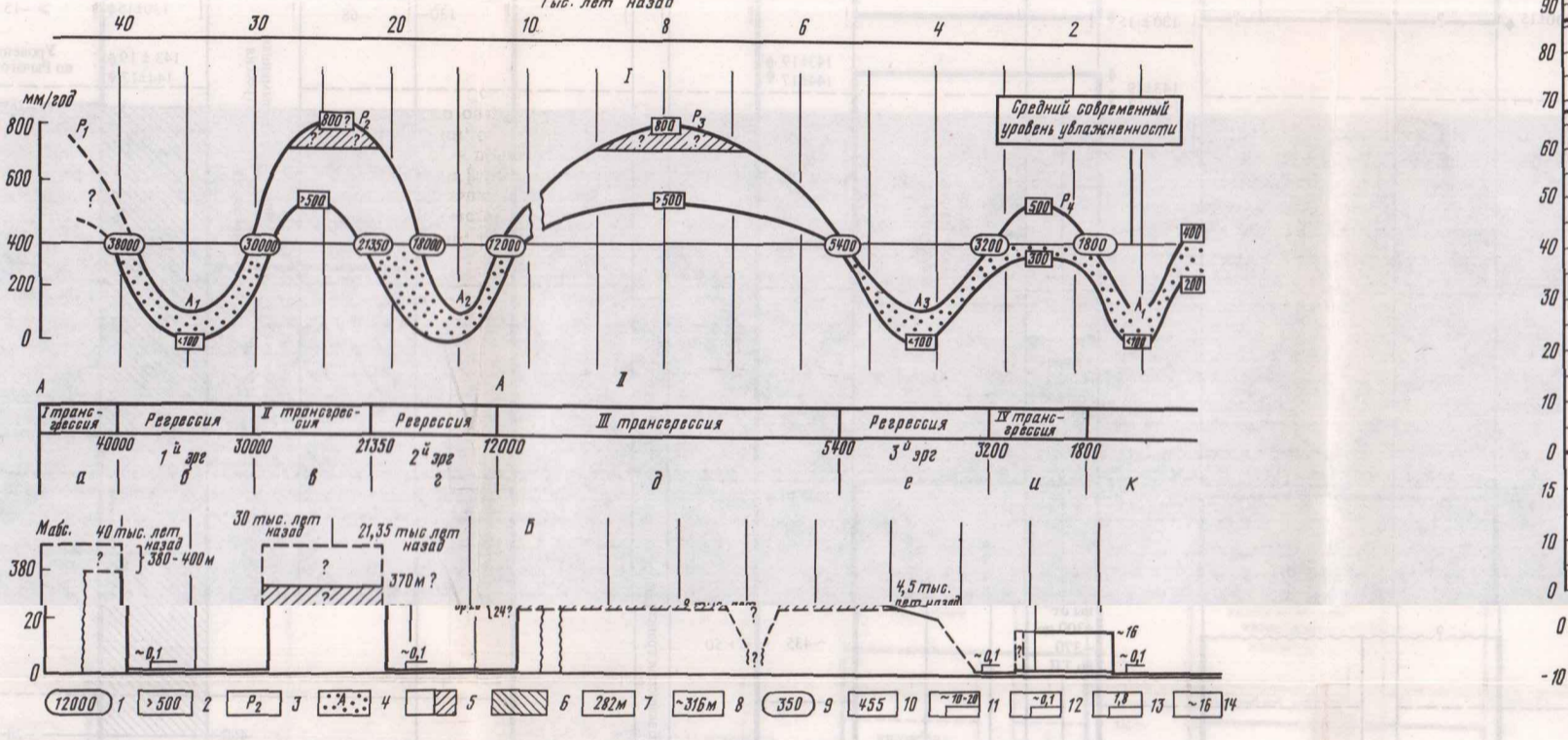


Рис. 31. Система котловины оз. Чад-Боделе (площадь водосбора 2698 тыс. км²) [Faure, 1966; Schneider, 1967; Pias, 1970; Servant, 1970] I - палеогеографическая обстановка в бассейне [Pias, 1970]; 1 - рубежи плейстоцена и эпохи аридизации по радиоуглеродному датированию; 2 - предполагаемое среднее годовое количество осадков; 3 - плейстоценовые эпохи и их порядковый номер в рассматриваемом интервале времени; 4 - то же, аридные эпохи; II - Палеогеографические характеристики: А - трансгрессия, регрессия, маркирующие их геоморфологические образования и осадки; а - I верхнеплейстоценовая трансгрессия в дельте Шари; б - регрессия, I эрг Чадыской котловины (нижняя граница распространения - 10° с.ш.); в - II верхнеплейстоценовая трансгрессия древняя аллювиально-озерная серия с известковыми литизмами; г - регрессия, 2-й эрг Чадыской котловины (граница распространения - 12° с.ш.); Б - изменения уровня (м абс.); 5 - котловины озер Чады. Болеле имеют единое зеркало вод; 6 - уровень оз. Чад близок к современному; 7 - современный средний уровень оз. Чад (котловина Болеле осушена); 8 - современный порог стока впадины Чады; В - изменение площади, тыс. км²; 9 - значение площади [Pias, 1970]; 10 - площадь котловины оз. Чад-Боделе при современном пороге стока; 11 - современная площадь оз. Чад; Г - изменение объема вод, тыс. км³; 12 - современный объем воды оз. Чад; 13 - объем воды, который имело бы оз. Чад при площади 180 тыс. км² [Pias, 1970] и при значении средней глубины озера 10 м; 14 - объем воды при одновременном заполнении котловин оз. Чад - Боделе до отметок 287-290 м

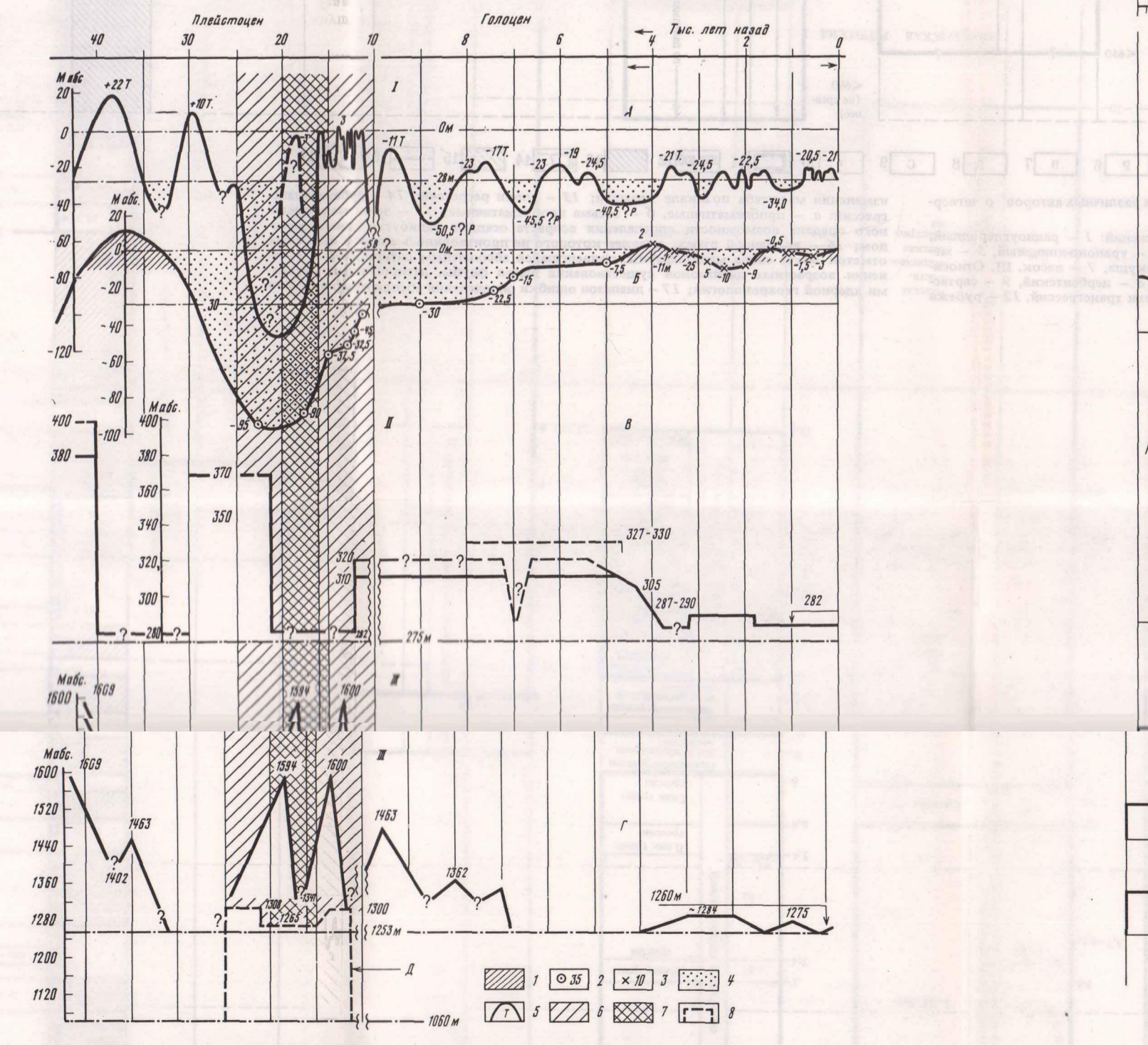


Рис. 43. Кривые колебания уровней крупнейших озер Северного полушария за последние 45000 лет. I - Евразия; II - Африка; III - Северная Америка. Изменения уровней: А - Каспийского моря, Б - Черного моря, В - оз. Чад, Г - оз. Бонвилл, Д - оз. Лаконта; 1 - эпохи существования Азовского моря (см. график Б); 2 - точки на графике Б, обособленные геоморфологически и хронологически; 3 - точки на графике В, обособленные археологически и абсолютным датированием; 4 - регрессивные эпохи на графиках, 5 - трансгрессивные стадии; 6 - позднеплейстоценовое валдайское покровное оледенение; 7 - максимальная стадия оледенения; 8 - сведения о положении уровней проблематичны

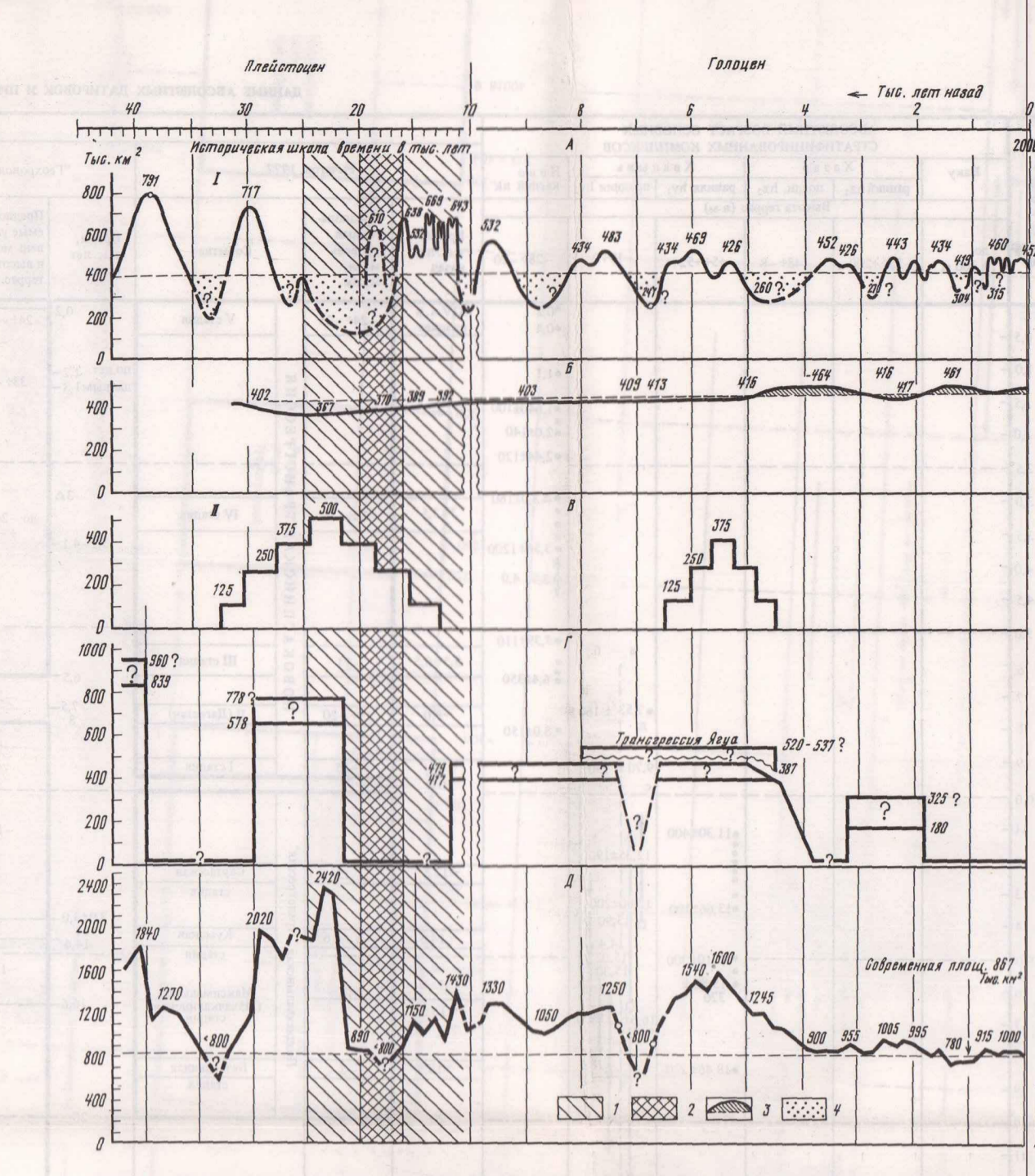


Рис. 44. Изменения площадей крупнейших континентальных водоемов южной периферии области покровного позднеплейстоценового оледенения Евразии за последние 40000 лет. I - Евразия; II - Африка; А - Каспийское море; Б - Новоземское озеро, Черное и Азовское моря, В - плейстоценовые озера в котловинах северных областей Африки; Г - озера в системе котловины Чад-Боделе, Д - суммарная площадь Каспийского, Черного, Азовского морей и плейстоценовых озер Африки; 1 - позднеплейстоценовое валдайское покровное оледенение; 2 - максимальная стадия валдайского оледенения; 3 - приток площади в периоды существования Азовского моря; 4 - регрессия Каспия

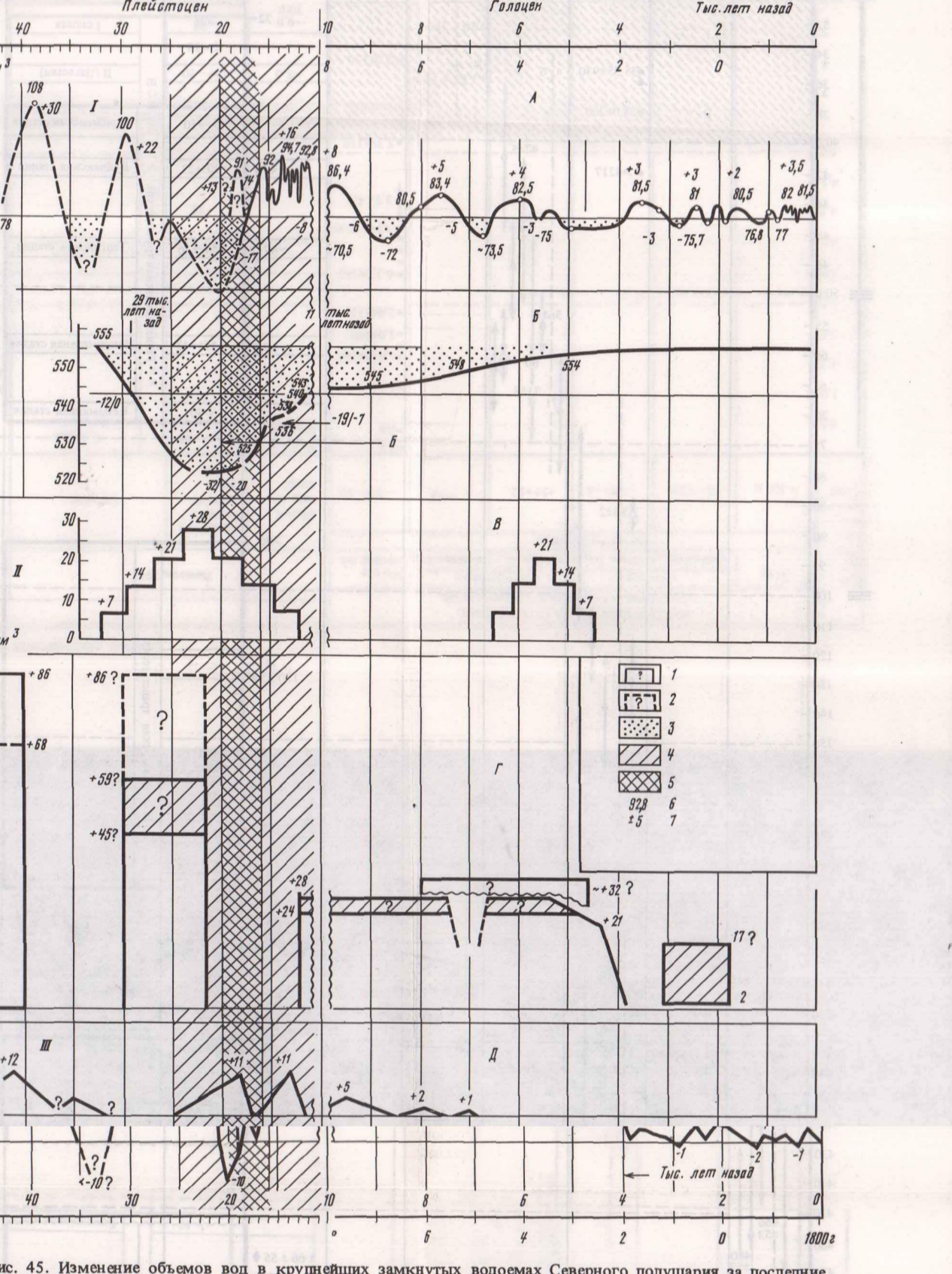


Рис. 45. Изменение объемов вод в крупнейших замкнутых водоемах Северного полушария за последние 40000 лет. I - Евразия; II - Африка; III - Северная Америка; IV - суммарное изменение объема вод по сравнению с современными в озерах Каспийском, Новоземском, Североафриканских, Чад-Боделе, Бонвилл, А - Каспийское море; Б - Новоземское озеро (Черное море); В - озера северных областей Африки и Сахары; Г - система котловины Чад-Боделе; Д - оз. Бонвилл; 1 - эпохи, когда объемы вод превышали современные, сведения слабо достоверны; 2 - эпохи, когда объемы вод были меньше современных; 3 - время развития позднеплейстоценового валдайского покровного оледенения в Европе; 4 - максимальная стадия валдайского оледенения; 5 - вычисленный объем, тыс. км³; 6 - вычисленный объем, тыс. км³; 7 - приращение объема по сравнению с современным, тыс. км³

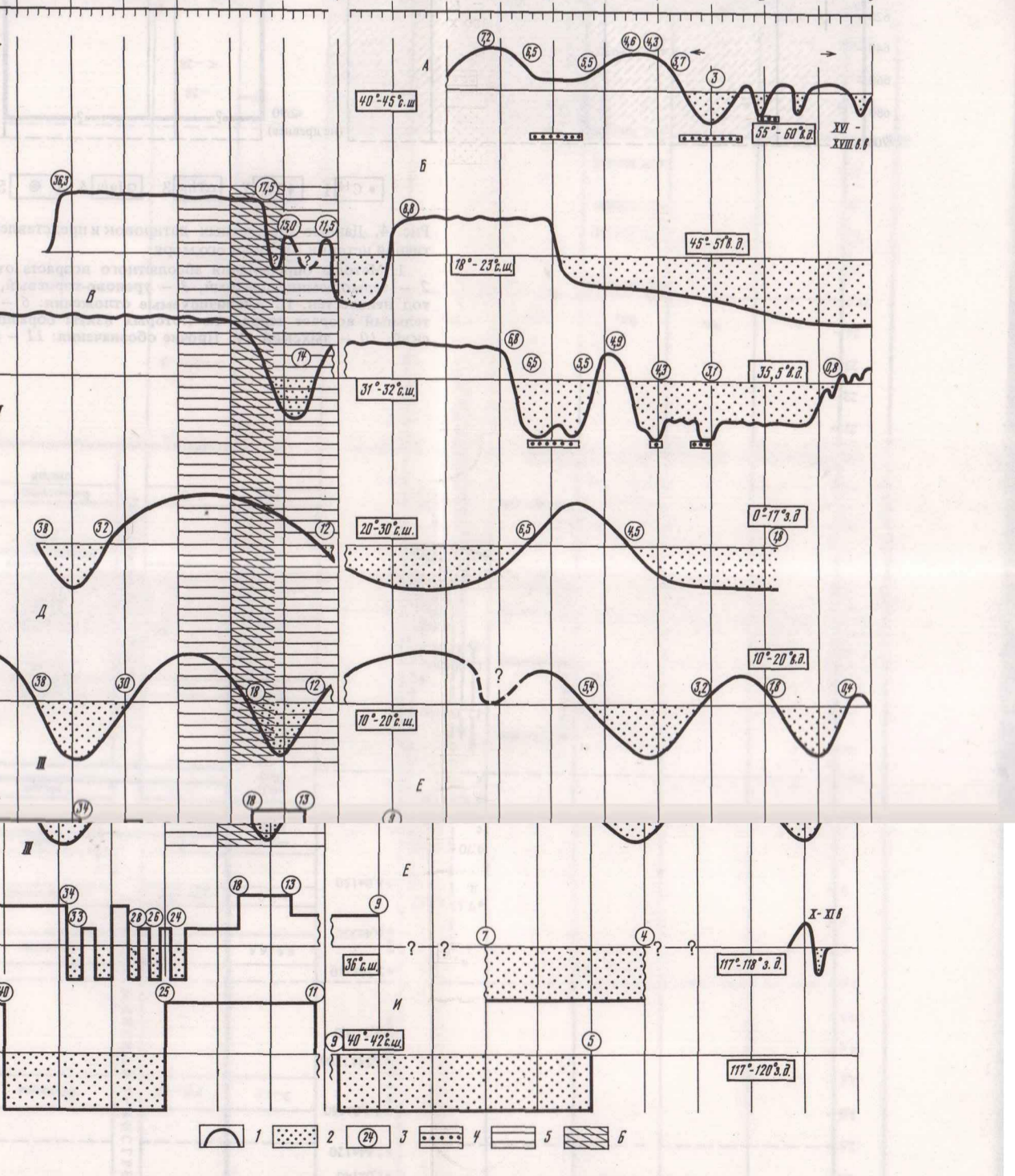


Рис. 46. Изменения увлажненности в бассейнах крупнейших озер аридных областей. I - Евразия; II - Африка; III - Северная Америка; А - Арадо-Каспийский регион (Устюрт); Б - юг Аравийского полуострова; В - Персидская Азия - Мертвое море; Г - Северо-Западная Сахара; Д - оз. Чад, Е - Большой Бассейн, оз. Сёрвис; И - Большой Бассейн, оз. Лаконта; 1 - эпохи относительно повышенной увлажненности; 2 - то же, пониженной увлажненности; 3 - абсолютный возраст события; 4 - эпохи отсутствия или слабого развития культурных слоев (по археологическим данным); 5 - время развития позднеплейстоценового валдайского покровного оледенения; 6 - максимальная стадия валдайского оледенения

3 р. 20 к.

4857

В монографии обобщены материалы по палеогеографической эволюции крупнейших бессточных озер аридного пояса Северного полушария за последние 40000 лет с целью восстановления естественного хода увлажненности в их пределах. Используются данные многих естественных и гуманитарных наук. Наибольший объем занимают разделы, посвященные палеогидрологии Каспия. Предпринята попытка восстановить ход изменения его уровня за 45000, 16000, 10000 и 2600. Исследуются геоморфологические разнотипные территории, где отмечается дефицит влаги и при этом выявляется общность и разница в развитии этих областей, расположенных на различных широтах и неодинаково удаленных от климатоформирующих областей океанов; установлены некоторые взаимосвязи с глобальными изменениями температур и колебаниями объема озерных вод.

