

УДК 551.8(262.5)

## ПРОБЛЕМА ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

*П. В. Федоров*

Материковые и горные оледенения, как и глобальные изменения уровня Мирового океана, являлись характерными событиями новейшей геологической истории Земли. Наибольшее значение они приобрели в плейстоцене. Для позднего плейстоцена и голоцена, т. е. для последних 100—120 тыс. лет, мнение исследователей достаточно едино в том, что в ледниковые эпохи консервация воды в виде ледниковых тел приводила к регрессии океана и внутренних морей, а в межледниковья таяние ледников вызывало глобальные трансгрессии. При этом, согласно расчетным данным, в последнее межледниковье (рисс—вюрм) уровень океана мог достигать отметок +5—7 м, а в максимальную фазу позднего вюрма (валдая) снижался до —120—130 м. Вполне допустимо считать, что более древние трансгрессии и регрессии океана, во всяком случае в пределах плиоцена — плейстоцена, имели аналогичную природу.

Особый интерес представляет Черное море, как наиболее изолированное внутреннее море Мирового океана, геологическая история которого тесно связана с историей как Средиземного, так и Каспийского морей. Именно благодаря тому, что в Черном море происходили то трансгрессии морского типа, отвечающие межледниковым глобальным трансгрессиям, то оно превращалось в проточный солоноватоводный бассейн, в его геологической летописи более отчетливо выделяются морские фазы, вызванные поступлением средиземноморских вод. Такой ясности разделения межледниковых трансгрессий в Средиземном море и, тем более, в Атлантике нет, поскольку там они отличаются лишь различной степенью теплолюбивости фаун моллюсков (риссунок).

Плейстоценовая история Черного моря отражена как в осадках шельфа, так и в строении береговых террас. Последние страницы этой истории, начиная с поздневюрмской (поздневалдайской) регрессии и до настоящего времени, можно рассматривать как прекрасную модель, характеризующую ледниковую регрессию и послеледниковую трансгрессию.

Здесь прежде всего следует отметить глубокую регрессию, отвечающую гримальдийской регрессии Средиземного моря (поздний вюрм). Но если в Средиземном море, как и в океане, уровень моря снижался до —120—130 м, то в Черном море он достигал около —90 [11]. Переуглубление Босфора до —100 м связано с эрозией русла пролива в послеузунарскую регрессию [14]. Следовательно, лежащая выше толща рыхлых осадков мощностью более 60 м частично накопилась в карангатское время и отметка порога в предновоэвксинскую регрессию могла быть выше —90 м. Порог в Босфоре представлял собой препятствие для дальнейшего падения уровня Черного моря, которое превратилось в это время в полностью изолированное от океана, проточное (а позднее и бессточное) озеро, сбрасывающее свои воды в Средиземное море. Судя по бедной фауне моллюсков, представленных преимущественно *Monodacna*, *Dreissena* и др., озеро это — ново-

эвкинский бассейн — было сильно опреснено (до 3—4‰), но оно не было пресным, как ошибочно считают некоторые зарубежные исследователи.

Последующая трансгрессия новозэвксинского бассейна протекала в поздне- и в начале послеледникового времени и, вероятно, осложнялась отдельными осцилляциями. Однако последние определялись местным водным балансом самого Черного моря (приток рек его бассейна

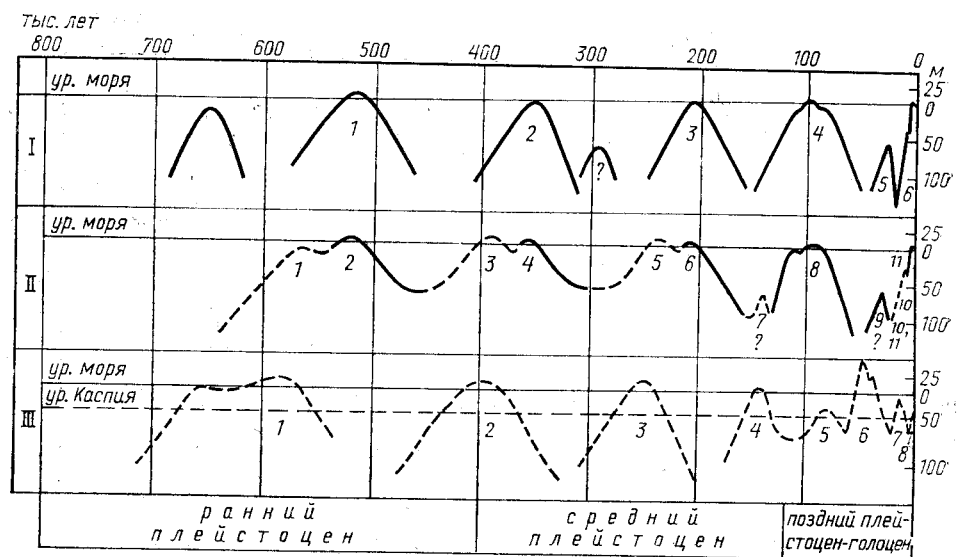


График основных трансгрессий в Средиземном (I), Черном (II) и Каспийском (III) морях в плейстоцене: I: 1 — позднесицилийская (милацкая), 2 — палеотирренская, 3, 4 — тирренские, 5 — внутривюрмская, 6 — фландрская; II: 1 — позднечаудинская солонатоводная, 2 — эпичаудинская морская, 3 — древнеэвксинская ранняя солонатоводная, 4 — палеоузунларская морская, 5 — древнеэвксинская поздняя солонатоводная, 6 — узунларская морская, 7 — предкарангатская (предполагаемая), 8 — карангатская морская, 9 — внутривюрмская (предполагаемая), 10 — новозэвксинская солонатоводная, 11 — черноморская морская; III: 1 — бакинская, 2 — раннехазарская (палеосингильская), 3 — раннехазарская (сингильская), 4 — раннехазарская (кожоская), 5 — позднехазарская, 6, 7 — ранне- и позднехвалынские, 8 — новокаспийская

и испарение), так как по Манычской долине воды позднехвалынского бассейна не поступали, поскольку его уровень не превышал нулевую отметку и был ниже водораздела между Каспием и Черным морем. Не поступали соленые воды и из Средиземного моря вплоть до конца новозэвксинской трансгрессии (около 9—10 тыс. лет), о чем свидетельствует обедненная солонатоводная фауна моллюсков.

На шельфе и берегах Черного и Азовского морей, в том числе в Керченском проливе, новозэвксинские осадки нигде не достигают современного уровня моря и располагаются обычно на 20 м ниже его. Детальное изучение осадков Керченского пролива [8] показало, что на кровле новозэвксинских глин со следами небольшого размыва лежат более темные глины черноморской голоценовой трансгрессии, содержащие в низах смешанную фауну солонатоводных и морских средиземноморских моллюсков, а выше преобладают уже средиземноморские раковины (древнечерноморские слои). Наиболее богатая средиземноморская фауна (несколько богаче современной) типична для

верхней части послеледниковых отложений Черного моря — новочерноморских елов. Таким образом, первая фаза поздней и начала послеледниковой трансгрессии Черного моря характеризовалась образованием слабосоленоватого проточного, а позднее замкнутого — новозвксинского — водоема, который непосредственно или после небольшого перерыва<sup>1</sup> сменился вначале слабосоленым, а затем соленым морским бассейном, в максимум трансгрессии превышавшим современный уровень на 1,5—2 м, а его соленость достигала 19‰ (20‰?). Эта вторая фаза была связана с установлением нижнего босфорского течения и, таким образом, протекала в условиях двустороннего водообмена между Черным и Средиземным морями в термический оптимум голоцена (около 5—5,5 тыс. лет). Следовательно, глобальная послеледниковая фландрская трансгрессия как бы догоняла озерную новозвксинскую трансгрессию Черного моря и превысила ее по уровню. Изменения уровня Черного моря с начала вторжения в него вод фландрской трансгрессии (вероятно, около 8—9 тыс. лет назад) происходили синхронно и однозначно с колебаниями уровня океана. Ничтожное проявление здесь приливо-отливных процессов позволяет на берегах Черного моря более объективно и точно судить о ходе развития фландрской трансгрессии.

Не вдаваясь в подробности голоценовой истории Черного моря, которая не вызывает существенных разногласий среди исследователей, отмечу основную закономерность развития Черного моря за последние 15—17 тыс. лет. Здесь наблюдается отчетливая двухфазность трансгрессии. В максимум последнего оледенения в условиях глобальной регрессии (до —120—130 м) в области Черного моря также наблюдалась регрессия, но она была ограничена высотой порога в ложе пролива Босфор и, вероятно, уровень здесь не падал ниже —80—90 м. Во время деградации оледенения в самом начале глобальной фландрской трансгрессии в Черном море началось повышение уровня новозвксинского бассейна в результате стока в него речных вод. Осцилляции уровня этого бассейна, совершенно не связанные еще с фландрской трансгрессией, вероятно, были одновременны с регрессивными фазами позднехвалынской трансгрессии Каспия [8], так как в обоих случаях они определялись общими климатическими причинами. Только в термический оптимум голоцена здесь развивается морская трансгрессия, связанная с максимумом фландрской трансгрессии, и Черное море превращается во внутренний бассейн Мирового океана.

Такая закономерность развития Черного моря не раз повторялась в его плейстоценовой истории [6, 8]. При этом выглядит необычно карангатская трансгрессия, для которой не установлено следов предшествовавшей солоноватоводной фазы. Ни в разрезах шельфа, ни в береговых террасах геологических следов солоноватоводного бассейна, непосредственно предшествовавшего карангатскому, не встречено, что, вероятно, еще не исключает возможности существования такого бассейна на низком уровне порядка —60—70 м. Это вполне соответствует послеузунларскому (предкарангатскому) переуглублению Босфора до —100 м. Повсеместные следы значительного перерыва (регрессии) между узунларской и карангатской трансгрессиями ставят под сомнение утверждение А. В. Григорьева и других [3] о постепенной смене узунларских слоев карангатскими в стратиграфическом разрезе западного шельфа Черного моря.

<sup>1</sup> Такой разрыв на границе новозвксинских и древнечерноморских слоев отмечен также в разрезах лиманов Одесского побережья и на Болгарском шельфе (устные сообщения П. Н. Куприна и ряда других геологов).

Карангатская трансгрессия как бы внезапно вторгается во впадину Черного моря, что в первую очередь было облегчено упомянутым выше переуглублением Босфора. Область суши, прорезаемая долинами Босфора и Дарданелл, испытывала и испытывает преимущественно восходящие тектонические движения, и поэтому понижение водораздела между Черным и Средиземным морями здесь связано в основном с эрозионной деятельностью проливов. Низкий уровень новоэвксинского бассейна отвечал времени, когда ложа этих проливов уже были значительно переуглублены, но в среднем и раннем плейстоцене (см. ниже) водораздел еще был высок и мог оказывать подпруживающее влияние на уровни солоноватоводных бассейнов Черного моря.

Карангатская трансгрессия, связанная с ресс-вюрмской тирренской трансгрессией Средиземного моря и океана, развивалась длительное время (между 120—125 и 85—90 тыс. лет). По последним данным [13], тирренская трансгрессия, в узком смысле (только ресс—вюрм), имела три фазы: раннюю (дуира), главную (реджише, или эвтиррен) и позднюю (шебба, или неотиррен). В Черном море хорошо выражены две первые фазы: нижний карангат (тобечикские слои Л. А. Невеской) и верхний, или главный, карангат. Если учитывать, что неотиррен (шебба) в новом понимании [13] является второстепенной (заклучительной) фазой развития тиррена, то она в Карангатском бассейне могла и не проявиться самостоятельно.

Учитывая степень деформаций карангатских террас в пределах различных структурных областей Черного моря [6], можно предполагать, что максимальный уровень главной фазы был на 5—7 м выше современного уровня моря. Вероятно, можно достаточно обоснованно говорить, что ход развития карангатской трансгрессии в Черном море и амплитуда колебаний его уровня в основных чертах повторяли события, происходившие в бассейне Средиземного моря в тирренское время.

Рассмотрим вкратце некоторые особенности развития трансгрессий Черного моря среднего и раннего плейстоцена в сравнении с событиями в позднем плейстоцене—голоцене. Наиболее четкие следы непосредственной смены трансгрессии солоноватоводного бассейна каспийского типа морским имеются на контакте верхних древнеэвксинских и узунларских отложений. Это можно наблюдать в стратотипическом районе на Керченском п-ове в разрезах Узунларского и Тобечикского озер [8, 10], а также в строении поздней эвксинско-узунларской террасы Кавказского побережья [6—8]. На Кавказе древнеэвксинские прибрежные конгломераты и ракушечники с солоноватоводными кардидами и дрейсенами, а иногда и малочисленными *Balanus* слагают наиболее повышенную часть террасы, прилежащую к ее древней береговой линии, а более пониженную поверхность этой же абразионно-аккумулятивной террасы покрывают более рыхлые ракушечники и галечники, где вместе с переотложенными раковинами солоноватоводных древнеэвксинских моллюсков в изобилии встречаются средиземноморские раковины (район сел. Криница у устья р. Пшады). В других местах поздняя древнеэвксинская и узунларская террасы геоморфологически самостоятельны, при этом древняя береговая линия первой имеет высоту 40—43 м, а второй 35—37 м; абразионный уступ, разделяющий их, обычно не превышает 2—3 м. Местами можно наблюдать (побережье в районе с. Лермонтово), как на единую абразионную поверхность, срезающую дислоцированные породы флиша, ложатся светло-серые галечники или конгломераты с древнеэвксинской солоноватоводной фауной, кровля их несет следы незначительного раз-

мыва или субаэрального выветривания, а выше лежат желтоватые (охристые) пески и галечники с раковинами средиземноморских моллюсков и окатанными раковинами из подстилающих древнеэвксинских слоев.

Приведенных примеров достаточно, чтобы вновь сказать о непосредственной смене (без существенного перерыва) позднего древнеэвксинского солоноватоводного бассейна полуморским узунларским; соленость первого, вероятно, была в пределах 10—12‰. Ниже она была в северо-западной части бассейна и в Азовской впадине, что было связано с опресняющим влиянием крупных рек.

Узунларский бассейн, возникший вслед за началом регрессии позднего древнеэвксинского бассейна, был связан с глобальной межледниковой (одинцово?) трансгрессией, что привело к вторжению в него средиземноморских соленых вод. Однако продолжающееся поступление во впадину Черного моря солоноватых вод раннехазарского Каспия и речных вод не дало возможности осолониться ему до степени карангатского моря. Вероятно, здесь существовала еще весьма важная причина — более высокое гипсометрическое положение Босфорского порога (еще не был столь переуглублен Босфор), который, с одной стороны, служил подпором и способствовал поднятию уровня древнеэвксинского бассейна (этого не могло быть в новозэвксинское время), а с другой — затруднял проникновение сюда средиземноморских вод.

Состав фауны моллюсков в узунларских отложениях Кавказского побережья позволяет предполагать, что соленость этого бассейна была несколько ниже современной. Если в новозэвксинское время уровень смог подняться всего до —20 м, то следы древнеэвксинского моря расположены повсеместно (даже в области опусканий на юге Украины) выше современного уровня. Вероятно, в максимум поздней древнеэвксинской трансгрессии ее уровень достигал +10 м, а наивысшее поднятие уровня моря в узунларе не превышало 5 м.

В пределах Черного моря и Манычской долины есть и более древние отложения, содержащие древнеэвксинскую фауну моллюсков [2, 5, 7, 8], которые выделяются в качестве ранних древнеэвксинских. На Кавказском побережье они тесно связаны с палеоузунларскими отложениями и объединяются мной [6, 8] в нижний эвксинско-узунларский. Здесь удастся наблюдать приподнятую до 60—65 м абразионно-аккумулятивную раннюю древнеэвксинскую террасу, сложенную галечниками и песками или конгломератами, содержащими мелкорослую солоноватоводную фауну моллюсков с незначительной примесью эвригаллиных средиземноморских *Cardium edule* L., и прислоненную к ней палеоузунларскую террасу, высотой около 50 м, которая сложена конгломератами и ракушечниками, где преобладают обломки средиземноморских раковин, главным образом *Parha* и др. Впервые эта терраса была описана мной [6] на участке побережья северо-западнее устья р. Аше как приподнятая узунларская, а позднее [7] выделена в качестве палеоузунларской. Нередко (мыс Широкий и др.) отложения обеих террас связаны с единой абразионной платформой, и уступ, разделяющий их поверхности, уменьшается до 2—3 м. Таким образом, соотношение рассмотренных террас и последовательность смены фауны в их отложениях аналогичны тому, что отмечено выше для верхнего эвксинско-узунларского горизонта. Судя по фауне моллюсков, ранний древнеэвксинский бассейн был опреснен до 6—7‰, а палеоузунларский был солонее узунларского, но его соленость, вероятно, не превышала 20—22‰.

Итак, в среднем плейстоцене Черного моря имели место две пары крупных трансгрессий, где в первую фазу каждой из них возникал солоноватоводный бассейн, принимавший в себе каспийские воды раннехазарского моря и сбрасывающий избыточные воды по системе проливов Босфор—Дарданеллы в область Средиземного моря. В конце этой фазы, вероятно, уже при начавшемся падении уровня, во впадину Черного моря проникали соленые воды и фауна Средиземного моря в максимум глобальных межледниковий трансгрессий. Надо подчеркнуть, что уровни бассейнов каспийского типа, несомненно, были выше современного уровня моря, что определялось сравнительно высоким положением суши в области современного Босфора. Об этом говорит положение древнеэвксинских слоев на берегах Болгарии, Румынии, юге Украины, Северном Приазовье.

В последнее время выяснено, что и чаудинская трансгрессия раннего плейстоцена также имеет заключительную фазу, связанную с осолонением в результате вторжения средиземноморских вод [9]. Указание Н. И. Андрусова [1], что у Гелиболу (Галиполи) на чаудинские отложения налегают осадки с морской фауной, было подтверждено Б. Керодреном [12], который на берегу Мраморного моря у Мюрефте-Хора описал разрез, где морские отложения с фауной Средиземного моря не просто залегают на чаудинских слоях, но и переслаиваются с ними. Это указывает на непосредственную смену солоноватоводных условий морскими.

Пески с морской фауной чаудинского возраста известны в Западной Грузии, где они содержат *Cardium cf. edule* L., *Scrobicularia cf. plana* Costa и другие и лежат на глинах с чаудинской солоноватоводной фауной. По данным А. Л. Чепалыги (сообщение на симпозиуме в Геленджике, 1984 г.), в верхней части чаудинских отложений мыса Идукопас и в их стратотипе на юге Керченского п-ова встречены фораминиферы (определения В. В. Янко), свидетельствующие об осолонении моря в конце чаудинского времени.

Таким образом, в развитии плейстоценовых трансгрессий Черного моря отчетливо просматривается определенная закономерность, которая выражается в последовательной смене бассейнов каспийского типа морскими бассейнами, связанными с глобальными межледниковыми трансгрессиями. Сопоставляя максимумы глобальных трансгрессий с оптимумами межледниковий, как принимается большинством исследователей, следует полагать, что и во впадине Черного моря все его средиземноморские трансгрессии также отвечали термическим максимумам. Геологические и геоморфологические данные по морским террасам Кавказского побережья достаточно определенно указывают, что предшествовавшие солоноватоводные фазы не были значительно удалены во времени от морских фаз. Наличие в древнеэвксинских отложениях редких наиболее эвригалинных средиземноморских форм связано, несомненно, с уже начавшимся гидростатическим подпором со стороны Средиземного моря еще при нарастании (развитии) межледниковых трансгрессий. Следовательно, отложения Черного моря с солоноватоводной каспийской фауной (чаудинские, древнеэвксинские), вероятно, соответствуют самому началу межледниковья.

Условия залегания чаудинско-бакинских и эвксино-хазарских отложений в переуглубленном ложе Манычской долины указывают на то, что еще до достижения наибольших уровней соответствующих бассейнов в Черном море (чаудинского и древнеэвксинских) происходили периодические сбросы вод из Каспия в моменты относительно низкого стояния уровня Черного моря. В эти моменты, когда солоновато-

водные трансгрессии здесь еще только развивались, Черноморская впадина попеременно была занята проточными солоноватоводными бассейнами, располагавшимися на сравнительно низких уровнях (порядка —40—45 м). Поступление в такие водоемы солоноватоводных вод из Каспия и речных вод при сбросе через проливы в регрессивный Средиземноморский бассейн позволяет считать, что соленость Черного моря тогда падала до 5—7‰.

Если приведенные выше реконструкции правильны, то следует считать, что максимумы трансгрессий в Каспии соответствовали низкому уровню океана и, вероятно, происходили в позднеледниковья, захватывая и самое начало межледниковий, когда глобальная регрессия сменялась трансгрессией. Разрез ательских и нижнехвалынских отложений Каспия, особенно на Нижней Волге, подтверждает такой вывод, поскольку ательская свита, содержащая остатки холодолюбивой фауны и флоры ледникового времени, накапливалась в ходе начальной развития раннехвалынской трансгрессии, максимум которой относится уже к концу валдайского оледенения и началу послеледниковья.

Отметим, что изменения в солевом и температурном режимах Черного моря, выявленные на основании изучения донных осадков его глубоководной впадины, согласуются с последовательностью отмеченных нами событий [4]. Эта последовательность, как и стратиграфическая шкала плейстоцена Черного моря, могут служить коррективом для понимания новейшей геологической истории Средиземного моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н. И. Избр. тр. М., 1965. Т. 4. 402 с. 2. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., 1966. 411 с. 3. Григорьев А. В., Шевченко А. И., Шопов В. Л. Корреляция четвертичных отложений Черноморского шельфа и побережья Болгарии и Украины. Киев, 1985. Препринт, 85—29. 4. Жугзе А. П., Коренева Е. В., Мухина В. В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений//Геол. история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. С. 77—86. 5. Попов Г. И. История Маньчжунского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 20, вып. 2. С. 31—49. 6. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря//Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 88. 158 с. 7. Федоров П. В. Проблемы корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей//Основные пробл. геол. антропогена Евразии. М., 1969. С. 82—93. 8. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия//Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 9. Федоров П. В. Средиземноморские трансгрессии в геологической истории Черного моря//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 120—126. 10. Чепалыга А. Л., Маркова А. К., Михайлеску К. Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта Черноморского плейстоцена//ДАН СССР. 1986. Т. 290, вып. 2. С. 433—437. 11. Щербakov Ф. А., Куприн П. Н., Потапова Л. И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря//Комплексные исследования океанов. М., 1978. Вып. 5. С. 141—149. 12. Keraudren B. Le Plio-Pleistocene marin et oligohalin en Grece//Rev. geol. dynam. Geogr. Phys. 1979. 21. P. 23—33. 13. Paskoff R., Sanlaville P. Les côtes de la Tunisie variations du niveau marin depuis le Tyrrhenien. Maison de l'Orient Méditerranéen. Lyon, 1983. 190 p. 14. The Black Sea, geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, 1974.

ГИН АН СССР,  
Москва

Поступила в редакцию  
21.04.87

#### PROBLEM OF BLACK SEA LEVEL CHANGE IN PLEISTOCENE

*P. V. Fedorov*

The development of each Pleistocene transgression of the Black Sea consists of the two phases: the first, brackish-water one, the second one corresponded to the Mediterranean and the World Ocean interglacial transgression.