

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 551.79

РЕГРЕССИВНЫЕ ЭПОХИ БОЛЬШОГО КАСПИЯ¹

© 2016 г. А. А. Свиточ

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

119991 Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

E-mail: A.Svitoch@mail.ru

Поступила в редакцию 24.03.2014 г.

Для позднеплиоцен-четвертичного Большого Каспия наряду с положительной трансгрессивной ритмикой характерны разномасштабные регрессии: балаханская, домашкинская, тюркьянская, венедская, челекенская, чернаярская, ательская, енотаевская, мангышлакская и избербашская. В эти эпохи на каспийском шельфе, побережьях и смежных затопленных территориях отмечались масштабные природные события: падение уровня моря, осушка части морского дна, смена ландшафтов, режима и специфики осадконакопления. На обмелевшей акватории происходило изменение солевого состава воды, ее температурного режима и смена фаунистических комплексов. Для регрессии установлено разное иерархическое состояние уровня моря и различное совпадение с климатическими событиями на окружающих территориях с преобладанием среди них теплых (межледниковых) эпох.

Ключевые слова: Большой Каспий, колебания уровня, регрессия, плиоплейстоцен, палеогеография.

DOI: 10.7868/S0321059616020164

Большой Каспий (БК) – это система позднеплиоцен-четвертичных водоемов, располагавшихся на месте современного Каспийского моря и окружающих низменных территориях. За последние 3 млн лет этот уникальный бассейн то распространялся от подножий Эльбурса до Вятки и Камы, от Черного моря до Аральского, то сокращался до размеров Азовского моря (рис. 1). Этот факт достоверно устанавливается по площадному и гипсометрическому положению морских фаунистически охарактеризованных отложений с учетом их структурного положения. Именно размахом колебаний уровня и площади водоема, наряду с изменениями солёности и фауны, история древнего Каспия резко отличается от истории открытых морских бассейнов. Обширная геологическая и гидрологическая литература по Каспию показывает, что для моря характерна сложная иерархическая структура положительных и отрицательных колебаний, где каждое реальное их положение – результат сочетания многих компонентов, усиливающих или ослабляющих основную тенденцию поведения уровня [30]. При этом на трансгрессивную ритмику Каспия, наиболее четко устанавливаемую на основе

обильного фактологического материала, приходится большая часть (2/3–3/4) времени существования моря. Регрессии Каспия исследованы (изучены) в меньшей степени и определяются по материалам изучения донных осадков и содержащихся в них палеонтологических останков, сейсмографии, геоморфологии дна, палеогеографического и палеогидрологического анализа.

В настоящее время установлены и с разной полнотой изучены разномасштабные регрессии БК, разделяющие его трансгрессивные эпохи: балаханская, домашкинская, тюркьянская, венедская, челекенская, чернаярская, ательская, енотаевская, мангышлакская и избербашская (таблица; рис. 2).

Кроме того, в отложениях акчагыла и апшерона рядом исследователей [24, 30] отмечаются следы опреснения, устанавливаемые по появлению среди солоноватоводной фауны пресноводных элементов, возможно – свидетельствующие о регрессивном состоянии бассейна. Если таковые и были, то, вероятно, с небольшим падением уровня водоемов БК. На это указывает отсутствие заметных перерывов в большей части разрезов акчагыльских и апшеронских отложений. Заметим, что наличие прямой связи между солёностью бас-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00086, 13-05-00625, 14-05-00227).

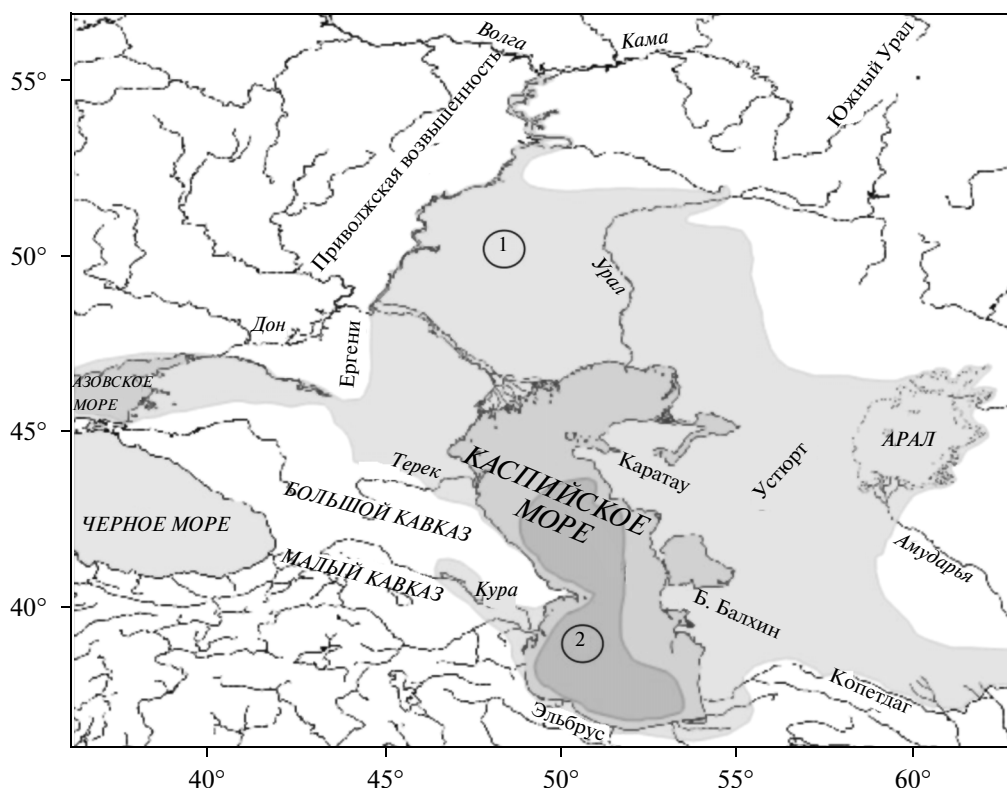


Рис. 1. Карта-схема максимального (1) и минимального (2) развития водоемов БК.

сейна и положением его уровня не представляется очевидным.

ОПИСАНИЕ РЕГРЕССИЙ

Балаханская регрессия

Балаханская регрессия (предыстория БК) занимает длительную балаханскую эпоху. Она прослеживается с глубокой регрессии понтических бассейнов и начавшейся изоляции Каспия от Черного моря. По палеомагнитным данным, накопление балаханских (продуктивных) отложений на территории Азербайджана охватывает нижнюю часть положительной палеомагнитной эпохи Гаусса и всю эпоху Гилберта в интервале 5.12–2.3 млн лет [12]. По [8, 34], начало акчагыльской трансгрессии относится к основанию эпохи Гаусса (3.32 млн лет назад). Исходя из этой оценки, можно предположить, что длительность балаханской эпохи составляла ~2 млн лет, причем накопление верхней части продуктивной толщи (сураханская свита) осуществлялось уже в начале акчагыльской трансгрессии.

Балаханское время характеризуется интенсивными поднятиями и дислокациями окружающих Каспий альпийских сооружений: Большого и Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Копетдага, – и

опусканием смежных с ними структур: Терско-Каспийского, Куринского и Предкопетдагского прогибов. Складчатые движения отмечаются в Апшероно-Кобыстанской, Апшероно-Прибалханской зонах и Западной Туркмении.

В депрессии Каспийского моря к северу и к югу от Апшеронского порога существовали две области прогибания. Особенно энергично опускалась Южнокаспийская впадина, где, по геодезическим и буровым данным, накопилась 3–4-километровая толща осадков.

Северная часть Каспийской области, ограниченная с востока и запада Южным Уралом и Приволжской возвышенностью, представляла собой обширную, открытую к северу низменную территорию с широко развитой речной сетью, с эрозионно-аккумулятивным и эрозионно-денудационным рельефом.

В балаханское время для рельефа Каспийского региона были характерны многочисленные глубоко выработанные речные долины, отвечающие низкому уровню воды в каспийских впадинах. Так, обширное (250 × 500 км) балаханское озеро заполнялось осадками палеорек Волга и Карын-Жарык, Узбой, Аракс, Самур, Кура и др., имевших глубину врезания в сотни метров. Особенно

Трансгрессивно-регрессивные ритмики Большого Каспия

Трансгрессии		Регрессии
этап	стадия	
Новокаспийский	Новокаспийская	Избербашская
	Дагестанская	
Хвалынский	Позднихвалынская	Мангышлакская
	Раннихвалынская	Енотаевская
Хазарский	Позднихазарская	Ательская
	Раннихазарская	Черноярская
Бакинский	Урунджикская	Челекенская
	Бакинская	Венедская
Апшеронский	Поздняя	Тюркянская
	Средняя (максимальная)	
	Ранняя	
Акчагыльский	Поздняя	Домашкинская
	Средняя (максимальная)	
	Ранняя	
		Балаханская

грандиозной по протяженности и масштабам переуглубления была долина палео-Волги, прослеженная от р. Ветлуги до Апшеронского порога. Глубина ее вреза в районе современного Саратова составляла 300–350 м, у выхода в Прикаспийскую впадину, где ширина долины превышала 100 км, достигала 500–600 м [20].

В балахане происходило накопление разнообразных континентальных отложений, в дальнейшем послуживших ложем для осадков акчагыльской трансгрессии: балаханских (продуктивных) в Азербайджане, красноцветных в Западной Туркмении, кинельских в Поволжье и Южном Предуралье, кушумских в Прикаспии, подакчагыльских на Восточном Предкавказье.

Продуктивная толща Азербайджана –местилище крупнейших месторождений нефти и газа. Эта толща образована преимущественно ритмично-слоистыми песчано-глинистыми отложениями крупного пресноводного водоема и впадавших в него речных долин. В Западной Туркмении аналог балаханской (продуктивной) толщи –красноцветные отложения (челекенская свита). По составу это разнообразные песчано-глинистые образования преимущественно дельтового происхождения с преобладанием красных расцветок мощностью >2 км.

Кинельские отложения (свита) состоят из серии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных осадков пестрого литологического со-

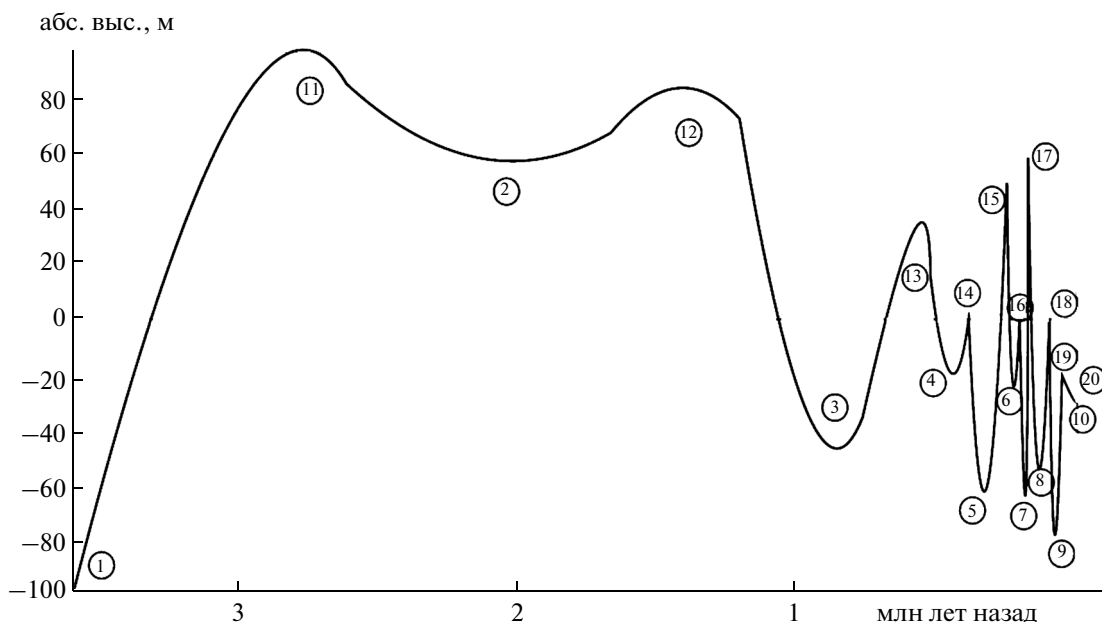


Рис. 2. Трансгрессивно-регрессивная ритмика БК. Ритмы (этапы, стадии, осциляции) регрессивные: 1 – балаханский, 2 – домашкинский, 3 – тюркянский, 4 – венедский, 5 – челекенский, 6 – чернойарский, 7 – ательский, 8 – енотаевский, 9 – мангышлакский, 10 – избербашский; трансгрессивные: 11 – акчагыльский, 12 – апшеронский, 13 – бакинский, 14 – урунджикский, 15 – раннехазарский, 16 – позднехазарский, 17 – раннехвалынский, позднехвалынский, 18 – дагестанский, 20 – новокаспийский.

става; широко развиты в Среднем Поволжье и Южном Предуралье, где образуют эрозионный палеорельеф и структурные палеонизины. В более южных районах – Нижнем Поволжье и Северном Прикаспии их возрастные и генетические аналоги – осадки кушумской свиты, выполняющие эрозионные понижения доакчагыльского рельефа. Среди них в нижней части разреза по составу преобладают грубые валунно-гравийно-галечные и гравийно-песчаные осадки, в верхней части – песчано-глинистые.

В целом, судя по составу балаханских отложений, среди них, за исключением осадков Южно-Каспийской и Средне-Каспийской котловин, резко преобладают наземноводные образования: аллювиальные, дельтовые, озерные и др., и отсутствуют достоверные отложения крупных водоемов, выделяемые в [2, 32]. Так, по [2], в конце балаханской эпохи в Каспийском регионе располагался огромный пресноводный бассейн, близкий по площади максимуму акчагыльской трансгрессии. По [32], к концу киммерия (в преакчагылье) существовала серия подпорных пресноводных бассейнов: Южно-, Средне- и Северо-Каспийские, Северо-Прикаспийские, Средневожские, Болгарские, Верхневожские и Камско-Бельские. Представляется, однако, что эти представления не вполне обеспечены фактическим материалом. О существовании древних водоемов

должно свидетельствовать множество фактов, в первую очередь – наличие крупных изолированных котловин, заполненных единой толщей осадков, выдержанных по простирацию, преимущественно тонкого литологического состава, характерного для обширных мелководных водоемов. В действительности в Прикаспии и Поволжье существовала система небольших водоемов, не имевших крупных бассейнов.

В рельефе ложа акчагыльских отложений севернее Дербентской котловины отсутствуют крупные депрессии, соответствующие выделенным водоемам. Кинельские и кушумские отложения в основном выполняют доакчагыльский эрозионный рельеф, имеют литологически пестрый, невыдержанный по простирацию состав с большим содержанием грубообломочного материала. Особенно это относится к кушумским отложениям, лишь частично заполняющим палеодолины Волги и Урала (рис. 3), преимущественно относительно грубого песчано-галечного состава, несвойственного осадкам обширных водоемов. Отметим, что в наземноводной кинельской толще, особенно в северных ее районах, присутствуют и осадки пресноводных водоемов, но, судя по их прерывистому распространению, они принадлежат к небольшим изолированным озерным бассейнам.

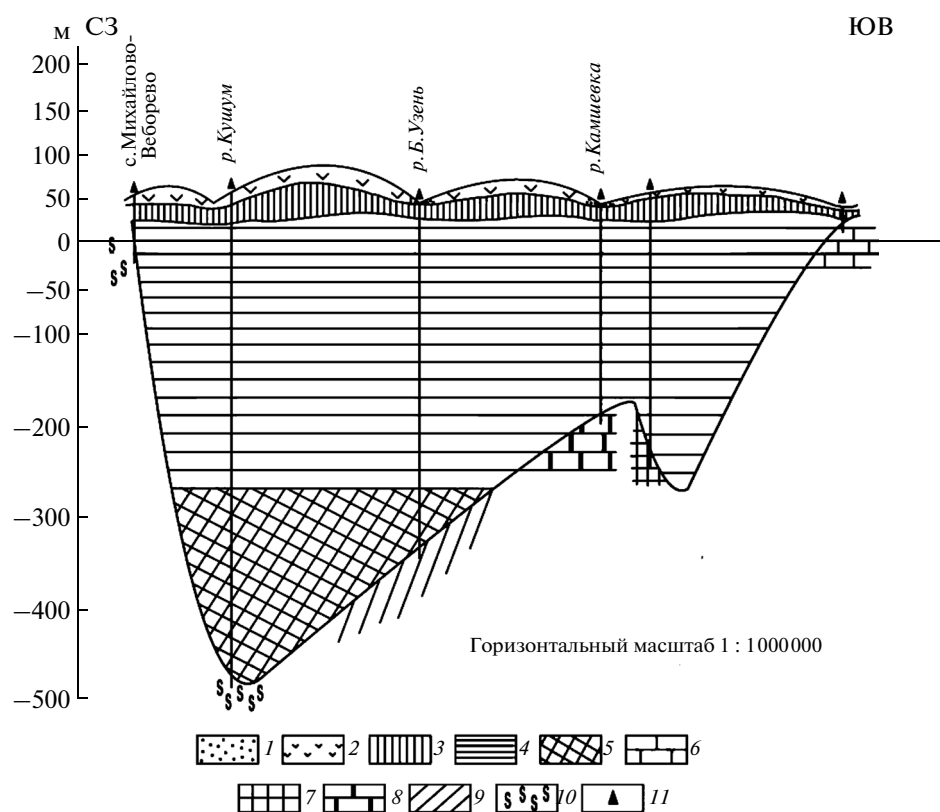


Рис. 3. Профиль через погребенную долину Волги севернее г. Ершова: 1 – хвалынские отложения, 2 – желто-бурые суглинки, 3 – апшеронские отложения, 4 – акчагыльские отложения, 5 – кинельские отложения, 6 – верхнемеловые отложения, 7 – нижнемеловые отложения, 8 – юрские отложения, 9 – каменноугольные отложения, 10 – скважины [10].

В балаханское время климат и растительность Каспийской области были весьма разнообразными, с четкой зональной дифференциацией. В начале XX в. Н.И. Андрусов [3] предполагал, что на юге территории был жаркий полупустынный климат. На это, по его мнению, указывали красноцветность отложений и их высокая гипсоносность. По находкам остатков теплолюбивой растительности, лесных и степных животных С.А. Ковалевский [14] отметил существование на юго-восточном Кавказе вечнозеленых лесов и теплых степей. Севернее, в районах распространения кушумских отложений в начале их накопления располагались степи с преобладанием маревых фитоценозов; локальное распространение получили леса панголарктической и американо-восточно-азиатской флоры. Средние температуры января оцениваются в диапазоне от -3°C до -8°C ; июля – не ниже $+19^{\circ}\text{C}$ [31]. В позднекушумское время происходило потепление и увлажнение климата, сократились степные участки, большое распространение получили широколиственные леса с богатым травянистым покровом.

Кинельская флора Среднего Поволжья, Заповолжья и Прикаспия относится к лесотаежному типу. Прослеживается отчетливая зональность растительности с юга на север – от открытых безлесных ландшафтов к хвойным сосновым борам и темнохвойным лесам с реликтами тургайской флоры. В конце раннекинельской (доакчагыльской) эпохи происходит усиление континентальности климата.

Четкая природная зональность отмечается и в Предуралье [42], здесь на юге преобладали лесостепи и разнотравные степи, севернее – широколиственные леса, а в Нижнем Прикамье – сосново-еловые леса с пихтой и тсугой.

Исходя из имеющихся результатов упомянутых исследований можно предположить, что в балаханское время, накануне акчагыльской трансгрессии ~3 млн лет назад большая часть Каспийского региона представляла собой обширную сухопутную территорию с разнообразными рельефом, климатом и ландшафтом. В ее центре располагалась меридионально ориентированная Каспийская впадина площадью 144 тыс. км², в ее

южной части находилась глубокая котловина (крупный пресноводный водоем-озеро), активно опускавшаяся и заполнявшаяся осадками продуктивной и красноцветной толщ.

Северная часть Каспийской впадины была прорезана глубоко выработанными (на сотни метров) речными долинами, впадавшими в балаханское озеро. На юге, юго-востоке и юго-западе Каспийского региона ее ограничивали предгорья и высокие горные системы активно поднимавшихся Большого и Малого Кавказа, Талыша, Эльбурса и Копет-Дага, чередующиеся с глубокими межгорными и предгорными впадинами (Куринской, Прикаспийской, Кубинской, Западно-Туркменской и др.), открытыми к Каспийской котловине.

Для рельефа у северо-западной и восточной границ Каспийской впадины была характерна перемежаемость низменных (Прибалханская депрессия, Маныч, Караги), низкогорных и платообразных (Мангышлак, Устюрт, Ставропольское плато, Общий Сырт и др.) структур. Обширные северные районы Каспийской области – Северный Прикаспий, Нижнее и Среднее Поволжье, Предкамье и Южное Предуралье, ограниченные с запада Ергенями и Приволжской возвышенностью, с востока – предгорьями Урала и открытые к северу, характеризуются преимущественно равнинным эрозионно-денудационным рельефом с развитой сетью речных долин, заполненных кинельскими отложениями.

Важно подчеркнуть, что глубокие речные долины, столь характерные для балаханского времени, к началу акчагыльской трансгрессии были заполнены кинельским и кушумским аллювием лишь частично (рис. 3). Следовательно, к этому времени сохранился эрозионный рельеф, впоследствии сnivelированный акчагыльскими и постакчагыльскими осадками. Также отметим, что, за исключением Южнокаспийского и Среднекаспийского озер, в балаханское время в Каспийском регионе отсутствовали обширные пресноводные водоемы. Климат на территории был теплым и умеренно-теплым, засушливым на юго-востоке, влажным на юго-западе и севере и без следов резких похолоданий, свидетельствующих об оледенении в смежных на севере регионах.

Домашкинская регрессия

Домашкинская регрессия выделяется условно как продолжительная эпоха между акчагыльской и апшеронской трансгрессиями. Названа так по отложениям домашкинской серии (слои), выделенной в 1902 г. С. Неуструевым по разрезам

Среднего Поволжья. Домашкинские слои представляют собой толщу пресноводных песчано-глинистых отложений, распространенных на севере каспийского региона, содержащих пресноводные моллюски: *Unio tumidus kujalnicensis.*, *U. odessanus*, *Viviparus sinzovi* и др. Регрессия представляет собой падение на 20–40 м уровня акчагыльского бассейна, обусловленное прекращением поступления морских (океанических) вод извне и его исчезновением как опресненного морского водоема океанического типа, временем окончательного исчезновения акчагыльской фауны и осушения окраинных частей водоема. В конце регрессии отмечается начало апшеронской трансгрессии – небольшое (первые метры) повышение уровня моря, его слабое осолонение, появление первых солоноватоводных апшеронских моллюсков. Бассейн превращается в заметный солоноватоводный водоем. В целом падение уровня Каспия в домашкинскую эпоху было небольшим, о чем можно судить по отсутствию перерывов между акчагыльскими и апшеронскими отложениями на большей части акватории моря. Так, в Северном Прикаспии эти отложения имеют согласное залегание и большое сходство по вещественному составу, фауне и растительным остаткам. На юге региона, на Челекене [2] между ними отсутствуют какие-либо несогласия, переход постепенный, по фауне. Следы перерыва между акчагыльскими и апшеронскими отложениями, свидетельствующие о прекращении морского осадконакопления, отмечаются по периферии этих бассейнов. Так, на севере, в разрезах Нижней Камы, на верхнеакчагыльских флоридиновых глинах биклянского горизонта с глубоким размытием залегают глины омарского горизонта [4].

В Нижнем Поволжье, в верхнем акчагыле, на лиманных осадках воеводского горизонта с глубоким размытием залегают грубый аллювий нижней части демского горизонта нижнего апшерона. В Западной Туркмении, на Копет-Даге и Малом Балхане акчагыльские отложения резко несогласно перекрыты осадками нижнего апшерона.

Судя по положению уровней акчагыльского и апшеронского бассейнов, изменение их уровней в эпоху домашкинской регрессии было ассиметричным – с большим начальным падением и меньшим последующим подъемом. На границе акчагыла и апшерона климат региона стал холоднее, на севере широкое распространение получила еловая тайга с примесью сосны, пихты и тсуги. По [24], во время регрессии отмечалась аридизация климата и усиление континентальности, ши-

рокое развитие получили растительные ксерофитные и маревые группировки.

Тюркянская регрессия

Тюркянская регрессия представляет собой продолжительный регрессивный этап, разделивший апшеронскую и бакинскую трансгрессии. Название дано по отложениям тюркянской свиты Апшеронского п-ова. В конце позднего плиоцена Каспий был значительно осушен и представлял собой пресноводно-солонатоводный водоем площадью 208 тыс. км², [39] заполнявший Южно-Каспийскую котловину и часть Средне-Каспийской котловины. Море в виде небольших заливов заходило только на Апшеронский п-ов и Куринскую низменность. На большей части Каспийского региона в это время господствовало субаэральное и субаквальное осадконакопление. Низкий уровень в Каспийских котловинах обусловил активное врезание впадающих рек, особенно отчетливо проявившееся в Предуралье, Прикаспии и Поволжье.

Береговая линия регрессивного Каспия в виде погруженного абразионного уступа установлена на отметках от –280 до –120 м абс. выс. На юго-востоке Средне-Каспийской котловины на глубине 145–150 м располагается комплекс аккумулятивных форм (баров) шириной 5–10 км, протяженностью более 100 км, отнесенных к предбакинскому времени [5]. В [17] предполагается, что обнаруженный уступ предбакинской абразии на континентальном склоне Дербентской котловины на глубине 360–370 м свидетельствует об его оползневом происхождении. По сейсмическим данным по всему Среднему Каспию установлены крупные клиноформы, образующие систему сопряженных дельт [27].

Уровень Каспия был ниже своего современного положения, на это указывают небольшие площади распространения осадков в пределах территории нынешней суши и глубины их залегания. Так, на Астраханском своде в параметрической скважине (123) в интервале 93–110 м вскрыт аллювий Палео-Волги, залегающий между апшеронскими и бакинскими отложениями [10]. Врез Палео-Волги в балаханское (кинельское) время в этом районе составляет 400–500 м, отсюда следует, что уровень его местных водоемов, принимавших речные системы балаханской и тюркянской эпох, был разным — существенно более низким в балаханскую эпоху.

Возраст и продолжительность тюркянской регрессивной эпохи можно оценить по палеомагне-

тизму ее отложений (в подошве установлена граница зон Брюнес-Матуяма) и по их положению в сводном разрезе (разделяет апшеронские и бакинские осадки). Длительность эпохи условно определяется в ~0.2 млн лет.

Фациальный состав осадков разный, в генетическом отношении среди них преобладают наземноводные (аллювиальные, дельтовые, озерные), реже — солонатоводные либо субаэральные образования, отражающие длительную регрессивную эпоху. Глубоководные каспийские котловины заполнялись тонким глинисто-алевритовым материалом, по их западной периферии, в Азербайджане, в заливах накапливались более грубые, преимущественно песчано-галечные отложения. На востоке, в Западной Туркмении тюркянские отложения представлены преимущественно континентальными песчано-глинистыми, реже галечниковыми аллювиальными и пролювиальными образованиями и нижней частью песков каракумской свиты. На севере, в Прикаспии резко преобладали песчаные фации аллювия, заполнявшие разветвленную эрозионную сеть, тонкие озерные осадки депрессий рельефа и суглинки верхней части сыртовой толщи.

Регрессивный водоем был значительно опреснен, на что указывает присутствие в его осадках раковин пресноводных и солонатоводных моллюсков гастропод: *Lithoglyphus* sp., *Planorbis* sp., *Limnaea* sp., *Melanoris* sp.; двустворок — *Dreissena* ex gr. *rostriformis*; остракод: *Candoniella subellipsoida*, *Yliocyprus bella*, *Eucyprus famosa*, *Cyprides littoralis*, *Loxosoncha eichwaldi* и др. [1]. В верхней части разреза обнаружены редкие солонатоводные бакинские двустворки *Didacna catillus*. В тюркянских осадках Туркмении установлены растительные остатки и пыльца древесных растений, указывающая на более влажный и прохладный, чем ныне, климат [15]. В это время в Азербайджане, судя по палеонтологическим находкам в хр. Палин-Тюкана, обитали южные слоны формы *Archidiscodon meridionalis*. В конце апшерона — в тюркянское время — на юге Каспия были аридные условия и вымерла основная часть экзотичной тепло-влаголюбивой растительности (таксодиевые, ореховые, аралиевые) [36]. Судя по редкой пыльце травянистой растительности в сыртовых суглинках Северного Прикаспия, во время их накопления был сухой теплый климат. В Южном Предуралье в начале формирования общесыртовой свиты среди открытых ландшафтов преобладала луговая и степная растительность с обилием ксерофитов. Позднее климат стал более холодным и влажным и широкое распространение получили перигляциальные степи. Следова-

тельно, в начале тюркянской эпохи климат был теплым и относительно засушливым, а в конце — относительно холодным и влажным. В такой же последовательности происходили климатические события на Русской равнине, где петропавловское межледниковье (МИС-21) с разнообразной лесной растительностью сменилось покровским похолоданием (МИС-20) с господством перигляциальных степей [21]. Согласно [39], тюркянская регрессия сопоставляется с ранне- и позднелинскими межледниковьями.

Венедская регрессия

Венедская (мишовдагская) регрессия определяется условно, названа по аллювиальной свите, установленной Г.И. Горецким [7] в древней долине Волги. В других каспийских районах отложения этой регрессии неизвестны. По-видимому, это была небольшая и непродолжительная регрессия Каспия площадью 336 тыс. км² [39], разделившая бакинскую и урунджикскую трансгрессии в конце раннего — начале позднего плейстоцена (эпоха исчезновения бакинского комплекса моллюсков).

Отложения венедского аллювия присутствуют в долине Нижней Волги, где они выполняют глубокий эрозионный врез, лежат на бакинских морских осадках и перекрываются сингильскими образованиями. По составу — это пески мелко- и тонкозернистые с прослоями глины и суглинков, содержащих вивианит. В местах распространения осадков бакинской и урунджикской трансгрессий между ними отмечаются следы перерыва осадконакопления, выраженные в виде размыва кровли бакинских отложений, наличия базальных горизонтов и неровной границы между слоями. Особенно четко они прослеживаются в разрезах Прибалханского района и на Челекене. В разрезе Южный Урунджик в основании пласта ракушечника с *Didacna eulachia* и др. вскрыт галечник карбонатных пород, лежащий на размытой кровле бакинских глин с *Didacna parvula* [35]. В разрезе Мишовдаг (Азербайджан) урунджикские отложения отделены от подстилающих бакинских и перекрывающих хазарских отложений следами перерыва и углового несогласия [31].

Время регрессии, по-видимому, приходится на конец раннего плейстоцена, ее глубина и продолжительность достоверно не установлены. Судя по определенной близости между бакинскими и урунджикскими комплексами моллюсков, разделяющая их регрессия была не очень продолжительной, однако достаточно глубокой по экологическим и геоморфологическим изменениям. В

эту эпоху исчезли такие характерные моллюски бакинского моря, как *Didacna catillus*. В Нижнем Поволжье происходил глубокий эрозионный врез палео-Волги с последующим заполнением венедским аллювием.

Челекенская регрессия

Название дано по п-ову Челекен, в разрезах которого установлены следы перерыва между морскими урунджикскими и хазарскими отложениями. Четкие следы перерыва в виде горизонтов размыва и углового несогласия отмечены также в разрезе Мишовдаг.

Челекенская регрессия — крупная глубокая регрессия Каспия с осушением верхней и возможно средней части шельфа — заключительная эпоха исчезновения преобладающих видов бакинской фауны. О глубине регрессии свидетельствует факт отсутствия бакинских и урунджикских отложений в прибрежной части дагестанского шельфа до современных глубин 20 м [29]. В эту эпоху отмечается глубокий эрозионный врез на каспийском шельфе и в древней долине Нижней Волги с последующим заполнением волжским аллювием.

Возраст и продолжительность челекенской регрессии определяются ее положением между урунджикской и хазарской трансгрессиями Каспия. По-видимому, это было начало среднего плейстоцена (350–300 тыс. лет назад).

К отложениям челекенской регрессии, кроме морских осадков нижней части шельфа и глубоководных котловин, относятся осадки ушталской свиты Куринской впадины, верхняя часть (астраханские слои) сингильских отложений, аллювий нижнекривичской свиты Нижнего Поволжья и, возможно, средняя часть каракумской свиты Западной Туркмении. Кривичские отложения в районе Енотаевки заполняют древнюю долину Волги [22]. По составу это преимущественно русловые фации аллювия — пески разнотоннозернистые, серые с прослоями темных суглинков и с линзами грубообломочного материала, в основании с гравием и галькой преимущественно кремнисто-кварцевых пород и сливных песчаников. Отложения выполняют глубокий палеоэрозионный врез в долине и по мощности достигают первых десятков метров. В кривичских отложениях найдены раковины пресноводных моллюсков *Lithoglyphus aff. naticoides*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Viviparus duboisianus*, *Dreissena polymorpha* и разнообразная пыльца и споры, образующие лесные, лесостепные и степные палинологические спектры. Из нижней части кривичских отложений происходит косожская флора [22], характе-

ризующая климатический оптимум раннего-среднего плейстоцена и не имеющая в своем составе представителей холодолюбивой флоры.

Во время челекенской регрессии в остаточном водоеме каспийский бентос сильно изменился: по мнению П.В. Федорова [35], это была наиболее существенная смена фауны в плейстоцене Каспия. Исчезают бакинские моллюски, и формируются кадры последующей хазарской фауны, включающие в себя многочисленные тригоноидные формы дидакн. В эту эпоху отмечается глубокий эрозионный врез в долинах Нижней Волги и Амударьи с последующим заполнением аллювием нижнекривичской и каракумской свит, образовались аллювиально-пролювиальные шлейфы по бортам Куринской впадины. Красноцветные астраханские глины Нижнего Поволжья накапливались в эпоху с неустойчивым геомагнитным полем Земли [31]. Климат Северного Прикаспия, судя по палинологическим спектрам отложений нижнекривичской свиты, был теплым и умеренно влажным [7]. Это был оптимум лихвинского межледниковья, свидетельством которого служат погребенная почва в кровле астраханских слоев и многочисленные выделения гипса и извести.

Черноярская регрессия

Черноярская регрессия – непродолжительное, малоамплитудное снижение уровня Каспия. Она установлена по аллювиальным осадкам черноярской свиты, выполняющим нижневолжскую долину, с размывом залегающих на нижнехазарских либо сингильских отложениях, с резким контактом перекрытых ательскими образованиями. В отложениях многочисленны останки млекопитающих хазарского фаунистического комплекса, ландшафты обитания которых определяются как степные, в них также обнаружены палинологические спектры лесостепного и степного типов [7]. Накопление осадков осуществлялось в русле Палео-Волги на уровнях, близких к современной межени р. Волги, либо несколько выше.

В других районах каспийских побережий одновозрастными аналогами осадков черноярской свиты, свидетельствующими о регрессиях Каспия, можно считать верхнюю часть аллювия каракумской свиты и толщу континентальных отложений с погребенными почвами, перекрывающими гюржанские отложения структуры Мишовдаг в Азербайджане.

В целом, осадки черноярского горизонта занимают временной интервал второй половины – конца среднего плейстоцена (термолюминис-

центные даты 122–184 тыс. лет назад) и имеют ограниченное распространение на каспийских побережьях.

Падение уровня Каспия в послераннехазарское время оценивается в 40 м [29]. Если это так, то, возможно, в черноярскую регрессию кратковременно осушалась верхняя часть каспийского шельфа.

Ательская регрессия

Название Ательской регрессии дано по континентальным отложениям, выделенным П.А. Православлевым в разрезах Северного Прикаспия в ательскую свиту (Атель – древнее название волжской протоки) [26]. Это – глубокая длительная регрессия Каспийского моря в середине позднего плейстоцена, разделяющая хазарский и хвалынский трансгрессивные этапы, эпоха крупных изменений каспийского бентоса [38].

Глубина регрессии определяется по положению на шельфе разнообразных прибрежных форм рельефа и слагающих их отложений. Установлены три уровня (среза) ательской регрессии [30]. Начальный уровень – оставивший серию подводных береговых валов вдоль восточного берега Каспия на глубине ~20–25 м. Максимальный уровень, когда море падало до отметок –100...–120 м, выявлен сейсмическими исследованиями на склоне среднекаспийской котловины, где обнаружена крупная (мощность 80–90 м, площадь > 2.5 тыс. км²) погребенная дельта [16]. Выше, на глубине 45–50 м, располагается серия погребенных абразионных уступов и аккумулятивных форм, фиксирующих третью фазу регрессии. В западной части Мангышлакского порога по сейсмоакустическим данным отчетливо выделяются эрозионные несогласия и аккумулятивные тела, относимые к ательской регрессии [16]. Если считать с максимума позднехазарской трансгрессии до максимума регрессии, то падение уровня Каспия в эту эпоху превышает 100 м, а площадь бассейна сокращается до 228 тыс. км² [39].

Время регрессии устанавливается по стратиграфическому положению отвечающих ей континентальных отложений, характером содержащихся в них ископаемых остатков и абсолютными датировками. По мнению большинства исследователей, это – середина позднего плейстоцена (70–30 тыс. лет назад).

Из всех континентальных образований регрессивных эпох Каспия ательские осадки наиболее широко развиты и отмечаются на всех каспийских побережьях. В Северном Прикаспии – это

так называемые ательские супеси и суглинки со стратотипическими разрезами в Нижнем Поволжье, представляющие собой сложные наземно-водные и субаэральные фациальные образования, разделенные погребенными почвами.

На водоразделах Волго-Уральского междуречья ательские осадки представлены преимущественно субаэральными фациями, на западном побережье Каспия, в Азербайджане – это озерные кыры Бинагад.

В ательскую регрессию климат был холодным континентальным (ранний вюрм). В это время на осушенном шельфе Северного Каспия преобладали холодные степные и полупустынные ландшафты, происходили деформации грунтов. В начале ательской эпохи в Нижнем Поволжье доминировали открытые пространства, среди растительности преобладали маревые и многочисленные злаки, полыни и разнотравье. Территория была освоена древним человеком (мустьерская стоянка балки Сухая Мечетка). В дальнейшем климат стал более суровым, в грунтах появились морозобойные трещины, исчезли древесные породы растительности, а ландшафты стали напоминать холодные полупустыни. На обсохшем шельфе восточного и юго-восточного побережий Каспия в ательское время было сухо и преобладали полупустынные и пустынные ландшафты. Во время средневюрмского (средневалдайского) потепления климат северных побережий Каспия, возможно, был теплее, получили распространение хвойно-мелколиственные леса.

Окончание ательской регрессии приходится на осташковскую (поздневалдайскую, поздневюрмскую) ледниковую эпоху, на шельфе были распространены открытые холодные ландшафты. В сильно обмелевшем и сократившемся по площади Каспии произошли крупные фаунистические изменения – почти полностью вымерли многочисленные хазарские дидакны группы *scassa* (*Didacna crassa nalivekini*) и близкие к ней виды *D. surachanica*, *D. pravoslavlevi*, сформировались основные компоненты хвалынской фауны, предпочитающие менее соленые местообитания (моллюски группы *trigonoides*: *Didacna trigonoides*, *D. praetrigonoides*).

Енотаевская регрессия

Енотаевская регрессия, разделившая ранне- и позднехвалынскую трансгрессии, отмечалась в начале голоцена (9.5–8.6 тыс. лет назад), по времени она совпала с концом пребореала и началом бореала. Несмотря на кратковременность, регрессия была глубокой, уровень моря, по [17], на-

ходился на 70–80 м ниже современного, что установлено по положению погребенной (второй) дельты на севере среднекаспийской котловины. Другие исследователи определяют меньшую глубину регрессии: согласно [15], следы береговой линии установлены на глубине 16–17 м; по [27], – на глубине 43–45 м; а по [7], глубина была ниже современного уровня на 36 м. В это время площадь Каспия составляла ~205 тыс. км², объем воды – 69.1 тыс. км³ [4]; по [39], площадь равнялась 288 тыс. км².

На шельфе Северного Каспия, по материалам бурения, осадки енотаевской регрессии, часто выполняющие эрозионные врезы, представлены линзами песка с ракушняком. В Северном Прикаспии следы этой регрессии впервые установлены в опорном разрезе у с. Енотаевка, где прослеживаются кровли нижнехвалынских отложений в виде слабой почвенной проработки. В это время на сократившейся акватории хвалынского моря происходили заметные фаунистические изменения – сокращение видового разнообразия в ассоциациях моллюсков дидакн.

Мангышлакская регрессия

Мангышлакская регрессия разделяет позднехвалынскую и новокаспийскую трансгрессии. Это наиболее достоверно реконструируемое регрессивное событие Каспия, отмечавшееся 7.2–6.4 тыс. лет назад, охарактеризованное обширным фактическим материалом. Регрессия установлена М.М. Жуковым [11] на основании материалов о переуглублении проток Волги, определившим падение ее уровня на 20–22 м ниже современного. А.В. Шнитников [37] оценил падение уровня в 10–12 м, В.Г. Рихтер [28] – в 40 м. На Каспийском шельфе следы мангышлакской регрессии в виде затопленных береговых линий установлены на отметках ~–40.5, –35.5, –31.5 и –29.5 м абс. выс., а также на –58.0, –50.5, –44.5 и –37.5 м [34]; в районе дагестанского шельфа – на отметках –55.0, –48.0, –50.0, –42.0 и –43.0 м абс. выс. [5]. В максимум регрессии уровень Каспия падал на ≥50 м, площадь составляла <230 тыс. км², объем ~72.1 тыс км³ [5].

Регрессия имела сложный характер и оставила следы (аккумулятивные валы, эрозионные врезы, грубозернистые отложения) на глубинах от 20–22 до 70–80 м ниже современного уровня моря [17]. Вдоль западного побережья Каспия была осушена полоса современного дна шириной 10–15 км. На дагестанском шельфе на глубине 20–25 м выявлены крупные аккумулятивные образования

типа Дербентской банки [23], представляющей собой вытянутую в 3–4 км от берега, протяженную (20 км) грядку с пологими склонами шириной 0.5–1.0 км. Контуры банки очерчены изобатой – 20 м. На других участках дагестанского шельфа также обнаружены отдельные аккумулятивные формы, маркирующие уровень моря на этих глубинах, но размеры их меньше. В это время был осушен весь Северный Каспий, рассеченный палеопротоками Волги, Терека, Кумы и Сулака. Восточнее, на обсохшем низменном дне существовало обширное озеро, куда впадали палео-Урал и палео-Эмба. Обнажились обширные участки туркменского шельфа, у его кромки было устье Узбоя. На осушенных участках происходило активное накопление разнообразных субаэральных осадков – преимущественно эоловых песков весьма однородного минералогического состава (кварц, полевые шпаты, слюда), а также аллювиальных алевритов, пойменных и озерных глин.

На отдельных участках шельфа, где сохранялись морские условия, распространены мелководные мангышлакские отложения. На шельфе Дагестана они встречаются на глубинах 20–22 м, с размывом залегают на хвалынских отложениях и слагают морфологически хорошо выраженные аккумулятивные валы – реликты древней береговой линии. По составу это мелководные фации – ракуша и ракушечный детрит темного цвета с галькой и гравием. Среди раковин определены *Didacna baeri*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *Dreissena elata* и др. На мангышлакском пороге осадки состоят из крупного алеврита и желтого и серого песка с оолитами и раковинами моллюсков *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *Hupanis plicatus* и др. В целом для отложений мангышлакской регрессии характерны фации шельфа относительно крупнозернистого состава, с повышенной карбонатностью, низким содержанием органического вещества, буровато-коричневая окраской и ритмичной слоистостью [17].

На восточном шельфе морские мангышлакские слои вскрыты на глубине 25–50 м и с размывом перекрывают хвалынские фаунистически охарактеризованные отложения. По составу это песчано-ракушечные мелководные осадки, включающие в себя комплекс моллюсков с господствующей формой *Didacna subcatillus*, многочисленными *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriforvis*, *Hupanis caspia* и единичными *Didacna delenda*, *D. praetrigonoides*, *D. baeri*. В мангышлакских слоях встречаются как новокаспийские, так и хвалынские дидакны. Среди них отмечается сокращение количества хвалынских форм *Didacna protracta* и *D. parallella*, указывающих на определенное

опреснение моря. При этом в зависимости от геоморфологической ситуации соленость моря могла быть как выше, так и ниже современной. Так, на шельфе мангышлакского порога во время регрессии существовал фаунистический комплекс более пресноводный, чем существующий на этих глубинах современный комплекс моллюсков. Это объясняется тем, что дельта Волги, вероятно, вслед за отступающей береговой линией переместилась к югу и заняла более низкое положение, оказывая при этом опресняющее влияние на район Мангышлакского порога.

Судя по палинологическим данным – абсолютному господству среди пыльцы травянистых и кустарниковых растений ксерофитов *Chenopodiaceae* и *Artemisia* [6], климат мангышлакской регрессии был резко аридным. На восточном берегу моря господствовали полупустынные и пустынные ландшафты с обилием участков, заселенных галофитной растительностью. На западном побережье были распространены сухие пустынные степи с преобладанием ксерофитов, с разнотравьем и отдельными участками лесных сообществ. В Северном Прикаспии в долинах рек и по берегам озер и лиманов существовала древесная растительность.

Избербашская регрессия

Избербашская регрессия разделяет дагестанскую (гоусанскую) и собственно новокаспийскую трансгрессии Каспия. Ранее, по [5], гоусанская трансгрессия относилась к начальной стадии новокаспийской эпохи, однако отсутствие в ее осадках руководящей новокаспийской формы *Ceratoderma glaucum* (*Cardium edule*) дает основание для выделения ее в самостоятельную — дагестанскую трансгрессию Каспия.

Избербашская регрессия произошла в интервале 4.3–3.9 тыс. лет назад. Хотя она отмечается некоторыми исследователями [13, 29], документальные свидетельства ее проявлений немногочисленны. К ним можно отнести находки на подводном склоне Южного Мангышлака на глубине 32 м слоя песков с детритом и раковинами моллюсков *Didacna* sp., *Monodacna caspia*, *Adacna vitgea*, датированных 3.8 ± 0.6 тыс. лет назад [5]. В дельте Волги, по данным бурения [40], между двумя слоями морских осадков (верхний датирован 4.9–4.8 тыс. лет назад) располагается толща культурных осадков, свидетельствующая об определенном падении уровня Каспия. По-видимому, оно было небольшим (не превышавшим 10–22 м), тогда была осушена лишь верхняя часть каспийского шельфа; следы же континентальных про-

цессов были уничтожены в последующие трансгрессивные фазы новокаспийского моря. Не исключено, что к числу сохранившихся следов избербашской регрессии частично относят затопленные береговые линии на отметках –31...–47 м абс. выс. [7, 29].

Помимо избербашской регрессии, в конце голоцена в эпоху новокаспийской трансгрессии выделяют еще два небольших падения уровня: александрбайскую и дербентскую регрессии, по-слойно разделяющие верхненовокаспийские отложения [5].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В регрессивные эпохи БК на его шельфе, побережье и смежных, затопленных низменных территориях отмечались масштабные природные события: падения уровня моря и осушение обширных участков морского дна; смена ландшафтов и процессов рельефообразования и осадконакопления; на сохранявшихся участках акватории обмеление, изменение солевого состава воды и обитавшей там фауны (таблица).

Рассмотренные регрессии БК относятся к разным иерархическим состояниям его бассейнов. Самые крупные и продолжительные – балаханская, домашкинская и тюркянская регрессии разделяют основные макротрансгрессии Каспия – акчагыльскую, апшеронскую и каспийскую (плейстоценовую). Менее масштабна ритмика сингильской, ательской и мангышлакской регрессий, разделяющих внутривейсковые водоемы Каспия – бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский бассейны. В свою очередь, в эпоху существования этих водоемов отмечалась еще более мелкая и кратковременная регрессивная ритмика – венедская, черноморская, енотаевская и избербашская с падением уровня на первые десятки метров, осушкой верхней части шельфа и стадийным расчленением трансгрессий.

Падение уровня моря было различным по глубине, длительности при различной площади осушения обширных участков морского дна. Следы падения уровня устанавливаются по элементам подводного рельефа (аккумулятивным и абразионным формам), литофациальному составу донных осадков – увеличению содержания прибрежных пляжевых фаций и их грубости, широкому распространению субаэральных (эоловых) и наземноводных (озеных, аллювиальных) образований, наличию следов почвообразования, изменению состава биологических комплексов (моллюсков и микрофауны, диатомей и т. д.).

Наиболее глубокие падения уровня Каспия, достигавшее 100–120 м и более, отмечались в тюркянскую, ательскую и мангышлакскую эпохи, когда, возможно, осушался каспийский шельф, а площадь сохранившихся водоемов сокращалась до 200 тыс. км². Относительно незначительное падение уровня Каспия (10–30 м) характерно для кратковременной черноморской регрессии и продолжительной домашкинской эпохи. Ее регрессивное состояние достоверно установлено только для окраинных частей граничного акчагыл-апшеронского водоема (Среднее Поволжье, Предуралье, Предаралье и др.).

В регрессивные эпохи уровень Каспия длительное время был между –30 и –50 м абс. высоты, а ниже – до ≥ -100 м – опускался реже. Трансгрессивные эпохи бассейна обычно были длительнее регрессивных в 3–4 раза. Это устанавливается как по данным геохронологии, так и анализом мощности древнекаспийских отложений. В тектонических депрессиях Западной Туркмении и Азербайджана суммарная мощность древнекаспийских отложений составляет 1000 м и более. Результаты элементарного расчета времени их формирования, скорректированные с данными современного осадконакопления Каспия, указывают на то, что накопление отложений продолжалось большую часть плейстоцена.

В регрессивные эпохи изменялись соленость БК и его температурный режим, обуславливавшие смену фауны. Как правило, отмечалось небольшое опреснение с падением солености, не превышавшим нескольких промилле. При этом изменения минерализации в разных местах бассейна могли быть различными. Так, например, в Северном Каспии соленость зависит от водообмена со Средним Каспием и от стока Волги и других рек. В эпохи регрессий этот водообмен был минимальным, что в сочетании с речным притоком приводило к распреснению воды в Северном Каспии стоком Волги и других рек.

В Среднем и Южном Каспии изменение солености в трансгрессивно-регрессивные эпохи было незначительным – в пределах нескольких промилле, соленость была близка к таковой в современном Каспии (~13‰). В этих частях моря также отмечалось небольшое увеличение солености, возможно, связанное с эффектом выпаривания и с отсутствием стока в зал. Кара-Богаз-Гол [29], это могло быть обусловлено и потеплением климата в этой части Каспийского региона.

Температурный режим водоемов вследствие значительного уменьшения их площади, в основ-

ном за счет северных участков акватории, становился менее контрастным и более теплым.

Эпохи низкого уровня Каспия – это периоды крупных изменений его бентоса, в частности комплекса моллюсков. Так, в домашкинскую регрессию, обусловленную прекращением поступления морских вод, вымерла акчагыльская фауна и получили распространение пресноводные (*Limnaea*, *Streptocерella*, *Theodoxus*, *Dreissena*, *Corbicula*) моллюски и первые, устойчивые к опреснению, редкие апшеронские формы (*Apsheronia*, *Monodasna*). В тюркянскую эпоху исчезает апшеронская фауна, в конце эпохи появляются редкие каспийские дидакны.

Регрессивные эпохи плейстоценового Каспия – это постоянная смена комплексов катилоидных, крассоидных и тригоноидных дидакн [38]. Заметные изменения установлены в микрофауне и диатомовой флоре. В колонках из Красноводского зал. по соотношению трех видов фораминифер-эльфидид (*Elphidium shochinae*, *E. caspinus* и *Maurella brotzkajae*) в позднем голоцене выделены две регрессивные фазы [30]. По скважинам из Северного Каспия определено три комплекса диатомей, позволяющие выделить в разрезе слои опресненных осадков [9].

В регрессивные эпохи на осушенных участках происходила полная смена ландшафтов, основных процессов рельефообразования и осадконакопления, особенно масштабно – на обширной обсохшей площади Северного Каспия и на смежных осушенных низменных территориях. Здесь вместо аквального ландшафта каспийского мелководья возникли обширные низменные сухие полупустынные степи, прорезанные речными долинами. Падение уровня моря приводило к эрозионному врезу, удлинению основных речных долин и активному выдвиганию дельт. На плоских водоразделах широкое распространение получили эоловые формы рельефа. На узком осушенном шельфе каспийских котловин активно формировался рельеф денудационных равнин с системами грядовых и ступенчатых форм эрозионного и абразионного происхождения, прорезанных серией глубоких водотоков, привязанных к низкому уровню Каспия. Талассогенные факторы рельефообразования, связанные с динамикой морских вод, сохранились на неосушенных частях шельфа, в волноприбойной зоне продолжалось активное образование береговых валов, бенча, абразионных и аккумулятивных террас.

На осушенном мелководье происходило накопление континентальных осадков пестрого фациального состава. В Северном Каспии установ-

лены эоловые, озерно-пойменные, озерно-лагунные и русловые отложения. Эоловые осадки представлены кварц-полевошпатовыми песками со следами ветрового шлихования; озерно-пойменные – пестроцветными алевролитами с запахом сероводорода; озерно-лагунные – гидрослюди-сто-хлоритовыми глинами с гипсами, кальцитом и доломитом; русловые фации – песками кварц-глауконитового состава. В отличие от морских монтмориллонитовых глин, глинистый состав континентальных фаций шельфа иной: здесь в аллювиальных осадках происходило накопление гидрослюды, каолинита и галуазита, в озерных и эоловых – монтмориллонита, палыгорскита и хлорита. В кровле отложений, длительное время выходящих в сферу экзогенного воздействия, прослеживаются следы разнообразного почвообразования. Среди наземных отложений восточного и южного шельфов и осушенных побережий преобладают эоловые накопления.

Регрессивные морские осадки шельфа, в отличие от подстилающих и перекрывающих их трансгрессивных отложений, – более грубые по составу и фиксируют динамичную обстановку накопления в обмелевшем море.

В эпохи регрессий в Каспийской области и в смежных с нею ледниковых районах Русской равнины отмечались различные климатические события. В настоящее время еще недостаточно документального материала для детальной корреляции истории климата этих регионов в позднем плиоцене – среднем плейстоцене. Можно предполагать, в крупных чертах, совпадение основных регрессивных эпох с межледниковьями на севере и в центре Русской равнины (петропавловским, лихвинским, микулинским, голоценовым). Однако это объяснение не исчерпывающее, хотя бы потому, что количество установленных в настоящее время регрессивных ритмов Каспия меньше числа ледниково-межледниковых эпох Русской равнины. На шельфе Каспийского моря в эпоху последнего ледникового цикла (поздний вюрм, поздний валдай, 23–10 тыс. лет назад) установлена серия последовательно отмечавшихся крупных природных событий, в разной степени совпадавших с ледниковой ритмикой Русской равнины. В первую половину позднего ледникового отмечалась ательская регрессия Каспия и был осушен шельф, целиком попавший в зону субаэральных процессов. Окончание регрессии пришлось на максимальную (осташковскую) стадию оледенения Русской равнины с исключительно суровым континентальным климатом. Енотаевская регрессия, судя по радиоуглеродным датам (9.5–8.6 тыс. лет назад), совпадает с холодными

эпохами начала голоцена Русской равнины, а мангышлакская и избербашская регрессии — с теплой атлантической и прохладной суббореальной эпохами голоцена соответственно.

Представляется очевидным, что современный Каспий — водоем, пребывающий в регрессивной стадии. Ее начало относится ко второй половине хвалынской эпохи, к самому концу плейстоцена — началу голоцена, когда отступавшее море миновало отметку 0 м абс. высоты. При этом общее падение голоценового уровня осложнялось поднятиями низких иерархических состояний (осцилляции, конвульсии). В то же время в целом для Большого Каспия характерно более высокое стояние уровня моря. Временное соотношение трансгрессий и регрессий Каспия можно выразить как 3/1 или 4/1.

ВЫВОДЫ

Для истории Большого Каспия характерны разнообразные колебания уровня, когда наряду с продолжительными трансгрессиями отмечались разномасштабные регрессии: балаханская, домашкинская, тюркьянская, венедская, черноярская, ательская, енотаевская, мангышлакская и избербашская. Наиболее крупные из них — балаханская, домашкинская и тюркьянская разделяют основные трансгрессии Каспия — акчагыльскую, апшеронскую и каспийскую. В регрессивные эпохи Большого Каспия на его шельфе, побережьях и смежных затопленных территориях отмечались масштабные природные события: падение уровня моря и осушение обширных участков морского дна, смена ландшафтов и процессов рельефообразования и осадконакопления, на сохранившихся участках акватории происходило обмеление, изменение солевого состава воды и обитавшей там фауны.

Во время регрессий на смежных континентальных территориях отмечались различные климатические события, можно предположить совпадение основных регрессивных эпох с межледниковьями севера и центра Русской равнины.

Реликт Большого Каспия — современный Каспий — находится в регрессивном состоянии, осложненном небольшим поднятием уровня.

Автор выражает благодарность Л.М. Шипиловой, Р.Р. Макшаеву и Е.Е. Талденковой (МГУ им. М.В. Ломоносова) за помощь в оформлении работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. Т. 1. М.: Гос. науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1961. 299 с.
2. Али-Заде К.Л., Векилов В.Г., Асадуллаев Э.М. и др. Стратиграфия морских антропогенных (четвертичных) отложений Азербайджана // Геология четвертичного периода. Ереван: Изд-во АН СССР, 1977. С. 61–67.
3. Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей // Изв. РГО. 1888. Т. 24. Вып. 1–2. С. 91–114.
4. Блудорова Е.А., Васильев Ю.М., Жидовинов Н.Я. и др. Апшеронский век Восточно-Европейской равнины // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1983. № 52. С. 3–16.
5. Варущенко С.И., Варущенко А.Р., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря в бессточных водоемах в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
6. Вронский В.А. Палеоклиматы южных морей СССР в голоцене (по палинологическим данным) // Палеоклиматы голоцена Европы и территории СССР. 1988. С. 150–157.
7. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волга в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
8. Гурарий Г.З., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.М. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Евразии. М.: Наука, 1965. 117 с.
9. Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря // ДАН СССР. 1970. Т. 190. № 4. С. 915–918.
10. Жидовинов Н.Я., Седайкин В.Н., Трояновский С.В. и др. О результатах изучения неогеновых и четвертичных отложений по астраханской параметрической скважине // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области М.: Наука, 1981. С. 123–127.
11. Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. М., 1945. Т. 2. 150 с.
12. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатологическая стратиграфия. Л.: ВГО, 1973. С. 15–27.
13. Карпычев Ю.А. Датировка по радиоуглероду регрессивных стадий Каспийского моря // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. № 3. С. 25–37.
14. Ковалевский С.А. Великая акчагыльская трансгрессия и ее участие в формировании продуктивной толщи // Изв. Аз ФАН СССР. 1944. № 5. С. 53–64.
15. Леонтьев О.К., Федоров И.А. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынской время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. Т. 4. С. 64–74.
16. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. МГУ. Сер.5, География. 1990. № 3. С. 34–39.

17. *Маев Е.Г.* Регрессии Каспийского моря // Геоморфология. 1994. № 2. С. 94–101.
18. *Мальгина Е.А.* Палеогеографические условия Западной Туркмении в конце плейстоцена и в начале четвертичного периода (по данным спорово-пыльцевого анализа) Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГ АН СССР, 1964. 32 с.
19. *Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А.* Изменение солености Каспийского моря в плейстоцене // Вод. ресурсы. 1992. № 5. С. 57–69.
20. *Милановский Е.Е.* К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плейстоцена (балаханский и акчагыльский века) // Бюл. МОИП. Отд. геолог. 1963. Т. XXXVIII (3). С. 77–86.
21. *Молодых А.Н., Болиховская Н.С.* Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Россельхозакадемия, 2011. С. 44–77.
22. *Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 64. 264 с.
23. *Мусатов В.А.* Древние береговые линии на шельфе Дагестанского побережья Каспия // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 45–52.
24. *Найдин Д.П., Найдина О.Д.* О так называемой Великой акчагыльской трансгрессии // Изв. высших учеб. заведений. Геология и разведка. 1992. № 6. С. 3–18.
25. *Невеская Л.А., Трубихин В.М.* История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плейстоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19–27.
26. *Православлев П.А.* Материалы к познанию нижне-волжских отложений // Изв. Варшавского ун-та, 1908. № 2. 464 с.
27. *Путанс В.А.* Осадочные волны на западном склоне Дербентской котловины Каспийского моря // Бюлл. МОИП. 2012. Т. 87. Вып. 4. С. 20–31.
28. *Рихтер В.Г.* Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геолог. 1954. № 5. С. 57–63.
29. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
30. *Свиточ А.А.* Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море: палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5–100.
31. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
32. *Сиднев А.В.* История развития географической сети в Предуралье. М.: Наука, 1985. 220 с.
33. *Староверов В.Н.* Фациальные модели и палеогеография плейстоцена юго-востока Русской плиты. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: Воронеж. гос. ун-т, 2005. 34 с.
34. *Трубихин В.М.* Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. М.: Наука, 1977. 73 с.
35. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.
36. *Филиппова Н.Ю.* Палинология верхнего плейстоцена – среднего плейстоцена юга Каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 161 с.
37. *Шнитников А.А.* Закономерности колебания уровня Каспийского моря в связи с изменчивостью увлажнения материков Северного полушария. М.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 54–60.
38. *Янина Т.А.* Дидакны Понто-Каспия. Смоленск; М.: Маджента, 2005. 298 с.
39. *Aladin N.V., Plotnicov I.S.* Yow changing of the Caspian Sea level makes influence on biodiversity of fishes and free-living aquatic invertebrates // 4th Int. Conf. UNESCO programme 481 Dating “Caspian Sea Level Change”. Almaty, 2006. P. 15–16.
40. *Kroonenberg S.B., Hoogendorn M.B.* Field Excursion Volga delta // Field Excursion Volga delta. An analogue for Paleo-Volga deposits. Delft: University of Delft, 2008. P. 1–39.