

Список литературы

- [1] Галахов В. П., Назаров А. Н., Харламова Н. Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2005. 132 с.
- [2] Галахов В. П., Назаров А. Н., Ловцкая О. В., Агатова А. Р. Хронология теплого периода второй половины голоцена Юго-Восточного Алтая (по датированию ледниковых отложений). Барнаул: Азбука, 2008. 58 с.
- [3] Галахов В. П., Ловцкая О. В., Назаров А. Н. Статистический прогноз термических изменений ближайшего будущего (по материалам исследований колебаний ледников Центрального Алтая) // Изв. РГО. 2009. Т. 141. Вып. 5. С. 51—59.
- [4] Душкин М. А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен // Гляциология Алтая. Вып. 4. Томск: Изд-во ТГУ, 1965. С. 83—101.
- [5] Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 234 с.
- [6] Ивановский Л. Н., Панычев В. А., Орлова Л. А. Возраст конечных морен стадий Актру и Исторической ледников Алтая // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI конгрессу INQUA в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 57—64.
- [7] Кренке А. Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- [8] Обручев В. А. Алтайские этюды // Землеведение. 1915. Кн. 4. С. 50—93.
- [9] Wilhelm F. Schnee- und Gletscherkunde. Berlin, New York, 1975. 434 S.
- [10] Mayr F. Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Warmezeit. Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge, Band 8, Heft 3. Gebrüder Borntraeger. Berlin: Nikolassée, 1964. S. 257—285.

Барнаул

galahov@iwer.ru

c14orlova@gmail.com

*Институт водных и экологических проблем (ИВЭП) СО РАН

**Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН

Поступило в редакцию

16 апреля 2012 г.

Изв. РГО. 2012. Т. 144. Вып. 6

© С. С. ВЕЛИЕВ, Е. Н. ТАГИЕВА

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТРАНСГРЕССИЯХ И РЕГРЕССИЯХ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Введение. По поводу причин, вызывающих трансгрессии и регрессии Каспийского моря, исследователи изначально придерживались двух точек зрения. Одни причину колебаний уровня Каспия связывали с изменениями климатических условий на территории самого моря и его водосборного бассейна, а другие — с тектоническими движениями, которые так или иначе изменяли емкость вод занимаемой им Каспийской впадины. Однако расчеты и исследования, выполненные в 20—60-х гг. прошлого века, «опровергают гипотезу о

тектонической обусловленности колебаний уровня Каспия и убедительно свидетельствуют о том, что главными причинами этих колебаний являются климатические» [22].¹

В стратиграфической схеме² каспийских осадков к эоплейстоцену относят апшеронский ярус, нижнему неоплейстоцену — бакинский, к среднему неоплейстоцену — хазарский, к верхнему неоплейстоцену — хвалынский горизонты. С голоценом сопоставляют новокаспийские слои [9, 27]. Эти подразделения характеризуются особым комплексом морских, точнее, солоноватоводных, моллюсков. Полагают, что указанные подразделения накапливались при трансгрессиях [16, 22, 23, 27].

Но размеры и массивность раковин моллюсков в каждом ярусе и горизонте увеличиваются снизу вверх, указывая на процесс повышения солености вод Каспия во время их формирования. В течение всего плиоцена (с эпохи продуктивной толщи) и четвертичного периода Каспийское море было замкнутым, и в него более соленые воды соседнего (Азово-Черноморского) бассейна никогда не вторгались.³ Все это время водный баланс Каспия определялся лишь соотношением между притоком речных вод и испарением вод с его поверхности. При превышении испарения над притоком речных вод соленость вод увеличивалась, а при превышении притока речных вод над испарением — уменьшалась. Соответственно в первом случае происходила регрессия, а во втором случае — трансгрессия. Индикаторами являются раковины моллюсков. В эпохи повышения солености вод во время регрессий они наращивают свои размеры и массивность, а в эпохи понижения солености во время трансгрессий их размеры и толщина уменьшаются.

При сильном уменьшении солености воды прибрежной полосы до глубин 50 м, где обитают почти все моллюски, опреснялись полностью и солоноватоводные моллюски заменялись пресноводными. В результате площадь распро-

¹ Несмотря на это, время от времени возвращаются к теориям, согласно которым колебания уровня Каспийского моря объясняются тектоническими причинами. Так, совпадение времени подъема уровня Каспийского моря в 1978—1996 гг. с резким опусканием в те же годы уровня Аральского моря послужило основой для разработки гипотезы, согласно которой поднятие уровня Каспия на 50 % обусловлено поступлением в море подземных вод в результате неотектонических движений. Последние обусловили увеличение инфильтрационных потерь в руслах Амударьи и Сырдарьи, вызванных землетрясениями, особенно сильными в 1981—1988 гг. [15]. Однако исследования и вычисления показали, что резкое понижение Арала хорошо объясняется чрезмерным использованием человеком (особенно в последние 40 лет) вод, впадающих в него рек Амударья и Сырдарья [19].

² В последние годы в связи с ратификацией Исполнительным комитетом Международного союза геологических наук (МСГН) рекомендаций Международной комиссии по стратиграфии (МКС) о понижении нижней границы четвертичной системы (квартера) и соответственно основания плейстоценового отдела на уровень 2.588 млн лет были предложены новые схемы «Общей стратиграфической шкалы четвертичного периода — квартера». В ней в четвертичной системе выделено два отдела: плейстоцен и голоцен, при этом первый подразделен на два подотдела — эоплейстоцен и неоплейстоцен. Последний соответствует плейстоцену прежних стратиграфических шкал и делится на 3 звена: нижний, средний и верхний. В эоплейстоцене выделяют те же три звена [2]. В каспийской шкале их среднему и верхнему отделам соответствует апшеронский ярус, а нижнему отделу — большая часть агчагыльского яруса. Мы в общем принимаем эту шкалу, но эоплейстоцен ограничиваем апшеронским ярусом, так как исследователи геологии и палеогеографии Каспийского моря агчагыльский ярус оставляют в плиоцене. Следует при этом отметить, что ныне А. А. Свиточ и другие даже апшеронский ярус относят к плиоцену [23].

³ Об этом свидетельствует полное отсутствие в плиоценовых и четвертичных отложениях Каспийского моря представителей океанической морской фауны. Последние, в частности киты и дельфины, в осадках Каспийского моря известны, но лишь из осадков более ранних эпох — олигоцена и миоцена [7, 8].

странения осадков с солоноватоводными моллюсками сокращалась, а осадков с пресноводными моллюсками увеличивалась. Но первое воспринимается как уменьшение площади Каспийского моря и его регрессия, а второе интерпретируется как указание на континентальные осадки, накапливавшиеся в озерах, простирающихся вблизи берегов Каспия. Но ныне осадки с пресноводной фауной откладываются на дне северного Каспия, так как его воды почти или полностью пресные. Тем не менее северный Каспий является не пресноводным озером вблизи Каспия, а частью самого Каспийского моря. Точно так же в Каспийском море, а не в озерах около него, образовывались и более древние осадки с пресноводными моллюсками, которые протягиваются вблизи Каспийского моря. И они отражают максимальные размеры Каспия во время трансгрессий.

Маныч представлял собой реку, по которой Каспий сливал избыток своих вод в Азово-Черноморский бассейн. Его аналогом в определенной степени является р. Нева, по которой избыток своих вод Ладожское озеро сливает в Балтийское море. И так же как Нева регулирует уровень Ладожского озера, точно так же Маныч определял уровень Каспийского моря. Ныне высота Манычского водораздела 26 м.¹ Но он расположен в зоне Зунда-Толгинского поднятия. Эта зона с начала плейстоцена (неоплейстоцена) поднялась на 60—70 м, с начала среднего плейстоцена — на 40—50 м, а в послераннехвалынское время — на 30—40 м [21]. Водораздел и сейчас поднимается на 2—4 мм в год [17]. Отсюда следует, что уровень Каспия в начале неоплейстоцена был –40—–30 м, в начале среднего неоплейстоцена — –20—–10) м, в конце плейстоцена — –10—–5 м, а в начале голоцена — 0—5 м.

В истории Черного моря трансгрессии ясно фиксировались лишь тогда, когда в него вторгались воды Средиземного моря, которые поднимали соленость его вод и создавали условия для заселения морскими (средиземноморскими) моллюсками. Во время регрессий Черное море функционировало как море-озеро, чей баланс вод определялся только соотношением между притоком речных вод и испарением, что приводило к понижению солености вод и развитию солоноватоводной (эвксинской) фауны. Однако выяснено, что то же происходило не только во время регрессии, но и на начальной стадии трансгрессии — до вторжения средиземноморских вод. Эту стадию трудно отделить от эпохи регрессии, так как их осадки характеризуются одной и той же эвксинской фауной и залегают в основном ниже современного уровня моря [13, 27, 31].

Исходя из приведенных положений мы предприняли попытку пересмотреть некоторые традиционные взгляды и предлагаем приводимые ниже новые представления на стратиграфию четвертичных осадков Каспийского моря и их корреляцию с трансгрессиями и регрессиями Каспийского и Черного морей и климатическими событиями — ледниковыми периодами и межледниковыми эпохами (см. таблицу).

Нижнеапшеронский подъярус (1.8—1.3 млн л. н.). Биоценозы свидетельствуют о том, что «на грани акчагыльского и апшеронского веков бассейн испытывал сильное опреснение. Собственно это опреснение началось еще во время верхнего акчагыла (на что указывает появление в верхнем акчагыле пресноводных форм *Dreissensia*, *Theodotus* и др.) и усилилось в нижнее Апшеронское время, вследствие чего многие пресноводные речные и озерные формы

¹ Здесь и далее высоты абсолютные.

Климатостратиграфическое расчленение четвертичного периода Каспийского моря и корреляция с палеогеографическими событиями Черного моря и Европы

Абсолют- ный возраст тыс. л. н.	Стратиграфия*		Трансгрессия (тр.), регрессия (р.)	Ледниковый период (л. п.), межледниковая эпоха (м/л.), стадиал (ст.), интерстадиал (и/ст.)
	Каспийская шкала	Черноморская шкала		
8 16 24 32 75	Новокаспийский г.	Черноморский г.	Новокаспийская р.	Голоцен
	Верхнехвалынский п/г.		Позднехвалынская, черноморская тр.	
	Енотаевские (мангышлакские) сл.	Новозевксинский г.	Енотаевская, новоэвксинская р.	Поздний ст.
	Нижнехвалынский п/г.		Раннехвалынская, новоэвксинская тр.	Брянский, денекам ин/ст.
	Ательские сл.		Ательская, послекарангатская р.	Ранний ст.
125	Гирканский (древнехвалынский) п/г.	Карангатский г.	Гирканская, карангатская тр.	Микуинская, ресс-вюрм. м/л.
190	Верхнехазарский п/г.	Перерыв	Позднехазарская, послеузунарская р.	Днепровский (рисс). л. п.
250	Хазарский г. Нижнехазар- ский п/г.	Древнеэвксинско- узунарский г.	Раннехазарская, позднедревнеэвксинская тр.	
300			Раннехазарская, древнеэвксинская р.	
340			Пойлинская, раннедревнеэвксинско- палеоузунарская. тр.	Лихвинская, миндель-рисс м/л.

460	Верхнебакинский п/г.	Континентальные сл.	Позднебакинская, послечаудинская р.	Окский, миндель л. п.
500	Среднебакинский п/г.		Среднебакинская, позднечаудинская тр.	Рославльская, миндель I—миндель II м/л.
580	Нижнебакинский п/г.		Раннебакинская, чаудинская р.	Донский, миндель I л. п.
630	Тюркянские сл.	Чаудинский г.	Тюркянская (позднеапшеронская), раннечаудинская тр.	Ильинская, гонц-миндель м/л.
750	Верхнеапшеронский п/яр.		Среднеапшеронская, позднегурийская р.	Преддонский, гонц л. п.
920	Среднеапшеронский п/яр.		Раннегурийская тр.	Тетеленское потепление
1300	Апшеронский яр.	Гурийский г.		
1800				

Примечание. * яр. — ярус, п/яр. — подъярус, г. — горизонт, п/г. — подгоризонт, сл. — слой.

постепенно стали обитателями самого Апшеронского озера-моря» [25]. Само море трансгрессировало. В Черном море также происходили опреснение вод и трансгрессия (раннегурийская). Об этом свидетельствует большое количество пресноводных дрейссен в нижнем (хварбетском) подгоризонте гурийского горизонта [10]. Эпоха сопоставляется с тегеленским потеплением [3].

Среднеапшеронский подъярус (1.3—0.92 млн л. н.). Моллюски увеличивают размеры раковин и формируются собственно апшеронские роды — *Apscheronia*, *Parapscheronia*, *Hyrcania* и др. [25]. Они указывают на повышение солености вод и регрессию. В Черном море также отмечается регрессия (позднегурийская), о чем свидетельствуют эвригалинные моллюски верхнего (надарбазевского) подгоризонта гурийского горизонта¹ [10, 13]. Эпоха сопоставляется с преддонским (гюнц, эбурон-менап) ледниковым периодом [3].

Верхнеапшеронский подъярус (0.92—0.75 млн л. н.). Пресноводные дрейссены и монодакны вытесняют собственно апшеронские моллюски (гиркании и апшерониев), и те вымирают [25]. Эти изменения указывают на опреснение вод Каспия и трансгрессию. В Черном море также отмечается трансгрессия (ранняя стадия раннечаудинской), о чем свидетельствуют цвермагальские слои нижнего подгоризонта чаудинского горизонта, указывающие на вторжение вод Средиземного моря, а вместе с ними *Cardium edule* L., *Tapes* sp. и других средиземноморских моллюсков [13]. Эпоха сопоставляется с ранней стадией ильинской (гюнц-миндель, кромер) межледниковой эпохой [3].

Тюркянские слои (750—630 тыс. л. н.). Полное отсутствие предыдущей апшеронской солоноватоводной фауны и наличие пресноводной фауны *Lymnaeidae*, *Melanopsidae*, *Dreissena ex gr. Rostriformis* Desh., *Lithoglyphus* sp. и *Planorbis* sp. [29] указывает на полное вымирание солоноватоводной фауны и накопление этих слоев во время опреснения вод и трансгрессию.² По амплитуде подъема Зунда-Толгинского подняти уровень Каспийского моря в то время не поднимался выше —40— —30 м [21]. Продолжение трансгрессии (раннечаудинской) отмечается и в Черном море, о чем свидетельствует господство в верхних слоях нижнечаудинского подгоризонта средиземноморской фауны [13]. В нем также фиксируется низкий уровень — около —30 м [27]. Эпоха сопоставляется с поздней стадией ильинской (гюнц-миндель) межледниковой эпохи [24].

Нижнебакинский подгоризонт (630—580 тыс. л. н.). В нем впервые появляются дидакны — вначале *Didacna parvula* Nal. с небольшими раковинами, затем — *D. catillus* Eichw. с раковинами средних размеров, а после — *D. rudis* Nal. с крупными раковинами [20]. Они фиксируют повышение солености вод и регрессию. Регрессия отмечается и в Черном море, о чем свидетельствуют континентальные отложения между нижне- и верхнечаудинскими подгоризонтами [27]. Эпоха сопоставляется с донским (миндель I) ледниковым периодом, который датируется 640—580 тыс. л. н. [24].

Среднебакинский подгоризонт (580—500 тыс. л. н.). Господствуют дрейссены, в небольшом количестве встречается *Didacna rudis* Nal. [20]. Они свидетельствуют об опреснении вод и о трансгрессии. Регрессия отмечает-

¹ Эти слои вместе с чаудинскими (цвермагальскими) объединяют в нагобилевский горизонт, который именуют и «гурийский чауда» [10, 13].

² К трансгрессивным тюркянские осадки относили В. Е. Хаин, А. Н. Шарданов [28] и Б. Г. Векилов [6]. Вначале тюркянские слои стали известны на Апшеронском полуострове и в Прикуринской низменности. Отсюда делался вывод, что тюркянская трансгрессия была небольшой. Но впоследствии было выяснено, что тюркянские слои и их аналоги «известны в пределах почти всей Каспийской области» [27].

ся и в Черном море, о чем свидетельствуют континентальные отложения между ниже- и верхнечаудинскими подгоризонтами [27]. Эпоха сопоставляется с рославльской (мучкапской, миндель I—миндель II) межледниковой эпохой [24].

Верхнебакинский подгоризонт (500—460 тыс. л. н.). Господствуют *Didacna eulachia* Bog. и *D. colossea* Dasch. с максимально крупными для бакинского горизонта раковинами [6]. Они указывают на увеличение солености вод и регрессию. В Черном море происходила регрессия (послечаудинская), о чем свидетельствует перекрытие верхнечаудинских слоев континентальными отложениями на отметке –30—–50 м [27, 31]. Эпоха сопоставляется с окским (миндель II) ледниковым периодом [24].

Пойлинские (ушталские) слои (460—340 тыс. л. н.).¹ Их пресноводная фауна указывает на сильное опреснение вод, приведшее к полному вымиранию бакинской солоноватоводной фауны и к трансгрессии. По амплитуде подъема Зунда-Толгинского поднятия уровень Каспийского моря в начале среднего плейстоцена повышался до –20—–10 м. В Черном море отмечается трансгрессия с двумя этапами — озерным (раннедревнеэвксинским) и морским (палеоузунларским). На первом этапе развивалась древнеэвксинская фауна, а на втором этапе отмечаются вторжение средиземноморских вод и появление палеоузунларской фауны [27]. Эпоха сопоставляется с ранней и средней стадиями лихвинской (миндель-рисской) межледниковой эпохи [24].

Палеосингильские (нижние нижнехазарские) слои (340—300 тыс. л. н.). В них вновь появляются дидакны — *Didacna trigonula* Dasch., *D. gürganica* Vekil. и другие с небольшими раковинами [6]. Они указывают на повышение солености вод и регрессию. В Черном море также отмечается начало регрессии (древнеэвксинской) [27]. Эпоха сопоставляется с калужским похолоданием внутри лихвинской межледниковой эпохи [24].

Сингильские слои (средние нижнехазарские) слои (300—250 тыс. л. н.). В них появляются *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. delenda* Bog., *D. nalivekini* Wass. и другие дидакны с крупными раковинами [6]. Они указывают на увеличение солености вод и регрессию. Абразионный уступ между палеоузунларской и поздней древнеэвксинской террасами и перерыв между их отложениями свидетельствуют о древнеэвксинской регрессии Черного моря. Его воды опресняются, в результате чего палеоузунларская фауна вымирает, а древнеэвксинская получает новое развитие [27]. Эпоха сопоставляется с ранним (днепровским) стадиялом днепровского (рисского) оледенения [24].

Косоожские (верхние нижнехазарские) слои (250—190 тыс. л. н.). В них сохраняется прежний состав дидакн [6]. Он указывает на стабилизацию солености вод и трансгрессию. В Черном море вновь отмечается трансгрессия с двумя этапами — озерным (позднедревнеэвксинским) и морским (узунларским). На первом этапе развивается древнеэвксинская фауна, а на втором — вновь вторгаются средиземноморские воды, способствующие появлению узунларской фауны [27]. Эпоха сопоставляется с курским интерстадиялом внутри днепровского ледникового периода [24].

¹ Выделены как «пойлинские слои» [5] и «ушталская (верхнеушталская) свита» [14]. Е. К. Вахания [5] и Д. В. Церетели [30] отнесли их к осадкам Каспийского моря. Но их принимают и за озерные [14, 18]. Поэтому их в стратиграфическую схему каспийских осадков не включают. Но они на 90 % состоят из песков, суглинков и алевролитов [18], в то время как озерные осадки представлены глинистыми фациями.

Верхнехазарский подгоризонт (190—130 тыс. л. н.). В них сохраняются *Didacna delenda* Bog. и *D. nalivekini* Wass. с крупными раковинами и появляется *D. surachanica* Andrus. с максимально крупными за весь плейстоцен раковинами [6]. Они указывают на увеличение солености вод и регрессию. Верхнехазарские отложения прибрежных баров и пересыпей в стабильных районах Поволжья и Маныча указывают на то, что тогда уровень Каспия поднимался до –10 м [21]. В Черном море происходила послеузунарская регрессия, о чем свидетельствуют врез и переуглубление долин впадавших в него рек и перерыв между карангатскими и узунларскими отложениями [27]. Его уровень был низким — до –20 м [27]. Эпоха сопоставляется с поздним (московским, варта) стадиялом днепровского ледникового периода [24].

Гирканский (древнехвалынский) подгоризонт (130—75 тыс. л. н.). В нем появляются *Didacna subcattilus* Andrus., *D. cristata* Bvg., *D. parallella* Bog. и другие дидакны с небольшими раковинами и отмечается «преобладание в сборах *Cobicula fluminalis* и *Dreissena polymorpha*» [21]. Они указывают на сильное опреснение вод и трансгрессию. Но воды опреснились не полностью, и дидакны не вымерли как после бакинского времени, а дали начало хвалынским дидакнам [6]. В Черном море произошла трансгрессия (карангатская), во время которой опять вторгались средиземноморские воды и карангатская фауна [27]. Это время сопоставляется с микулинской (рисс-вюрмской) межледниковой эпохой [24].

Ательские слои (75—32 тыс. л. н.). Континентальные отложения. Они указывают на глубокую регрессию, когда уровень Каспия опускался до –50 м [27]. В Черном море происходила послекарангатская регрессия, о чем говорят обнаруженная на отметках –80—–110 м береговая линия и новоэвксинские отложения [31]. Эпоха сопоставляется с ранним стадиялом валдайского (вюрмского) ледникового периода [24].

Нижнехвалынский подгоризонт (32—24 тыс. л. н.). В нем отмечаются гирканские дидакны, но более крупных размеров. Они указывают на увеличение солености по сравнению со временем гирканского подгоризонта и трансгрессию. В Черном море происходила новоэвксинская трансгрессия, но новоэвксинские отложения выше отметки –30 м не встречаются [31], и отмечаемая по ним трансгрессия ограничилась первым этапом — озерным, когда развивалась новоэвксинская фауна, а уровень Черного моря поднимался лишь до –30 м. Подгоризонт сопоставляется с брянским (денекамп) интерстадиялом валдайского ледникового периода [24].

Енотаевские (мангышлакские) слои (24—16 тыс. л. н.).¹ Континентальные и солоноватоводные (на отметке –48—–50 м) отложения. В последних отмечаются ниже- и верхнехвалынские дидакны [1]. Они указывают на глубокую регрессию — до –50 м. В Черном море также происходили осолонение вод

¹ Мангышлакскую регрессию принято помещать между хвалынской и новокаспийской трансгрессиями, так как М. М. Жуков [11], впервые выделивший ее, отнес эту регрессию к послехвалынскому времени. Но он имел в виду нижнехвалынские осадки, так как верхнехвалынские осадки тогда еще выделены не были. Поэтому под мангышлакской М. М. Жуков имел в виду регрессию, которая наступила после раннего, а не позднего хвалына. Следует отметить, что еще А. В. Шнитников [32] говорил об отсутствии после хвалынского времени климатических условий, для того чтобы уровень Каспия на протяжении очень короткого времени вначале резко понизился бы, а затем также резко повысился. Около 10—8 тыс. л. н. таких изменений в водном балансе Каспия уже быть не могло. По изложенным и другим обстоятельствам мы мангышлакскую регрессию отождествляем с енотаевской регрессией.

и новозвксинская регрессия, о чем свидетельствует переуглубление речных долин до 60—80 м и более [27]. Эпоха сопоставляется с поздним стадиялом валдайского ледникового периода [24].

Верхнехвалынский подгоризонт (16—8 тыс. л. н.). В нем появляются *Didacna trigonoides* Pall, *D. pyramidata* Gr., *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Gr. и другие современные дидакны с раковинами более мелкими, чем у нижнехвалынских дидакн [6]. Они указывают на опреснение вод и трансгрессию. Отложения прибрежных баров и пересыпей в стабильных районах Поволжья показывают, что уровень Каспия поднимался до 0—3 м [4]. Тогда же в последний раз функционировало Манычское водное соединение. В Черном море вновь отмечаются два этапа трансгрессии — озерный и морской. На первом этапе она сопровождается опреснением вод, развитием новозвксинской фауны и подъемом уровня до –20 м [27]. На втором этапе происходят новое вторжение средиземноморских вод и появление современной черноморской фауны. Этот этап именуется древнечерноморской трансгрессией [27]. Эпоха сопоставляется с поздне- или послеледниковьем (16—8 тыс. л. н.) и с голоценом.

Новокаспийские слои (последние 8 тыс. л. н.). Рубеж между верхнехвалынским подгоризонтом и новокаспийскими слоями точно не определен. Эти подразделения характеризуются одной и той же современной фауной и отличаются *Cerastroderma glaucum* Poir. (ранее его относили к *Cardium edule* L.), который присутствует только в новокаспийских слоях. По поводу его проникновения в Каспий имеется ряд предположений. Но в целом эта проблема игнорируется, молчаливо признавая случайный характер появления *Cerastroderma glaucum* Poir. в Каспии.

С таким подходом можно было бы согласиться, если бы не тот факт, что *Cerastroderma glaucum* Poir. явился в Каспий не в одиночестве, а вместе с несколькими видами средиземноморской фауны, в том числе с 3 видами рыб — атериной, черноморской иглой и бычком Книповича [12]. Они обитали в морях, но могут по пресным водам рек проплывать большие расстояния. Эти рыбы могли пройти путь из Азово-Черноморского бассейна в Каспий только по Манычскому водному соединению, а он функционировал до 8 тыс. л. н. С ними вместе не позже 8 тыс. л. н. в Каспии обосновался и *Cerastroderma glaucum* Poir.¹ Поэтому этот временной рубеж мы принимаем за границу между хвалынским и новокаспийским горизонтами.

По данным абсолютных датировок нами также было выявлено, что после 8 тыс. л. н., когда полностью сошел Скандинавский материковый ледник, уровень Каспия стал понижаться. Эти данные говорят о том, что в новокаспийское время происходит регрессия. Черное море сохранило и до сих пор сохраняет связь со Средиземным морем и высокий (океанический) уровень. Поэтому у него продолжается эпоха трансгрессии, которая именуется новочерноморской [27].

Заключение. Осадки с апшеронской (среднеапшеронский подъярус), бакинской (нижне- и верхнебакинские подгоризонты) и хазарской (нижне- и верхнехазарские подгоризонты) фаунами, а также новокаспийские слои фор-

¹ В начале XX в. угри во время их акклиматизации в оз. Карун в Египте, на своей коже принесли сюда кладку *Cerastroderma glaucum* Poir., и он в этом озере сразу же получил широкое распространение [33]. В Каспий *Cerastroderma glaucum* Poir. проник, вероятнее всего, на рыбе атери-на. С нею этот моллюск затем преодолел и воды Узоя и обосновался в Аральском море и Сары-камышском озере.

мировались не в трансгрессивные, а в регрессивные эпохи. В трансгрессивные эпохи в действительности накапливались подразделения, разделяющие каспийские подъярусы и подгоризонты — ниже- и верхнеапшеронские, тюркянские, среднебакинские, пойлинские и косожские слои. Только осадки с хвалынской фауной (гирканский, ниже- и верхнехвалынский подгоризонты) соответствуют трансгрессивным эпохам, а слои, промежуточные между ними (ательские, енотаевско-мангышлакские), — регрессивным эпохам.

Развитие фауны Каспийского моря в четвертичном периоде полностью прерывалось дважды — в тюркянскую и пойлинскую трансгрессии, когда полностью вымирали солоноватоводные виды апшеронской и бакинской фаун. В Каспийском море солоноватоводные моллюски вновь приходили из Черного моря, где они непрерывно обитали на протяжении всего миоцена, плиоцена и плейстоцена. Среди них были и дидакны. Они исчезли из каспийской фауны в понтическом веке и вновь появились здесь в бакинское время.

Нынешняя же солоноватоводная фауна Каспийского моря восходит к черноморским моллюскам, мигрировавшим сюда на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена (дидакны), а также в начале голоцена (*Cerastroderma glaucum* Poir.).

Список литературы

- [1] Артамонов В. И., Маев Е. Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. 1979. Вып. 6. С. 12—22.
- [2] Борисов Б. А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 26—28.
- [3] Борзенкова И. И. Изменение климата в кайнозое. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- [4] Броцкий Ю. З., Карандеева М. В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время // Вестн. МГУ. Сер. физ.-мат. и естеств. наук. 1953. № 2. Вып. 1. С. 139—146.
- [5] Вахания Е. К. Пойлинская геолого-разведочная партия (юго-западная половина планшета XXIX-37) // Тр. Грузфилиала ГПК Азерб. нефтеразведки. 1936. № 1.
- [6] Векилов Б. Г. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. Баку: Элм, 1969. 218 с.
- [7] Верецагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. История формирования Кавказа. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1959. 704 с.
- [8] Гаджиев Д. В. Некоторые итоги изучения ископаемых позвоночных животных Азербайджана // Материалы Объединенной научной сессии, посв. XL-летию основания Азербайджанского палеонтологического общества. Баку: Nafta-Press., 1999. С. 61—72.
- [9] Геология Азербайджана. Т. I. Ч. 2. Баку: Nafta-Press., 1997. 636 с.
- [10] Гришанов А. Н., Еремин В. Н., Имнадзе З. А. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1983. № 52. С. 18—28.
- [11] Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1945. Т. 2. 236 с.
- [12] Зенкович Л. А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 733 с.
- [13] Китовани Т. Г., Имнадзе З. А. История морской фауны // Грузия в антропогене. Реконструкция компонентов ландшафтов и палеогеографические реконструкции. Тбилиси, 1991. С. 393—411.
- [14] Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура. Стратиграфия и генезис. Баку; М.: ОНТИНКТП СССР—Азнефтиздат, 1936. 180 с.

- [15] *Кривошей М. И.* Арал и Каспий: (Причины катастрофы). СПб., 1997. 130 с.
- [16] *Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И.* Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 208 с.
- [17] *Лилиенберг Д. А., Ширинов Н. Ш.* Современные тектонические движения // Общая характеристика и история развития Кавказа. М.: Наука, 1977. С. 45—59.
- [18] *Мамедов А. В., Алескерев Б. Д., Атакишиев Р. М.* Вещественный состав и условия накопления среднечетвертичных озерных отложений Западного Азербайджана // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о Земле. 1983. № 3. С. 35—43.
- [19] *Михайлов В. Н.* Почему обмелело Аральское море // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 2. С. 85—90.
- [20] *Пашалы Н. В., Векилов Б. Г.* Экскурсия по маршруту Мингечаура—Геокчай—Карамарьям—Кюрдамир—Казамагомед. Четвертичные отложения горы «Бакинский ярус» // Путеводитель геологической экскурсии по антропогену Азербайджана. Баку, 1973. С. 41—47.
- [21] *Попов Г. И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история). М.: Наука, 1983. 215 с.
- [22] *Рычагов Г. И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.
- [23] *Свиточ А. А., Селиванов А. О., Янина Т. А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья: (материалы по реконструкции и корреляции). М.: РАСХН, 1998. 285 с.
- [24] *Судакова Н. Г.* Корреляция ледниковых событий плейстоцена на Русской равнине // Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий. М., 1999. С. 302—313.
- [25] *Султанов К. М.* Апшеронский ярус Азербайджана. Баку: Азернешр, 1964. 303 с.
- [26] *Трубихин В. М.* Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 150—157.
- [27] *Федоров П. В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
- [28] *Хаин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во АН Аз. ССР, 1952. 237 с.
- [29] *Халилов А. Г.* Стратиграфия Азербайджана. (Справочник). Баку: Элм, 1978. 162 с.
- [30] *Церетели Д. В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 583 с.
- [31] *Чепалыга А. А., Михайлеску К. Д., Измайлов Я. А. и др.* Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Черного моря / Четвертичный период: стратиграфия. М., 1989. С. 113—120.
- [32] *Шнитников А. В.* Ритм Каспия в послевалдайское время (эпоха пост-вюрма) // Чтения памяти Л. С. Берга. Л., 1956. № 1—3. С. 99—130.
- [33] *Levy A.* Sur une nouvelle possibilité d'introduction d'espèces a caractere marin en milieu continental Saharien // C. r. Acad. Sci. 2-310. 1990. N 5. С. 645—650.

Баку, Азербайджан
 seyran_sibirli@mail
 tagelena@rambler.ru
 Институт географии Национальной АН Азербайджана

Поступило в редакцию
 4 апреля 2012 г.