

УДК 551.79(262.5)

## НЕКОТОРЫЕ ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

П. В. Федоров

Черное море является реликтовым неогеновым бассейном и уникальным внутренним водоемом Земли. Оно претерпело сложную геологическую историю, прежде всего в плейстоцене, когда в его впадину вторгались то соленые воды Средиземного моря, то опресненные воды Каспия. Черное море было связующим звеном в истории развития океана и бессточной области Каспия. Особенно это важно в настоящее время, когда крайне необходима увязка местных стратиграфических шкал изолированных бассейнов и континентов с единой зональной шкалой океана. Несмотря на длительную историю изучения геологии Черного моря [1, 3, 9], все еще остаются дискуссионные и нерешенные проблемы, что объясняется главным образом неполнотой геологической летописи, и в первую очередь отсутствием полных и представительных разрезов на берегах.

Существенным дополнением в изучении геологии Черного моря служат донные осадки и, прежде всего, отложения шельфа, исследование которых позволяет уже сейчас уточнить некоторые моменты истории бассейна.

Стратиграфия и плейстоценовая история Черного моря в связи с развитием Каспия и Средиземноморья недавно рассматривались мной [19]. Однако новые данные, преимущественно по шельфу, позволяют вернуться к некоторым проблемам и оценить их с несколько иных позиций. Кроме того, материалы полевого симпозиума Подкомиссии береговых линий ИНКВА (Международный союз по изучению четвертичного периода) по проблеме тиррена (средний и верхний плейстоцен) Средиземного моря, проведенного в 1979 г. в Тунисе, проливают новый свет на возможность корреляции черноморских слоев с морской фауной и тиррена<sup>1</sup>. Здесь следует рассмотреть три проблемы: I — раннеплейстоценовую историю Черного моря; II — корреляцию средиземноморских фаз развития Черного моря с соответствующими трансгрессиями Средиземного моря; III — проблему колебаний уровня Черного, Каспийского и Средиземного морей.

В предшествовавших работах уже оценивался объем нижнего плейстоцена Черного моря [16, 19, 20], где за основу был взят стратотипический разрез чауды на юге Керченского п-ова и отчасти Западной Гурии. При этом за нижнюю границу чауды в Гурии приняты слои, содержащие *Didacna* (*Tschaudia*) *tschaudae* Andrus., и типичные представители рода *Didacna* *Eichwald*. Более древние отложения, не содержащие *Didacna* (*s. str.*), относятся к верхам гурии. Низы чауды в таком объеме выходят за пределы палеомагнитной инверсии Матуяма — Брюнес, захватывая верхи обратно намагниченной зоны Матуяма. Таким образом, чаудинские отложения Черного моря отвечают тюркянским и бакинским отложениям Каспийского моря (включая и урунджик).

<sup>1</sup> С материалами этого симпозиума я познакомился благодаря любезности докторов П. Санлавиля и Р. Паскова, приславших мне путеводитель экскурсий и другие данные.

После открытия чауды на краю болгарского шельфа возникает ряд новых вопросов. Во-первых, надо выяснить, какой части известного нам разреза на берегах отвечает болгарская чауда. П. С. Димитров и Л. И. Говберг [5] рассматривают эти слои в качестве самых верхних чауды — как следы регрессии, происшедшей в конце чауды в условиях прохладного климата и сброса через Босфор вод в регрессивное Средиземное море. Не менее важным надо считать вопрос о границах и уровне Чаудинского бассейна, о которых приходится судить по его древним береговым линиям, претерпевшим последующие тектонические деформации. Целесообразно пересмотреть также достоверность этих границ в Приазовье и на юго-западе Украины.

Остановимся на возрасте болгарской чауды и этапах развития Чаудинского бассейна в целом. Из прибрежных отложений, развитых на бровке шельфа у берегов Болгарии и находящихся сейчас на глубинах 80—100 м, приводятся моллюски [5]: *Didacna tschoudae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. olla* Liv., *D. pleistopleura* Davit., *Dreissena tschoudae* Andrus. и др. Здесь присутствуют гурийские реликты совместно с представителями рода *Didacna* Eichwald. Это позволяет предполагать раннечаудинский возраст болгарской фауны, так как аналогичный комплекс моллюсков приводит Т. Г. Китовани [7] из нижней чауды Гурии (в понимании последней это верхняя чауда). Следует отметить, что чаудинские отложения, развитые на болгарском шельфе, представляют собой прибрежные образования, формирующие систему баров, которые фиксировали, вероятно, длительное стояние уровня моря. Если основываться на структурном плане этой части Черного моря и прилегающей с запада суши, то кажется маловероятным, что низкое положение береговой линии чаудинского моря связано со значительными опусканиями. Однако, согласно мнению А. Е. Шлезингера [22], такие опускания вполне возможны и не исключено, что они отразились в низком положении чаудинской подводной террасы. Тем не менее положение береговых аккумулятивных форм на глубинах 80—100 м в какой-то мере свидетельствует и о низком уровне моря в начале чауды. Об этом же можно судить и по разрезу на юге Керченского п-ова. Там нижнечаудинские отложения выполняют эрозионные врезы, связанные несомненно с низким уровнем моря, предшествовавшим их аккумуляции [16, 19].

Таким образом, можно предполагать, что болгарская чауда несколько древнее нижней чауды одноименного мыса и, возможно, как и ее аналоги в Гурии, располагается ниже палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма. Вероятно, она по времени отвечает тюркянской свите и самым низам нижебакинских отложений Каспия, которые формировались в начале бакинской трансгрессии в условиях прохладного и влажного климата. Как известно, тюркянская свита большей частью также находится ниже указанной палеомагнитной инверсии.

Очевидно, что в области погружения северо-запада Черноморской впадины и в Северном Приазовье следы этой, самой ранней, чауды отсутствуют или располагаются еще гипсометрически ниже. Нижнечаудинские отложения мыса Чауда могут быть сопоставлены с чаудинскими (нижебакинскими) слоями северо-западного берега Таманского п-ова. Но отвечают ли им отложения северного берега Азовского моря у сел Платово и Герасимовки, это еще весьма спорно. С моей точки зрения, там нет безусловно типичной бакинской фауны моллюсков [17], несмотря на утверждение Г. И. Попова [12], определившего из Платово и Герасимовки *Didacna parvula* Nal. В этих отложениях, образующих террасу высотой 8—10 м и погребенную под толщей су-

глинков, встречается своеобразная фауна моллюсков бакинского облика: *Didacna* ex gr. *carditoides* Andrus., *D.* ex gr. *eulachia* (Bog.) Fed. и др.

Учитывая чрезвычайную изменчивость фауны каспийских солонатоводных моллюсков, нужно с большой осторожностью решать вопросы стратиграфии, используя их общий облик. Хорошо известны факты, когда в бесспорно бакинских отложениях встречается *Didacna* хазарского облика, а в хвалынских или даже современных слоях кардииды бакинского облика. Подобные явления, связанные с особенностями эндемичного развития каспийских моллюсков, должны учитываться при датировке слоев.

При сравнении условий залегания слоев у сел Платово и Герасимовки и бакинских отложений Западного Приманычья [4, 11, 12] достаточно очевидно их различное стратиграфическое положение, особенно если учесть, что вся эта территория находится в зоне весьма спокойного погружения. Как известно, бакинские отложения, заходящие по Манычской долине из Каспия, выполняют в западной ее части глубокую ложбину до абс. отметок минус 40 м и уходящую в сторону Азовского моря. Видимо, эти отложения формировались в условиях значительной регрессии Азово-Черноморского бассейна.

Залегание слоев на северном берегу Азовского моря (Платово, Герасимовка, Таганрог), напротив, свидетельствует о сравнительно высоком уровне моря (около плюс 8—10 м). Все это позволяет предполагать, что береговая линия бакинского (чаудинского) бассейна в области Северо-Восточного Приазовья располагалась внутри контуров современного Азовского моря, что также ставит под сомнение бакинский возраст отложений в Платово и Герасимовке. Вероятно, внутри контуров Черного моря эта береговая линия расположена и в Северо-Западном Причерноморье. При бурении скважин в низовьях Днепра, проведенном в 1967—1968 гг., под древнеэвксинскими аллювиально-морскими слоями, на 30—40 м ниже уровня моря, были вскрыты континентальные суглинки, условно отнесенные к нижнему плейстоцену [4]. Поэтому остается неясным, каким образом в низовья долины Дуная могли проникнуть элементы чаудинской фауны моллюсков, которые отмечены Н. А. Константиновой [8] в районе с. Нагорного (определения Г. И. Попова).

Сейчас, после обнаружения чаудинских отложений на западном шельфе Черного моря, возникает вопрос и о границах бассейна на Болгарском побережье. Терраса, развитая здесь на высоте 100 м, как известно, не содержит фауны и условно была датирована чаудинским возрастом [16]. Следовательно, здесь нет надежных геологических данных для обоснования границы максимального распространения чаудинского моря. Однако если сопоставить болгарскую чауду с нижней чаудой одноименного мыса (или с еще более ранними, регрессивными слоями), то становится ясно, что во время позднечаудинской трансгрессии море дальше вторгалось в сушу, как это имело место на Кавказском побережье.

Условия залегания чаудинских отложений на берегах Черного и Азовского морей, а также Мраморного моря и в проливе Дарданеллы позволяют говорить о том, что только в областях тектонических поднятий эти слои образуют террасу или вообще расположены выше современного уровня моря. Поэтому кажется достаточно обоснованным представление о сравнительно низком уровне Чаудинского бассейна, в том числе и его поздней фазы.

Таким образом, в чаудинское время в пределах Черного моря можно выделить две основные фазы развития — раннюю и позднюю<sup>2</sup>. К раннечаудинской фазе, вероятно, следует относить и самую раннюю — болгарскую чауду, так как с ней можно коррелировать нижнюю чауду одноименного мыса и Гурии по геологическим и палеонтологическим данным. Позднечаудинская фаза была отделена от ранней регрессией. Надо заметить, что попытки некоторых исследователей [4] представить эту регрессию весьма значительной ничем не подтверждены [19]. Позднечаудинская трансгрессия была, видимо, не столь обширной, как позднебакинская, и ее уровень хотя и был выше, чем в раннюю фазу, все же располагался сравнительно низко.

Вторая проблема, которая заслуживает некоторого пересмотра, — это количество морских фаз в плейстоценовой истории Черного моря и их корреляция с межледниковыми трансгрессиями Средиземного моря. Очевидно, что таких фаз в Черном море могло быть либо столько же, сколько в Средиземном море, либо меньше, но во всяком случае не больше. При этом крупные межледниковые трансгрессии Средиземного моря безусловно должны были проявиться в Черном море. Работы, проведенные в последние годы многими зарубежными исследователями, выяснили, что теплолюбивая (стромбусовая) фауна моллюсков тирренского типа содержится в двух горизонтах (террасах) — эвтиррени и неотиррени. Что касается более древних — палеотирренских слоев, то они признаются не всеми геологами, изучающими Средиземное море. Материалы симпозиума Подкомиссии береговых линий Средиземного и Черного морей (ИНКВА), проведенного в 1979 г. в Тунисе, показали, что в классических разрезах на побережье Туниса присутствуют два горизонта с тирренской фауной моллюсков (Rejiche и Chebba). Согласно мнению Р. Паскова и П. Санлавилля [24], их можно соответственно сопоставить с эвтирреном и неотирреном. Более древние слои со стромбусовой фауной здесь не отмечены. Однако Б. Кердрен [23] уверенно говорит об обширной милацкой трансгрессии, следы которой он наблюдал в Греции и Турции. Эта фаза развития Средиземного моря хотя и не характеризовалась расселением теплолюбивой сенегальской фауны, проходила несомненно в межледниковую эпоху.

Сравнивая разрезы тиррена побережья Туниса, приведенные П. Санлавиллем и Р. Пасковым, с разрезами узунлара и карангата на Керченском п-ове, можно отметить определенное сходство. В обоих случаях наблюдается двучленное строение морских отложений, разделенных отчетливыми следами перерыва. В разрезе Узунларского озера распространены покровные суглинки, на северо-востоке Тобечикского озера (Эльтигенский разрез) — опресненные лиманные отложения, на восточном берегу Чокракского озера — косослоистые аллювиально-морские галечники. Однако эти отложения, как и аналогичные им образования на побережье Туниса, не указывают на существование значительного перерыва между морскими фазами. В то же время соотношение узунларской и карангатской террас на Кавказском побережье дает основание говорить о более существенном перерыве. Эти соотношения, осложненные на Кавказе новейшими поднятиями, позволяют предполагать, что узунларская и карангатская морские трансгрессии были разделены фазой регрессии и являются совершенно самостоятельными. Такая же картина наблюдается и на берегах Средиземного

<sup>2</sup> Далее будет показано, что в конце чаудинского века может быть выделена еще третья фаза, связанная с частичным осолонением моря в климатический оптимум.

моря, где эвтирренская и неотирренская террасы разделены абразионным уступом.

Можно думать, что с этой регрессией связано переуглубление ложа Босфора до глубины 100 м [25]. Но отсутствие стратификации отложений, залегающих выше скальных пород в ложе Босфора, допускает здесь и другие мнения. Несомненно, что переуглубление Босфора, как вообще всей системы проливов, происходило многократно, в том числе и во время послекарангатской регрессии. Так или иначе, сходство разрезов тиррена Средиземного моря, узунлара и карангата Черного моря как в стратиграфическом отношении, так и по термофильности и стеногалинности фауны моллюсков позволяет вновь отметить их вероятную разновозрастность [16, 19]. Здесь обычно возникает вопрос, почему обширной эвтирренской трансгрессии с сенегальскими элементами фауны отвечает узунларская трансгрессия, отложения которой содержат довольно бедную средиземноморскую фауну «азовского типа». Причина этого, по-видимому, в том, что более значительному осолонению Черного моря в этот момент препятствовало поступление солоноватых вод из раннехазарского Каспия и пресных вод по рекам. Это подтверждается соотношением узунларских отложений с подстилающими их поздними древнеэвксинскими.

В предкарангатское время солоноватоводной фазы в Черном море не отмечено (ее, вероятно, и не было). Поэтому заполнение Черноморской впадины карангатской трансгрессией вызвало самое большое осолонение. Надо отметить, что карангатские отложения сами имеют двухчленное строение [16, 19]. Л. А. Невеская [10] делит их даже на три части за счет расчленения верхнекарангатских отложений. Возможно, это местное (черноморское) явление, так как для неотиррена оно не отмечалось. Более молодая (внутривюрмская) фаза осолонения, признаваемая рядом авторов в качестве сурожской, пока надежно геологически не обоснована и с палеогеографической точки зрения вряд ли была возможна [19].

Для эвтиррена и неотиррена и их аналогов на берегах Мирового океана есть радиометрические даты, которые, как считает Н. В. Кинд [6], достаточно надежны. Наиболее обоснован первый стромбусовый уровень, для которого приводится возраст 120 тыс. лет; неотирренская терраса датирована в 80 тыс. лет. Эти две теплые эпохи разделены похолоданием (оледенением). Цифры, полученные для неотиррена, близки датировкам карангата, возраст которого на основании уранониевого метода оценивается в 80—95 тыс. лет [2]<sup>3</sup>. Интересно, что в области Средиземного моря не получены пока датировки для отложений внутривюрмской трансгрессивной фазы, которая могла бы вызвать в Черном море сурожскую трансгрессию.

Значительно сложнее обстоит дело с более ранними, дорисскими, межледниковыми трансгрессиями в Средиземном море. Выделение там милация (Сицилия II) и палеотиррена как стратиграфически самостоятельных слоев (террас), которого придерживаются некоторые исследователи, представляется на основании черноморского разреза весьма реальным. Существование морской фазы в конце чауды позволяет говорить о двух доузунарских морских фазах в истории развития Черного моря: надчаудинской (или эпчаудинской) и палеоузунарской, первая из которых соответствует милацию, а вторая — палеотиррену.

<sup>3</sup> На V Всесоюзном совещании по четвертичной геологии в Уфе (август, 1981) Х. А. Арсланов для карангата приводил цифры, близкие 100 тыс. лет.

Конечно, корректировать стратиграфию плейстоцена Средиземного моря по шкале Черного моря не вполне правомерно, однако присутствие в разрезе последнего одного, а возможно и двух дорисских морских горизонтов позволяет предлагать подобные сопоставления. Заметим, что сейчас стратиграфическую шкалу плейстоцена Черного моря мы можем рассматривать в качестве общей, так как она опирается не только на береговые разрезы, но и на данные бурения на шельфе и в глубоководной части моря [19, 21].

Следующий вопрос, который тесно связан с рассмотренным выше, — это закономерности колебания уровня моря в Каспии, Эвксине и Океане в плейстоцене. Данная проблема имеет не только палеогеографический интерес, но и существенное значение при корреляции отложений (террас) в изолированных и полуизолированных бассейнах и океане.

Эту проблему мне приходилось неоднократно рассматривать. Первоначально казалось, что трансгрессии в открытых морях и океане запаздывали по сравнению с трансгрессиями Каспия [14]. По более поздним представлениям колебания уровня в этих бассейнах находятся в противофазе: трансгрессия Каспия во время оледенения — регрессия Черного и Средиземного морей и океана, а во время межледниковий — регрессия Каспия и трансгрессия открытых морей и океанов [15]. Однако при более детальном изучении истории Черного моря выяснилось, что закономерности колебаний уровня моря в этих бассейнах значительно сложнее.

Корреляция трансгрессивных и регрессивных фаз в Каспии и Черном море позволила сейчас [18, 19] частично вернуться к первоначальному мнению. Для второй половины позднего плейстоцена было характерно высокое стояние уровня Каспия (хвалынская трансгрессия) и низкое стояние уровня Черного моря (послекарангатская регрессия). Хвалынская трансгрессия имела две основные фазы — ранне- и позднехвалынскую, каждая из которых была осложнена осцилляциями. Есть основания считать, что максимальной раннехвалынской фазе (около плюс 48 м) отвечала наиболее низкая послекарангатская регрессия (около минус 70—80 м) и уровни обоих бассейнов находились в противофазе. С позднехвалынской трансгрессией сопоставляется новозевксинская трансгрессия, развивавшаяся от низкого уровня минус 40—60 м и до минус 20 м. Такое явление могло наблюдаться при двух условиях — низком стоянии уровня Средиземного моря и океана во время вюрмского оледенения и свободного сброса черноморских вод через проливы, которые к этому моменту уже были переуглублены.

В первой половине позднего плейстоцена во время карангатской трансгрессии в условиях последнего межледниковья уровень Черного моря соответствовал глобальной трансгрессии и, по-видимому, был на 5—7 м выше современного. Какому моменту в истории Каспия отвечала эта трансгрессия? Согласно геологическим данным по Манычскому проливу [4, 11, 12] наиболее вероятно сопоставление ее с верхним хазаром (гирканом, по Г. И. Горецкому и Г. И. Попову), когда в Каспии имела место небольшая по уровню и площади трансгрессивная фаза. Судя по характеру верхнехазарских отложений (обогатенных обычно оолитами), массивности, а часто и гигантизму раковин моллюсков, они формировались в условиях теплого климата. Наконец, радиометрические данные также свидетельствуют о геологической одновозрастности карангата (80—95 тыс. лет) и верхнего хазара (80—85 тыс. лет). Однако соотношение карангатской террасы на западном берегу Таманского п-ова у пос. Ильичевка с более молодой террасой,

содержащей каспийскую фауну моллюсков, вызывает ряд вопросов. Обе террасы перекрыты покровными суглинками мощностью более 10 м. К карангатской террасе высотой 7—8 м там прислоняется терраса высотой 2 м, отложения которой содержат фауну мелких *Didacna*, близких как к верхнехазарским, так и к хвалынским [19]. Из разреза этих террас следует, что 2-метровая терраса сформировалась после карангатской уже при снизившемся уровне. Следовательно, можно предполагать, что в самом начале послекарангатской регрессии из Каспия по Манычскому проливу начали поступать слабосоленые воды и мигрировать в Азово-Черноморский бассейн солоноватоводные моллюски. Не исключено, что впадина Азовского моря представляла тогда промежуточный бассейн с более высоким уровнем, чем в Черном море. Что касается хвалынского облика некоторых *Didacna* из 2-метровой террасы, то он мог быть связан с опреснением Азовского моря того времени, где некоторые верхнехазарские кардииды могли приобрести килеватость хвалынского типа. Не исключено также, что 2-метровая терраса у Ильичевки является следом сброса раннехвалыньских вод. Однако такой водослив из Каспия с уровнем 50 м, затем 25 м через Манычскую долину в Азовское и Черное моря происходил при весьма низком уровне Черного моря (порядка минус 70—80 м), в связи с чем отложения этого времени должны находиться здесь ниже современного уровня моря.

Следовательно, вопрос о наличии хвалынской террасы на берегах Азовского моря является весьма спорным. Наблюдения, проведенные мной в 1972 и 1975 гг. на северном берегу Керченского п-ова (мыс Казантип)<sup>4</sup>, показали, что здесь развита абразионно-аккумулятивная терраса высотой 8—10 м, врезанная в мшанковые сарматские известняки. Отложения террасы мощностью 1—2 м представлены слабосцементированными песками и галечниками с раковинами *Didacna* cf. *palasi* Prav., *D. baericrassa* Pavl., *D. ex gr. ebersini* Fed., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Viviparus*, *Clessiniola*, *Micromelania*. К этой террасе прислонена карангатская терраса высотой 2 м, сложенная рыхлыми ракушечниками и песчаниками видимой мощностью 2—3 м с *Parha senescens* Soc., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cardium edule* L. и др. На выветрелой кровле морских слоев залегают погребенная почва, а выше лёссовидные суглинки мощностью 5—6 м. Возраст 8—10-метровой террасы согласно приведенной фауне и соотношению с карангатом определяется как древнеэвксинский. Восточнее Казантипского залива в мшанковые известняки врезаны две террасы — нижняя высотой 8—10 м, по фауне аналогичная описанной выше, и верхняя — около 20 м, отложения которой содержат сильно опресненную фауну моллюсков *Monodacna* sp., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Viviparus*, *Lithoglyphus*, *Fagotia*. Предполагаемый возраст террасы — ранний плейстоцен (?).

В связи со всеми приведенными данными кажется маловероятным, что 8—10-метровая терраса могла быть связана со временем сброса раннехвалыньских вод. Таким образом, сопоставить уровни в Каспии и Эвксине в позднехазарское и карангатское время весьма сложно. Однако и здесь отчетливо наблюдается асинхронность трансгрессивных пиков в обоих бассейнах, где в оптимум межледниковья уровень Черного моря стоял выше, чем в Каспии, а в конце межледнико-

<sup>4</sup> Этот разрез в 1971 г. указал мне Д. П. Найдин.

вья в начале эпохи похолодания и увлажнения (оледенения) уровень в Каспии повысился (вторая половина позднехазарского века) и начался сброс его вод в Азово-Черноморский поздне-послекарангатский бассейн.

Рассмотрение плейстоценовой истории Черного моря показывает, что здесь имеется определенная общая закономерность в чередовании трансгрессий каспийского типа (солонатоводных) и морских трансгрессий, связанных с поступлением соленых вод Средиземного моря во время глобальных трансгрессий в термические оптимумы межледниковий [18]. Соотношение ранней древнеэвксинской террасы с фауной каспийского типа и палеоузунларской (сухумской)<sup>5</sup> террасы, содержащей морские моллюски, аналогично как и поздней древнеэвксинской и узунларской террас, показывает, что ход колебаний уровня в обоих бассейнах не всегда был в противофазе. Отсюда следует, что вторая половина каспийской фазы, несомненно синхронная второй половине трансгрессии в Каспии, предшествовала морской межледниковой фазе, которая, очевидно, соответствовала максимуму межледниковой трансгрессии Средиземного моря и Мирового океана.

Следовательно, если трансгрессии Черного и Средиземного морей и океана достигали максимума в оптимум межледниковья, то пики трансгрессий Каспия как изолированного бассейна происходили во второй половине прохладной и влажной эпохи (оледенения), т. е. они находились в противофазе с открытыми морями, которые были в это время в регрессивной фазе.

Конечные этапы развития каспийских трансгрессий отвечали концу оледенений и началу межледниковий. Именно они предшествовали средиземноморским фазам в Черном море, где представляли собой положительные движения уровня моря, а не регрессии, как считает А. Л. Чепалыга<sup>6</sup>.

Такая динамика уровней была вызвана подпором со стороны проливов (Средиземного моря). Вполне вероятно, что послеузунларское переуглубление Босфора облегчило последующий сброс черноморских вод в Мраморное и Средиземное моря, поэтому во время последнего оледенения уровень Черного моря снизился почти до уровня Средиземного моря, несмотря на значительное поступление каспийских и речных вод. Таким образом, если теоретически можно говорить о состоянии в противофазе уровней Каспия и Средиземного моря (океана), то соотношения их в действительности были гораздо сложнее.

Последовательность событий в Черном море на основании новейших данных может быть представлена в следующем виде. На границе позднего плиоцена (эоплейстоцена) и раннего плейстоцена в конце гурийского времени происходит регрессия Черного моря, связанная, вероятно, с послекалабрийской регрессией Средиземного моря в условиях похолодания (гюнцское оледенение?). Вымирает основная часть фауны гурийских моллюсков и появляются кардииды рода *Didacna* Eichw. в основном за счет акклиматизации бакинских иммигрантов из Каспия. Низкий уровень первой фазы раннечаудинского бассейна выражен в виде системы береговых валов и баров на современном бровке болгарского шельфа в интервале изобат 80 и 100 м. С этим низким уровнем моря связан врез, который выполняют нижнечаудинские слои разреза мыса Чауда. Дальнейшее развитие чаудинской трансгрессии

<sup>5</sup> Название сухумская терраса (слои) предложил Б. Л. Соловьев несколько позднее моего наименования — палеоузунлар.

<sup>6</sup> Устное сообщение на симпозиуме в Одессе в мае 1981 г.



(особенно в позднечаудинское время) происходило в условиях потепления климата и начавшегося подпора со стороны Средиземного и Мраморного морей во время милацкой трансгрессии. Однако уровень моря в течение всего чаудинского века, в том числе в максимум трансгрессии, был ниже современного и безусловно ниже, чем в бакинском бассейне Каспия. Не исключено, что подпор уровня со стороны Средиземного и Мраморного морей мог привести к вторжению соленых вод в Черное море и расселению некоторых эвригаллиных моллюсков. Следы такого послечаудинского осолонения являются отложения с *Cardium cf. edule* L., *Scrobicularia cf. plana* (Costa), *Paphia* sp. и др., известные в Гурии (Цвермагал) стратиграфически выше чауды. Чаудинские отложения, установленные в проливе Дарданеллы (Гелиболу) Н. И. Андрусовым [1], сейчас хорошо изучены на северо-западном берегу Мраморного моря у Мюрефте Хора [23]. В обоих районах отмечается налегание на чаудинские слои с типичными *Didacna tschoudae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* Nal., *Dreissena tschoudae* Andrus. морских отложений с фауной моллюсков Средиземного моря, а местами наблюдается их переслаивание. Б. Керодрен [23] рассматривает обе фации в качестве единой толщи и считает, что морские условия следовали непосредственно за солоноватоводными.

Последующая регрессия моря на границе раннего и среднего плейстоцена, связанная с римской регрессией Средиземного моря, протекавшая в условиях похолодания (миндельского оледенения), представляла собой крупный рубеж в истории развития моря. С ней было связано вымирание гурийских и большинства чаудинских кардиид и появление древнеэвксинских моллюсков как в результате эволюции чаудинских предков, так и акклиматизации раннехазарских переселенцев из Каспия.

В среднем плейстоцене Черного моря выделяются две пары трансгрессий, каждая из которых включала трансгрессию каспийского типа с солоноватоводной фауной моллюсков, связанную с соответствующей раннехазарской трансгрессивной фазой, и морскую трансгрессию, обусловленную вторжением вод Средиземного моря морской фауны моллюсков [19]. Этими парами были: ранняя древнеэвксинская и палеоузунарская фазы, а также поздняя древнеэвксинская и узунларская фазы. Развитие двух древнеэвксинских трансгрессий происходило в условиях значительного сброса каспийских вод и миграции фауны через Маньчский пролив соответственно из палеосингильского и сингильского нижнехазарских бассейнов. Уровни в Эвксине были несколько ниже, чем в Каспии, и поддерживались также за счет подпора со стороны Средиземного моря.

Палеоузунарская трансгрессия и расселение в Черном море морской фауны моллюсков были связаны с палеотирренской межледниковой трансгрессией Средиземного моря, а узунларская морская трансгрессия с эвтирренской. Последующая регрессия Черного моря и переглубление Босфора облегчили проникновение вод Средиземного моря в Эвксин во время неотирренской трансгрессии, что вызвало максимальный эффект осолонения последнего в карангатское время. Двухфазная карангатская трансгрессия сменилась глубокой послеканрагатской регрессией, достигавшей отметок около минус 80 м. Вторая половина этой эпохи низкого уровня характеризовалась новоэвксинской трансгрессией, развивавшейся от отметок минус 60 м до минус 15—20 м. Послеледниковая черноморская трансгрессия отвечала глобальной трансгрессии океана и Средиземного моря, а ее фазы: древнечерноморская, новочерноморская, фанагорийская, нимфейская и современ-

ная соответствовали изменениям уровня океана за последние 7—8 тыс. лет.

Развитие Черного моря во второй половине позднего плейстоцена — прекрасная модель для понимания всей плейстоценовой истории бассейна. Регрессия эпохи оледенения сменилась здесь трансгрессией каспийского типа, которая в значительной степени была связана с подъемом уровня в начале межледниковой трансгрессии океана.

Таким образом, в плейстоценовой истории Черного моря наблюдается общая закономерность развития, где каждая солонатоводная (каспийская) фаза непосредственно сменялась морской средиземноморской фазой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н. И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского п-ова. (Ежегодн. по геол. и минер. России 1904—1905).— Избр. тр., т. 4. М., 1965, с. 143—162.
2. Арсланов Х. А., Балабанов И. П., Измайлов Я. А. и др. Новые геол. и геохронол. данные о морских верхнечетвертичных отложениях Азово-Черноморского бассейна.— Информ. бюл. координационного центра стран—членов СЭВ, 1975, № 3, с. 84—95.
3. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геол. строение и история развития Черного моря. М.—Л., 1938, 226 с.
4. Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великому пра-Днепра. М., 1970, 490 с.
5. Димитров П. С., Говберг Л. И. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии болгарского шельфа Черного моря.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 81—89.
6. Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. — Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 257, 254 с.
7. Китовани Т. Г. Геол. значение позднеплистоценовых и раннеплейстоценовых *Cardiidae* Зап. Грузии. Тбилиси, 1976, 154 с.
8. Константинова Н. А. Антропоген Юж. Молдавии и Юго-Зап. Украины.— Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 173, 139 с.
9. Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, вып. 5, с. 107—123.
10. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 105, 390 с.
11. Попов Г. И. История Маньчжурского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30, вып. 2, с. 31—49.
12. Попов Г. И. Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, т. 46. М., 1970, с. 447—491.
13. Семеновко В. Н., Коюмдиева Э. И., Ковалюх Н. Н. Абсолютный возраст по  $C^{14}$  и корреляция морских отложений (верхнеплейстоценовых) Украинской ССР и Болгарской Народной Республики.— В кн.: Четвертичный период, вып. 16. Киев, 1976, с. 97—102.
14. Федоров П. В. О четвертичной истории Каспия.— Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва, 1946, т. 78, № 4, с. 448—449.
15. Федоров П. В. О некоторых вопросах четвертичной истории Каспийского и Черного морей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. 29, № 5, с. 21—36.
16. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопр. геол. истории Черного моря.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 88, 157 с.
17. Федоров П. В. Стратиграфическое положение слоев бабеля и их аналогов в плейстоцене Черноморского бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 147—160.
18. Федоров П. В. Закономерности колебаний уровней Каспийского, Черного и Средиземного морей в плейстоцене.— В кн.: Геол. четвертичного периода, инженерная геол. и проблемы аридной зоны (XXV сессия МГК). М., 1976, с. 136—142.
19. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия.— Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 310, 163 с.
20. Федоров П. В. О развитии моллюсков рода *Didacna Eichwald* в нижнем плейстоцене Понто-Каспия и их стратиграфическое значение.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979, № 3, с. 79—87.
21. Федоров П. В. Стратиграфическая корреляция плейстоцена Черного и Средиземного морей.— В кн.: Четвертичная геол. и геоморфол., дистанц. зондирование (XXVI сессия МГК, Париж). М., 1980, с. 88—91.
22. Шлезингер А. Е. Черноморская впадина — глубочайший молодой провал на поверхности Земли.— Природа, 1978, № 5, с. 88—94.
23. Keraudren B. Le Pliopleistocene marin et oligohalin en Grece; stratigraphie et paleogeographie.— Rev. Geol. dynamique et de Geographie Physique, vol. 21, fasc. 1. Paris, 1979, p. 17—28.
24. Paskoff R., Sanlaville P. Excursion-table ronde sur le Tyrrhenien de Tunisie. Sous-Commission Mediterranee-mer Noire (INQUA). Tunis, 1979.
25. The Black Sea, Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oklahoma, 1974, 632 p.

Поступила в редакцию  
11.11.80