

Глава 4

ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ФАЦИИ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ В СЕВЕРНОМ КАСПИИ

Изучением литологического состава верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря занимались многие геологи. Особенно широко известны работы Л.И. Лебедева, Е.Г. Маева, О.К. Бордовского, Л.С. Кулаковой [1973], Е.Г. Маева [1961, 1962], Л.И. Лебедева [1963] и других авторов, а также исследования, проводимые в МГУ под руководством П.Н. Куприна. К настоящему времени получено определенное представление о вещественном составе, условиях и закономерностях верхнеплейстоценового и голоценового осадконакопления региона. Однако Северный Каспий оказался вне поля зрения при проведении детальных работ. Некоторые сведения по данному вопросу можно найти в статьях В.С. Мяконина и И.А. Тураева [1970], Ю.П. Хрусталева, В.В. Ковалева [1975]. Особое внимание нами удалено описанию верхнеплейстоценовых и голоценовых фаций Северного Каспия и палеогеографической обстановки их образования. Кроме того, мелководность и специфичность природных условий обусловили крайнюю чувствительность седimentогенеза Северного Каспия к изменениям среды осадконакопления. Нам удалось проследить пространственное распределение фаций, их изменение во времени, показать динамику осадочного процесса в Северном Каспии как части внутриконтинентального морского водоема аридной зоны в зависимости от климатической обстановки на водосборных площадях и акватории моря.

Верхнеплейстоценовые и голоценовые фации. Как известно, существует много трактовок термина "фация". При всем их разнообразии у подавляющего большинства исследователей в понятие "фация" вкладывается генетический смысл. Это значит, что фации так или иначе связываются с конкретными природными условиями осадкообразования и формирующими под их влиянием донными отложениями. И.О. Мурдмаа [1983] считает, что современные морские фации "выделяются как относительно однородные площади дна, отличающиеся от соседних площадей

...данным характеристикам природной среды, по процессам осадкообразования и по комплексу типоморфных признаков осадков. Выделение ископаемых фаций основано на генетическом анализе совокупности признаков осадков в пределах одновозрастного отрезка и на восстановлении по этим признакам с использованием метода актуализма палеоусловий осадконакопления".

В период экспедиций Ростовского университета в 1971–1978 гг. было отобрано более 100 скважин и колонок. Комплексное изучение их позволило стратифицировать толщу позднеплейстоценовых отложений, наметить основные этапы в истории развития Северного Каспия и впервые выделить фациальные комплексы. Толщу верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков составляют нижне- и верхнехвалынский, маньышлакский, новокаспийский и современный слои.

В основании вскрытого разреза залегают нижнехвалынские глубоководные фации шельфа, представленные глинистыми осадками с маломощными (до 10 см) прослойми песка и крупного алеврита. Глины обычно плотные, пластичные, темно-коричневого цвета, с многочисленными желтоватыми стяжениями, друзами и розами кристаллов гипса, включениями окислов и гидроокислов железа и углистого вещества. В верхней части окраска глин становится голубоватой, уменьшается содержание песчанистого материала. Карбонатное вещество, по данным микроскопических исследований, представлено лепешковидными терригенными формами размером до 0,03 мм, реже встречаются сферолиты, иголочки и ромбоэдры кальцита. Глинистые минералы представлены гидрослюдой (50–60%), монтмориллонитом (30–40%), постоянно присутствует каолинит и галлуазит. Максимально вскрытая мощность 5,1 м. Раннехвалынский возраст отложений определен на основе изучения пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков: *Didacna cf. protracta* Eichw., *D. subcatilus* (Andrus), *D. sea distincta* (Andrus), *D. cf. paralela* Bog., *Dreissena distincta* Andrus, *Clessiniola variabilis* Eichw., *Didacna aff. trigonoides* Pall., *Monodacna Caspia* Eichw., *Dreissena Caspia* Eichw. и др.

Нижнехвалынские отложения перекрываются верхнехвалынскими осадками, образовавшимися в период одноименной трансгрессивной фазы развития водоема. Уровень моря поднимался до отметок $-1\frac{1}{2}$ м. Площадь Северного Каспия в этот период времени была гораздо больше современной. Затопленными оказались долины Волги, Урала, Эмбы. Естественно, что русловые, прибрежно-морские и другие мелководные морские фации формировались за контурами современных границ Северного Каспия и буровыми скважинами не встречены. Поэтому осадки, накопившиеся в позднехвалынскую трансгрессию на акватории, можно отнести также к относительно глубоководным фациям шельфа. Представлены они зеленоватыми, голубовато-серыми плотными известковистыми песчанистыми илами с большим количеством включений гидроокислов железа и кристаллов гипса. Изредка встречаются маломощные прослои, обогащенные дегритом и ракушей пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков: *Didacna cf. paralela* Bog., *Dreissena distincta* Andrus., *Clessiniola variabilis* Eichw., *Didacna aff. trigonocides* Pall., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena caspia* Eichw., *Micromelania elegantula* Dub. и др.

Переход от нижне- к верхнехвалынским отложениям довольно резок

и хорошо фиксируется по окраске и прослою обломков раковин, достигающему 10 см. Мощность осадков глубоководной фации шельфа изменяется от 0,7 до 2,9 м. Подобные колебания обусловлены различной степенью выветривания верхнехвальинских отложений золовыми процессами в мангышлакскую регрессию и в меньшей степени — солянокупольной тектоникой [Хрусталев, Ковалев, 1975].

В размещении гранулометрических фаций наблюдается четкая закономерность: размер частиц уменьшается по мере удаления от источников поступления седиментационного материала, что согласуется с теорией механической дифференциации осадочного вещества. Такой же закономерности подчиняется коэффициент сортировки — с глубиной он уменьшается. Это объясняется тем, что в глубоководных районах происходила аккумуляция пелитовых фракций почти одинаковой размерности, а в прибрежной зоне — захоронение разновеликих частиц.

Карбонатный материал в верхнехвальинских отложениях шельфа распределяется следующим образом: в северо-восточной части современной акватории Северного Каспия среднее содержание его составляет 32,2%, в Уральской бороздине — 27,5, в преддельтовом пространстве Волги — 13,8%, т.е. наблюдается уменьшение концентраций с северо-востока на юго-запад. Глубоководные условия, гумидный климат, поступление значительного количества пелитовой фракции обусловили наибольшее распространение в верхнехвальинских осадках хемогенного кальцита (8,1—22,1%). Биогенный и терригенный карбонаты кальция имеют подчиненное значение. Повышенные концентрации хемогенного кальцита в верхнехвальинских отложениях подтверждают вывод о совместном осаждении пелитоморфного кальцита со сходными по размеру глинистыми частицами [Хрусталев и др., 1980].

Позднехвальинскую трангрессию сменяет свойственная всей Каспийской области мангышлакская регрессия. Понижение уровня моря привело к отступлению северной границы до линии о-в Чечень — п-ов Мангышлак. Территория современного Северного Каспия представляла сушу, сложенную плотными верхнехвальинскими глинами. Аридизация климата в эпоху мангышлакской регрессии вызвала широкое развитие золовых процессов. Интенсивная эрозия верхнехвальинских глин, перевеивание и перенос образовавшегося материала ветрами преимущественно широтного направления привели к образованию крупно- и мелкоалевритовых илов, реже песков и глинистых илов с обломками переработанной хвальинской фауны. Литологический облик осадков, окраска, наличие переотложенной верхнехвальинской фауны, неравномерное распределение мощностей делают их похожими на песчаные накопления "бэрсовских бугров", широко распространенных в Северном Прикаспии.

Сложившиеся на акватории Северного Каспия природные условия предопределили накопление трех различных фациальных типов осадков: золовых, озерно-пойменных и русловых.

Золовые фации получили наибольшее распространение (рис. 17). Представлены они преимущественно желтовато-серыми крупными алевритами с редкими обломками верхнехвальинской фауны: *Dreissena caspia* Eichw., *Clessiniola variabilis* Eichw., *Micromelania caspia* Eichw. и др. Анализ картосхем распределения крупных алевритов показал, что пло-

щади развития крупных алевритов в начале регressiveйной стадии были больше, чем в ее конце. Это обусловлено тем, что в начальную стадию развития регрессии при понижении уровня моря происходило резкое врезание русел Волги, Урала и Эмбы без образования широких долин. В этот период на большей части акватории Северного Каспия происходило накопление золовых отложений за счет физического выветривания верхнехвалынских осадков. По мере затухания мангышлакской регрессии уровень моря стабилизировался, а в некоторые периоды отмечались даже кратковременные поднятия, что способствовало расширению палеодолин рек, образованию озер, стариц, лагун. Произошло сокращение площадей, занятых золовыми осадками, и увеличение ареалов озерно-лагунно-пойменных фаций.

В распределении мощностей золовых осадков наблюдается определенная закономерность: они увеличиваются с запада на восток. Как уже отмечалось, накопление мангышлакских отложений происходило в континентальных условиях за счет переработки верхнехвалынских осадков, т.е. определяющими факторами образования золовых осадков являлись климатические условия, и в первую очередь воздействие ветра. Восточная часть Северного Каспия находилась в пустынной зоне, где физическое выветривание достигало максимума. Это привело не только к разрушению большей части толщи верхнехвалынских отложений, но и к накоплению золовых отложений с повышенной мощностью. В западной части золовые процессы играли менее значительную роль, так как климат здесь был более умеренным за счет водного стока Волги, разветвленности дельты, развития растительности в ее зоне.

Существенные различия в интенсивности действия золовых процессов отразились на гранулометрическом составе и сортировке мангышлакских осадков. Так, участки с максимальными значениями Md (0,07–0,09 мм) и минимальными S_0 (2–3) расположены в пустынных и полупустынных районах восточной половины Северного Каспия.

Минеральный состав золовых отложений довольно однороден. Наиболее часто из минералов легкой фракции встречаются кварц, полевые шпаты, слюды, карбонаты и др. В распространении большинства минералов легкой фракции четко выраженной закономерности не наблюдается. Это объясняется тем, что перераспределение терригенного материала происходило в континентальных условиях, а следовательно, зависело от многих факторов, степень влияния которых в настоящее время установить затруднительно. И тем не менее следует отметить влияние рельефа абрадируемой поверхности, воздействие золового фактора и литологического состава верхнехвалынских отложений. Под микроскопом преобладают матовые зерна с мелкими углублениями и штриховкой. Подобная морфология объясняется механической обработкой полупрозрачных зерен в процессе их перемещения. Комплекс терригенных минералов тяжелой фракции мангышлакских отложений близок к верхнехвалынским. Отличаются они обычно более высокой концентрацией тяжелой подфракции. Обогащение тяжелыми минералами происходило в результате ветрового шлихования и механической дифференциации золовых наносов.

Озерно-пойменные фации имеют ограниченное распространение, представлены мелкоалевитовыми илами преимущественно серого цвета. На-

копление их происходило в лагунах, озерах, старицах, образовавшихся в результате колебаний уровня моря и миграции русел рек. Основным поставщиком осадочного материала являлись золовые процессы, подчиненное значение имел твердый сток рек. Этим и объясняется более тонкозернистый состав озерно-пойменных осадков по сравнению с золовыми. В результате ветровой эрозии и перевеивания верхнехвальинских отложений на местах оставались более грубозернистые фракции, а тонкозернистые частицы переносились и накапливались в пониженных участках рельефа, каковыми являлись старицы, озера, лагуны.

Существенные корректиры в характер осадконакопления вносят местные факторы: особенности тектоники, геоморфологии и другие параметры. Так, в Северо-восточной части акватории вскрыта толща чередующихся пестроцветных прослоев серых, темных, голубовато-зеленых преимущественно мелкоалевритовых илов с примазками порошкообразного гипса, значительным количеством остатков фауны хвальинского возраста, сильным запахом сероводорода. Накопление такого типа осадков происходило в застойных, слабо вентилируемых водоемах. По-видимому, это были старицы и лагуны, образовавшиеся в результате миграции русел Эмбы и Урала.

Озерно-пойменные осадки северо-восточной части Северного Каспия характеризуются повышенными мощностями и большой изменчивостью (2–4,5 м), что связано с широким развитием в этом районе соляно-купольной тектоники [Хрусталев, Ковалев, 1975] наиболее распространенным типом осадков озерно-пойменной фации являются желтовато-серые мелкоалевритовые илы, встреченные в палеодолинах Волги и Урала. По генезису и вещественному составу осадки близки к золовым фациям. По-видимому, они образовались за счет золового материала. Мелкоалевритовая и пелитовая фракции, отличаясь большей подвижностью, выносились ветром с мест их образования в озера и старицы палеодолин Волги и Урала, где и аккумулировались. Таким образом, можно сделать вывод о том, что в мангышлакское время литологический состав озерно-пойменных отложений определялся как стоком рек, так и золовыми наносами.

Преобладающими минералами среди тяжелой подфракции являются эпидот, цоизит, ильменит, роговая обманка. Содержание легкой подфракции в озерно-пойменных фациях наиболее низкое [Хрусталев и др., 1980].

В озерно-пойменных осадках зафиксированы максимальные концентрации гидрослюды (до 90%) и хлорита (до 40%). Результаты термического анализа показали, что в мангышлакских отложениях северо-восточной части присутствует значительное количество гипса, кальцита, доломита, что еще раз подтверждает вывод об озерно-пойменных условиях осадконакопления в этом районе.

Русловые фации на акватории Северного Каспия вскрыты буровыми скважинами лишь в палеодельтах Эмбы и Волги (см. рис. 17). Незначительные площади русловых осадков, большое расстояние между скважинами (10–15 км) не позволили выявить закономерности их распространения. Однако имеющийся керновый материал дает полное представление о литологическом составе отложений. Сложенны они желтыми, желтовато-зелеными мелко- и среднезернистыми песками хорошей сортировки ($S_1 < 2$). Фаунистический комплекс представлен окатанными, трудно идентифицируемыми обломками верхнехвальинской фауны. Характерной

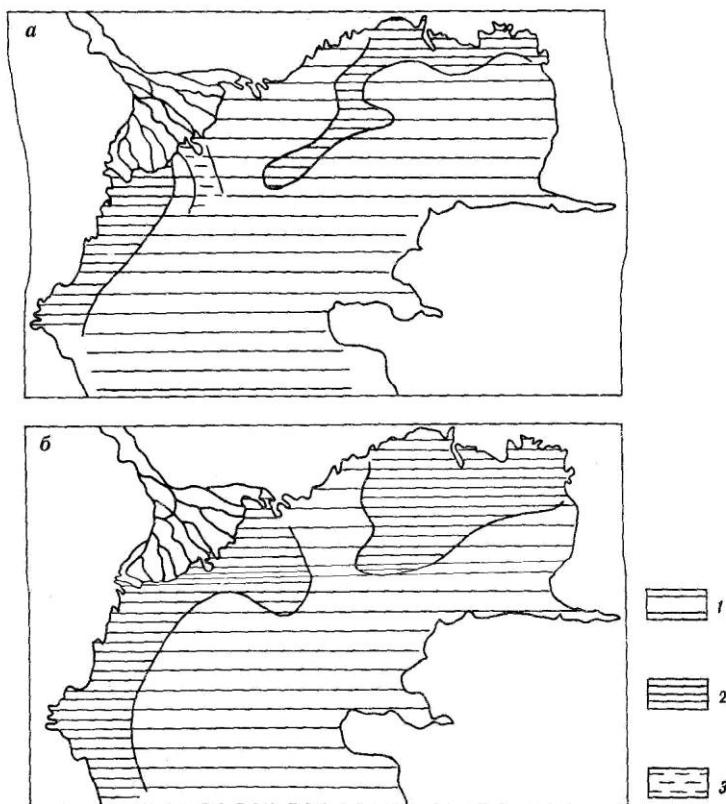


Рис. 17. Распределение фаций мангышлакских отложений в Северном Каспии в кровле

(а) и подошве (б) слоя

Фации: 1 – золовых отложений, 2 – озерно-пойменных отложений, 3 – русловые

особенностью распределения минеральных компонентов является повышенная концентрация минералов тяжелой подфракции (более 1%) и глауконита, который встречается в виде окатанных зерен желтовато-зеленого цвета с гладкой, хорошо отполированной поверхностью. Наиболее высокие содержания его встречены в преддельтовом пространстве Волги.

В конце мангышлакского времени климат становится более влажным, наступает новокаспийская трансгрессия, в период которой уровень моря был на 7–8 м выше современного [Федоров, 1978]. Похолодание и увлажнение климата в бассейне Северного Каспия обусловили поступление большого объема речных вод и терригенного материала. Минералогический состав и особенно наличие в осадках стресс-минералов (дистен, силлиманит, ставролит) и пиккотита указывают на усиленный привнос аллювия с Русской платформы. Таким образом, в отличие от мангышлакской серии стадии развития водоема, когда основным поставщиком осадочного вещества являлись золовые процессы, в новокаспийский этап седиментационный материал поступал преимущественно со стоком рек. Есте-

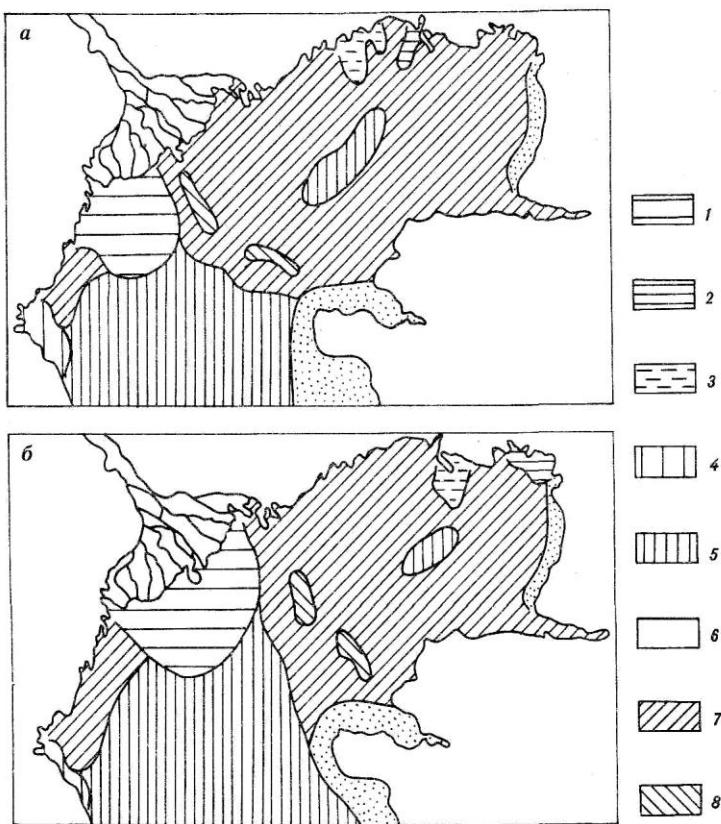


Рис. 18. Распределение фаций новокаспийских отложений в Северном Каспии в кровле (а) и подошве (б) слоя

Фации: 1–4 – преддельтовых отложений: 1 – Волги, 2 – Эмбы, 3 – Урала, 4 – Терека; 5 – бороздин; 6 – прибрежно-морские; 7 – мелководные, 8 – баров

ственno, это изменило не только облик осадков, но и закономерности их распространения.

Осадконакопление в новокаспийское время характеризовалось значительным разнообразием, о чем свидетельствует многочисленность фаций. Проведенные исследования позволили выделить в новокаспийском слое следующие фации: преддельтовые, бороздин, прибрежно-морские, баров, шельфовые (рис. 18).

Преддельтовые фации образовались в результате выноса терригенного материала Волгой, Уралом, Эмбой, Тереком. Преддельтовые осадки Волги представлены мелкозернистыми песками серого цвета с прослойями крупноалевритовых илов, с обломками и целыми створками *Dreissena polymorpha andrusovi*, *D. caspia* Eichw., *Abra ovata* (Phyl.), *Cerastoderma lamarcki*. Реже встречаются мелкоалевритовые и глинистые илы.

Пески и крупноалевритовые илы хорошо и средне сортированы ($S_0 = 2-3$), хотя в отдельных случаях коэффициент сортировки в них

колеблется в значительных пределах за счет раковинного материала. Для минерального комплекса осадков преддельтовой области характерно повышенное содержание стресс-минералов. Отмечаются также сравнительно высокие концентрации граната и турмалина. В отличие от современных осадков, где ильменит является ведущим минералом, в новокаспийских отложениях содержание его невысоко. Среди субкolloидных минералов преобладает гидрослюдя (50–60%).

Преддельтовые отложения Урала вскрыты единичными скважинами близ его устья. Представлены они желтыми мелкоалевролитовыми и глинистыми илами, плохо сортированными, с повышенной концентрацией песчаного и крупноалевритового материала. Осадки характеризуются высоким содержанием граната, рутила, глауконита. Аномальное накопление тонкозернистых осадков в преддельтевой области Урала вызвано двумя причинами. Первая состоит в том, что воды Урала, обладая невысокой кинетической энергией, не в состоянии "протолкнуть" вносимый взвешенный материал в море и поэтому разгрузка твердого стока, в том числе мелкоалевритовых и глинистых частиц, происходила в непосредственной близости от устья. Вторая причина – расположение новокаспийской дельты Урала за пределами современной береговой линии Северного Каспия, вследствие чего основная масса крупнозернистого материала аккумулировалась севернее. Подтверждением этому являются осадки п-ова Пешного, сложенного песчаным материалом. Преддельтовые осадки Урала содержат более 60% гидрослюды. В качестве примеси присутствуют хлорит, смешанослойные минералы и каолинит. По данным термического анализа, мелкоалевритовые илы характеризуются достаточно высокими концентрациями пирита, органики, кальцита.

Преддельтовые отложения Эмбы имеют ограниченное распространение в северо-восточной части Северного Каспия и представлены глинистыми илами. Причины накопления илистых осадков здесь, по-видимому, аналогичны рассмотренным в преддельтовой области Урала. Однако различия в природных условиях седиментогенеза этих районов нашли отражение в вещественном составе осадков. Если в преддельтовой области Урала, характеризующейся хорошей аэрацией водоема, происходило накопление желтых глинистых и мелкоалевритовых илов с многочисленными гидроокислами железа, то на взморье Эмбы в условиях застойного слабовентилируемого водоема аккумулировались темные вязкие глинистые илы с большим количеством растительного детрита, сильным запахом сероводорода, многочисленными включениями порошкообразного гипса, обломками и целыми створками *Monodacna Caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Cardium edule* L., *Clessiniola variabilis* Eichw., *Caspia gmelini* Dyb., *Micromelania caspia* Eichw., *M. elegantula* Dyb., *Lithoglyphus naticoides* (Pfeif.), *Hydrobia Ventrosa* Mtg., *Adacna plicata* Eichw., *Valvata* sp.

Мощность слоя 1,85 м. Минеральный состав преддельтовой фации Эмбы формировался исключительно за счет твердого стока реки и золовых насыпей. Ведущими минералами тяжелой подфракции, помимо эпидота, амфиболов и ильменита, являются циркон и гранат. Преобладающий минерал легкой подфракции – кварц. В преддельтовом пространстве Эмбы количество гидрослюды в верхней части новокаспийского слоя составляет 62%, в основании концентрация возрастает до 88%. Содержание монтморил-

лонита одинаково по всему разрезу (18%), а примеси хлорита и каолинита незначительны (4–5%). Обращает на себя внимание резкое увеличение в основании слоя количества гипса, кальцита, что свидетельствует о мелководных условиях накопления. Высокие концентрации биогенного карбоната кальция в преддельтовой области Эмбы объясняются сочетанием двух факторов: повышенной продуктивностью моллюсков и благоприятным гидрохимическим режимом.

Как известно, отложения новокаспийского слоя в северо-восточной части Северного Каспия состоят из темных мелкоалевритовых и глинистых илов с большим количеством раковин моллюсков и органики. Вероятно, в это время район представлял собой полуизолированный мелководный залив, где происходило интенсивное накопление тонкозернистого материала. Благоприятны здесь были условия и для развития фитопланктона и бентических организмов, что и нашло отражение в своеобразии вещественного состава донных осадков. По мере удаления от устья Эмбы глинистые илы постепенно замещаются мелкоалевритовыми, а затем и крупноалевритовыми отложениями. Соответственно понижается концентрация биогенного карбоната кальция.

Преддельтовые отложения Урала представлены желтыми глинистыми вязкими илами. Площадь распространения их в начале новокаспийской трансгрессии была больше, чем в заключительной фазе. Хотя условия формирования минеральной ассоциации в предустьевых областях Урала и Эмбы достаточно близки, состав минералов преддельтовой фации Урала своеобразен. Прежде всего, возрастает концентрация граната, рутила, глауконита и уменьшается содержание турмалина и листена. По данным термического анализа, в новокаспийских осадках много пирита, органики, кальцита. Размещение терригенного карбоната тесно связано с поступлением и распределением седиментационного материала. Особенно отчетливо это проявляется на взморье Урала, где повышенные концентрации терригенного и карбонатного (до 70%) материала находятся на продолжении основного русла.

Фации бороздин образовались в депрессиях моря, появившихся в мангышлакское время, при понижении базиса эрозии и прорезании верхнеквадынских отложений Волгой и Уралом. В новокаспийское время для Уральской бороздины характерно накопление мелкоалевритовых илов серого и голубовато-серого цвета с прослойями светло-серого глинистого ила. В Мангышлакской бороздине преобладали глинистые илы с обломками *Monodacna* sp., реже *Didacna* sp., *Dreissena*. Мощность образовавшегося стоя здесь невелика и редко превышает 1,5 м. Северный Каспий (особенно его мелководная часть) в новокаспийскую трансгрессию характеризовался активным гидродинамическим режимом. В результате интенсивного перемешивания водных масс происходило постоянное взмучивание зонных отложений. Пелитовая фракция, переходя во взвешенное состояние, разносилась по морю и аккумулировалась в спокойных, "затишных", участках. Так как Уральская бороздина мелководней Мангышлакской, то по этой причине большая часть глинистых частиц выносилась за ее пределы. Этим и объясняется преимущественное накопление мелкоалевритовых илов в Уральской бороздине и глинистых – в Мангышлакской.

Анализ распределения мелкоалевритовых илов в начале и конце ново-

каспийского этапа развития Северного Каспия показал, что первоначальное выражение Уральской бороздины в рельефе было более четким, чем на поздних стадиях (см. рис. 18). По мере затухания трансгрессии, заполнения и нивелирования палеодолин Урала и Эмбы мелкоалевритовые илы накапливались только в наиболее глубоководной части бороздины. Незначительная мощность мелкоалевритовых и глинистых илов объясняется тем, что акватория Северного Каспия является как бы "вибрационным столом", где основная масса осадочного материала, особенно его глинистая фракция, постоянно взмучивается за счет активного гидродинамического режима. Часть пелитовых частиц через Мангышлакский порог по уклону как бы "сползает" в глубоководные районы Среднего Каспия, что и обуславливает малые мощности тонкозернистого осадка.

Минералогический состав отложений Уральской и Мангышлакской бороздин сформировался за счет поступления твердого стока Волги, Урала и Эмбы, т.е. он наследует вещественный состав пород, слагающих их водо-сборные площади. Ведущими минералами тяжелой подфракции являются эпидот, ильменит, амфиболы, гранат.

В Уральской бороздине концентрация карбоната в новокаспийских осадках невысока (10–20%) и только в наиболее глубоководной части выделяется локализованный участок, где содержание хемогенного кальцита увеличивается до 30%. Незначительные количества терригенного карбоната в Мангышлакской бороздине объясняются удаленностью района от источников поступления седиментационного материала.

Прибрежно-морские фации на акватории современного Северного Каспия имеют ограниченное развитие. Они встречены в северо-восточной части, а также в районе п-ова Тюб-Караган. Представлены желтыми, хорошо сортированными средне- и мелкозернистыми песками с редкими обломками моллюсков *Didacna*, *Dreissena*, *Monodacna*. Образование новокаспийских песчаных отложений в прибрежной зоне северо-восточной части Северного Каспия связано с эоловой деятельностью. В районе п-ова Тюб-Караган новокаспийское время ознаменовалось усилением абразионных процессов, о чем свидетельствует не только абразионный дегрит, но и накопление толщи мелко- и среднезернистых хорошо сортированных песков ($Md = 1–2$ мм).

Специфичность осадконакопления в этих районах наложила свой отпечаток на количественный и качественный состав минералов. Прежде всего, отмечается практически полное отсутствие глауконита, который постоянно присутствует в твердом стоке Волги и Урала. В то же время концентрации роговой обманки, ильменита, турмалина достигают максимальных значений для новокаспийских отложений. Минералогические исследования показали, что содержание минералов легкой подфракции в новокаспийских осадках этого района минимально. По-видимому, мелководность, значительная гидродинамическая активность приводили к интенсивному шлихованию осадков, в результате чего эти минералы выносились за пределы района. Высокие концентрации терригенного карбоната кальция в северо-восточной части Северного Каспия обусловлены интенсивным поступлением эоловых наносов, содержащих до 40% CaCO_3 .

Мелководные щельевые отложения являются наиболее распространенным типом осадков на акватории Северного Каспия. Они вскрыты боль-

шинством скважин и представлены крупноалевритовыми илами серого цвета с прослойями мелкоалевритовых илов, песков. Характеризуются повышенным количеством обломков и целых раковин моллюсков: *Cardium edule* L., *Dicacna trigonoides* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Dreissena polymorpha* Pall., *D. rostriformis* Desh., *Clessinia variabilis* (Eichw.), *Micro-melania caspia* (Eichw.), *M. elegantula* Dyb., *Hydrobia ventrosa* Mtg., *Adacna plicata* Eichw. и др.

Крупноалевритовые илы мелководных шельфовых фаций в кровле новокаспийского слоя более грубозернисты, чем в подошве. Эти отложения образовались в основном за счет твердого стока рек, впадающих в Северный Каспий, и характеризовались преимущественным накоплением диоктаэдральной гидрослюды (60–70%) с увеличением содержаний от кровли к подошве. Из остальных глинистых минералов наибольшее значение имеет монтмориллонит (до 20%). Мощность мелководных осадков 1,5–3 м.

Фации баров представлены песчано-ракушечными отложениями, вскрытыми в центральной части Северного Каспия. По-видимому, в период переуглубления дельт Волги и Урала, что происходило во время мангышлакской регрессии, между ними образовались перемычки. Впоследствии, являясь естественной преградой на пути переноса осадочного материала из восточной части в западную, геоморфологическая преграда способствовала накоплению глинистых илов, а затем более крупнозернистых отложений. К концу новокаспийской трансгрессии уровень моря понизился, часть "перемычек" осушилась, что способствовало образованию многочисленных островов; часть оставалась под водой в виде мелководных песчано-ракушечных полей. Минеральный состав мелководной фации формировался в основном за счет стока Волги и Урала. Ведущими минералами являлись эпидот, амфиболы, ильменит. На общем фоне понижения концентраций минералов тяжелой фракции остаются неизменными содержания дистена и граната. Среди минералов легкой фракции преобладает кварц.

В заключение необходимо отметить основные фациальные особенности осадконакопления верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений в Северном Каспии. Своеобразие седиментогенеза в этот период выражается в том, что водосборная площадь Северного Каспия находилась в гумидной зоне, а сама акватория – в аридной. Таким образом, продукты физического выветривания гумидных областей поступали со стоком рек на акваторию Северного Каспия, где в аридных условиях распределялись согласно законам механической дифференциации. В результате осадконакопление в это время обладало чертами, свойственными водоемам аридной и гумидной зон. Известно, что на протяжении верхнечетвертичного этапа развития Каспийского моря водосборный бассейн его был практически постоянным, т.е. изменение вещественного состава твердого стока во времени было не значительным. Поэтому связывать динамику литологического состава фаций верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений можно только с изменением условий осадконакопления внутри водоема.

Установлено, что в новокаспийских и мангышлакских отложениях большее распространение получили крупноалевритовые илы, в верхневхавалинских – глинистые. В новокаспийское время условия для аккуму-

ляции тонкозернистого материала, вероятно, были малоблагоприятны из-за его мелководности и значительной гидродинамической активности. Почти постоянно находясь в "возбужденном", взвешенном состоянии, пелитовые фракции выносились в Средний Каспий или в "затишные" зоны, где и аккумулировались. Накопление крупнозернистых осадков в мангышлакский этап развития водоема связано с интенсивной золовой переработкой верхнехвальинских отложений и выносом пелитовых фракций. В результате образовались отложения, обогащенные крупнозернистыми фракциями.

Природные условия и особенности осадкообразования в позднем плейстоцене и голоцене. Общеизвестно, что раннехвальинская трансгрессия была одной из крупнейших в четвертичное время. По данным М.М. Жукова [1945], П.Ф. Федорова [1978], уровень Каспийского моря в это время поднялся до абсолютных отметок 47–50 м и морскими водами были затоплены огромные пространства Прикаспийской низменности, в том числе и долины Волги, Урала, Эмбы. Одновременно шло расширение площади моря за счет абразии берегов вместе с прогрессивным увеличением глубин, которые, согласно произведенным расчетам, на территории Северного Каспия достигали 100 м. На существование глубокого моря указывают видовой состав и тонкостенность раковин пластинчатожаберных моллюсков, а также литология нижнехвальинских отложений (преобладание глинистых илов). Присутствие в верхней части толщи маломощных прослоев песка и крупного алеврита свидетельствует о том, что среда седиментогенеза во второй половине ранней хвальин не оставалась постоянной. По-видимому, образование крупноалевритовых осадков связано с периодическими понижениями уровня моря. Подобные асцилляции, несмотря на кратковременность, характеризовались значительными падениями уровня, что приводило к уменьшению глубин и сокращению площади Северного Каспия, а соответственно, и к изменению вещественного состава образовавшихся в это время донных осадков.

По данным В.А. Приклонского, развитие раннехвальинской трансгрессии происходило в условиях влажного и холодного климата, а на прилегающей в акватории Северного Каспия сухие широкое распространение получила лесная, таежная, растительность. Подобная климатическая ситуация предопределила образование в раннехвальинском море своеобразной ассоциации глинистых минералов, содержащей в качестве основного компонента гидрослюду со значительной примесью монтмориллонита и смешанных слойных образований. О гумидности климата свидетельствуют постоянное присутствие в донных отложениях каолинита, галлуазита, а также низкая карбонатность осадков и ограниченное количество сингенетического кальцита, который, по мнению Н.М. Страхова [1954], является индикатором аридности климата.

Развитие раннехвальинской трансгрессии следует связывать не только с прохладным и влажным климатом, но и с увеличением водного стока Волги, Урала, Эмбы и других рек, впадавших в Каспийское море. Все это в совокупности обусловило довольно низкую соленость вод, о чем свидетельствует преобладание среди моллюсков дидакн. Как известно, представители этой группы в современных условиях расселяются при солености от 5 до 9 ‰ [Зенкович, 1962].

Если в настоящее время Северный Каспий представляет собой по существу эстуарий Волги, Урала, Терека, где соленость меняется от 0 до 13‰, то в раннехвальинскую стадию минерализация вод в пределах современного контура была относительно стабильной и характеризовалась значениями, по-видимому, около 9‰. Объясняется это тем, что речной сток не оказывал столь существенного влияния на формирование солевого состава морских вод, так как дельты рек находились в значительном удалении, а глубины и площадь раннехвальинского моря были намного большие современных.

Отложения нижнехвальинского слоя перекрываются верхнехвальинскими осадками, представленными преимущественно глинистыми и мелкоалевритовыми илами. Переход от нижнехвальинских к верхнехвальинским отложениям достаточно отчетлив и хорошо фиксируется по проявлению на контакте прослоя, обогащенного раковинным материалом, мощностью до 5 см, а также по различной окраске глин и их вещественному составу. Малое содержание песчанистого и крупноалевритового материала в глинах можно объяснить незначительным пролювиально-аллювиальным выносом с суши и ограниченным поступлением абразионного материала по мере стабилизации или понижения уровня моря. Периодически встречаются маломощные (до 20 см) прослои с повышенным содержанием детрига и раковин пластинчатожаберных моллюсков. Переход от нижнехвальинских глин к верхнехвальинским, их литологический состав подтверждают вывод о том, что позднехвальинское море не было результатом новой трансгрессии. Скорее всего, существование его связано с задержкой или незначительным понижением уровня. Постепенная аридизация климата, происходившая в это время, вызвала изменение гидрохимического режима верхнехвальинского моря и условий осадконакопления, что и нашло отражение в литологическом составе донных отложений.

На ограниченной акватории глины перекрыты морскими мелкозернистыми песками и крупными алевритами серого цвета, плохо отсортированными, с многочисленными обломками раковин моллюсков. По-видимому, эти литологические типы осадков образовались в период регрессии, когда на акватории Северного Каспия существовали морские условия, близкие к современным. Значительная амплитуда колебаний мощностей верхнехвальинских отложений, отсутствие на некоторых участках мелкозернистых песков и крупных алевритов свидетельствуют об интенсивной, хотя и неравномерной золовой переработке их в мангышлакскую стадию регressiveного развития водоема и об уничтожении верхней части верхнехвальинского разреза.

По данным Т.А. Абрамовой, О.Б. Парунина, А.А. Свиточа [1983], климат в позднехвальинское время на прилегающей к морю суше был сузий, но несколько прохладнее современного. Это подтверждается преобладанием в отложениях травянистой сухолюбивой растительности полупустынно-степного типа с обилием фитоценозов ксерофитов. К выводу о том, что седimentация происходила в условиях аридного климата, приводят и наши данные по карбонатонакоплению. В отличие от нижнехвальинских осадков верхнехвальинские отложения характеризуются не только более высокой карбонатностью, но и значительными концентрациями хемогенного кальцита. Как показали исследования, среднее содержание

карбоната кальция составляет 21,2%, из них на долю пелитоморфного кальцита приходится 15,1%. На аридизацию климата указывают также и единичные кристаллы палыгорскита, поступавшие на акваторию позднехвалынского моря, вероятно, золовым путем.

По мнению П.Ф. Федорова [1957], начало верхнехвалынской трансгрессии ознаменовалось поднятием уровня моря до нулевой отметки, или на 26–28 м выше современного. Площадь Северного Каспия была больше, чем в настоящее время, но значительно меньше, чем в ранней хвалыни. Осадконакопление происходило в условиях низкой минерализации вод и относительного глубоководья (глубины, по-видимому, не превышали 50 м). Преобладание среди пластинчатожаберных моллюсков солоноватоводных видов позволяет предположить, что в позднехвалынское время соленость была близка к современной. Аналогичный комплекс моллюсков в настоящее время обитает на илистых осадках с неустойчивым солевым (3–5%) и газовым режимом [Зенкович, 1962]. Можно предположить, что близкие к этому условия существовали и в поздней хвалыни.

Во второй половине позднехвалынского времени природная обстановка седimentогенеза под влиянием аридизации климата и понижения уровня моря стала постепенно изменяться: уменьшились глубины и размеры Северного Каспия, усилилось влияние речного стока на гидрохимический режим и продуктивность бентических организмов. И, поэтому, на акватории Северного Каспия вторая половина позднехвалынского времени ознаменовалась фациальным замещением относительно глубоководных шельфовых отложений прибрежно-морскими и мелководными осадками, представленными местами мелкозернистыми песками и крупными алевритами. Широкое распространение в осадках раковин моллюсков и органических остатков свидетельствует о благоприятных условиях для интенсивного развития донных биоценозов, что, вероятно, связано с большим поступлением с речным стоком растворенного карбонатного вещества и биогенных компонентов. К оптимальным параметрам среды обитания солоновато-водной фауны следует отнести и малые глубины. Как установлено Л.А. Зенковичем [1963], биомасса бентоса в Каспийском море достигает максимума на глубинах 10–25 м. По-видимому, аналогичные глубины существовали и во второй половине верхней хвалыни на территории Северного Каспия. В целом же комплекс верхнехвалынских моллюсков в пределах исследуемого региона был предположительно богаче и разнообразнее нижнехвалынского. Благоприятные условия, и в первую очередь уменьшение глубин, повышение температуры воды способствовали росту продуктивности бентических организмов, на что указывают более высокие концентрации биогенного карбоната в верхнехвалынских отложениях по сравнению с нижнехвалынскими, а также преобладание более крупных раковин моллюсков.

Позднехвалынскую трансгрессивную стадию сменяет мангышлакская, во время которой уровень водоема понижался до отметки –50 м абсолютной высоты. В Северном Каспии мангышлакская регрессия нашла свое отражение в образовании различных по фациальному составу континентальных отложений: аллювиальных и золовых песков и алевритов, пойменных и озерных глин.

Проведенные исследования показывают, что на территории Северного Каспия в мангышлакское время существовали два типа озер. Одни из них

были опреснены благодаря постоянному притоку речных вод, другие характеризовались повышенной минерализацией и их можно отнести к разряду приморских озер. Столь пестрая гамма природных условий предопределила разнообразие комплексов субколлоидных минералов. В опресненных озерах накапливались глинистые минералы, привнесенные реками или поступившие с золовыми наносами. Это преимущественно гидрослюды (до 70%) и смешанослойные образования (до 30%). В осолоненных водоемах происходило, по-видимому, образование палыгорсита, а основная роль в формировании минералогического комплекса принадлежала золовому фактору, о чем свидетельствует достаточно близкий состав глинистых минералов в озерных и золовых отложениях. На специфичность природных условий в этих озерах указывает широкое развитие в осадках хемогенных минералов, особенно гипса и доломита. Ограниченнное количество палыгорсита в осадках осолоненных водоемов, несмотря на аридность климата, можно объяснить двумя причинами. Первая – усиленный вынос минерала ветром за пределы территории Северного Каспия, вторая – незначительное число приморских озер и водоемов, условия в которых были благоприятны для образования палыгорсита.