
<https://doi.org/10.15407/gpimo2019.04.036>

**Ю.И. Иноземцев, А.А. Парышев,
Л.В. Ступина, Е.Н. Рыбак**

Центр проблем морской геологии, геоэкологии
и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАСЕЙНА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Отмечается, что в течение четвертичного периода имело место не менее 5—6 оледенений, что каждый раз влекло за собой резкое изменение эколого-гидрологической обстановки как в Каспии, так и в Черном море. Смена температурного режима и солёности вод нашли отражение как в составе фауны, так и в литологическом составе отлагаемых осадков. В период похолодания происходила регрессия Черного и Каспийского морей, их изоляция друг от друга, а также от Мирового океана вследствие наличия Босфорского порога высотой до отметки –36...–37 м.

В период глобальных потеплений уровень Мирового океана возвращался каждый раз примерно до современной отметки, что также было характерно для Черного и Каспийского морей. Тенденция колебаний уровней в указанных бассейнах была однотипна, но темп этих колебаний, особенно на стадии трансгрессии, имел резкие отличия. Особенно ярко это выражено в Каспийском море, в котором уровень от отметки –13 м около 17 тыс. лет назад поднялся до отметки ноль, –2 м около 15,5 тыс. лет назад. Уровень Мирового океана за этот промежуток времени поднялся только до отметки –90 м. Черное море также находилось в трансгрессивном состоянии, но его уровень определялся высотой Босфорского порога. Это вытекает из того факта, что внутренние бассейны по скорости своего заполнения значительно опережали Мировой океан.

*Характер взаимного проникновения средиземноморской и каспийской фауны в Черное море определялся состоянием переуглубления Маньчской долины, Керченского и Босфорского проливов, что подтверждается наличием каспийской фауны чаудинского типа в Мраморном море (Галлиполи), а средиземноморской фауны (*Cardium edule* L.) — в Восточном Маныче, в Северо-Западном Каспии (чаудо-бакинское время) и во всем Каспийском море — в голоцене.*

Ключевые слова: Черное, Азовское, Каспийское моря, стратиграфия, палеогеография.

Введение

Геологическая история новейшего этапа Азово-Черноморского бассейна в сопоставлении его с Каспийским и Средиземным морями изучается на протяжении более чем 100 последних лет многими поколениями геологов (Н.И. Андрусов,

© Ю.И. ИНОЗЕМЦЕВ, А.А. ПАРЫШЕВ, Л.В. СТУПИНА, Е.Н. РЫБАК, 2019

А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов, М.В. Муратов, В.Г. Бондарчук, П.Ф. Гожик, П.В. Федоров, Г.И. Горецкий, Г.И. Попов, В.Д. Церетели, Л.А. Невеская, Е.Ф. Шнюков, А.Л. Чепалыга, В.В. Янко, В.Л. Шопов, П.С. Димитров, Т.А. Янина, С.Н. Бадюкова и др.). Результаты их исследований опубликованы в десятках монографий и сотнях статей. Они отражают знания отдельных геологов о конкретном регионе развития четвертичных отложений, представленных в береговых террасах или в разрезе буровых скважин, геологических колонок на шельфе, глубоководной впадине или же в отдельных проливах. Обобщающий характер относительно геологической истории региона имеют работы Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова, П.В. Федорова, Г.И. Горецкого, Г.И. Попова, В.А. Зубакова. Ими составлены стратиграфические схемы четвертичных отложений, которые являются основой для палеогеографических построений и выводов об исторической последовательности важнейших этапов осадконакопления в бассейнах. Как известно, имеется длинная шкала плейстоцена (около 1,8 млн лет назад) и короткая (приблизительно 0,7 млн лет назад). В первом случае — это подошва куюльника-акчагыла, а во втором — подошва баку-чауды. Между ними выделяется апшерон-гурий, геологическая ситуация которого в последнее время детально описана В.Н. Семененко (2005). Мы же остановимся на геологической истории, начиная с чауды-баку — рубежа, рекомендованного Стратиграфическим комитетом в качестве нижней границы четвертичных отложений в Черноморско-Каспийском регионе.

Чаудинский этап. Чаудинские отложения первоначально были выделены на мысе Чауда (Керченский п-ов) и отнесены к неогену (плиоцену). В дальнейшем они были установлены в Мраморном море и на Кавказе. За основу стратотипического разреза чауды был взят разрез на мысе Чауда и частично в Западной Гурии. За нижнюю границу в Гурии приняты слои, содержащие *Didacna (Tschaudia) tschaudia Andrus.* и типичные представители рода *Didacna Eichwald.* Более древние отложения, не содержащие *Didacna (s. str.)*, относятся к верхам гурии. Низы чауды в указанном объеме находятся за пределами палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес, частично захватывая верхи обратно намагниченной зоны Матуяма. Инверсия этих зон наблюдается также в низах наиболее древней (VII) михайловской чаудинской террасы в бассейне Днестра и среди тюркянской свиты, являющейся начальным звеном бакинских отложений Каспия, коррелируемых с чаудинскими отложениями Черного моря [18]. Здесь следует отметить, что стратотипический разрез мыса Чауда намагничен прямо, что может свидетельствовать о некоторой его неполноте как снизу, так и сверху.

Открытие чаудинских отложений в нескольких точках Черноморского бассейна позволило Андрусову составить палеогеографическую карту для чаудинского периода, на которой была показана суша как на северо-западном шельфе Черного моря, так и на территории Азовского моря (рис. 1).

В дальнейшем чаудинские (бакинские) отложения были открыты на южном берегу Азовского моря (мыс Литвинов), что дало основание А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2] несколько видоизменить палеогеографическую ситуацию, протягивая морскую полосу от Керченского пролива в направлении Ейского полуострова и устья реки Дон и Западного Маныча (рис. 2). Известные на северном берегу Азовского моря разрезы террас с каспийско-бакинской (и элементами чаудинской) фауной долгое время считались древнеэвксинскими (П.В. Федоров,

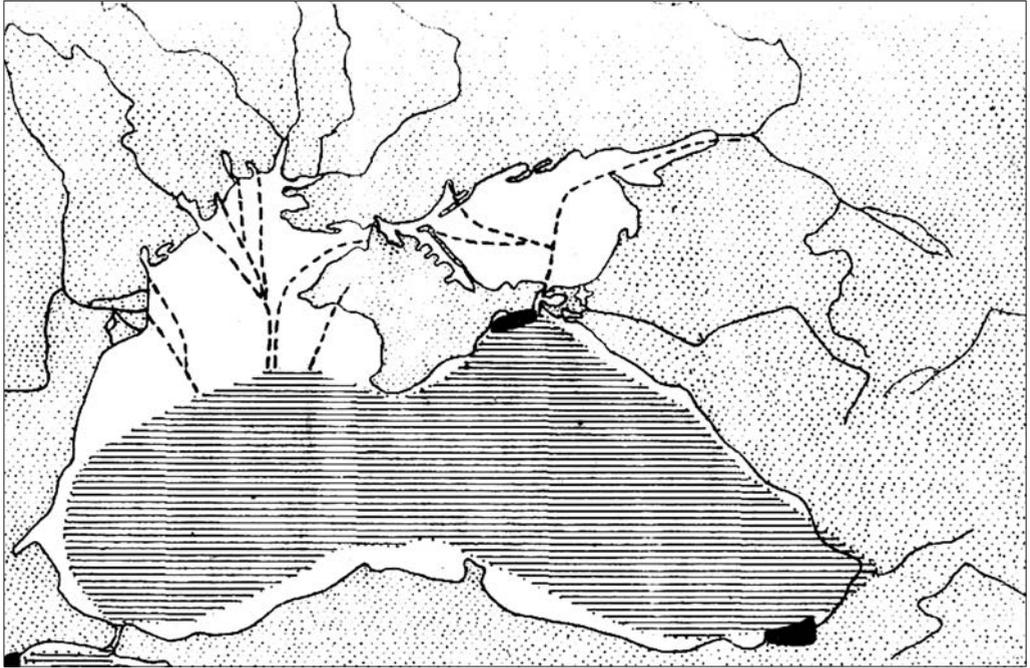


Рис. 1. Карта Черноморской области в эпоху Чаудинского озера-моря. По Н.И. Андрусову, [1]. Горизонтальная штриховка — море; точки — суша. Пунктирные линии — предполагаемое направление речных долин. Черное — выходы чаудинских отложений

1978), несмотря на то, что В.В. Богачев, Г.И. Попов, Н.А. Лебедева относили их к бакинскому, а, следовательно, и к чаудинскому времени. Однако П.В. Федоров [26] долгое время склонялся к тому, что в Таганрогском заливе все террасы древнеэвксинские, так как в их разрезе нет типичных чаудинских форм моллюсков. Палеогеография как чаудинского, так и древнеэвксинского бассейна на территории Азовского моря оказалась неполной в связи с тем, что А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов не учли данные о находке отложений с каспийской фауной на северном берегу Сиваша у пос. Аверьяновского П.И. Луцким (1929). П.А. Двойченко сопоставил эту фауну с милацием Средиземного моря, что соответствует чауде Черноморского бассейна. В последующем чаудинские отложения были установлены бурением на северо-западном шельфе Черного моря в Каркинитском заливе (поднятие Голицына) Л.И. Пазюком, И.Я. Яцко (1974). Однако этот чаудинский разрез не привлек надлежащего внимания, потому что в нем не содержатся руководящие для чауды формы моллюсков, как считает Н.Н. Палатная (1981). Вскрытие чаудинских отложений на соседних структурах — поднятии Южное Голицына, Шмидта — практически осталось незамеченным. Следует констатировать, что здесь нами установлены три вреза чаудинского времени [5], а также среди чаудинских слоев средиземноморские моллюски, которые по соседней скважине 2-А И.Я. Яцко были отнесены к новоэвксинскому времени.

Большой интерес вызвало открытие чаудинских отложений П.С. Димитровым и Л.И. Говбергом (1978) на болгарском шельфе Черного моря, получивших впоследствии название болгарская чауда или эмонские слои (по названию мыса Эмине). При этом П.С. Димитров (1979) контур чаудинского моря проводит на глубине 80—100 м, параллельно бровке современного шельфа на участке от ши-

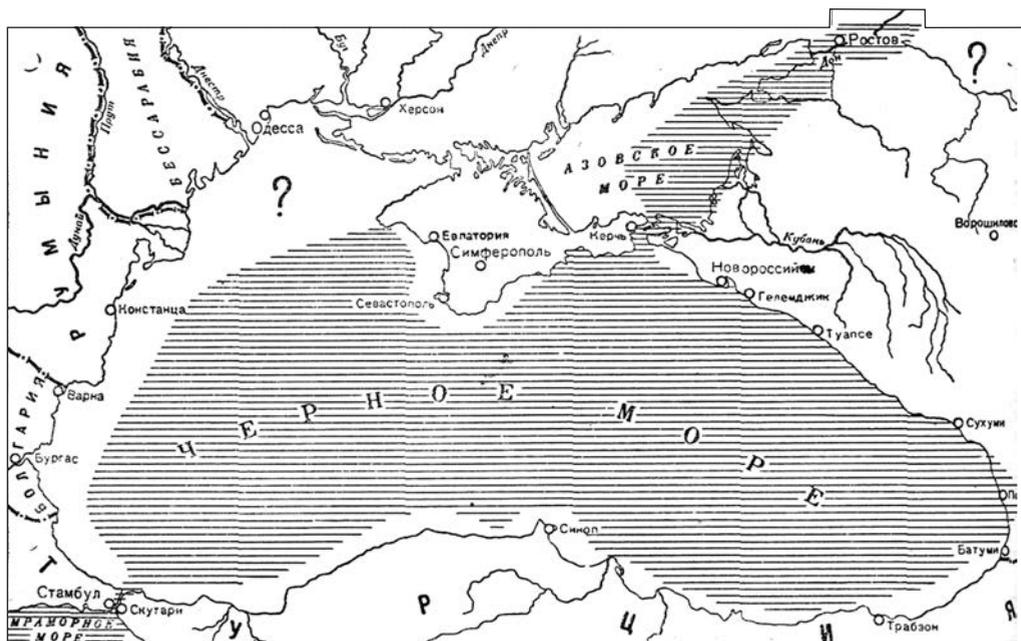


Рис. 2. Чаудинский бассейн. По А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2]

роты р. Камчия на севере до широты р. Резово на юге. К северу и к югу от этого участка берег чаудинского моря не показан, но высказывается предположение, что он проходил на уровне указанных глубин. Во всех случаях неглубокое залегание от дна моря чаудинских отложений П.С. Димитров связывает с окраинными валами в периферической области чаудинского бассейна.

Комплексные исследования стратотипического разреза на мысе Чауда позволили получить в последнее время новые данные по нижней, верхней чауде и выделить новый горизонт карадениз (А.Л. Чепалыга и др., 1989).

Отложения нижней чауды в стратотипе содержат раковины солоноватоводных и пресноводных моллюсков: *Didacna baericrassa* Pavl., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena polymorpha* Pall., *Unio pictorum* L., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl., *Theodoxus danubialis* C.Pf. и др. Здесь же встречаются солоноватоводные бентосные фораминиферы: *Ammonia caspica Stshedrica*, *Elphidium caspicum karadenisum* Janko, *Mayerella brotzkajae* (Mayer) и др. и редкие раковины планктонных фораминифер (В.В. Янко). В случае, если планктонные фораминиферы не переотложены, связь со Средиземным морем и осолонение Черного моря имели место уже в ранней чауде [31].

В лагунно-морских отложениях ранней чауды (мыс Литвинова) обнаружена раннетираспольская фауна мелких млекопитающих *Villania fejevaryi* (Kormos), *Eolagurus simplicidents gromovi* Topac., *Prolagurus praepannonicus* Topac., *P. pannonicus* Cormos, *Microtus (Allophiomys) pliocanicus* Cormos, *M. (Pitimus) sp.*, *M. arvalinus* Hinton. В раннечаудинских отложениях VII (карагачской) террасы Дуная (севернее с. Нагорное) встречены: *Mimomys intermedius* Newt., *Prolagurus praepannonicus* Topac., *P. pannonicus-posterius*, *Microtus (Pitymys) hintoni* Kretr., *M. (P.) gregaloides* Hinton, *M. oeconomus* Pall [18].

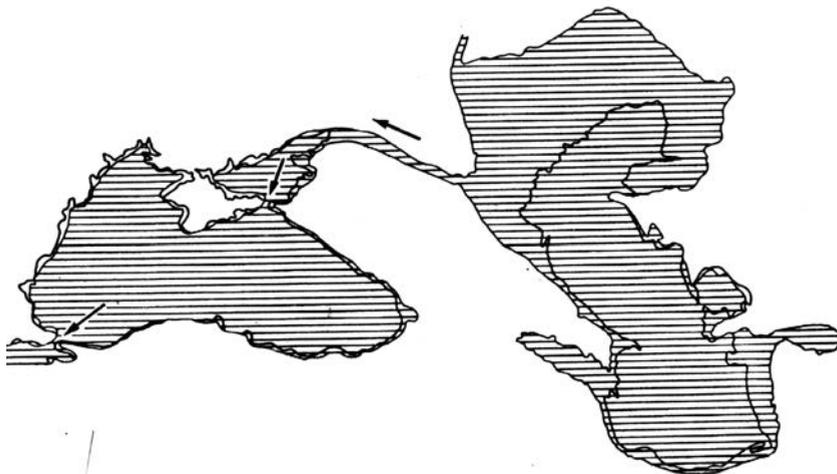


Рис. 3. Схематическая палеогеографическая карта бакинского и чаудинского бассейнов. По П.В. Федорову [26]. Штриховка — площади, занятые морем; стрелки — направление стока

В разрезе мыса Чауда на песках и суглинках нижней чауды с четким размытием залегают известняки и пески верхней чауды, в которых встречаются: *Tschaudia tschaudae* Andrus., *Submonodacna pleistopleura* David., *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. olla* Liv., *D. rudis* Nal., *Ninnia grandis* Andrus., *Dreissena tschaudae* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall. и отдельные раковины *Cerastoderma glaucum* Reeve (*Cardium edule* L.) [22]. В составе фауны фораминифер на фоне солоноватоводных форм появляются морские виды: *Porosonion martkobi tschaudae* Janko, *Ammonia novoevksinica* Janko и др [31].

В верхах чаудинских отложений других разрезов (Гелиболу, Цвермагала, Гизель-Дере, поднятие Голицына) обнаружены средиземноморские виды моллюсков (*Mytilus edulis*, *Gastrana fragilis*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*), остракоды рода *Tyrrhenocythere* и узко эвригаллинные бентосные фораминиферы (*Porosonion martkobi*, *Canalifera parkerae*), обитающие ныне в Черном море при солености не ниже 11 ‰. Эти данные свидетельствуют о широкой двусторонней связи позднечаудинского бассейна Черного моря со Средиземным морем (А.Л. Чепалыга и др., 1989).

Горизонт *Карадениз* был выделен восточнее мыса Чауда, где выходят пески и песчаники с отпечатками чаудинских моллюсков и с богатой (10 видов) фауной фораминифер. Эта фауна включает средиземноморские виды и др. Кроме того, отсюда получены планктонные фораминиферы. По-видимому, чаудинская трансгрессия завершилась наиболее широким проникновением средиземноморских вод и сменой солоноватоводной фауны на морскую. Для этого бассейна А.Л. Чепалыгой в 1984 г. предложено название «Карадениз», что в переводе с турецкого означает «Черное море». Судя по составу фауны бентосных фораминифер, предполагается, что соленость Караденизского бассейна была близкой к современной черноморской, однако на периферии бассейна долгое время могли сохраняться опресненные лагуны с солоноватоводной фауной чаудинского типа.

По приведенным данным о чаудинских отложениях на Керченском полуострове и Тамани, кавказском и болгарском побережье, северо-западном Причерноморье, Северо-Восточном Приазовье, можно считать, что чаудинский бас-

сейн занимал площадь, не уступающую очертаниям современного Черноморского бассейна. В это время возможно проникновение чаудинской фауны по Маньчскому проливу, вплоть до Восточного Маньча [22]. Однако большинство исследователей, в частности, П.В. Федоров [26], склоняются к тому, что сообщение с Каспием было односторонним со стоком каспийских вод в направлении черноморского бассейна (рис. 3).

По нашим данным контуры чаудинского бассейна были близки к современным очертаниям. Между чаудинскими и древнеэвксинскими отложениями в низовьях Дуная отмечается фауна с переходным составом солоноватоводных моллюсков (разрезы Утконосовка, Кислица-Прут). В этих отложениях наравне с первыми древнеэвксинскими формами *Didacna poratica* Mih., *D. aff. pontocaspia* Pavl. и др. встречаются еще чаудинские *D. baericrassa* Pavl. и *Monodacna subcolorata* Andrus. На других побережьях, возможно, им соответствуют Криница и Динской залив. Не исключено, что финальная чаудинская фауна была связана с лагунными фациями Карадениза. В них также встречается фауна моллюсков наиболее поздней фазы тираспольского комплекса. Это последние *Viviparus tiraspolitanus* Pavl. и первое появление *Corbicula fluminalis* Mull. В составе фауны грызунов из верхнего слоя разреза Суворово отмечается первое появление *Microtus gregalis* Pall. на фоне *Lagurus transiens*, *Mimomys intermedius*, *Microtus arvalis* и *M. oeconomus* [18].

Таким образом, чаудинский этап истории Черного моря характеризует микротериофауна тираспольского комплекса, последние представители которой вымерли на протяжении 400—420 тыс. лет назад (В.А. Зубаков, 1986). В возрастном отношении чаудинские отложения Черного моря коррелируются с сицилием Средиземного моря и бакинскими отложениями Каспийского моря. Это подтверждается находками специфической фауны моллюсков, характерной для каждого из названных морских бассейнов. В частности, на начальном этапе изучения чаудинских отложений было установлено, что аналогичные отложения развиты в Мраморном море (Галлиполи). Однако для них характерно развитие в верхней части разреза морских моллюсков, которые не были известны в стратотипическом разрезе мыса Чауда. Последующие находки морской фауны типа «узунларской» или «карангатской» поверх чаудинских отложений на Кавказе интерпретировались безотносительно их принадлежности к чауде. Но как теперь уже установлено, существовал двусторонний обмен моллюсками между Средиземным и Черным морями в чаудинское время. Однако неоднозначно решается вопрос о сообщении Каспия с Черным морем. П.В. Федоров считает, что в чаудинско-бакинское время происходил односторонний сброс вод из Каспия в Черное море (см. рис. 3). По П.В. Федорову (1979, с. 86): «Палеогеографическая обстановка рассматриваемой области в раннем плейстоцене может быть реставрирована в следующем виде. Чаудинский бассейн занимал только область Черного моря и не распространялся во впадину Азовского моря. Его гидрологический режим существенно не отличался от режима Гурийского моря, и здесь вначале продолжали обитать только представители рода *Pontalmyra* (*Tschaudia*) Andr. Позднее (выделено нами — Ю.И., значит баку и бакинская фауна моложе чаудинской) через Маньчскую долину начали поступать воды бакинского моря и мигрировать моллюски рода *Didacna* Eichwald которые, приспособившись к новым условиям, затем распространились вдоль Кавказского побережья в Гурийский залив Западной Грузии и далее до Босфора и Дарданелл. Уровень бас-

сейна в Черном море был несколько ниже, чем в области Азовского моря, которое было заселено бакинскими кардидами из Каспия с большой примесью пресноводных моллюсков. Этому моменту, по-видимому, отвечают бакинские (нижнебакинские) отложения севера Таманского полуострова и нижнечаудинские слои мыса Чауда. После некоторого интервала (континентальный перерыв в стратотипе) началась трансгрессия Чаудинского моря. Была выработана абразионно-аккумулятивная терраса на юге Керченского полуострова и вдоль берега Кавказа. В это время широко расселились бакинские кардииды, которые вместе с местными представителями заселили прибрежные мелководья. В области Азовского моря продолжали господствовать бакинские моллюски. Бесспорных геологических и палеонтологических следов проникновения сюда чаудинских кардиид нет».

Г.И. Попов (1983, с. 73) придерживается противоположной точки зрения, в частности, он отмечает: «Особенно интересны найденные впервые в Каспийском бассейне *Didacna pseudocrassa* Pavl. вместе с *Didacna rudis* Nal, а также с другими верхнебакинскими-урунджикскими формами (скв. 13246). Эта находка не только доказывает одновозрастность верхнечаудинских и верхнебакинских отложений, но и свидетельствует о происходившей в это время миграции дидакн в Каспийский бассейн по Маньчскому проливу». Здесь следует добавить, что кроме дидакновой фауны, приведенной Г.И. Поповым в разрезах скважин Восточного Маньча и Северо-Западного Прикаспия, в значительных количествах присутствуют раковины *Cardium edule* L., [9]. Приведенные аргументы о распространении черноморско-каспийской фауны в Маньчском проливе свидетельствуют о двусторонней связи Черного и Каспийского морей в чаудинское время, при этом связь их происходила в позднечаудинское время.

Древнеэвксинский этап. По данным Н.И. Андрусова [1] древнеэвксинский (евксинский) бассейн в противовес чаудинскому бассейну имел широкое развитие на месте Черного и Азовского морей и имел свободное сообщение с Средиземным морем и Каспием, что подтверждается расширением морской акватории в районе Восточного Маньча (рис. 4).

Аналогичные контуры имел древнеэвксинский бассейн и по представлениям А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова (рис. 5). Г.И. Попов и Г.И. Горецкий считали, что Каспий и Черное море в хазарское-древнеэвксинское время имели двустороннее сообщение, однако П.В. Федоров допускает только односторонний сток каспийских вод в сторону Черного и Азовского морей.

После чаудинской трансгрессии, вероятно, происходила глубокая регрессия Черного моря (венедская по Г.И. Горецкому [9], сицилийская). Она привела к сильному опреснению бассейна, так как во время этой регрессии из фауны моллюсков исчезли последние солоноватоводные реликты *Tschaudia*, *Submonodacna*, *Ninnia* и др. Древнеэвксинские отложения стратотипического разреза Озерное (Бабель) охарактеризованы богатой фауной солоноватоводных моллюсков с *Didacna pontocaspi* Pavl., *D. poratica* Mih., *D. nalivkini* Wass, а в опорных разрезах Кавказского побережья (Ильич, Малый Кут, Динской залив, Кадош и др.), кроме них встречаются *D.akschaena* Попов и *D.raricostata* Попов [22].

Основные находки фауны в древнеэвксинских отложениях характеризуют, по-видимому, лишь его лагунные фации, в связи с чем невозможно определить соленость этого бассейна. В них найдены и редкие средиземноморские моллюс-

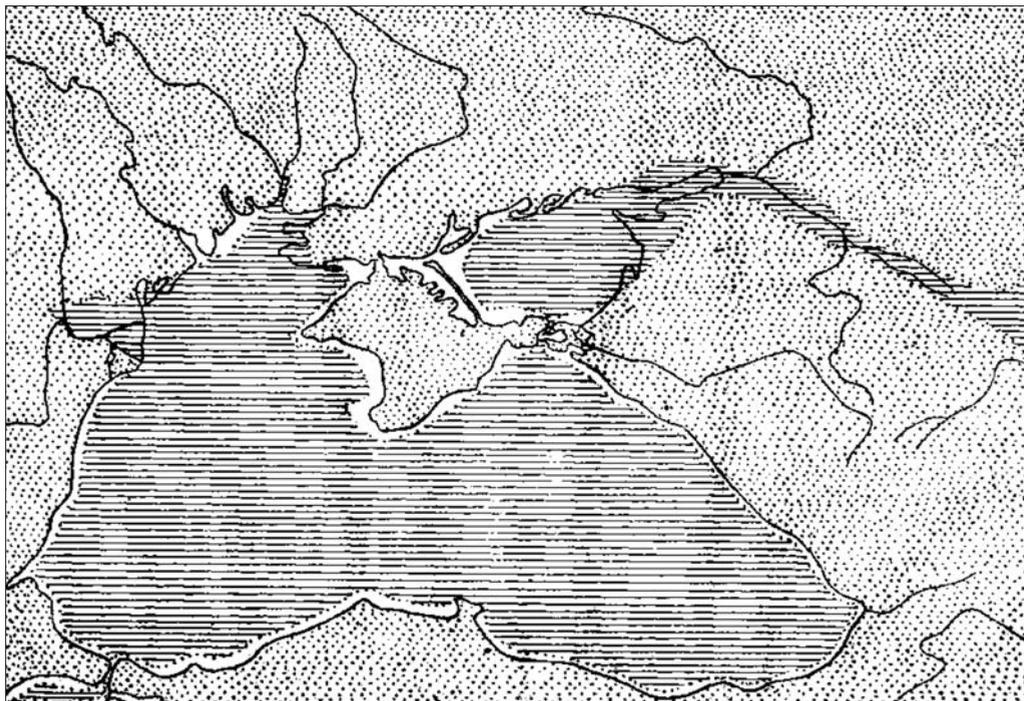


Рис. 4. Карта Черноморской области в эпоху Эвксинского озера-моря. По Н.И. Андрусову, [1]. Штриховка — море, точки — суша

ки *Cerastoderma glaciun* Reeve, усоногие раки *Balanus* sp. и фораминиферы *Cornuspira minuscule* (Mayer), *Porosonion submartcobi* Janko. Это позволяет предполагать, по А.Л. Чепалыге, что древнеэвксинский бассейн имел ограниченную связь со Средиземным морем и его уровень был близок или несколько выше современного и развивался в теплое лихвинское межледниковье. Об этом свидетельствует фауна млекопитающих гуньковского (сингийского, лихвинского) комплекса из стратотипа у с. Озерного *Prolagurus posterius* Zagh., *Lagurus transiens* Janossy, *Arvicola cantiana* Hinton, *Microtus (Pitymys) arvaloides* Hinton, *M. (Microtus) arvalinus* Hinton, *M. (M.) oeconomus* Pall., *M. (Stenocranius) gregalis* Pall.

Узунларский этан. Впервые узунларские отложения были встречены на восточном берегу оз. Узунлар и выделены А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [2] под названием «узунларских слоев». Эти отложения охарактеризованы смешанной солонатоводно-морской фауной моллюсков, среди которых встречаются и солонатоводные формы и средиземноморские. Детальный анализ фауны моллюсков восточного берега оз. Узунлар позволил А.Л. Чепалыге и др. [28], подразделить отложения узунларского разреза на три части: 1) нижние (кояшские) слои с солонатоводной фауной дидакн; 2) средние (опукские) слои со смешанной морской и солонатоводной фауной; 3) верхние (кончекские) слои с морской фауной.

В последние годы узунларские отложения обнаружены и в низовьях Дуная, где они представлены лиманно-морскими фациями. Они слагают III террасу Прута, Дуная и его притоков (села Джурджулешты-юг, Плавни-север, Новонекрасовка-север и др.) [18]. На Кавказском побережье узунларские отложения сла-

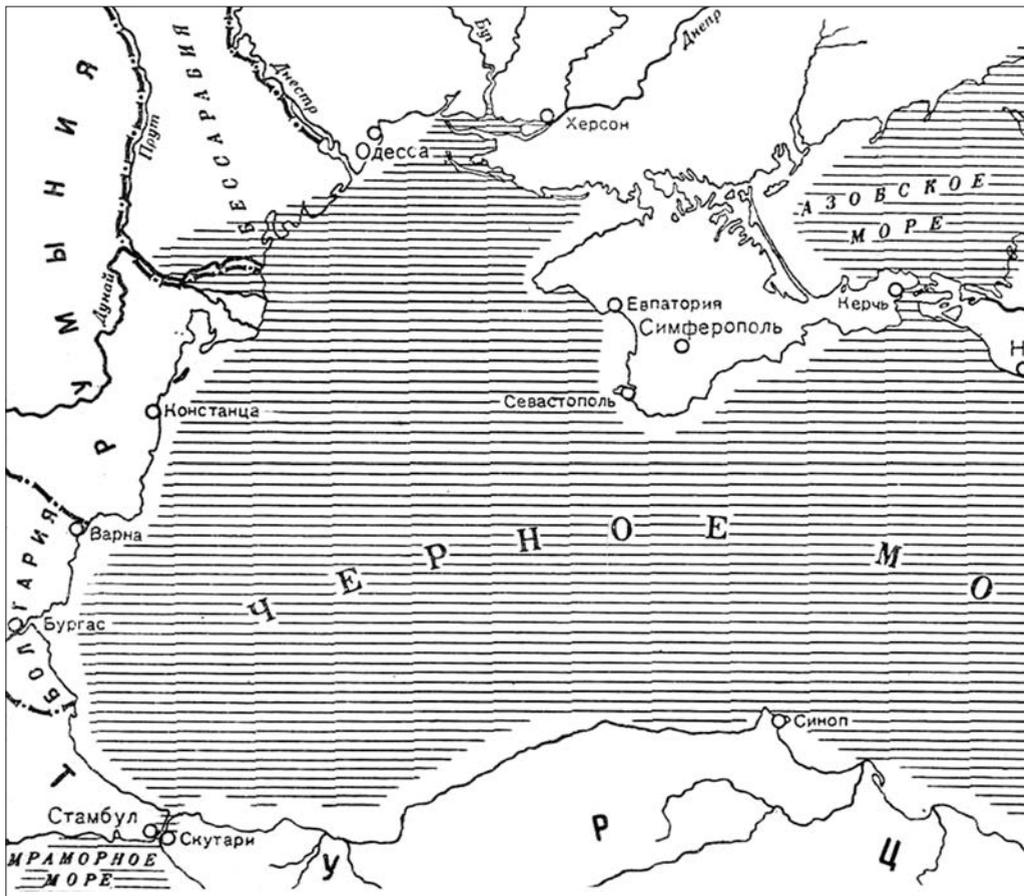


Рис. 5. Древнеэвксинский бассейн. По А.Д. Архангельскому, Н.М. Страхову [2]

гают пшадскую террасу, наиболее полные разрезы которой известны в устье Пшады и у пос. Лермонтово [22].

Фауна моллюсков и фораминифер из верхних слоев стратотипа узунлара свидетельствует, что это был бассейн полуморского типа с соленостью, близкой к солености Черного моря. На периферии бассейна, в лагунах разного типа продолжали развиваться солонатоводные реликты предыдущего бассейна. Уровень узунларского бассейна, вероятно, ненамного превышал современный.

Присутствие теплолюбивых видов пресноводных моллюсков *Corbicula fluminalis* Mull., *Melanopsis praerosa* L., *Theodoxus danubialis* C. Pf. наравне с элементами хазарского комплекса млекопитающих указывает, что узунларская трансгрессия происходила в теплое время, соответствующее, по-видимому, шкловскому (одинцовскому) межледниковью Восточноевропейской платформы.

Как отмечалось выше, в кояшских слоях выявлен эпизод обратной полярности, сопоставляемый с эпизодом Ямайка возрастом 220—230 тыс. лет (В.М. Трубинин, 1986), а при определении возраста узунларских слоев термолюминесцентным методом (В.Н. Шелкопляс, Т.Ф. Христофорова, 2007) получен результат в 210×10^3 лет. Это дает нам основание коррелировать узунлар Черного моря с палеотирреном Средиземного моря, возраст которого оценивается в 200—230 тыс. лет (изо-

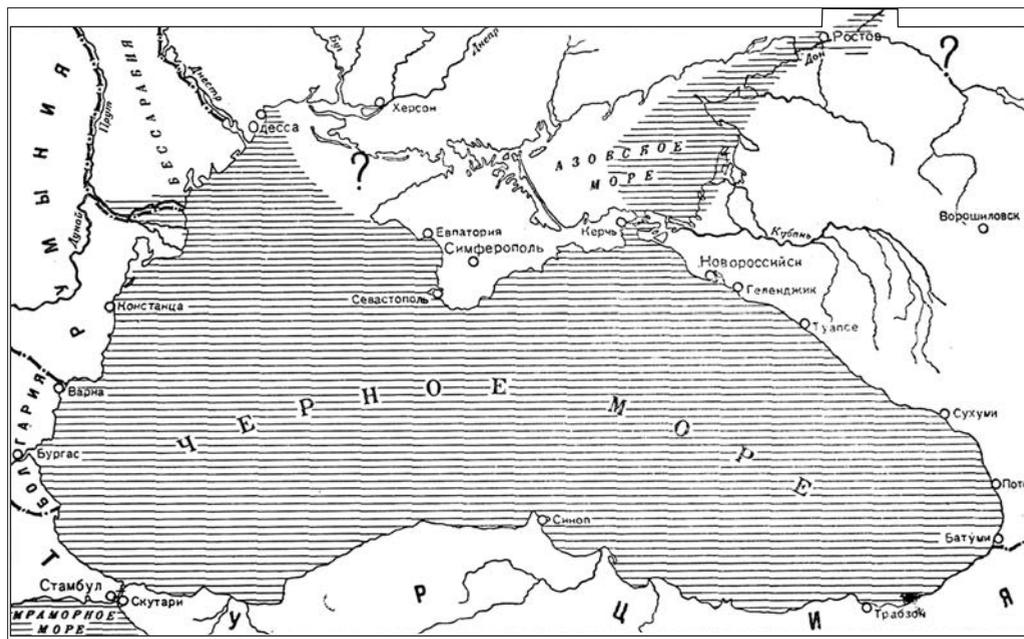


Рис. 6. Карангатский бассейн. По А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2]

топная стадия 7). П.В. Федоров (1996) подразделяет узунларский горизонт на два: 1) нижний дренеэвксин-палеоузунлар и 2) верхний древнеэвксин-узунлар. Первый подгоризонт залегает стратиграфически ниже горизонта днепровского оледенения (изотопная стадия 8), а второй подгоризонт коррелируется с днепровским оледенением (верхний древнеэвксин) и с одинцовским межледниковьем (узунлар). По В.А. Зубакову (1986), узунларский горизонт Черного моря также выделяется в объединенный эвксино-узунларский региоарус (узунлар I и узунлар II), сопоставляемый с изотопными стадиями 9—15. Как видно из приведенных данных, возрастная интерпретация узунлара П.В. Федоровым и В.А. Зубаковым существенно различается. Еще больше это отличие отмечается при корреляции эвксино-узунларских отложений Понта и хазарских отложений Каспия, а их, в свою очередь, от палео-мезотирренских отложений Средиземного моря. В общем, узунларский этап Черного моря мы коррелируем с нижним хазаром (косожем) Каспия и палеотирреном Средиземного моря. Этот этап (изотопная стадия 7) следует за рисским (днепровским) оледенением (стадия 8) и содержит хазарскую (волжскую) фауну крупных и мелких млекопитающих, которую до настоящего времени в официальных и неофициальных стратиграфических построениях коррелируют с днепровским оледенением.

Карангатский этап. Карангатские отложения широко развиты в бассейне Черного и Азовского морей. На отдельных участках морского побережья они слагают береговые террасы (Керченский п-ов, северо-западный Кавказ, Болгария и др.). Отложения карангата проникают в долину Западного и Восточного Маныча, Сиваша и в лиманы Северо-Западного Причерноморья [6, 22, 26 и др.].

В стратиграфической схеме морских четвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна, разработанной Н.И. Андрусовым (1918) и видоизмененной А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым [2], карангатский (тирренский, по

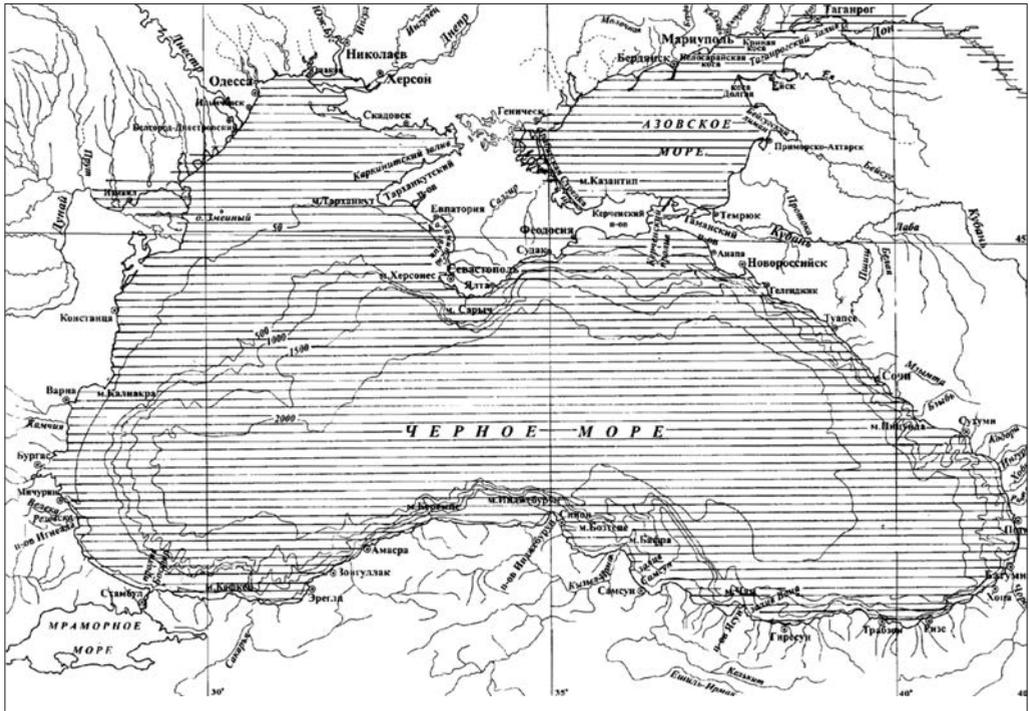


Рис. 7. Карангатский бассейн, по [5]

Андрусову) горизонт занимает реперное место, благодаря содержащейся в его отложениях своеобразной термофильной и солонолюбивой фауне, проникшей из Средиземного моря, главным образом во время рисс-вюрмского межледникового. Уровень карангатского бассейна превышал современную отметку береговой линии примерно на 5–10 м, соленость его вод на основной акватории достигала 25–30 ‰, а на периферии бассейна в устьях рек и лагунах разного типа развивались солонатоводные и морские формы, в том числе мелкие формы *Didacna cristata*, встреченные в долине р. Салгир и на отдельных участках Азовского моря и северо-западного шельфа Черного моря. Контуры карангатского бассейна по А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2] в основном совпадают с современными, за исключением восточной части северо-западного шельфа Черного моря и западной части Азовского (рис. 6).

По нашим данным (рис. 7), карангатский бассейн был развит значительно шире современной береговой линии, особенно на пониженных участках суши, а также учитывая то, что карангатские отложения известны на приподнятых берегах (кавказское побережье, Керченский п-ов, болгарское побережье).

Карангатская трансгрессия происходила в теплое время и обычно сопоставляется с микулинским межледниковьем Восточноевропейской платформы. Об этом свидетельствует фауна шкурлатского комплекса, наличие в карангатских отложениях палеомагнитного эпизода Блэйк (около 110 тыс. лет назад) и серия U/Th датировок в интервале 70–140 тыс. лет. Однако, как мы отмечали, в нижней части разреза карангатских отложений стратотипического разреза эльбтигенской террасы в Керченском проливе встречена находка длинноногого бизона

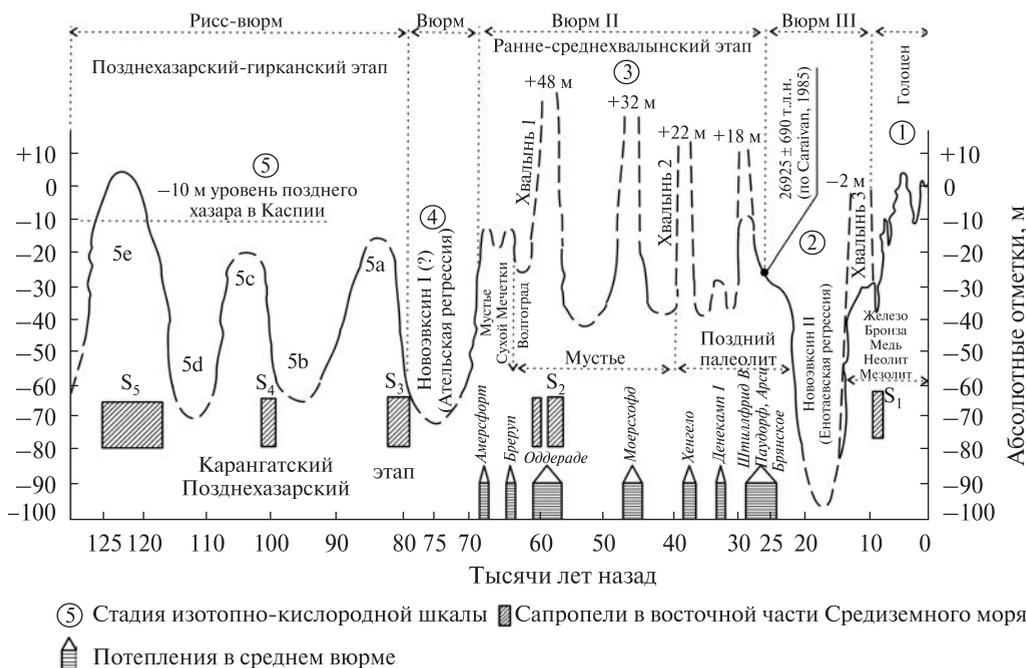


Рис. 8. Схематическая кривая колебаний уровня Средиземного, Черного и Каспийского морей в позднем плейстоцене — голоцене. По П.В. Федорову (1984), Ю.И. Иноземцеву (2009)

(*Bison priscus longicornis*), считающегося руководящей формой хазарского комплекса, сопоставляемого с днепровским горизонтом.

Это еще раз подчеркивает то, что указанная форма бизона, как неоднократно отмечалось многими исследователями (П.А. Панычев и др., 1979), не может быть руководящей формой для отложений днепровского горизонта и переходит в более молодые отложения — узунларского и раннекарангатского возраста.

Г.И. Попов (1977, с. 164) отмечает: «Ранняя и поздняя карангатские ингрессии соленых вод в долину Зап. Маныча сопровождалась их стоком через Зунда-Толгинские ворота в Каспийский бассейн (курсив наш — авт.). Испарение с поверхности карангатского Доно-Манычского залива, благодаря небольшой его площади, не могло компенсировать притока пресных донских вод. Это доказывают также недавними находками мелких *Cardium edule* в гирканских отложениях приманычской части Прикаспийской низменности. В дальнейшем *Cardium edule*, по-видимому, пережил хвалыньские трансгрессии в более осолоненных участках каспийских побережий. Карангатские ингрессии прерывались и закончились стоком каспийских (гирканских) вод по Манычскому проливу» (курсив наш — авт.). Совершенно иной вывод по данному вопросу сообщения Черного и Каспийского морей делает Г.И. Попов в 1983 г. в своей крупной монографии: «Гирканский (курсив Г.И. Попова. — авт.) горизонт, сложенный коричневатой- и зеленоватой-серыми супесями и песками, надежно выделяется только на Чограйском поперечнике по находкам *Didacna cristata* и *D. delenta zhukovi*. В этих отложениях, как обычно, преобладают *Monodacna caspia* и *Dreissena polymorpha*. Пресноводные моллюски занесены с берегов пролива. *Cardium edule* и другие эвригалитные средиземноморские виды в последний раз были встречены на Калаусском поперечнике. Они не смогли пре-

долеть Зунда-Толгинский проход благодаря встречному течению сильно опресненных каспийских вод» (курсив наш — авт.). Г.И. Попов отмечает, что в Восточном Маныче присутствуют два подразделения карангата (карангат-1 и карангат-2), разделенные двумя подразделениями гирканского горизонта. При этом карангат в этом районе залегает в основании гирканских отложений. В связи с этим делается вывод о том, что карангатская трансгрессия предшествовала гирканской ингрессии со стороны Каспия. Этой же точки зрения придерживается П.В. Федоров, считая, что карангат древнее гиркана, привлекая для этого изотопные датировки, которые по своему значению превышают возраст гиркана. Однако, проведенные детальные исследования изотопного возраста верхнехазарских отложений (аналогов карангатских отложений Черноморского бассейна) В.К. Шкатовой и др. (1996), показывают, что возраст верхнего хазара и карангата (стадия *e*) соответствует 5*e* подстадии, имеющей глобальное корреляционное значение.

Из приведенных данных можно заключить, что гирканские отложения, коррелируемые с подстадиями 5*d* и 5*b*, соответствуют похолоданию климата и понижению уровня Мирового океана до отметки -80 м (П.А. Каплин, 1973).

С подстадиями 5*c* и 5*a* связано потепление климата, подъем уровня Мирового океана до -20 м и, вероятно, с ними связаны две фазы гирканской трансгрессии, разделяющие карангат в Манычском проливе (рис. 8).

Послекарангатский этап. Считалось, что после карангата в Черном море наступила регрессия, которая соответствует новоэвксинским осадкам [2, 26]. При этом, возраст новоэвксина оценивался примерно длительностью в 70 тыс. лет (по кривой Миланковича).

По данным бурения в Керченском проливе в 1973 г., послекарангатские отложения определяются П.В. Федоровым [26] как субаквальные (преимущественно аллювиальные) образования (собственно посткарангатские), накопление которых шло во время низкого (порядка 80—90 м) стояния уровня Черного моря перед началом новоэвксинской трансгрессии (новоэвксинские слои), т.е. этот отрезок времени представляет собой предголоценовую регрессию и голоценовую трансгрессию, с промежутком времени от 22 тыс. лет до современности. В дальнейшем П.В. Федоров (1984 г.) расширил и детализировал понятие посткарангата. По его мнению, намечаются две основные послекарангатские регрессивные фазы — новоэвксинская I, соответствующая, вероятно, раннему вюрму (ранний валдай, стадия 4) и собственно новоэвксинская (новоэвксин II), которая сопоставляется с поздневалдайской ледниковой фазой (стадия 2). Эти две фазы регрессии именуется П.В. Федоровым *новоэвксин I и II*.

В среднем вюрме (стадия 3) в эпоху потепления имела место глобальная трансгрессивная фаза Мирового океана, которая в Черном море, по П.В. Федорову, проявилась лишь на фоне предшествовавшей (вюрм I, новоэвксин I) и последующей (вюрм III, новоэвксин II) глубоких регрессий. Это, по П.В. Федорову, дает основание сомневаться в возможности проникновения во впадину Черного моря внутривюрмской трансгрессии океана. Следовательно, если принять точку зрения П.В. Федорова, то в Черноморском стратиграфическом разрезе существует только **посткарангат и новоэвксин**. Однако такой подход не отражает реальной действительности. Упоминание П.В. Федоровым [26] отложений в причлененной 2-метровой террасе у Ильичевки не получило строго палеогеографического и стратиграфического обоснования и П.В. Федоровым в его стра-

тиграфическую шкалу не включено. Впервые о них упоминает Н.И. Андрусов (1918) на основании вскрытия скважиной № 2 в Керченском проливе по профилю от мыса Акбурун до косы Тузла желтовато-зеленоватой глины, содержащей фауну *Didacna moribunda* и др. В связи с малой мощностью этого слоя глины он был Н.И. Андрусовым объединен с осадками так называемой новой каспийской фазы (новоэвксин, по А.Д. Архангельскому), которые литологически и фаунистически являются совершенно иными по сравнению с упомянутыми глинами.

По данным А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова [2], новоэвксин содержал каспийские моллюски, в том числе *Didacna moribunda* и ряд средиземноморских моллюсков. После исследований Л.А. Невесской (1963) дидакновая фауна была исключена из списка новоэвксинской фауны, однако место за *Cardium edule* было сохранено в нижнем новоэвксине (каркинитские слои), а Г.И. Поповым — в верхах новоэвксина.

Однако серьезного стратиграфического анализа отложений, содержащих упомянутую своеобразную фауну мелкого килеватого дидакнового моллюска (*Didacna moribunda*), после Н.И. Андрусова сделано не было. Считается, что в посткарангатское время в Черном и Азовском морях отлагались осадки сурожского горизонта (Г.И. Попов, 1983 г.), каркинитские слои Л.А. Невесской или азово-хвалынские слои в Азовском море (И.М. Барг, А.В. Вишневецкий, 1987).

В связи с этим заслуживает внимания обнаруженный нами разрез на турецком шельфе Черного моря в районе Самсуна. Здесь на станции 3116 при глубине моря 135 м впервые в истории геологических исследований донных отложений Черного моря нами в составе экспедиции в 51-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов» (1989 г.) установлены отложения, непосредственно в стратиграфической последовательности подстилающие новоэвксинские слои. Это глины, зеленовато-серые, плотные, мощностью до 3,2 м, залегающие в интервале колонки 2,0—5,2 м. Они содержат в основном фауну *Dreissena polymorpha* и мелкие тонкостенные килеватые *Didacna*. Изотопный возраст по U/10 методу от 32 до 54 тыс. лет назад. Выше указанного горизонта, который мы назвали самсунским, с эрозионным контактом залегают илы с прослоями алевролита, с включениями *Dreissena rostriformis*, изотопный возраст которой по ¹⁴C методу составляет 16—18 тыс. лет назад. Они характеризуют собой отложения низкого стояния новоэвксинского бассейна и по своему возрасту коррелируются с аналогичными отложениями на крымском шельфе, также имеющими возраст около 18 тыс. лет назад, по Ф.А. Щербакову (1986). Выделенный новый стратиграфический горизонт по возрасту можно сопоставить с поздней стадией раннехвалынского и среднехвалынскими отложениями Каспия. Однако прямая корреляция вряд ли возможна, поскольку нет достаточных доказательств сообщения Понта и Каспия в это время. При этом сообщение Каспийского моря с Черным в первую половину раннехвалынского времени представляется очевидным для многих исследователей разного профиля — географов, океанологов, биологов, геологов. Это вытекает, прежде всего, из грандиозного разлива раннехвалынского моря, уровень которого превышал уровень современного Каспия на 74 м (на 47 м абс.). Наиболее достоверно установлен последний этап осадконакопления в Черном море, т.н. новоэвксин-2 (рис. 9). По данным исследований НИС «Атлантис-II» в отрезке времени между 22 и 12 тыс. лет назад на месте Черного моря существовал регрессивный солоноватоводный озерный

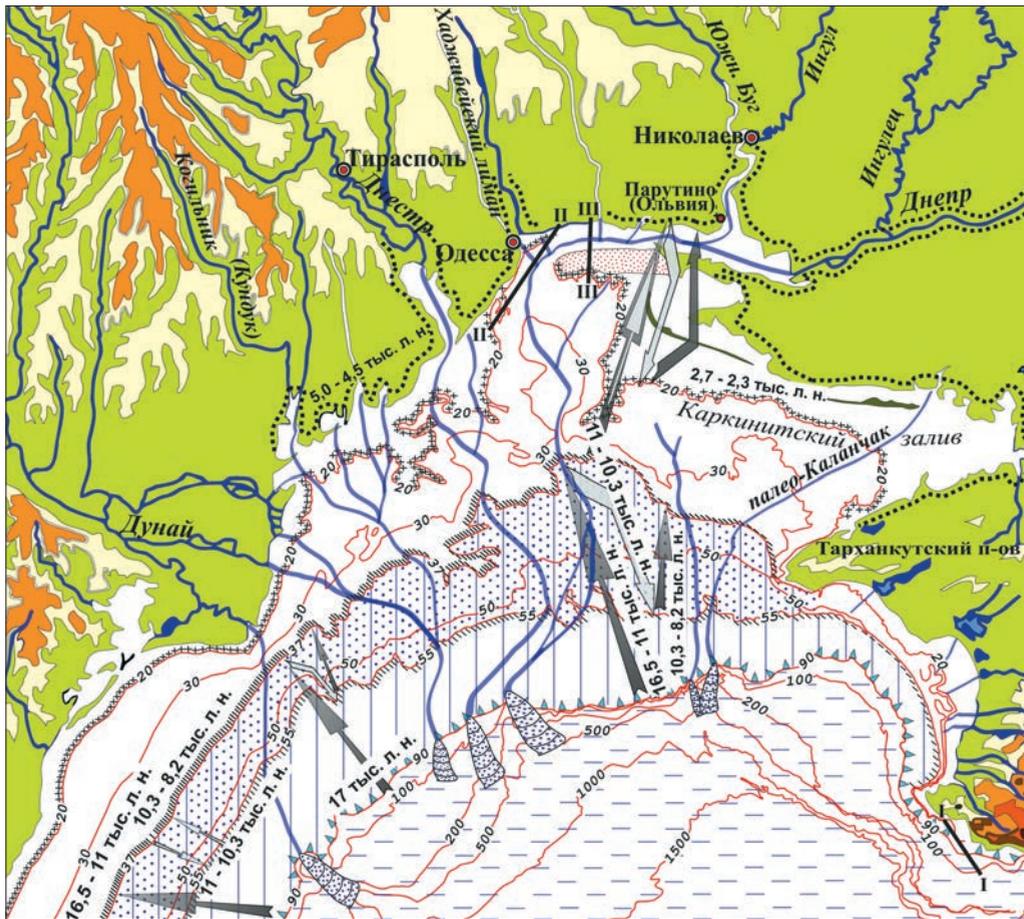


Рис. 9. Схематическая палеогеографическая карта северо-западного шельфа Черного моря в позднелейстоцен-голоценовое время. Составил Ю.И. Иноземцев. Стрелки — движение береговой линии бассейна и положение береговой линии в соответствующие временные интервалы

бассейн, береговая линия которого несколько превышала современную изобату 90 м. Впервые на указанную отметку уровня Черного моря указал Н.И. Андрусов. А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов по данным развития речной системы на северо-западном шельфе указывали на отметку — около 40 м. В дальнейшем в 70-х годах прошлого столетия Ф.А. Щербаков установил уровень береговой линии Черного моря на отметке около 90 м.

По мере таяния материковых ледников в начале голоцена и в связи с общим подъемом уровня Мирового океана средиземноморские воды проникли через Босфорский порог в Черное море (около 8 тыс. лет назад) и вызвали в нем изменение гидрологического режима, с возникновением сероводородного заражения (около 7 тыс. лет назад). Это обусловило образование в глубоководной части Черного моря характерных литологических типов отложений, выделенных в три комплекса: I — кокколитовый ил, II — сапропель и III — лютит (Д. Росс, 1979 г.).

Формирование приведенных литологических комплексов глубоководных донных отложений происходило в условиях возобновившегося сообщения Черного и Средиземного морей, о чем свидетельствует наличие в верхних пачках но-

возвксинского горизонта прослоев гидротроилита, обусловленных сероводородным заражением придонных вод Черноморского бассейна. При этом средиземноморская фауна проникла в Черное море и по мере подъема его уровня достигла лиманов Северного Причерноморья на рубеже 8,2—8,4 тыс. лет. Приведенные данные существенным образом уточняют стратиграфическую корреляцию глубоководных и донных отложений шельфа.

Палеогеографическую ситуацию в Понто-Каспийском бассейне в связи с глобальными климатическими событиями и состоянием Мирового океана в позднеледниковое время можно отобразить в виде следующей модели, построенной нами по данным многих авторов, в том числе Б.А. Островского, С.И. Варущенко, Ф.А. Щербакова, П.В. Федорова, П.Ф. Гожики (рис. 10). В левой части рисунка показан уровень снижения Черного моря до 90 м (максимум новоэвксинской регрессии), а Каспия до минус 113 м (енотаевская регрессия), что видим так и было, учитывая то, что Каспий находится в более засушливой зоне.

В связи с деградацией позднеледниковой ледники Каспий к 16 тыс. лет назад резко повысил свой уровень за 1000 лет от минус 113 до минус 2 м или до абс. нуля [3]. В Черном море по данным геологической съемки и результатами исследований Ф.А. Щербакова уровень моря повысился от отметки минус 90 до минус 37 м (высота Босфорского порога) к 16 тыс. лет назад. После этого в Каспии уровень понизился до минус 55 м (бекташская регрессия), а в Черном море понизился до –55...–57 м, т.е. практически синхронно как во внутренних бассейнах, не связанных с Мировым океаном. В дальнейшем, по мере повышения уровня Мирового океана и проникновения средиземноморских вод в Черное море характер и амплитуда колебаний в Понте и Каспии несколько изменились.

В Каспийском бассейне в послепозднеледниковое время (поздний дриас) произошла заметная регрессия, достигшая отметки –58 м. В Черном море в это же время имела место регрессия до –57 м, связанная с общим похолоданием, составляющим 70 % от максимального позднеледниковой оледенения. В дальнейшем с наступлением голоценового потепления уровень Мирового океана повысился до отметки Босфорского порога (–37 м) и произошло проникновение средиземноморской фауны в Черное море и далее по Азовскому морю и Манычскому проливу она достигла Каспийского моря. Произошло это около 8 тыс. лет назад, что подтверждается изотопным возрастом *Cardium edule*, отобранных в каспийском бассейне. По данным П.В. Федорова и др. максимально высокая отметка залеганий каспийских отложений с фауной *Cardium edule* соответствует –20 м. Отложения с *Cardium edule* на указанной отметке фиксируются в Манычском проливе Г.И. Поповым. Анализ эвстатической кривой повышения уровня Мирового океана, Черного и Каспийского морей свидетельствует, что на отметке –20 м произошла 8 тыс. лет назад дагестанская трансгрессия в Каспии. Это является доказательством предположения Н.И. Андрусова о том, что сообщение Черного и Каспийского морей по Манычскому проливу могло произойти только в случае нахождения их уровней на одной отметке.

Важнейшие моменты в истории Черного моря, такие как новочерноморская трансгрессия, достигшая абсолютной отметки +4 м около 5,0—4,5 тыс. лет назад и последовавшая за ней фанагорийская регрессия (до –15 м, около 2,0—2,2 тыс. лет назад), оказали существенное влияние на состояние экологической обстановки в Черноморском бассейне и на состав обитающей в нем фауны. При этом

можно добавить, что в период фанагорийской регрессии произошло значительное обмеление прибрежных участков Черного моря, а Азовское море фактически находилось в регрессивном состоянии, поскольку его максимальная глубина составляет всего 14 м. Таким образом, за фазой максимального осолонения Азово-Черноморского бассейна в новочерноморское (новоазовское) время произошло его существенное опреснение в период фанагорийской регрессии и как следствие — размыв новочерноморских отложений речной сетью в прибрежной части Черного и на всей площади Азовского морей.

Выводы

На основании проведенных исследований установлена стратиграфическая характеристика основных типичных районов — Керченского п-ова, Керченского пролива, Каркинитского залива Черного моря, северо-западного шельфа Черного моря, Азовского моря, болгарского шельфа. Полученные результаты, а также их сравнение с литературными данными по кавказскому побережью, Манычскому проливу, позволили на широком региональном фоне уточнить стратиграфическую шкалу строения четвертичных отложений, главным образом, предкарангатского (узунларского) и послекарангатского времени.

Установлено, что в отрезке времени между карангатом (нижняя граница приблизительно 80—70 тыс. л. н.) и новозвксинном (20—10 тыс. л. н.) палеогеографически следует выделить два новых стратиграфических горизонта — вместо т.н. посткарангата — это акбурунский (по названию мыса Акбурун, Керченский пролив), где Н.И. Андрусов впервые выделил слои с фауной *Didacna moribunda*, с приблизительным возрастом 60 тыс. л. н., и самсунский (побережье Турции) с фауной *Didacna samsun* (нов) с возрастом 50—35 тыс. л. н.

На основании палеонтологического и литостратиграфического анализа строения осадочных толщ береговых террас и скважин на шельфе установлено, что все стратиграфические подразделения четвертичных отложений построены однотипно с последовательным изменением снизу вверх континентальных фаций, к переходным и еще выше — к морским. Это относится также и к чауде, карангату.

Построена корреляционная модель колебаний уровня Мирового океана, Черного и Каспийского морей в зависимости от изменений климата на протяжении последних 20 тыс. лет. Установлено, что в максимум позднеюрмского похолодания (18—17 тыс. л. н.) уровень Мирового океана находился на отметке –100—130 м, Черного моря на –85—90 м (новозвксинская регрессия) и Каспия –113 м (енотаевская регрессия). В позднехвалынское время (16—10 тыс. л. н.) Каспий достиг уровня –2...0,0 м и произошел частичный перелив каспийских вод в черноморский бассейн, который находился на уровне отметки –37 м (высота Босфорского порога), с проникновением каспийских *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia* и др.

Проведенный палеогеографический анализ распространения средиземноморских моллюсков в восточном Маныче и северо-западном Прикаспии показал, что эта фауна принадлежит в конкретных случаях к разным интервалам разреза, главным образом, к отложениям баку, которые характеризуются комплексом моллюсков *Didacna rudis* — *Cardium edule*, к отложениям карангата, встреченных напротив дельты Чограя (комплекс *Didacna cristata* — *Cardium edule*), а также про-

никновение *Cardium* в древнечерноморско-каспийское время (около 8 тыс. л. н.) вследствие одинаковых уровней морских бассейнов в системе Средиземное море-Каспий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н.И. Плиоцен Южной России по современным исследованиям. Избранные труды. Москва: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 2. С. 569—582.
2. Архангельский А.Д. Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
3. Варушенко С.И., Варушенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. Москва: Наука, 1987. 240 с.
4. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. Москва: Наука, 1980. 212 с.
5. Геология шельфа СССР. Литология. Київ: Наук. думка, 1985. 192 с.
6. Геология шельфа СССР. Стратиграфия. Київ: Наук. думка, 1984. 184 с.
7. Геохимия позднечерноморских осадков Черного моря (Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Тримонис Э.С., Шимкус К.М., Пилипчук М.Ф., Лукашев В.К., Лукашин В.Н., Митропольский А.Ю., Катаргин Н.В.). Москва: Наука, 1982. 244 с.
8. Гожик П.Ф., Іванік О.М., Маслун Н.В., Ключина Г.В. Стратиграфія четвертинних відкладів Азово-Чорноморського регіону. *Геол. і полезн. ископ. Мирового океана*. 2016. № 4. С. 5—39.
9. Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.
10. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование четвертичного периода на территории СССР. *Труды Ин-та геол. наук АН УССР*. 1948. Вып. 64. Геол. серия.
11. Жижченко Б.П. Методы палеогеографических исследований в нефтегазоносных областях. Москва: Недра, 1974. 376 с.
12. Зимы нашей планеты. Земля подо льдом. Под ред. Б. Джона. Москва: Мир, 1982. 336 с.
13. Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А., Парышев А.А., Мельниченко Т.А., Рыбак Е.Н., Ступина Л.В. Корреляция палеогеографических условий развития речной сети Восточного Паратетиса. *Геол. і полезн. ископ. Мирового океана*. 2016. № 4. С. 40—53.
14. Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В., Тюленева Н.В., Парышев А.А., Маслаков Н.А., Сидоренко В.Б., Рыбак Е.Н., Мельниченко Т.А., Паславская О.В. Палеогеография северо-западного шельфа Черного моря в голоцене. *Вестник ОНУ им. И.И. Мечникова*. 2014. Т. 19. С. 43—52.
15. Климчук А.Б. Развитие глубочайших карстовых систем и субмаринная разгрузка массива Арабика (Западный Кавказ): роль позднемиоценовой регрессии Восточного Паратетиса. *Геол. і кор. копал. Світового океану*. 2018. № 1. С. 58—81.
16. Колесников В.П. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. Стратиграфия СССР. Москва-Ленинград: Изд-во АН СССР, 1940. 245 с.
17. Коморный А.Ф., Левин К.Г., Коморная М.Я. К вопросу о предметическом региональном размыве осадочных комплексов пород на северо-западном шельфе Черного моря. *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17, № 1. С. 63—67.
18. Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Корреляция морских и континентальных отложений плейстоцена северо-западного Причерноморья. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 1994. Т. 2, № 4. С. 84—87.
19. Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. Москва: Мысль, 1985. 367 с.
20. Милановский Е.Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.* 1963. Т. 38, № 3. С. 77—89.
21. Науменко П.И. К литологии акчагыльских отложений Тамани. Литолого-геохимические условия формирования донных отложений. Киев: Наук. думка, 1979. С. 68—77.
22. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. Москва: Наука, 1983. 216 с.

23. Семенов В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наук. думка, 1987. 232 с.
24. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наук. думка, 1976. 164 с.
25. Уровень, берега и дно океана / Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Шлейников В.А. Москва: Наука, 1978. 192 с.
26. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1978. 156 с.
27. Холодов В.Н. Типы элизионных систем и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. *Геол. и полезн. ископ. Мирового океана*. 2013. № 3. С. 5—41.
28. Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена. *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 290, № 2. С. 433—437.
29. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря. Геология и полезн. ископ. Черного моря. Киев, 1999. С. 238—244.
30. Эберзин А.Г. О плиоценовых отложениях Туркменской ССР. Труды Ин-та геол. АН ТССР. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1956. С. 92—128.
31. Янко В.В., Троицкая Т.С. Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря. Москва: Наука, 1987. 109 с.

Статья поступила 20.10.2019

Ю.И. Иноземцев, О.О. Паришев, Л.В. Ступина, О.М. Рыбак

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЗОВО-ЧОРНОМОРСЬКОГО БАСЕЙНУ В ЧЕТВЕРТИННИЙ ЧАС

Відзначається, що впродовж четвертинного періоду мало місце не менше 5—6 зледенінь, що кожного разу спричиняло за собою різку зміну еколого-гідрологічних умов як у Каспії, так і в Чорному морі. Зміна температурного режиму і солоності вод знайшли відображення як у складі фауни, так і в літологічному складі осадових порід, що відкладаються. В період похолодання відбувалася регресія Чорного і Каспійського морів, їх ізоляція одне від одного, а також від Світового океану внаслідок наявності Босфорського порогу заввишки за відмітку –36...–37 м. В період глобальних потеплінь рівень Світового океану повертався кожного разу приблизно до сучасної відмітки, що також було характерно і для Чорного та Каспійського морів. Тенденція коливань рівнів у вказаних басейнах була однотипною, але темп цих коливань, особливо на стадії трансгресії, мав різкі відмінності. Особливо це яскраво виражено в Каспійському морі, в якому рівень від відмітки –113 м близько 17 тис. років тому піднявся до відмітки нуль, –2 м близько 15,5 тис. років тому. Рівень Світового океану за цей проміжок часу піднявся тільки до відмітки –90 м. Чорне море також знаходилося в трансгресивному стані, але його рівень визначався висотою Босфорського порогу. Це витікає з того факту, що внутрішні басейни за швидкістю свого заповнення значно випереджали Світовий океан.

Характер взаємного проникнення середземноморської і каспійської фауни в Чорне море визначався станом перезagliблення Маничської долини, Керченської та Босфорської проток, що підтверджується наявністю каспійської фауни чаудинського типу в Мармуровому морі (Галліполі), а середземноморської фауни (*Cardium edule* L.) — в Східному Маничі, в північно-західному Каспії (чаудо-бакінський час) і в Каспійському морі в цілому — в голоцені.

Ключові слова: Чорне, Азовське, Каспійське моря, стратиграфія, палеогеографія.

Yu. I. Inozemtsev, O. O. Paryshev, L. V. Stupina, E. N. Rybak

PALEOGEOGRAPHY OF THE AZOV-BLACK SEA BASIN IN QUATERNARY TIME

The article notes that during the Quaternary period there was at least 5—6 glaciations, which each time entailed a sharp change in the ecological and hydrological situation both in the Caspian Sea and in the Black Sea. The change in temperature and salinity of the waters was reflected both in the composition of the fauna and in the lithological composition of the deposited sediments. During the cooling peri-

od, the Black Sea and the Caspian Sea regressed, they were isolated from each other, as well as from the World Ocean due to the presence of the Bosphorus threshold up to a mark of $-36...-37$ m.

During the period of global warming, the level of the World Ocean returned each time to approximately the present mark, which was also characteristic of the Black and Caspian Seas. The tendency of level fluctuations in the indicated basins was of the same type, but the rate of these fluctuations, especially at the transgression stage, had sharp differences. This is especially pronounced in the Caspian Sea, in which the level from the -13 m mark about 17 thousand years ago rose to zero, -2 m about 15,5 thousand years ago. The level of the World Ocean during this period of time rose only to the -90 m mark. The Black Sea was also in a transgressive state, but its level was determined by the height of the Bosphorus threshold. This follows from the fact that inland basins were much faster than the oceans in their filling rate.

The nature of the mutual penetration of the Mediterranean and Caspian fauna into the Black Sea was determined by the state of over-deepening of the Manych Valley, the Kerch and Bosphorus Strait, which is confirmed by the presence of the Caspian fauna of the Chaudino type in the Sea of Marmara (Gallipoli), and the Mediterranean fauna (*Cardium edule* L.) in the East of Manych, the Northwest Caspian (Chaudo-Baku time) and the Caspian Sea — In the Holocene.

Keywords: *Black, Azov, Caspian seas, stratigraphy, paleogeography.*