

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова
Географический факультет
Российский фонд фундаментальных исследований

Т.А. Янина

**НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ:
БИОСТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ**

Москва - 2012

УДК 551.41
ББК 26.8
Я 62

ISBN 978-5-89575-215-9

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция - Географический факультет МГУ, 2012 – 264 с.

Монография является результатом многолетних исследований автора в Понто-Каспийском регионе. Состоит из трех частей. Часть 1 «Биостратиграфия» представляет критический анализ и обобщение данных по распространению представителей малакофауны по площади и разрезу неоплейстоцена, выявление его закономерностей и установление фаунистических группировок разного иерархического уровня, составляющих основу региональных биостратиграфических схем неоплейстоцена Каспия, Черного моря и Маныча. Выполненные на единой малакофаунистической основе, они упорядочивают систематизацию стратиграфических подразделений, дополняют и уточняют существующие схемы. Выделенные стратоны наполнены палеогеографическим содержанием – отражают события разного иерархического уровня в истории бассейнов. Для них предложены стратотипические местонахождения малакофауны. Часть 2 «Палеогеография» содержит реконструированную на основании биостратиграфического и палеоэкологического анализов малакофауны, результатов комплексного изучения отложений, палеогеографию каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли; сравнительный анализ их развития; общие закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов; оценку роли Маныча в истории Каспия и Понта. В части 3 «Корреляция» выявлены корреляции и связь палеогеографических событий в Понто-Каспии с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины. Сопоставлена история развития понто-касписких бассейнов с трансгрессивно-регрессивными событиями в Средиземном море.

Предназначена для географов, геологов, биологов, а также лиц, интересующихся историей развития природы Земли.

Рецензенты
д-р профессор Е.И. Игнатов
д-р профессор Г.И. Рычагов

*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту №12-05-07115*



Издание РФФИ не подлежит продаже

УДК 551.41
ББК 26.8
Я 62

ISBN 978-5-89575-215-9

© Янина Т.А., 2012
© Географический факультет МГУ, 2012

ВВЕДЕНИЕ

Понто-Каспий (Черное, Азовское и Каспийское моря) – это система отличающихся друг от друга природными особенностями и историей палеогеографического развития внутриконтинентальных водоемов – реликтов бассейна Восточного Паратетиса. Побережья этих морей, ставшие колыбелью древних цивилизаций, и в наше время являются одними из наиболее освоенных в хозяйственном и рекреационном отношении. Побережья и шельф представляют большой интерес месторождениями нефти, газа и других полезных ископаемых, а также путями их транспортировки. Поэтому не удивительно, что Понто-Каспийский регион привлекает повышенное внимание исследователей, в том числе и к его палеогеографии. Особенно это проявилось в последние три десятилетия, когда свой резко нестационарный характер показал Каспий, поднятием уровня на 2,5 м за 18 лет нанесящий существенный ущерб прикаспийским государствам. В ближайшем будущем ожидается ускорение темпов роста уровня Азово-Черноморского бассейна. Знание закономерностей развития бассейнов Понто-Каспия при разномасштабных и разнонаправленных колебаниях климата необходимо для прогнозных оценок и для выработки стратегии устойчивого развития регионов.

Понто-Каспий, отражая в своем развитии глобальные климатические изменения, ледниково-межледниковую ритмику Русской равнины и горных территорий, трансгрессивно-регрессивные события в Мировом океане, является стратотипическим регионом для составления единой стратиграфической и палеогеографической схемы неоплейстоцена Северной Евразии. Недаром изучение его региональной стратиграфии и истории развития бассейнов на протяжении более чем двух веков привлекает внимание ученых. Н.И. Андрусов, К.П. Калицкий, Д.В. Наливкин, В.В. Богачев, П.А. Православлев, Д.В. и В.Д. Голубятниковы, А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов, С.А. Ковалевский, М.М. Жуков, В.М. Муратов, П.В. Федоров, Л.А. и Е.Н. Невеские, О.К. Леонтьев, В.А. Николаев, Ю.М. Васильев, А.И. Москвитин, Г.И. Горецкий, А.А. Свиточ, Б.Г. Векилов, Г.И. Рычагов, Е.Г. Маев, Т.А. Абрамова, П.А. Каплин, Г.И. Попов, Д.Д. Квасов, А.Л. Чепалыга, В.В. Янко, А.В. Мамедов, Б.Д. Алескерев, Э.Г.-М Алиева, Е.И. Игнатов, Е.Н. Бадюкова П.Н. Куприн, Ф.А. Щербаков, А.Б. Островский, Я.А. Измайлов, С.А. Несмеянов, И.П. Балабанов, Н.С. Благоволин, С.И. и А.Н. Варущенко, Р.К. Клиге, В.А. Вронский, В.А. Зубаков, Н.А. Лебедева, Г.Г. Матишов, Ю.П. Безродных, В.М. Сорокин, П.М. Долуханов, К.Д. Михайлеску, В.К. Шкатова, С.Б. Крооненберг – это лишь малая часть имен исследователей, посвятивших ему свой труд.

Несмотря на обилие накопленного материала, большинство вопросов стратиграфии и палеогеографии региона остаются дискуссионными. К ним относятся: количество трансгрессивно-регрессивных событий, их ранг, возраст, палеогидрологические и экологические параметры, связь с глобальными и региональными климатическими изменениями, сопоставления и взаимосвязи внутри Понто-Каспия и корреляции с палеогеографическими событиями на сопредельных территориях. Отсутствует общепринятая концепция развития Понто-Каспия, объясняющая основные события его неоплейстоценовой истории. Настоящая монография предлагает вариант решения этих вопросов, основанный на обобщении результатов малакофаунистического анализа и материалов комплексного изучения отложений Каспийского, Азово-Черноморского регионов и Маньчжурской депрессии.

Автором поставлены задачи:

1. На основе комплексного изучения основных местонахождений малакофауны Понто-Каспийского региона выявление особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения раковин моллюсков в разрезе плейстоцена, выделение разновозрастных фаунистических сообществ разного таксономического состава и ранга – основы для стратиграфического расчленения морского плейстоцена и палеогеографических реконструкций бассейнов.

3. Разработка (дополнение, уточнение) региональных биостратиграфических (экостратиграфических) схем каспийского и черноморского плейстоцена. Установление стратотипических местонахождений малакофауны для выделенных стратонов.

4. Развернутая палеогеографическая характеристика бассейнов Понто-Каспия на основе биостратиграфического и палеоэкологического анализов малакофауны с привлечением материалов других методов исследования отложений и событий.

5. Сравнительный анализ развития бассейнов Каспия и Понта; роль в нем Маньчжурского пролива.

6. Анализ связи и корреляция палеогеографических событий в Понто-Каспии и сопредельных регионах: Русской равнине и Средиземном море.

Фактический материал собран автором за многие годы (1975–2012) полевого и лабораторного изучения опорных разрезов плейстоценовых отложений и местонахождений малакофауны Понто-Каспия,

проводимого по научной тематике НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ, ряда международных (IGCP-481, IGCP-521, РФФИ-NWO-05-05-89001) и российских (РФФИ 95-05-14472, 98-05-64703, 01-05-64181, 02-05-65105, 05-05-64808, 07-05-00752, 08-05-00113, 08-05-00114, 10-05-00251, 11-05-00093) научных проектов. В Каспийском регионе малакологические исследования выполнены (рис. 1) на ленкоранском побережье, в Куринской депрессии, на Апшеронском полуострове, азербайджанском и дагестанском побережьях Кавказа, в Нижнем Поволжье и дельте Волги, на Волго-Уральском междуречье, на полуострове Мангышлак и побережье Ирана; изучены малакофаунистические коллекции из опорных разрезов долины Урала, отдельных районов восточного побережья и каспийского шельфа. В Черноморском регионе проанализирована малакофауна плейстоцена Таманского полуострова, ряда местонахождений кавказского побережья и Керченского полуострова; проведены малакологические исследования на побережье и шельфе Болгарии. Выполнено малакофаунистическое изучение отложений Манычской депрессии.

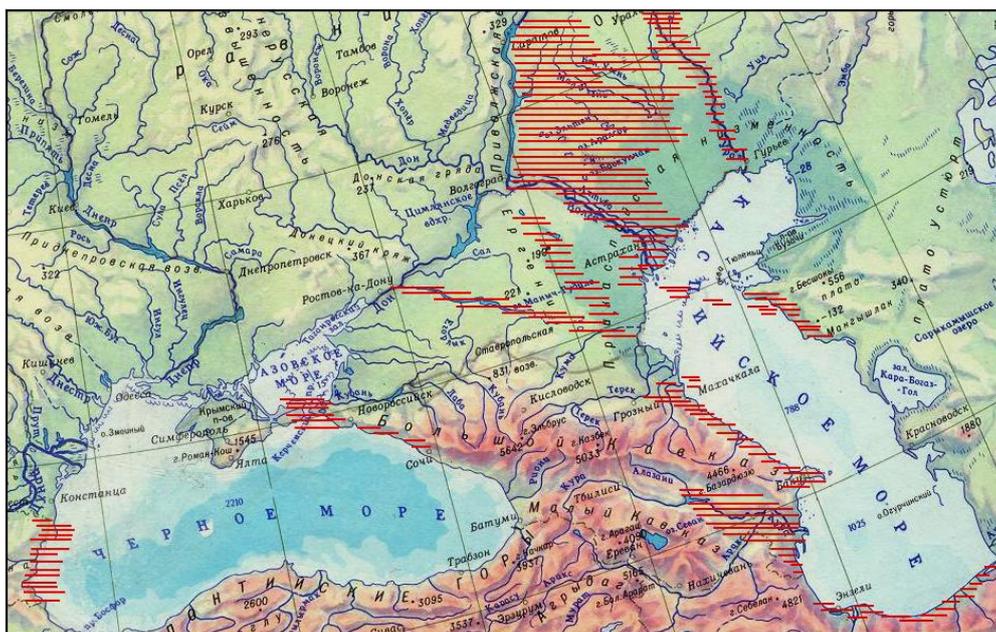


Рис. 1. Понто-Каспийский регион. Штриховкой показаны районы исследований автора.

Анализ местонахождений, не охваченных полевыми наблюдениями, сделан по литературным источникам и коллекциям фауны, хранящимся в музеях и научных организациях России (ПИН РАН, ИГ РАН), Азербайджана (Институт геологии НАН), Болгарии (Софийский университет, Геологический институт БАН). Часть образцов раковин моллюсков из морских отложений Понто-Каспия передана автору для изучения А.А. Свиточем, А.О. Селивановым, С.И. Варущенко, О.Б. Паруниным, Е.Г. Маевым, А.В. Поротовым, В.М. Сорокиным (МГУ), Л.А. Невесской (ПИН РАН), А.Л. Чепалыгой (ИГ РАН), В.К. Шкатовой (ВСЕГЕИ); из Средиземноморского региона – Е.В. Девяткиным (ГИН РАН). Возможность работы с керном каспийских скважин предоставлена Л.Р. Мерклиным и А.Г. Матулем (ИО РАН), В.М. Сорокиным (МГУ), Ю.П. Безродных (Моринжгеология, Рига); черноморских скважин – Т.И. Крыстевым (ИО БАН, Варна).

Как полевые работы, так и лабораторная обработка материала, проводились в составе коллектива исследователей географического факультета МГУ. Для контроля результатов малакофаунистических исследований, дополнения или уточнения стратиграфических и палеогеографических выводов привлечены материалы коллег, изучавших те же объекты другими методами, а также опубликованные данные – на все используемые материалы в тексте монографии имеются ссылки.

Основным методом исследования автора является малакофаунистический, включающий изучение таксономического состава, тафономии, биостратиграфического распределения, исторического развития, филогении, биогеографии моллюсков. Основное внимание уделено руководящим для Каспийского моря и эндемичным для Понто-Каспия солоноватоводным моллюскам рода *Didacna* Eichw., особенностью которого является быстрое эволюционное развитие на видовом и подвидовом уровне, определившее важней-

шее значение рода для стратификации морского неоплейстоцена Понто-Каспия и палеогеографических реконструкций его бассейнов. В работе широко используется сопряженный метод (взаимодополняющее и контролирующее комплексное использование результатов геоморфологического, литологического, фациального, спорово-пыльцевого, диатомового, микрофаунистического, педологического, геохронологического и других анализов) изучения новейших отложений и реконструкции событий, разработанный академиком К.К. Марковым, к палеогеографической школе которого принадлежит автор монографии.

Монография состоит, помимо введения и заключения, из трех крупных частей.

Часть 1 «Биостратиграфия» содержит анализ распространения представителей малакофауны по площади и разрезу неоплейстоцена; выявление его закономерностей и установление фаунистических группировок разного иерархического уровня, на основе которых составлены региональные биостратиграфические (они же экостратиграфические) схемы неоплейстоцена Каспийского, Черноморского регионов и Маныча. Выполненные на единой малакофаунистической основе, они упорядочивают систематизацию стратиграфических подразделений, дополняют и уточняют существующие схемы. Все выделенные стратотипы наполнены палеогеографическим содержанием – отражают события разного иерархического уровня (трансгрессию, стадию, этап) в истории бассейнов. Для них предложены стратотипические местонахождения малакофауны. Использование видов рода *Didacna* Eichw. для составления всех предложенных региональных биостратиграфических схем имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понта и Каспия.

Часть 2 «Палеогеография» – это реконструкция палеогеографии каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли, выполненная на основании биостратиграфического и палеоэкологического анализов малакофауны, дополненного результатами комплексного (сопряженного) изучения отложений; сравнительный анализ их развития; закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов. Реконструированы эпохи функционирования Манычского пролива. Показана роль Маныча в истории Каспия и Понта.

Часть 3 «Корреляция» показывает возможность использования моллюсков одного рода – *Didacna* Eichw. (истории его развития, временного и пространственного распространения, межбассейновых миграций) для корреляции событий в Понто-Каспии. В ней проведена корреляция и выявлены связи палеогеографических событий в Понто-Каспии с ледниковыми событиями на Русской равнине; сопоставлена история развития понто-каспийских бассейнов с трансгрессивно-регрессивными событиями в Средиземном море.

Монография иллюстрирована 32 таблицами, 50 рисунками и 23 фототаблицами малакофауны. Список использованной литературы включает 979 наименований.

Автор глубоко признательна всем своим соратникам по изучению неоплейстоцена Понто-Каспия: Алескерову Б.Д., Арсланову Х.А., Бадюковой Е.Н., Болиховской Н.С., Большакову В.А., Братановой О.Н., Демкину В.А., Иванову И.В., Каплину П.А., Кирилловой И.В., Крооненбергу С.Б., Крыстеву Т.И., Лычагину М.Ю., Мамедову А.В., Матулю А.Г., Менабде И.В., Парунину О.Б., Поротову А.В., Рычагову Г.И., Селиванову А.О., Сорокину В.М., Стойкову С.С., Чепалыге А.Л., Янко-Хомбах В.В.; многолетнему научному руководителю исследований профессору А.А. Свиточу; всем коллегам из НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена за благоприятную творческую атмосферу. Искренняя благодарность декану географического факультета академику Н.С. Касимову за всестороннюю поддержку исследований.

Часть I. БИОСТРАТИГРАФИЯ

1. БИОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ

Биостратиграфия неоплейстоцена Каспия основана на эволюционных изменениях и закономерностях смены сообществ моллюсков рода *Didacna* Eichwald во времени и пространстве. Цель данного раздела монографии – представить обоснованную обширным фактическим материалом биостратиграфическую схему каспийского неоплейстоцена, являющуюся надежной основой для палеогеографических реконструкций событий и их корреляции.

1.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА И МАЛАКОФАУНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Природным условиям Каспийского региона посвящено большое количество публикаций (Бруевич, 1937; Доскач, Герасимов, 1937; Леднев, 1943; Зайков, 1946; Архипова, 1970; Гюль, 1956; Кленова и др., 1956; Аполлов, 1956; Геология СССР, 1957, 1970, 1972; Антонов, 1963; Леонтьев, Халилов, 1965; Ширинов, 1965, 1973; Каспийское море..., 1969, 1986, 1989; Будагов, 1973; Лебедев и др., 1973; Пахомова, 1973; Косарев, 1975; Зенкевич, 1977; Леонтьев, 1961, 1987; Леонтьев и др., 1971, 1977; Суховой, 1986; Касымов, 1987; Зонн, 1997; Залогин, Косарев, 1999; Иванов, 2000; Абдурахманов и др., 2002; и др.), поэтому имеет смысл ограничиться кратким изложением (на их основе) отдельных природных характеристик в контексте общего представления о географии региона и условиях обитания малакофауны в Каспии, необходимых для палеогеографических реконструкций.

В **структурно-геологическом** отношении побережье Каспия располагается в пределах нескольких областей земной коры. Северное побережье представляет собой часть Русской платформы; его главными структурными элементами являются Прикаспийская синеклиза с характерными для нее проявлениями соляной тектоники, погребенный кряж Карпинского и Прикумские погребенные поднятия, отделенные от кряжа Карпинского Манычским прогибом, вместе образующие герцинское обрамление Русской платформы. Северо-западное побережье находится в области Терско-Каспийского краевого прогиба – переходного элемента к геосинклинальной альпийской области Большого Кавказа. В пределах последней в основном лежит западное побережье; крупнейшей структурой здесь является мегантиклинорий Большого Кавказа с сопровождающими на северо-востоке молодыми складчатыми зонами восточного Дагестана, погруженными к югу от Дербента (Самурско-Дивичинский прогиб). Южнее прогиба мегантиклинорий подходит к берегу моря, а в районе Апшерона и Южного Кобыстана располагается зона брахиантиклинальных и брахисинклинальных складок, соответствующая области затухания альпийской складчатости. К югу от нее находится Куринский синклинорий, характеризующийся огромной мощностью осадочного чехла, широко открытый к Каспию. Вдоль юго-западного побережья расположен (также относящийся к альпийской зоне) Талышский мегантиклинорий, сменяющийся Эльбурсским мегантиклинорием, окаймляющим Каспий с юга. Большая часть восточного побережья в структурно-геологическом отношении связана с герцинской Туранской платформой, осложненной Мангышлакским мегантиклинорием на севере и Туаркырским и Кубадаг-Большебалханским на юге, испытавшими горообразование в мезозойское время. Южнее Кубадага находится Западнотуркменский прогиб, относящийся к альпийской зоне. Для него характерны большие мощности плиоцен-четвертичных отложений, развитие брахиантиклинальных форм, а к югу от Челекена – нескольких зон погребенных поднятий, связанных с областью затухания складчатых структур Копет-Дага (Леонтьев и др., 1977).

Побережье Каспийского моря разделяется на ряд природных **областей** (Леонтьев и др., 1977) (рис. 2). Северная область в структурно-геологическом отношении соответствует в основном Прикаспийской синеклизе и окаймляющему ее с юга погребенному кряжу Карпинского. Здесь широко развиты равнины морского генезиса: большая часть Прикаспийской низменности (до 47–50 м абс.) представляет собой плоскую нижнехвалынскую морскую равнину с преобладанием глинистых и суглинистых отложений, осложненную проявлениями солянокупольной тектоники. Южнее нулевой изогипсы Прикаспийская низменность – это главным образом песчаная верхнехвалынская равнина. Интересными формами рельефа, заслуживающими отдельного исследования, здесь являются бэровские бугры. Хорошо выражены стадияльные древние дельты, блуждающие русла, в северной части низменности – поды и «ильмени», на соляных куполах встречаются карстовые формы. Ниже –20 м (абс.) побережье занято новокаспийской морской

равниной, представляющей в основном песчаные и солончаковые поверхности. Прикаспийская низменность окаймлена возвышенностями: с запада – Ергенями и Приволжской возвышенностью, с севера – Общим Сыртом и Подуральским плато, с юго-востока – Устьуртом. На этих приподнятых бортах синеклизы древнекаспийские трансгрессии оставили после себя серию террас.

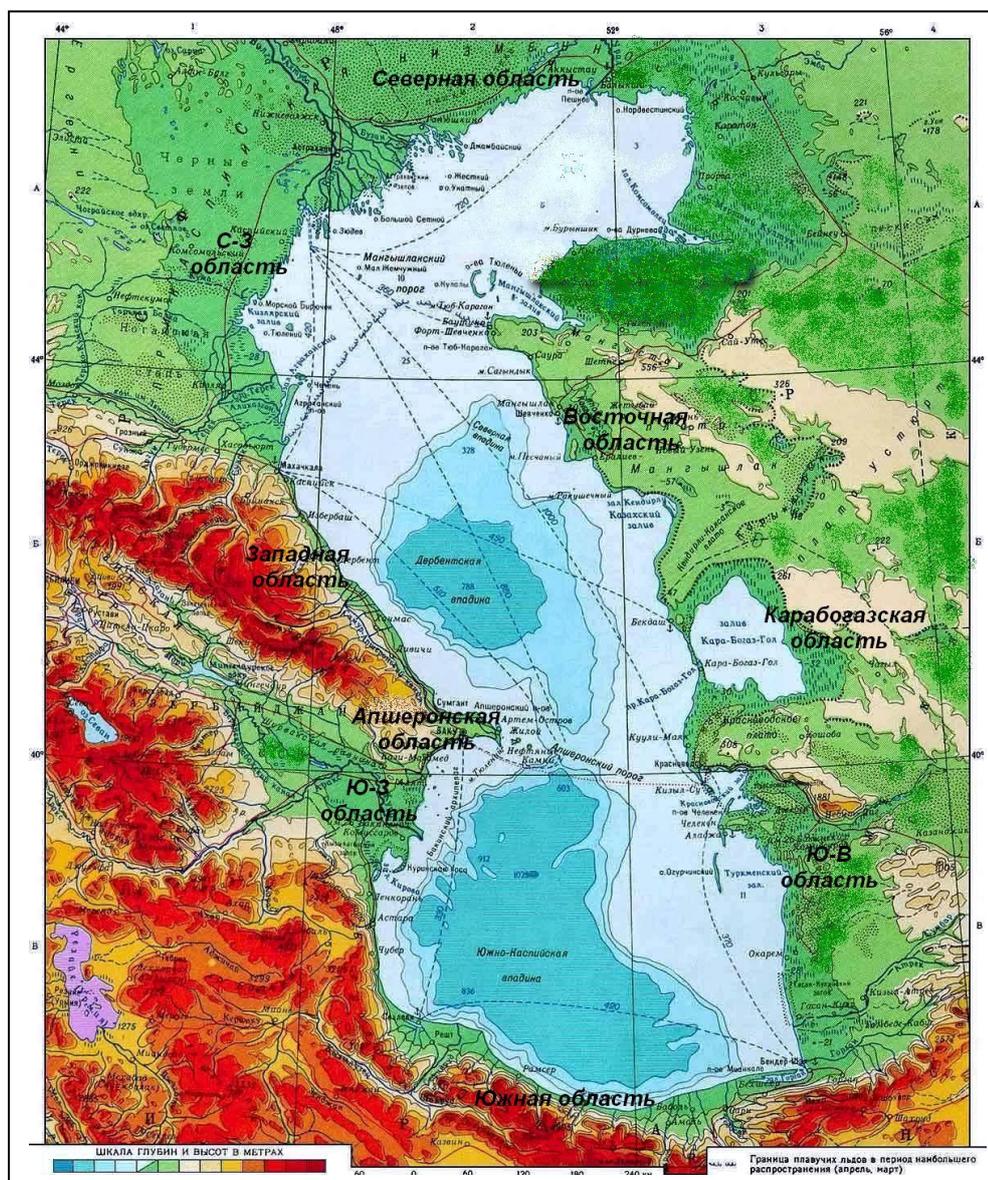


Рис. 2. Природные области Каспийского региона

Они преимущественно абразионные и абразионно-аккумулятивные. Мощность древнекаспийских отложений здесь невелика, и на поверхности прибрежной равнины имеется ряд форм, связанных с выходами коренных пород. Вдоль самого берега на большей его части протягивается узкая, преимущественно аккумулятивная или абразионно-аккумулятивная, новокаспийская терраса.

Северо-азербайджанская подобласть отличается в своей северной части преимущественным развитием аллювиально-пролювиальных равнин и аккумулятивных морских террас, а также значительной (до 300–400 м) суммарной мощностью четвертичных отложений. Эта часть побережья в структурно-геологическом отношении соответствует Самурско-Дивичинскому синклинию. На южном участке этой подобласти близко к морю подходят горы Большого Кавказа, здесь на склонах гор отмечаются абразионные и абразионно-аккумулятивные уровни, поднятые до высоты 320 м, узкая прибрежная равнина также террасирована.

Северо-западная область по строению рельефа мало отличается от северной. В структурно-геологическом отношении она соответствует Предгорному Предкавказскому прогибу, характеризующемуся глубоким погружением фундамента и огромной мощностью выполняющих его палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Доминируют флювиальные формы рельефа.

Западная область включает дагестанскую и северо-азербайджанскую подобласти. Дагестанская подобласть отличается близостью к морю предгорных возвышенностей, сложенных преимущественно палеоген-неогеновыми породами, и незначительной шириной прибрежной низменности. Поверхность низменности террасирована. Поднятые (до 300 м) морские террасы отмечаются и на восточных склонах предгорий.

Апшеронский полуостров – район преимущественного распространения абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, выработанных в молодых плиоцен-четвертичных структурах. Пологие возвышенности с абрадированными вершинными поверхностями и террасированными склонами обычно представлены брахиантиклиналями, а разделяющие их понижения, выполненные древнекаспийскими отложениями значительной мощности, – синклиналиями и мульдами.

Юго-западная область делится на три подобласти: Южнокобыстанскую, Куринскую и Талышко-Ленкоранскую. Прибрежный Кобыстан отличается развитием низкогорного структурно-денудационного рельефа: преобладают антиклинальные хребты и возвышенности, синклинальные долины и депрессии, а в прибрежной полосе четко проявляется абразионно-аккумулятивная деятельность моря, обусловившая образование серии террас. В Куринской низменности наблюдается несколько генераций дельтовой равнины, приуроченной к уровню новокаспийской трансгрессии; солончаковые равнины, представляющие собой днища обсохших лагун, песчаные береговые валы (бары), отделявшие некогда эти лагуны от моря, и брахиантиклинальные возвышенности Бабазанан с грязевулканическими формами. Ленкоранская низменность состоит из аккумулятивной новокаспийской и из аккумулятивных и аккумулятивно-абразионных хвалыньских террас. Она ограничена с запада Талышскими горами, на восточных склонах которых (до 200 м) имеется несколько абразионных террас.

Восточное побережье Каспийского моря характеризуется преимущественным развитием пустынных ландшафтов и преобладанием невысоких плато, нередко вплотную подступающих к берегу моря: Тюб-Караган, до 200 м высотой, обрывающееся к морю уступом – чинком, с расчлененными глубоко врезанными сухими долинами краями, в склонах которых обнажаются почти горизонтально залегающие неогеновые известняки, пески и глины. Восточные склоны чинка террасированы, преобладают абразионные террасы в интервале высот от –22 до +50 м. Мангышлакское плато сложено известняками и мергелистыми глинами, залегающими почти горизонтально. На юге оно сливается с Кендерли-Каясанским плато. Поверхность плато полого-холмистая, весьма слабо расчлененная, отмечаются глубокие бессточные впадины, самая глубокая (132 м ниже уровня океана) из которых – Карагие. Здесь полоса каспийских террас резко расширяется до 30 и даже местами до 70 км. Южнее Карагие она вновь суживается и, начиная от восточной части мыса Ракушечного, на протяжении более 200 км ограничивается лишь склоном чинка. На всем этом протяжении террасы выражены в виде узких ступеней, врезанных в коренные породы.

Карабогазская область включает обширную впадину зал. Кара-Богаз-Гол. На западе она отделена от моря Карабогазскими косами. Остальная часть побережья залива окружена высокими обрывистыми уступами.

Юго-восточная область включает две подобласти: Красноводскую и Западно-Туркменскую. Западную часть Красноводского полуострова занимает Красноводско-Карабогазская низменность с грядовыми полузакрепленными песками, образовавшимися в результате перевевания аккумулятивной хвалыньской морской равнины. Красноводское плато сложено главным образом акчагыльскими отложениями. На его северном чинке развиты ступени древнекаспийских террас. Южный приподнятый край Красноводского плато образует хр. Кубадаг, сложенный палеогеновыми и мезозойскими породами. Южнее его, отделенные продольным понижением, выполненным древнекаспийскими отложениями, расположены горные массивы Шах-Адам и Уфра, сложенные кристаллическими породами. Они расчленены сетью балок, в которых наблюдается серия каспийских террас. К югу от Кубадага и лежащей восточнее возвышенности Большой Балхан расположена Прибалханская низменность, занятая солончаками, сложенными с поверхности морскими новокаспийскими отложениями. На северном борту этой депрессии выявлены нижне- и верхнехвалыньские террасы, расположенные в основном на тех же высотах, что и на Мангышлакском побережье. В Келькорской депрессии находятся брахиантиклинальные островные горы Нефтедаг, Сыртланли, Монжуклы, склоны которых осложнены древнекаспийскими террасами. Южнее Прибалханской низменности расположены крупные массивы грядовых, барханных и грядово-барханных песков, образовавшихся на месте перевеванных аккумулятивных хвалыньских равнин. Среди песков воздымаются отдельные возвышенности, обусловленные брахиантиклинальной тектоникой. С брахиантиклиналью связан выступ п-ова Челекен.

Западно-Туркменская низменность неоднородна по генезису и возрасту. Непосредственно к берегу моря прилегает полоса распространения новокаспийских отложений. Характерной чертой рельефа ее являются крупные солончаки, вытянутые вдоль берега моря и отделенные от него мощной песчаной пересяпью. Равнина, лежащая к востоку от этой приморской низменности, в северной части занята грядовыми песками, образовавшимися в результате перевевания верхнехвалыньских, отчасти нижнехвалыньских, отложений. Южная часть Западно-Туркменской низменности – дельтовая равнина р. Атрек.

Контуры **Каспийского бассейна** секут почти все названные структурные элементы. Продолжение этих структур находится в пределах дна моря, а геологическое строение последнего также отличается большой неоднородностью. Каспийское море по физико-географическим признакам, характеру рельефа и особенностям гидрологического режима делится на северную, среднюю и южную части, пограничными элементами рельефа между которыми являются Мангышлакский и Апшеронский пороги (рис. 2).

Северный Каспий, площадью около 95 тыс. км², включает всего 1% общего объема воды из-за своей мелководности – глубины около 5 м являются здесь наиболее распространенными. Это слабоволнистая аккумулятивная равнина, осложненная банками и островами, а также котловинами и бороздинами – ложбинами стока волжских и уральских вод, привязанных к более низкому стоянию уровня моря. Важные элементы рельефа дна – приустьевые взморья рек Терека, Волги и Урала. Преобладающим типом отложений является крупный алеврит. Уральская и Мангышлакская бороздины характеризуются песчаным илом и илом. Средне- и мелкозернистые пески отмечаются на мелководьях банок и на Кулалинской отмели. Наиболее крупные банки сложены с поверхности раковинным материалом. Обширное поле ракуши протягивается в районе Мангышлакского порога.

Площадь Среднего Каспия около 140 тыс. км², а объем водной массы – около 26 км³ (третья часть всей воды Каспийского моря). В рельефе котловины выделяются шельф, дно глубоководной впадины (максимальная глубина 788 м) и ее склон. Область распространения максимальных глубин сдвинута к западному борту. Шельф здесь узкий, осложненный выходами коренных пород и следами древних береговых линий. Северная часть Среднего Каспия имеет плоское днище, здесь глубины ниже 20-метровой изобаты нарастают сравнительно быстро. У восточного берега ширина шельфа значительно больше, вблизи берега отмечаются многочисленные подводные ступени, связанные со структурными уступами и с древними береговыми линиями. Материковый склон центральной впадины на западе и на востоке также имеет различное строение: западный борт узкий и крутой, восточный сильно растянут. Самая глубокая часть Дербентской впадины находится вблизи западного берега. На шельфе западного побережья среди грунтов преобладают мелкозернистые терригенные отложения. Борт впадины выстлан песчаным илом, а дно – толщей ила. Выходы коренных пород приурочены преимущественно к участкам, где близко к морю подходят предгорья. У восточного побережья пески распространены до глубин 40–50 м, преобладает крупный и средний песок, состоящий преимущественно из ракушечного и оолитового материала, карбонатность отложений достигает 90–96%; встречаются выходы коренных пород.

Южный Каспий, составляющий около трети площади моря, включает большую (2/3) часть каспийской воды. Морфологически это глубокая впадина с наибольшей глубиной 1025 м. Основными элементами рельефа являются шельф, материковый склон, дно котловины и подводные хребты. На шельфе западного побережья преобладает мелкопесчаный и илисто-песчаный материал, на вершинах банок и близ островов и мысов многочисленны выходы известняков и ракушечников. В районах грязевых вулканов отмечаются поля сопочной брекчии. В северной части впадины, в межгорных ложбинах, преобладает глинистый ил, а на подводных хребтах – алевритовый ил. В южной части впадины господствуют илистые осадки. Узкий шельф вдоль ленкоранского и иранского побережий покрыт терригенным мелким песком. Восточная часть дна Южного Каспия характеризуется широким распространением ила, где наряду с серым терригенным илом отмечается большое поле известкового, развитого как на материковом склоне, так и на шельфе. Северо-восточная часть шельфа характеризуется преобладанием крупнозернистых оолитовых и ракушечных песков и ракуши. Во впадинах и затишных зонах шельфа, а также в Красноводском заливе распространены илистый песок и песчаный ил.

Каспийское море располагается в пределах нескольких климатических зон: Северный Каспий – в полосе континентального умеренного климата, западная часть – умеренного теплого, юго-западная – субтропического, на востоке господствует климат пустынь. Северная часть моря получает 88% всего стока пресных речных вод (Волга, Урал, Терек); остальной сток дают реки западного и иранского побережья; на восточном побережье нет ни одного постоянного водотока.

Воды Каспийского моря имеют солевой состав отличный от вод Мирового океана (табл. 1). Они обогащены удельно тяжелыми сульфатами, карбонатом кальция, магния благодаря стоку рек и содержат меньше хлоридов. Содержание различных солей зависит от материкового стока, эоловых наносов, смыва и выноса солей ветром с засоленных участков суши. Средняя соленость вод Каспийского моря 12,7–12,8‰, при колебаниях от 1–3‰ в устьевой части Волги до 20,3 ‰ в Балханском заливе (рис. 3). Соленость рапы в Кара-Богаз-Голе больше 360‰. Средние годовые величины солености Северного Каспия колеблются от 6,4 до 11,7‰; в его западной части соленость воды весной около 9,3‰, летом – 8,58–9,21‰, осенью – 9,86‰.

Химический состав воды Каспийского моря, океана и Черного моря (%) (Касымов, 1987)

Элементы	Каспийское море	Океан	Черное море
Натрий	24,82	30,59	31,34
Калий	0,66	1,11	1,00
Кальций	2,70	1,20	1,30
Магний	5,70	3,72	3,79
Хлор	41,73	55,29	55,24
Бром	0,06	0,19	0,18
Сульфаты (SO ₄)	23,49	7,69	7,48
Углекислоты (CO ₃)	0,84	0,21	-
Средняя соленость, ‰	12,8	35,0	17,3-22,2

В восточной части Северного Каспия соленость по сезонам года изменяется от 8,1 до 8,8‰. Зимой из-за льдообразования соленость в Северном Каспии повышается.

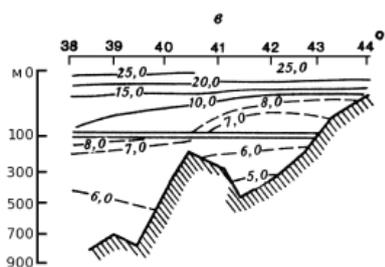
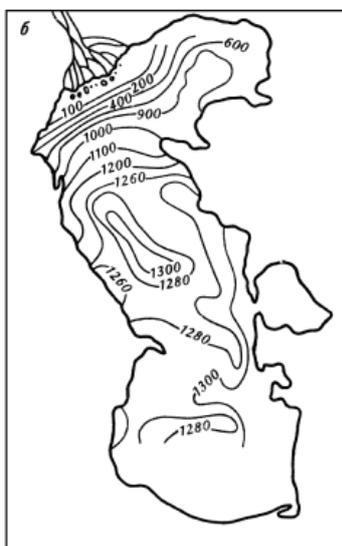


Рис. 3. Распределение температуры (а) и солености (б) на поверхности и температуры на разрезе по меридиану 51° в. д. (в) в Каспийском море летом (Косарев, 1975; Касымов, 1987)

В Среднем Каспии средние значения солености около 13‰, при этом она более низкая в западной части из-за привноса сюда опресненных вод из Северного Каспия; весной соленость воды около 12,5–12,9‰ у его западного берега и 12,9–13,1‰ – у восточного; летом преобладает соленость в 13‰. В центральной части Среднего Каспия она выше 13‰.

В Южном Каспии соленость воды колеблется от 13,1‰ зимой до 12,8‰ весной; у восточных берегов она выше, чем у западных. Если в Среднем и Южном Каспии по площади и по вертикали соленость меняется незначительно, то в северной части моря наблюдаются колебания солености, связанные с изменением стока Волги.

Важной характеристикой бассейна является температура его вод. В мелководных районах с глубинами менее 25 м годовые амплитуды температуры могут достигать 25–26°. В районах с глубинами более 25 м колебания температуры сглажены. Наибольшие годовые амплитуды температуры воды наблюдаются на севере и уменьшаются

по направлению на юг. Температурный минимум в феврале (в северной части моря – –0,1–0,5°, в Среднем Каспии – 3–7°, в Южном – 8–10°); наиболее высокая температура отмечается в центральных глубоководных районах моря. В августе поверхностная температура воды по всему морю составляет 24–26°, в южных районах 28°, за исключением восточного побережья Среднего Каспия, где к поверхности выходят холодные глубинные воды. Льдообразование отмечается в северной части бассейна, начиная с середины ноября. В январе образуется лед в мелководных заливах и бухтах восточного побережья, а в феврале возможно появление льда в районе Махачкалы. Очищение моря ото льда происходит в конце марта – начале апреля.

Схема течений в Каспийском море весьма пестрая. Главную роль в их образовании в верхних слоях воды играет ветер, имеющий преимущественно юго-восточное или северо-западное направления. Глу-

бинные перемещения вод определяются неравномерным распределением плотности. Течения на предустьевом взморье Волги вызываются ее стоком, ветром и разностью отметок уровня в различных районах Северного Каспия. Скорости течений в Северном Каспии составляют от нескольких сантиметров до 100 см/с; максимальные скорости могут достигать 1,2–1,3 м/с; в Среднем Каспии – 30–100 см/с; в Южном – 10–40 см/с. Волнение довольно сильное, до 6 баллов с ноября по март в Среднем и Южном Каспии; волны во время штормов достигают высоты 7–8 м; на Северном Каспии из-за его мелководности и ледовитости высоких волн нет.

Кислородный режим Северного Каспия, мелководных зон Среднего и Южного Каспия в целом благоприятен для развития фитопланктона и жизни животного мира моря. В глубоководных зонах Среднего и Южного Каспия наблюдается значительное снижение содержания растворенного кислорода, а в зонах сероводорода отмечается его полное отсутствие.

Уровень Каспийского моря испытывает значительные колебания различного характера. Наблюдаются стонно-нагонные явления: в северной части моря они доходят до 2,5–3,0 м, в Среднем и Южном Каспии редко превышают 1 м. Также характерны сейши, период которых колеблется от 10–40 мин. до 12 ч. амплитудой до 70 см. В течение года колебания уровня Каспийского моря незначительны (до 34 см). Максимальная величина наблюдается с июня по август, минимальная – в феврале. Большую роль в гидрологическом режиме Каспийского моря играют многолетние колебания уровня, представляющие его яркий феномен. С начала инструментальных наблюдений (1830 г.) за уровнем моря амплитуда его колебаний составила 4 м, от –25,3 м в восьмидесятых годах 19 века до –29 м в 1977 г. В 1978 г. началось повышение уровня, и по состоянию на 1994 г. он находился на отметке –26,5 м, т.е. за 16 лет поднялся более чем на 2 м. С 1995 г. наступила фаза его стабилизации и падения. Палеогеографические данные свидетельствуют о значительных колебаниях уровня, размах которых составил более 100 м в течение плейстоцена. Причинами, влияющими на колебания уровня, являются: объем речного и подземного стока, количество осадков на акватории и испарение с нее, осадконакопление и степень диагенеза отложений, структурно-тектоническая и сейсмическая активность бассейна, рельеф побережий и т.д. Основная причина колебаний – климатическая, гидрометеорологические процессы, происходящие не только в бассейне моря, но и за его пределами.

Распространение моллюсков в Каспийском море определяется в разной степени всеми перечисленными условиями среды, но в первую очередь – соленостью и температурой воды. Биологические адаптации к другим факторам среды могут осуществляться лишь при условии предварительной адаптированности организмов к солевому и температурному режиму (Хлебович, 1962). В районах, где колебания солености и температуры незначительны, основным фактором площадного распространения моллюсков являются грунты и все явления, связанные с ними – содержание кислорода, органического вещества и т.п.

Таксономический состав моллюсков Каспийского моря, области их обитания, сведения об отношении к различным факторам среды даны в работах О.А. Гримма (1876, 1877), А.А. Остроумова и Ф.Ф. Розена (1905), В.В. Богачева (1928), Л.И. Арнольди (1938), В.А. Броцкой и М.Р. Неценгевич (1941), А.Ф. Карпевич (1946, 1953, 1964), В.И. Жадина (1952), Л.Ш. Давиташвили (1955), А.А. Нейман (1959), Н.Н. Романовой (1960, 1963), Е.П. Турпаевой (1962), Г.А. Алигаджиева (1965), Д.М. Сулейманова (1964), Н.Н. Романовой и В.Ф. Осадчих (1965), Б.М. Логвиненко (1965), Т.М. Гаджиева (1966, 1967, 1968), Справочник по экологии... (1966), К.М. Петрова (1967), А.Д. Алиева и Г.М. Пятаковой (1968), Б.М. Логвиненко и Я.И. Старобогатова (1966, 1967), Атласа беспозвоночных... (1968), Б.М. Логвиненко и К.Н. Глазуновой (1971), К.Н. Глазуновой (1971), В.В. Пирогова (1972), Г.Б. Зевинной и др. (1976), К.М. Султанова и др. (1973), Г.А. Алигаджиева и М.К. Гусейнова (1977), А.Г. Тарасова и А.Л. Чепалыги (1996), С.И. Андреевой (2001), Г.М. Абдурахманова и др. (2002), М.М. Алигаджиева и др. (2002), Т.А. Яниной (2005). Картина современного распределения моллюсков в Каспийском море, основанная на этих данных, представлена на рисунке 4.

Основное внимание в монографии уделено дидакнам, поэтому остановимся на моллюсках этого рода подробнее. Род *Didacna* установлен Эйхвальдом (Eichwald, 1838). Им дан диагноз рода: «Раковина неравносторонняя, макушка острокилеватая; кардинальных зубов два, разделенных глубокой ямкой для замыкания зубов, боковых зубов нет. Сходна с *Cardium*, но отличается от него отсутствием боковых зубов» (Эберзин, 1962). К роду *Didacna* Эйхвальд отнес два каспийских вида кардий: *Cardium trigonoides* Pall. и *Cardium crassum* Eichw., не указав тип рода. Систематические единицы, установленные Эйхвальдом, были признаны не сразу. Еще долгое время исследователи относили каспийских дидакн к роду *Cardium*, либо понимали этот род очень широко, включая в него *Adacna* и *Monodacna*. Исследования Феста (Vest, 1875) по анатомии адакн, монодакн и дидакн обосновали правильность выделения этих родов Эйхвальдом; им

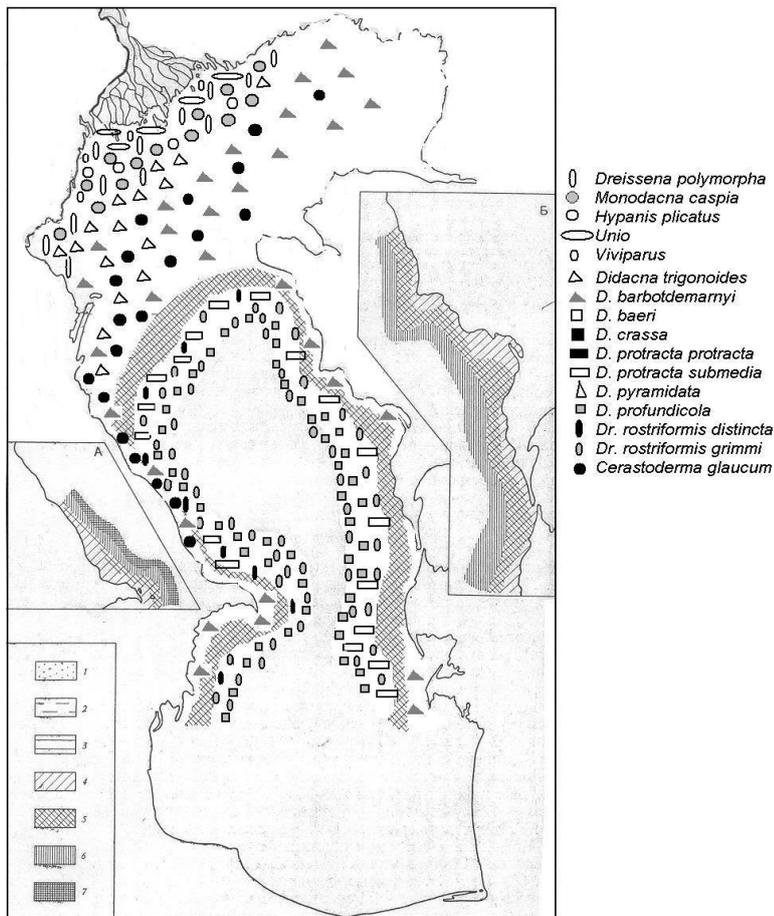


Рис. 4. Схема распространения моллюсков в Каспийском море (с учетом материалов Логвиненко Б.М., Глазуновой К.Н. (1971))

ны на группы и описавшего их ископаемых представителей. Согласно Н.И. Андрусову, род *Didacna* Eichwald включает в себя ископаемых и живущих представителей солоноватоводных кардиид, связанных между собой филогенетически, обитавших и обитающих в крупных изолированных от Мирового океана водоемах типа современного Каспия. *Didacna* как по анатомическим, так и по морфологическим признакам, близки *Cardium* и входят в семейство *Cardiidae*.

А.Г. Эберзин (1962), принимая эти положения, счел необходимым выделить естественные группы филогенетически взаимосвязанных родов солоноватоводных кардиид в отдельные подсемейства, составляющие в итоге семейство *Cardiidae*. Все плиоценовые и постплиоценовые солоноватоводные кардииды, характеризующиеся трансформацией центрально расположенных кардинальных зубов при редукции боковых он выделил в подсемейство *Didacninae*. А.Г. Эберзин отмечает, что «большая степень редукции замка, где боковые зубы сохраняются редко даже в рудиментарном состоянии, а также почти полное уплощение ребер и сглаживание наружной поверхности, наблюдающиеся у четвертичных дидакн, заметно отличают их от плиоценовых видов» (Эберзин, 1962, стр. 9). Это обстоятельство отмечалось и Н.И. Андрусовым, выделившим все эти формы в группу *Didacna s. str.*, что было поддержано позднее Л.Ш. Давиташвили (1933).

А.Г. Эберзин разделил род *Didacna* на подроды *Didacna s. str.* (появляются с чауды) и *Pontalmyra* (известны с нижнего понта). Согласно его классификации (Эберзин, 1962), четвертичные дидакны Понто-Каспийского региона и современные дидакны Каспийского моря относятся к роду *Didacna* Eichwald подсемейства *Didacninae* Ebersin, входящего в семейство *Cardiidae* Lamarck. Для *Didacna s. str.* в качестве диагноза он рекомендует принять характеристику *Didacna*, данную В.И. Жадиным (1952, стр. 345): «Раковина от треугольной и округло-треугольной до овальной формы. Узкое заднее поле отделено отчетливо вид-

также было показано, что *Didacna* по своим анатомическим особенностям ближе настоящим *Cardium*, чем *Adacna* и *Monodacna*. А.Г. Эберзин (1962) отмечал, что все исследователи XIX века рассматривали понятие и систематическое положение рода *Didacna* исключительно для каспийских форм, не распространяя его на ископаемые солоноватоводные кардииды, обычно описываемые как *Cardium* либо под новым родовым названием. Исходя из порядка отнесения к дидакнам каспийских кардиид, где первым стоит *Cardium trigonoides*, известный исследователь этого семейства А.Г. Эберзин (1962) за тип рода предложил принять именно его. Одновременно с установлением рода *Didacna* Эйхвальд выделил среди каспийских кардиид еще два рода: *Adacna* и *Monodacna*. Не располагая достаточным материалом для классификации кардиид, некоторые новые виды дидакн он описал как *Adacna* (*Didacna protracta*) или *Monodacna* (*Didacna catillus*).

Крупнейшим вкладом в изучение дидакн явились исследования Н.И. Андрусова (Andrussoff, 1910 и др.), давшего уточненный диагноз рода, разделившего дидакн

ным килем, спускающимся к заднему нижнему углу раковины; у одних видов киль бывает высоким и острым, у других – представлен радиальным перегибом. Раковина слегка неравносторонняя. Поверхность раковины покрыта плоскими или слабо выпуклыми ребрами белого или коричневого цвета; межреберные промежутки равны ширине ребер или уже их. Замок состоит только из кардинальных зубов, латеральных нет, иногда сохраняются лишь рудименты их. В каждой створке имеется по 2 кардинальных зуба, иногда один из них редуцирован. Сифонов нет, мантия сростается сзади, образуя лишь щели, опушенные мелкими шупиками».

Б.М. Логвиненко и Я.И. Старобогатов (Атлас беспозвоночных..., 1968) выделили внутри современных представителей рода *Didacna* Eichw. две секции: *Protodidacna*, представленную *D. protracta* (фамилии авторов видов указаны в списке видов на стр 227) и *D. profundicola*, и *Didacna* s. str., включающую все остальные виды дидакн. Г.И. Попов (1983) различает две секции дидакн: секцию *catillus* с низкими макушками и слабо и умеренно выпуклыми створками; секцию *crassa* с высокими макушками и умеренно или сильновыпуклыми раковинами.

Три группы дидакн, различающихся по морфологии раковин, установили (Остроумов, Розен, 1905), применив для их изучения статистический метод (соотношение длины к высоте и высоты макушки к высоте раковины): *catillus*, *crassum* и *trigonoides*. Это деление было распространено на плейстоценовые виды (Наливкин, Анисимов, 1914; Православлев, 1939; Федоров, 1953; Свиточ, 1967; Янина, 1981; Янина, Свиточ, 1988; Янина, 2005 и др.), при этом П.А. Православлев, А.А. Свиточ и Т.А. Янина ряд видов относят к промежуточным группам.

В настоящее время моллюски рода *Didacna* обитают лишь в Каспийском море. Первыми обстоятельными сведениями о них мы обязаны работам О.А. Гримма (1875, 1876). Среди зообентоса Каспийского моря он отметил следующие виды: *Didacna trigonoides*, *D. pyramidata*, *D. baeri*, *D. longipes*, *D. barbotdemarnyi*, *D. catillus* и *D. pseudocatillus* и дал картину их распределения по глубинам. Несмотря на то что со времени первых исследований О.А. Гримма прошло более ста лет, сведения о строении, образе жизни и распространении современных дидакн весьма ограничены. По данным Б.М. Логвиненко и Я.И. Старобогатова (Атлас беспозвоночных..., 1968) в современном Каспии обитает 8 видов дидакн, из которых 2 представлены подвидами. *Didacna trigonoides* характерны для Северного Каспия; *D. praetrigonoides* и *D. pyramidata* предпочитают Южный Каспий и южную часть Среднего Каспия; к этим же бассейнам приурочено и широкое распространение *D. crassa* и *D. baeri*. *D. parallella* обычно распространены в Южном и западных районах Среднего Каспия. По всему бассейну, исключая его северные опресненные районы, распространены *D. longipes* и *D. barbotdemarnyi*. Преимущественно в Среднем Каспии обитают *D. protracta*, причем на глубинах 25–50 м подвида *D. pr. protracta*, а на глубинах 50–85 м – *D. pr. submedia*. Самый глубоководный вид из дидакн – *D. profundicola* – обитает в Среднем и Южном Каспии на глубинах 75–400 м. К.Н. Глазунова (1971) в осадках восточного шельфа Среднего Каспия отметила еще один подвида протракт – *D. protracta novocaspia*. Т.М. Гаджиев (1966) в прибрежных отложениях западного берега Каспия выделил три новых вида современных дидакн: *D. blundata*, *D. derbentica* и *D. jakovlevi*. Наши исследования (Янина, 1981) показали неправомерность этого выделения.

Все каспийские кардииды относятся к эндобиосу. По способу питания являются фильтраторами, пищу моллюсков составляет животный и растительный детрит, фораминиферы, диатомеи и другие частички, находящиеся в виде суспензии в воде (Карпевич, 1953, 1960; Справочник по экологии..., 1966). Моллюски раздельнополы; оплодотворение внешнее, в воде. Индивидуальное развитие сопровождается личиночными стадиями (Друщиц, 1974).

Особой зоной обитания моллюсков, характеризующейся стыком пресных и солоноватых вод, является дельта Волги. Ее подводная часть разделяется на островную зону авандельты и собственно авандельту. Ширина островной зоны 20–40 км. Зона собственно авандельты шириной 20–45 км располагается между островной зоной и двухметровой изобатой. Преобладают участки с глубиной менее 1 м. Границы зон нижнего края дельты существенно изменяются в зависимости от колебаний уровня моря. За 2-метровой изобатой начинается мелководная зона моря, именуемая «зоной морского подхода» к дельте. Водоемы дельты в зависимости от своего гидрологического, гидрохимического режима и прочих факторов имеют разный малакофаунистический облик (Горбунов, 1971; Пирогов, 1974; Волга..., 1978; Янина, 2007, 2008).

Дельта Волги и предустьевое пространство Каспия заселено пресноводными *Unio pictorum*, *Anodonta complanata*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium amnicum*, *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasii*, солоноватоводными *Monodacna edentula*, *M. caspia*, *Hypanisplicatus*, *Adacna vitrea* и *Ad. laeviuscula*. На границе солоноватоводной зоны, с общей соленостью 0,9–2,3‰, ряд пресноводных видов выпадает, причем при сезонных сменах солености некоторые виды

(*Viviparus viviparus*, *Sphaerium corneum*), выдвигавшиеся в море при весеннем опреснении, осенью погибают. В солоноватоводной зоне до изогалины примерно 6‰ живут *Dreissena polymorpha*, *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Theodoxus pallasii*. При дальнейшем повышении солености *Dreissena* выпадает. Протоки и рукава дельты богаты каспийской фауной. Живущие здесь каспийские виды обладают значительной эвригалинностью (выносят колебания солености от 0,3–0,4 до 12–13‰ при каспийском составе солей) и в большей или меньшей степени оксифильны: *Monodacna*, *Adacna*, *Hupanis* (Атлас беспозвоночных..., 1968). Это псаммопелофильные виды, обитающие или находящиеся оптимум на илисто-песчаных грунтах, образующихся при незначительном течении – условиях, наиболее характерных для дельты. В дельте появилась и расселилась понтоазовская цветная монодакна *Monodacna colorata*, акклиматизацию которой проводили в Куйбышевском водохранилище.

На современное распределение моллюсков большое влияние оказало антропогенное вселение в 20-х годах прошлого века черноморского вида *Mytilaster lineatus*, а несколько позже – *Abra ovata*, вытеснивших каспийских аборигенов с прежних мест обитания или значительно сокративших их численность (Абдурахманов и др., 2002; Янина, 2001; Янина и др., 2011). Невоспроизводимое исчезновение каспийских аборигенов отмечается в настоящее время и в результате резкого нарушения экологической обстановки (антропогенное загрязнение нефтепродуктами, пестицидами, тяжелыми металлами) на участках основных мест обитания бентоса, в первую очередь это касается мелководий Северного Каспия и прибрежных акваторий (Янина, 1981, 2001; Свиточ, 1997; Гаджиев, 2002; Алигаджиев и др., 2002).

1.2. АНАЛИЗ МАЛАКОФАУНЫ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Исследования в Каспийском регионе были начаты более 300 лет назад. Первые описания его малакофауны выполнены П.С. Палласом (Pallas, 1776) и С.Г. Гмелиным (Gmelin, 1770-1784). К началу XIX века относятся исследования Э.И. Эйхвальда (Eichwald, 1824, 1838), собравшего много данных по зоологии и палеонтологии моря. В 1853–1857 годах под руководством К.М. Бэра совершено четыре экспедиции на Каспий и Волгу, во время которых был собран огромный документальный и коллекционный материал, в том числе и по малакофауне. В дальнейшем исследования были продолжены О.А. Гриммом (1876, 1877), А.А. Остроумовым и Ф.Ф. Розеном (1905). Тогда же начались и геологические исследования каспийских отложений и заключенной в них фауны (Мушкетов, 1895; Квитка, 1896; Богачев, 1903; Голубятников, 1902; Православлев, 1903, 1908, 1913; Губкин, 1914; Калицкий, 1902, 1914 и др.).

Начало комплексному изучению геологического строения области Каспийского моря, имеющему своей целью воссоздание истории бассейнов, было положено исследованиями Н.И. Андрусова (1888, 1900, 1905, 1915), им же заложены основы биостратиграфии морского плейстоцена Каспия. Биостратиграфическое описание малакофауны из древнекаспийских отложений западного побережья было выполнено Д.В. Наливкиным и А.А. Анисимовым (Наливкин, 1914; Наливкин, Анисимов, 1914), В.В. Богачевым (1932 а, б). Последующие исследователи побережья, в той или иной мере опирающиеся на биостратиграфическое изучение отложений (Брод, 1930; Гаврилов, 1953; Голубятников, 1931, 1937; Ильин, 1938; Ковалевский, 1933, 1936, 1952; Леднев, 1926; Маркин, 1934; Меликов, 1935; Рейнгард, 1932; Хаин, Шарданов, 1952 и др.), использовали в своих построениях их описания. Среди работ тех лет выделяются исследования О.В. Дашевской (1936, 1940), выделившей и описавшей гюргянскую фауну дидакн, в дальнейшем переописанную другими исследователями (Федоров, 1953; Векилов, 1969), а также малакологические работы Е.Х. Гейвандовой (1955, 1956) и Э.М. Асадуллаева (1964, 1965).

Специальные малакофаунистические и биостратиграфические исследования в Северном Прикаспии провел П.А. Православлев (1926, 1929, 1939). В Баскунчакском местонахождении им описано (Православлев, 1939) 40 видов дидакн с множеством вариантов; из них подтверждение у последующих исследователей получили пять видов. Еще Ф.Ф. Розен (Остроумов, Розен, 1905), изучавший основные группы каспийских дидакн, отметил присутствие промежуточных форм. Так же и Д.В. Наливкин (Наливкин, 1914; Наливкин, Анисимов, 1914) писал о большинстве раковин промежуточного характера, а В.В. Богачев (1932) отметил поразительную изменчивость дидакн. Эти исследователи пытались применять вариационную статистику для выделения их отдельных групп. В тридцатых – сороковых годах каспийскими отложениями Северного Прикаспия занимался М.М. Жуков (1936, 1938, 1940, 1945), уделивший особое внимание в своих исследованиях распространению раковин моллюсков в древнекаспийских осадках и их привязанности к различным в фаціальном отношении отложениям. Последующие исследователи этой области (Богданов, 1933, 1934; Броцкий, Карандеева, 1953; Герасимов, 1937; Голонец, 1932; Карандеева, 1951; Карандеева и др., 1958; Николаев, 1956, 1957, 1958 и др.) в своих биостратиграфических построениях за основу прини-

мали схемы Православлева и Жукова.

На восточном побережье Каспия первые малакофаунистические исследования каспийских отложений были выполнены К.П. Калицким (1914), В.Н. Вебером и К.П. Калицким (1937). В той или иной степени упоминали фауну моллюсков в своих работах по восточному побережью многие геологи (Баярунас, 1932; Луппов, 1931, 1932; Нацкий, 1916; Двали, Лебедев, Никитюк, 1932; Федорович, 1932 и др.). Монографическое описание дидакн из разрезов плейстоцена Западной Туркмении сделано Л.А. Невесской (1958).

Особо следует отметить биостратиграфические и малакологические исследования П.В. Фёдорова (1946, 1948, 1953, 1957, 1972, 1978, 1979, 1980 и др.), охватившие практически все районы Каспийского региона. Предложенная им схема стратиграфии каспийского плейстоцена и в настоящее время принимается большинством исследователей Каспия. К сожалению, П.В. Федоров, за исключением очень краткого описания (1953), не оставил систематического описания видов дидакн, используемых им при биостратиграфических построениях; в его последней книге – воспоминаниях (1999) приведены изображения основных видов дидакн. Нельзя не отметить сводные работы Ю.М. Васильева (1961), А.И. Москвитина (1962), Г.И. Горецкого (1966), Г.И. Рычагова (1997), в большой мере в своих геологических, геоморфологических и палеогеографических исследованиях использующих малакофаунистический материал.

Специальные монографические исследования малакофауны были выполнены в эти годы для различных районов региона. А.А. Свиточем (1967) изучены дидакны из местонахождений малакофауны Центрального Прикаспия и показано их биостратиграфическое значение. Б.Г. Векиловым (1956, 1964, 1969 и др.) описаны местонахождения малакофауны и выполнен ее систематический анализ в Северо-Восточном Азербайджане. К.Н. Глазунова (1971) и В.И. Артамонов (1976) посвятили свои исследования моллюскам верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря. Автором монографии проведено систематическое и биостратиграфическое изучение моллюсков из четвертичных отложений Дагестана (Янина, 1981; Янина, Свиточ, 1988 и др.). И.В. Менабде (1989) монографически описаны дидакны из хвалыньских отложений Нижнего Поволжья и на их основе сделаны стратиграфические и палеогеографические построения. Башкирские геологи (Яхимович и др., 1986) в комплексном изучении плейстоцена нижнего течения р. Урал большое внимание уделили малакофаунистическому анализу отложений. Г.И. Попов (1983) сделал сводку по многолетнему изучению дидакн Северо-Западного Прикаспия и Маныча и на этой основе представил схему распределения дидакн по разрезу плейстоцена.

Плодотворный этап в изучении каспийского неоплейстоцена составляют работы географов МГУ имени М. В. Ломоносова. Список их работ огромен. Отметим лишь те из них, которые в своей основе содержат изучение малакофауны: Абрамова, Парунин, Свиточ, 1983; Алескеров, Мамедов, Свиточ и др., 1987, 1989; Артамонов, 1976; Артамонов, Маев, 1979; Артамонов, Черенов, 1977; Горбаренко, Николаев, Попов, 1973; Каплин, Леонтьев, Ильичев и др., 1972; Каплин, Леонтьев, Рычагов и др., 1977; Карандеева, Николаев, Рычагов, 1958; Леонтьев, Рычагов, Свиточ, 1975; Леонтьев, Федоров, 1953; Леонтьев, Фотева и др., 1958; Маев, Артамонов, 1975, 1978; Маев, Артамонов, Абрамова и др., 1976; Маев, Лебедев, Артамонов, 1977; Менабде, 1989; Менабде, Свиточ, 1990; Менабде, Свиточ, Янина, 1991, 1992; Николаев, 1956, 1957; Рычагов, 1970, 1974, 1975, 1977, 1997; Свиточ, 1966, 1967, 1968, 1972, 1973, 1976, 1991, 2002; Свиточ, Братанова, 1998; Свиточ, Братанова, Янина, 1993; Свиточ, Селиванов, Янина, 1998, 2000; Свиточ, Шумова, Янина, 1998; Свиточ, Янина, 1986, 1994, 1995, 1996, 1997, 1998, 2001, 2002, 2004, 2005, 2006, 2007; Свиточ, Янина, Братанова, 1995, 1997; Янина, 1978, 1983, 2001, 2005, 2006, 2007, 2008; Янина, Свиточ, 1988, 1990, 2004, 2007 и др.). Для этих работ характерно описание и палеонтологическое содержание конкретных толщ четвертичных отложений, развитых в отдельных районах региона, а также реконструкция палеогеографических условий бассейнов. Среди перечисленных работ (а это далеко не полный список) обращает на себя внимание большое количество трудов А.А. Свиточа, значительную часть исследований посвятившего биостратиграфии и палеогеографии Каспийского региона и внесшего в решение его проблем неопределимый вклад. Два тома его избранных трудов (Свиточ, 2002, 2012) отражают это.

Изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена на примере каспийской малакофауны показано А.А. Свиточем (Комплексное изучение..., 1981; Методы диагностики..., 2001) и Т.А. Яниной (Методы палеогеографических..., 2010). Систематическое изучение дидакн каспийского неоплейстоцена проведено Л.А. Невесской (Nevevskaya, 2007). Исследования, обобщающие малакофаунистический материал по всему каспийскому региону со стратиграфической и палеогеографической точки зрения, выполнены А.А. Свиточем и автором монографии (Свиточ, Янина, 1997; Свиточ, Селиванов, Янина, 1998; Янина, 2005, 2009).

В настоящем разделе представлен временной и пространственный анализ малакофауны Каспийского

региона, обобщающий исследования автора, проведенные по его природным областям (Янина, 1981, 2005, 2006, 2008, 2009; Свиточ, Янина, 1986, 1997, 2001, 2003, 2005, 2006; Янина, Свиточ, 1988, 1990 и др.).

Анализ основных местонахождений малакофауны (рис. 5) показал, что морские неоплейстоценовые и голоценовые отложения Каспийского региона с разной степенью полноты и насыщенности содержат раковины моллюсков, составляющие разновозрастные фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую. Их основу составляют моллюски рода *Didacna*. Представители других родов и семейств – *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena* – являются сопутствующими видами широкого временного диапазона.

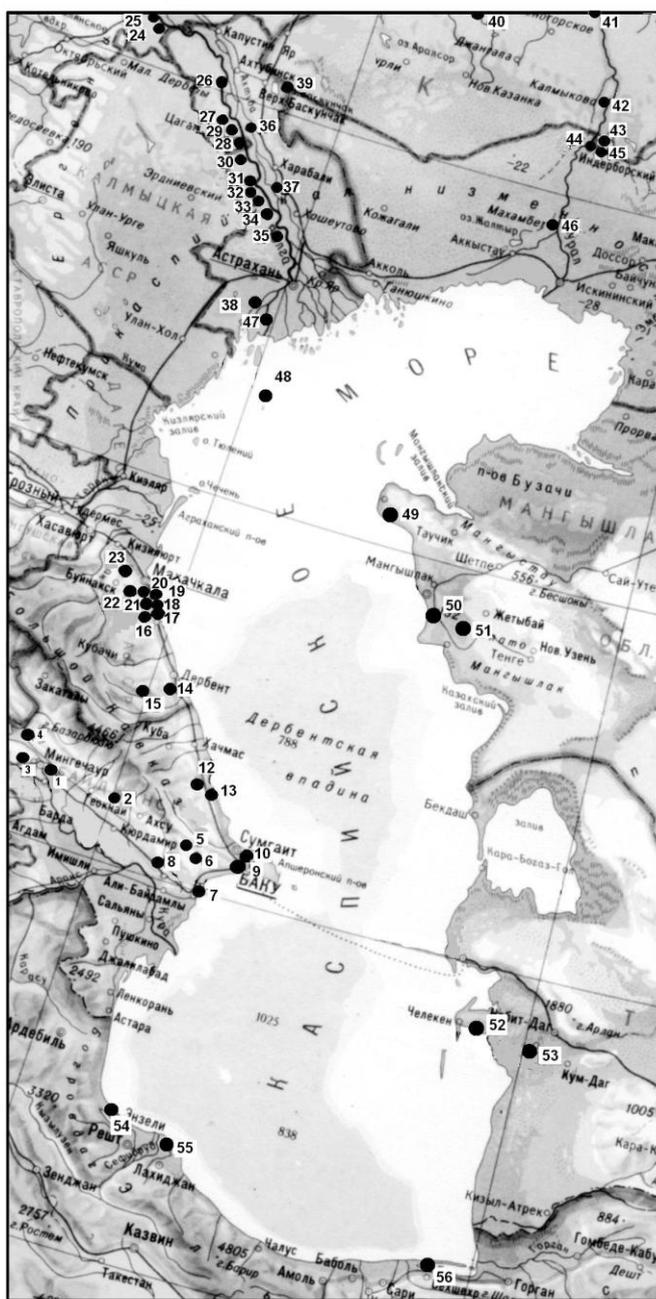


Рис. 5. Основные местонахождения малакофауны Каспийского региона.

Юго-западная область: 1 – Караджа, 2 – Карамарьям, 3 – Дуздаг, 4 – Коджашен, 5 – М. Хаарами, 6 – Колайсар, 7 – Сангачал, 8 – Мишовдаг; Апшеронский п-ов: 9 – Гора Бакинского яруса, 10 – Бинагады, 11 – Гоусаны; западная область: 12 – Сиазань, 13 – Ата-Чай, 14 – Рубас-Чай, 15 – Шор-Дере, 16 – Ачи-Су, 17 – Ачи-Су (устье), 18 – Бакай-Кикчлик, 19 – Манас-Озень, 20 – Турали, 21 – Черкес-Озень, 22 – Иргин, 23 – Шура-Озень; северная область: 24 – Райгород, 25 – Светлый Яр, 26 – Черный Яр, 27 – Никольское, 28 – Цаган-Аман, 29 – Ветлянка, 30 – Копановка, 31 – Енотаевка, 32 – Владимировка, 33 – Ленино, 34 – Сероглазовка, 35 – Замьяны, 36 – Золотуха, 37 – Селитренное, 38 – Сергиевка, 39 – Горький Ерик, 40 – Александров-Гай, 41 – Мергенево, 42 – Калмыково, 43 – Харькино, 44 – Индерборский, 45 – Индер, 46 – Махамбет, 47 – Дамчикский участок, 48 – скважина 1; восточная область: 49 – Шевченко, 50 – Ащи-Сор, 51 – Карагие; юго-восточная область: 52 – Челекен, 53 – Южный Урунджик; южная область: 54 – Анзали, 55 – Сефидруд, 56 – Горган.

Ранг фаунистических группировок, составляющих фауны, устанавливался путем изучения особенностей ее распространения. Если группировка достаточно четко обособлена как в пространстве, так и во времени (в пределах одного и того же горизонта не наблюдалось перехода в соседние группировки), то она возводилась в ранг комплекса. В случае же наличия таких переходов отдельные группировки обозна-

чались как *подкомплексы* либо *ассоциации*.

Для фаунистических группировок разного таксономического ранга определены *руководящие* виды – встречающиеся только в этой группировке и широко в ней развитые по всей площади региона; и *характерные* (или *контролирующие*) виды – появляющиеся в более ранних сообществах и (или) исчезающие в более поздних, но получившие наибольшее развитие в регионе именно в этой группировке. К *показательным* видам мы относим виды, характерные для определенной фаунистической группировки, но развитые в ней локально, в отдельной области. В каждой фауне и фаунистическом комплексе определены *впервые появляющиеся формы* – появляющиеся в данной фаунистической группировке и переходящие в более позднюю; *исчезающие формы* – переходящие в данную группировку из более древней и в ней заканчивающие свое развитие (они же могут быть и характерными видами); *транзитные виды* – с большим временным диапазоном распространения.

1.2.1. Бакинская фауна

Самой древней плейстоценовой фауной в Каспийском регионе является бакинская. В свой состав она включает 19 видов и подвидов рода *Didacna*. Представление об их распространении в бакинских отложениях региона и его природных областей дает таблица 2. Первые представители рода – *Didacna parvula* – встречаются в низах бакинских отложений в Куринской депрессии и на Апшеронском полуострове. В литературе (Мамедов, 1973; Мамедов, Алескеров, 1988 и др.) упоминаются находки раковин *Didacna parvula* в тюркянских осадках Куринской депрессии, вскрытых скважинами. По-видимому, это самые низы бакинских осадков, образовавшиеся в условиях заполнения депрессии водами Каспия. В Западной Туркмении дидакны появляются только в верхней части толщи – *Didacna parvula*, *D. catillus*, в примеси к ним находятся раковины *Micromelania caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Monodacna caspia* (Вебер, Калицкий, 1911; Федоров, 1948, 1957; Невеская, 1958; Nevesskaya, 2007). В северо-западной области региона в низах бакинских осадков распространены в основном специфические дидакны катиллоидной группы – *D. catillus volgensis*, характерные лишь для местонахождений Северного Каспия. *D. parvula* встречаются крайне редко. Судя по первому появлению катиллоидных дидакн уже после сравнительно широкого развития моллюсков *D. parvula*, можно предположить, что в северо-западной части бакинского бассейна они появились позже, нежели в юго-западной. Моллюски аналогичного состава распространены и в бакинских отложениях в долине Нижней Волги.

Развитие бакинской малакофауны во времени прослеживается в Куринской депрессии. Постепенное появление совместно с *D. parvula* раковин *D. catillus* отмечено по материалам бурения в ее центральном районе (Мамедов, Алескеров, 1988 и др.). В периферийных районах депрессии (Караджа, Карамарьямский увал, Узундере) (рис. 6, 7) наблюдается постепенное появление совместно с широко распространенными *D. parvula* видов *D. carditoides* и *D. eulachia*.

Верхняя часть бакинской толщи содержит многочисленные *Didacna eulachia*, *D. carditoides*, *D. mingetschaurica*, *D. lindleyi*, *D. rudis*, совместно с ними распространены раковины *Dreissena polymorpha*, *Micromelania caspia*, *Theodoxus pallasii*. По разрезу бакинской толщи изменяется состав вмещающих малакофауну отложений: от тонких алеврито-глинистых и алеврито-песчаных внизу к более грубо-зернистым песчаным сверху. Отмечается изменение раковин моллюсков: от небольших тонкостенных *D. parvula* в низах бакинских отложений к более крупным и толстостенным раковинам того же вида в верхней части разреза; и обычно крупных и массивных *D. rudis*, *D. carditoides*, сравнительно толстостенных и крупных *D. mingetschaurica* и *D. eulachia*, распространенных в верхней части бакинских осадков. Переход от нижних слоев к верхним постепенный, без следов размыва. Это свидетельствует о постепенной смене таксономического состава фауны в Куринском заливе бакинского моря по мере развития трансгрессии. Площадное распределение тафоценозов показывает их незначительные видовые отличия из-за принадлежности разным по глубине участкам одного бассейна.

На Апшеронском полуострове в местонахождении Гора Бакинского яруса (рис. 8) так же видно, как постепенно в тафоценозах вверх по разрезу к *Didacna parvula* добавляются редкие *D. catillus* и *D. rudis*, количество которых к средней части разреза бакинских осадков значительно увеличивается, они становятся доминирующими, при этом количество раковин *D. parvula* сокращается, и в дальнейшем по всему разрезу они встречаются лишь единичными экземплярами. Одновременно появляются единичные *D. carditoides*. В верхней части бакинских отложений тафоценозы самые разнообразные в таксономическом отношении: здесь господствуют *D. catillus*, многочисленны *D. rudis* и *D. carditoides*, встречаются *D. subcatillus* Andrus., *D. vulgaris* Andrus., наряду с дидакнами присутствуют *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*

riformis, *Dr. pontocaspia*. Между отложениями, заключающими фаунистические группировки, смена происходит постепенно, перерывов в осадконакоплении нет.

Можно отметить следующее: в низменных областях, по-видимому, испытавших погружение в предбакинское время и бывших заливами бакинского моря, распространена фауна, характеризующая различные этапы развития бакинской трансгрессии. На начальных этапах это *Didacna parvula* и *D. catillus*, в дальнейшем – обычно многочисленные *D. rudis*, *D. carditoides*, несколько более редкие *D. eulachia*, *D. mingetcsaurica*, *D. pravoslavlevi*; одновременно с ними продолжали существовать немногочисленные *D. parvula*, *D. catillus*, появились в малом количестве виды *D. lindleyi*, *D. subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. golubyatnikovi*, *D. kovalevskii*, *D. aff. subpyramidata*, *D. aff. pallasi*. Четкой границы между этими сообществами моллюсков нет. Такая закономерность прослеживается для всего региона.

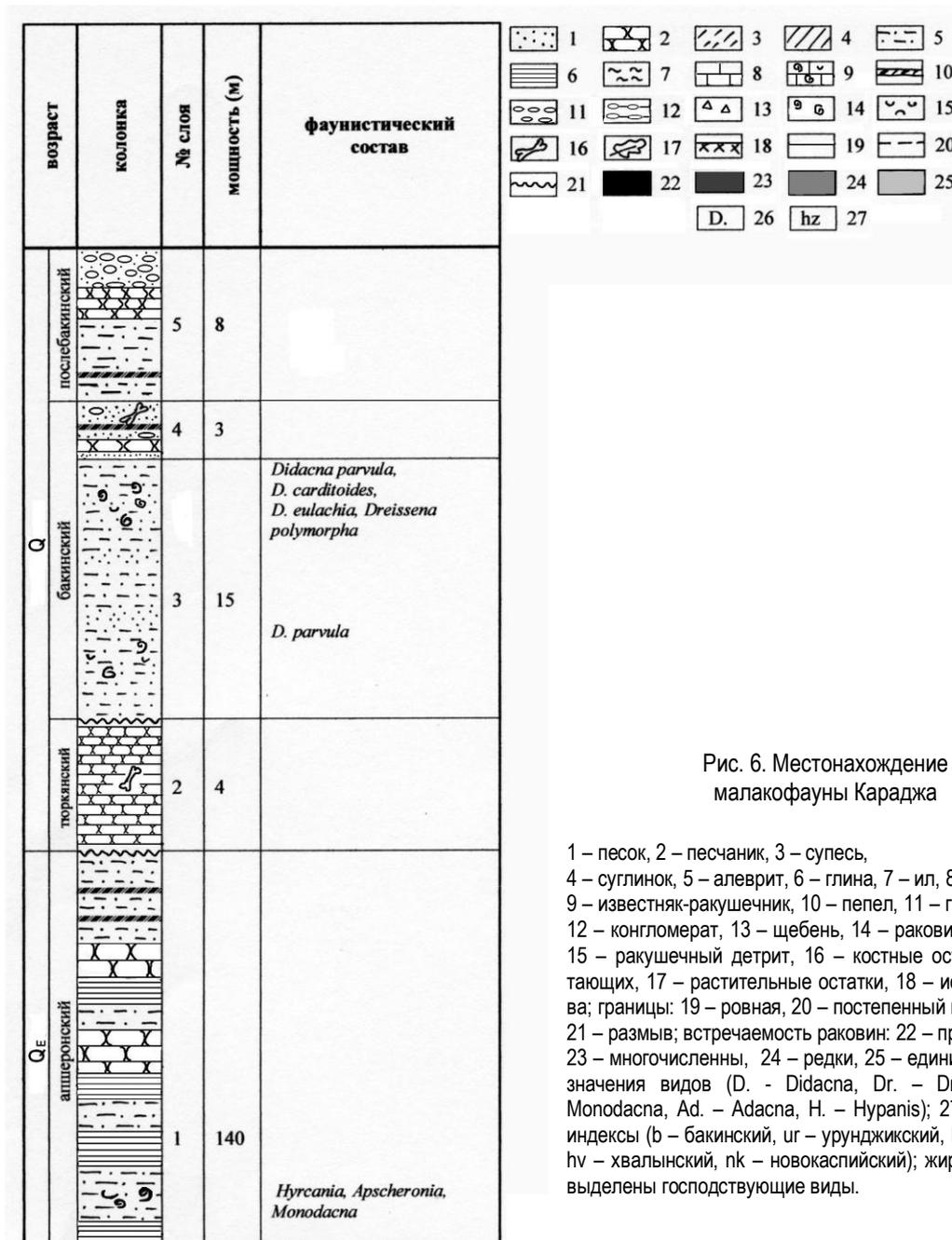


Рис. 6. Местонахождение малакофауны Караджа

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав	встречаемость видов																					
					D. parvula	D. carditoides	D. colossea	D. čelekenica	D. eulachia	D. nalivkini	D. mishovdagica	D. trigonula	D. charamica	D. pallasi	M. caspia	Dr. rostriformis	Dr. polymorpha	Corbicula								
Q	хазарский (горянский)	1	~20																							
		2	~40	<i>Corbicula fluminalis, Dreissena polymorpha, Didacna mishovdagica, D. pallasi</i>																						
		3	0,5	<i>D. charamica, Dr. polymorpha</i>																						
		4	2,5	<i>D. nalivkini, D. colossea, D. mishovdagica, D. trigonula, D. charamica, M. caspia, Dr. polymorpha, C. fluminalis</i>																						
		5	7																							
		6	7																							
		7	15	<i>Dr. polymorpha, M. caspia, D. cf. eulachia, C. fluminalis, Theodoxus pallasi</i>																						
		8	20	<i>D. colossea, D. čelekenica, Dr. polymorpha</i>																						
		9	1,5	<i>Theodoxus sp., Dr. polymorpha, Dr. rostriformis</i>																						
		10	5	<i>D. parvula, D. carditoides, Dr. polymorpha</i>																						
		11	25																							
		12	6																							
		13	1																							
		Q _E	апшерон	14	~50																					

Рис. 7. Местонахождение малакофауны Узундере.
Условные обозначения на рис. 6.

На основании этого в составе бакинской малакофауны можно выделить две малакофаунистические группировки, соответствующие рангу подкомплексов, – раннебакинский *Didacna parvula*–*D. catillus* и позднебакинский *Didacna rudis*–*D. carditoides* (см. табл. 2), получившие свое название по наиболее характерным элементам каждой фаунистической группировки для всего региона. Для бакинской фауны в целом руководящими являются *Didacna parvula* и *D. catillus catillus*; характерными видами – *D. rudis* и *D. carditoides*. Имеющиеся на сегодня фактологические данные не позволяют выделить бакинские фаунистические группировки в ранге фауны или комплекса, характеризующих самостоятельные геологические тела (толщи), как это сделано в работах Э.М. Асадуллаева (1964), В.В. Богачева (1932), Б.Г. Векилова (1956,

1964, 1969), П.В. Федорова (1957, 1978) и других исследователей. Наш вывод о таксономическом ранге фаунистических группировок в составе бакинской малакофауны подтверждается результатами микрофаунистического анализа, выполненного В.В. Янко (1989): в местонахождении Гора Бакинского яруса ею выделены два подкомплекса фораминифер, включающие виды одного таксономического состава, но в разном количественном содержании – опресненный солоноватоводный раннебакинский и более соленолобный позднебакинский.

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	малакофаунистический состав	встречаемость видов									
					D. parvula	D. catillus	D. rudis	D. carditoides	D. vulgaris	D. subcatillus	Dr. rostriformis	Dr. pontocaspia	Dr. polymorpha	
Q	хазарский	1	7											
		2	1	<i>Dr. polymorpha, Dr. rostriformis, D. rudis</i>										
	бакинский	3	5	<i>D. catillus, D. rudis, D. carditoides, D. parvula, D. vulgaris, D. subcatillus, Dr. pontocaspia, Dr. polymorpha</i>										
		4	10	<i>D. catillus, D. rudis, D. parvula, D. carditoides, Dr. rostriformis, Dr. polymorpha</i>										
		5	2,5	<i>D. parvula</i>										
	6	6												
	7	1,5												
Q _E	апшеронский	8	30	<i>Pseudocatillus sp., Apscheronia sp.</i>										

Рис. 8. Местонахождение малакофауны Гора бакинского яруса.
Условные обозначения на рис. 6.

Отдельные природные области (или районы) региона в распространении представителей фаунистических подкомплексов имеют свои особенности, вызванные различием палеоэкологической среды и палеогеографической историей каждой из них (фиг. 1–3). Анализ видового состава раннебакинского подкомплекса по площади региона позволяет выделить ассоциации дидакн в его различных областях (см. табл. 2): *Didacna parvula*–*D. catillus catillus* в юго-западной области, на Апшеронском полуострове и в восточной области; *Didacna parvula*–*D. catillus* (ее отличием является лишь распространение подвида *D. catillus transcaspica*) в юго-западной Туркмении; *Didacna catillus volgensis* – в северо-западной области, включая долину Волги. Ассоциации, за исключением *Didacna catillus volgensis*, отличаются между собой незначительно. Для Каспийского региона раннебакинский подкомплекс устойчив.

D. rudis - D. carditoides

D. parvula - D. catillus
D. parvula - D. catillus
D. rudis - D. carditoides -D. pravoslavlevi
D. rudis - D. carditoides -D. pravoslavlevi
D. rudis - D. catillus catillus

D. parvula – D. catillus catillus
D. carditoides - D. pravoslavlevi - D. subrudis
D. rudis - D. ex gr. naivkini
D. catillus - D. ex gr. trigonooides
D. rudis – D. catillus grimmi
D. catillus volgensis
D. rudis – D. carditoides

D. catillus volgensis
D. rudis – D. eulachia
D. rudis – D. carditoides – D. eulachia

D. carditoides – D. rudis – D. catillus

D. parvula - D. catillus catillus

D. carditoides – D. eulachia

D. parvula – D. catillus catillus
Ассоциации моллюсков

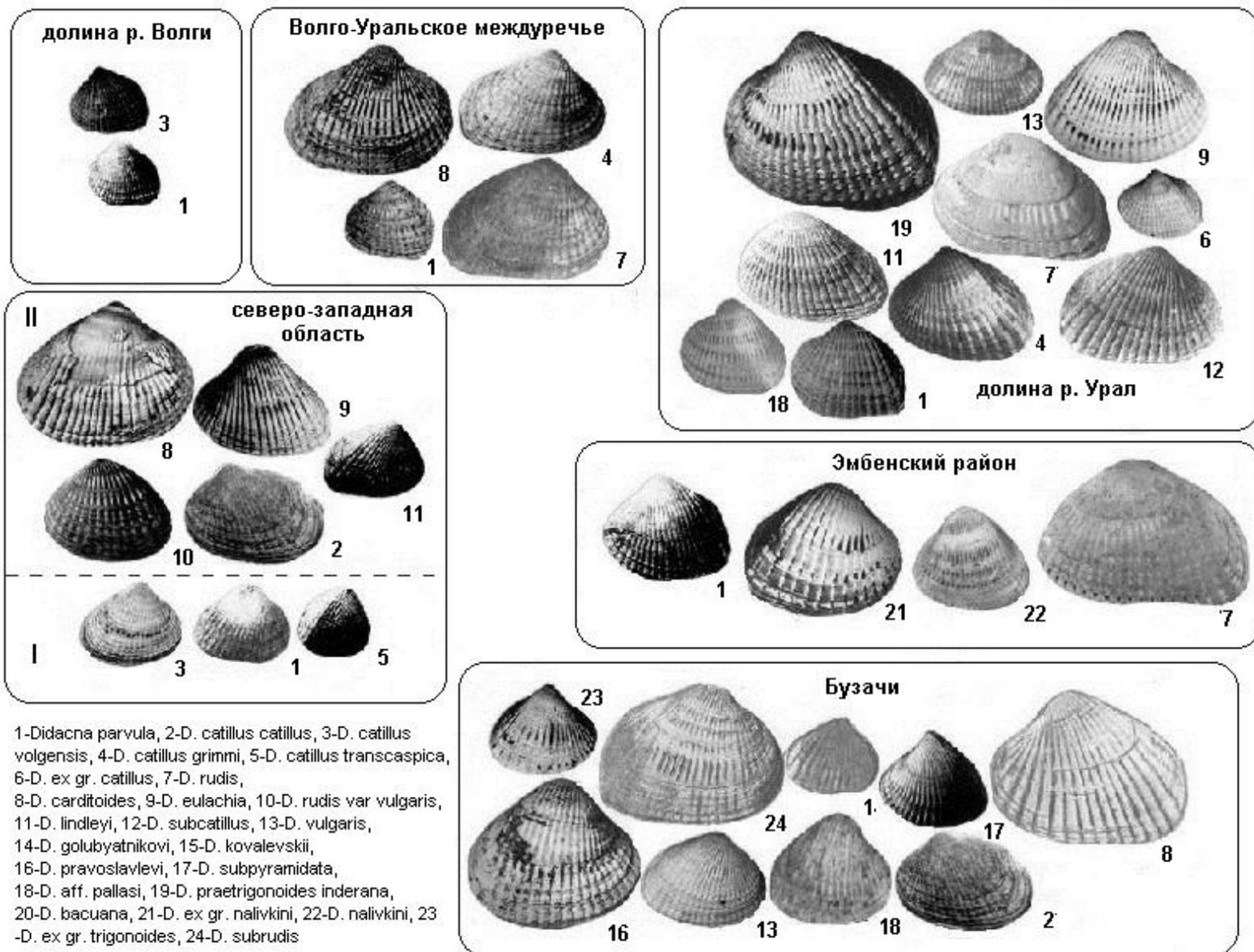


Условные обозначения: относительное количество раковин вида: 1 – преобладают, 2 – многочисленны, 3 – встречаются редко, 4 – единичные экземпляры. Жирным шрифтом выделены руководящие виды, подчеркиванием – характерные виды.

Анализ видового состава дидакн позднебакинского подкомплекса по площади Каспийского региона позволяет выделить в его составе ряд ассоциаций, характеризующих его особенности в различных областях и районах (см. табл. 2). Для юго-западной области это *Didaena carditoides* – *D. eulachia*; для Апшеронской – *Didaena carditoides* – *D. rudis* – *D. catillus*; две ассоциации для западной области: *Didaena rudis* – *D. carditoides* – *D. eulachia* (азербайджанское побережье) и *Didaena rudis* – *D. eulachia* (Дагестан); для северо-западной области – *Didaena rudis* – *D. carditoides*; для северной – *Didaena rudis* – *D. catillus grimmi* (Волго-Уральское междуречье), *D. catillus* – *D. ex gr. trigonooides* (Эмбенский район) и *Didaena carditoides* – *D. pravoslavlevi* – *D. subrudis* (Бузачи); для восточной области – *Didaena rudis* – *D. catillus*; для Карабогазской и юго-восточной (Красноводский полуостров) – *Didaena rudis* – *D. carditoides* – *D. pravoslavlevi*.

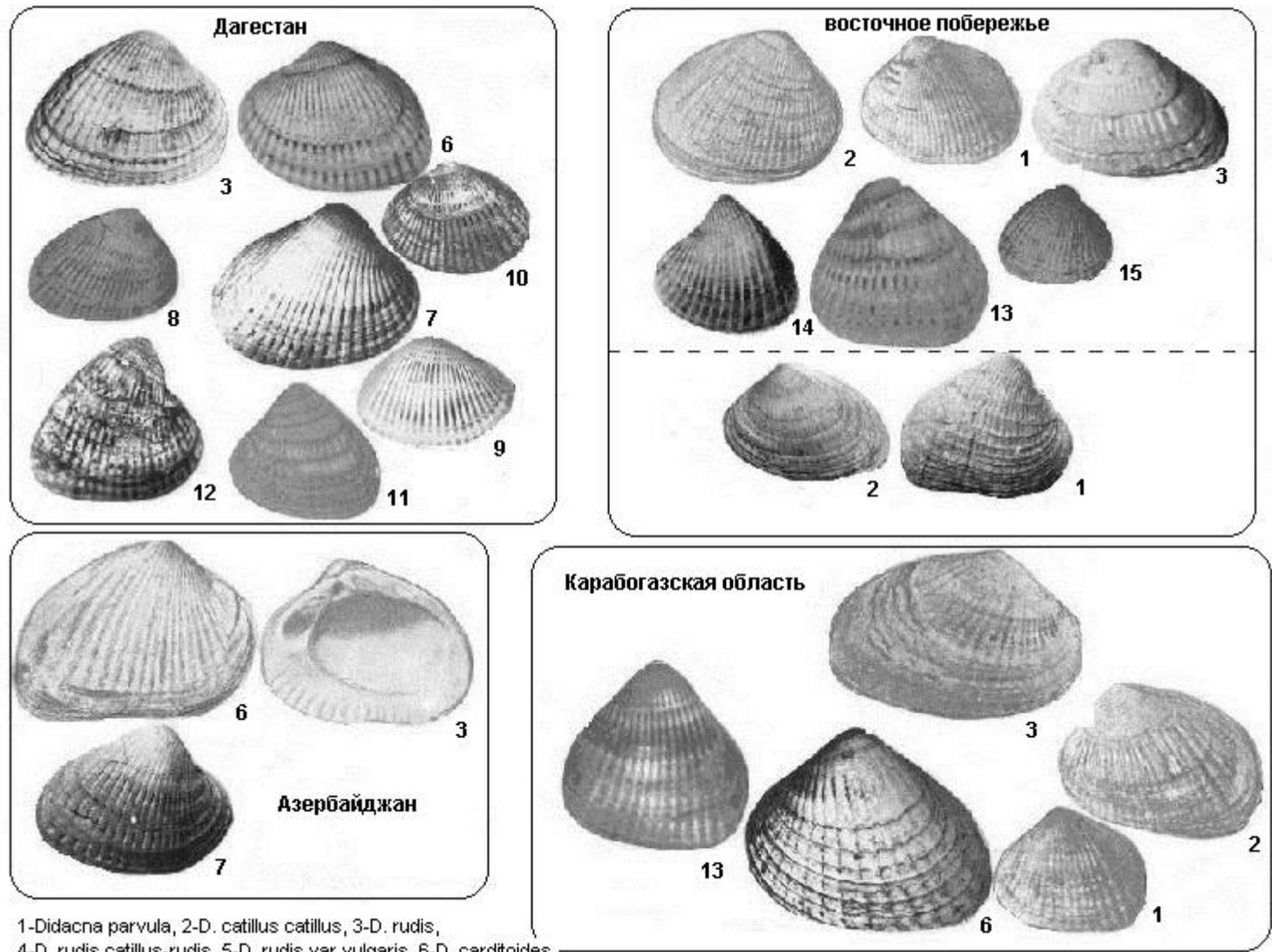
Выделение ассоциаций показывает большее разнообразие позднебакинского подкомплекса на площади региона, чем раннебакинского. Все они характеризуются единичными для него особенностями – присутствием видов *D. rudis*, *D. carditoides*, часто *D. parvula*, катиплоидных дидакн и устойчивостью этих видов (за исключением *D. catillus*) по площади региона. Вид *D. catillus* образует подвиды в различных природных областях (см. табл. 2), что вызвано его реакцией на разнообразие палеоэкологических условий в отдельных районах бакинского бассейна.

Отмеченные особенности распространения бакинских видов дидакн во временном и площадном плане позволяют заключить, что областью появления первых дидакн в Каспии являлся Южный Каспий. Это были *D. parvula*, постепенно расселившиеся по площади бассейна. Несколькo позже получили развитие вид *D. catillus*. Развитие каспийских дидакн шло по пути появления и распространения новых видов в условиях развития трансгрессии. Им сопутствовали монодакны, адакны, дрейссены.



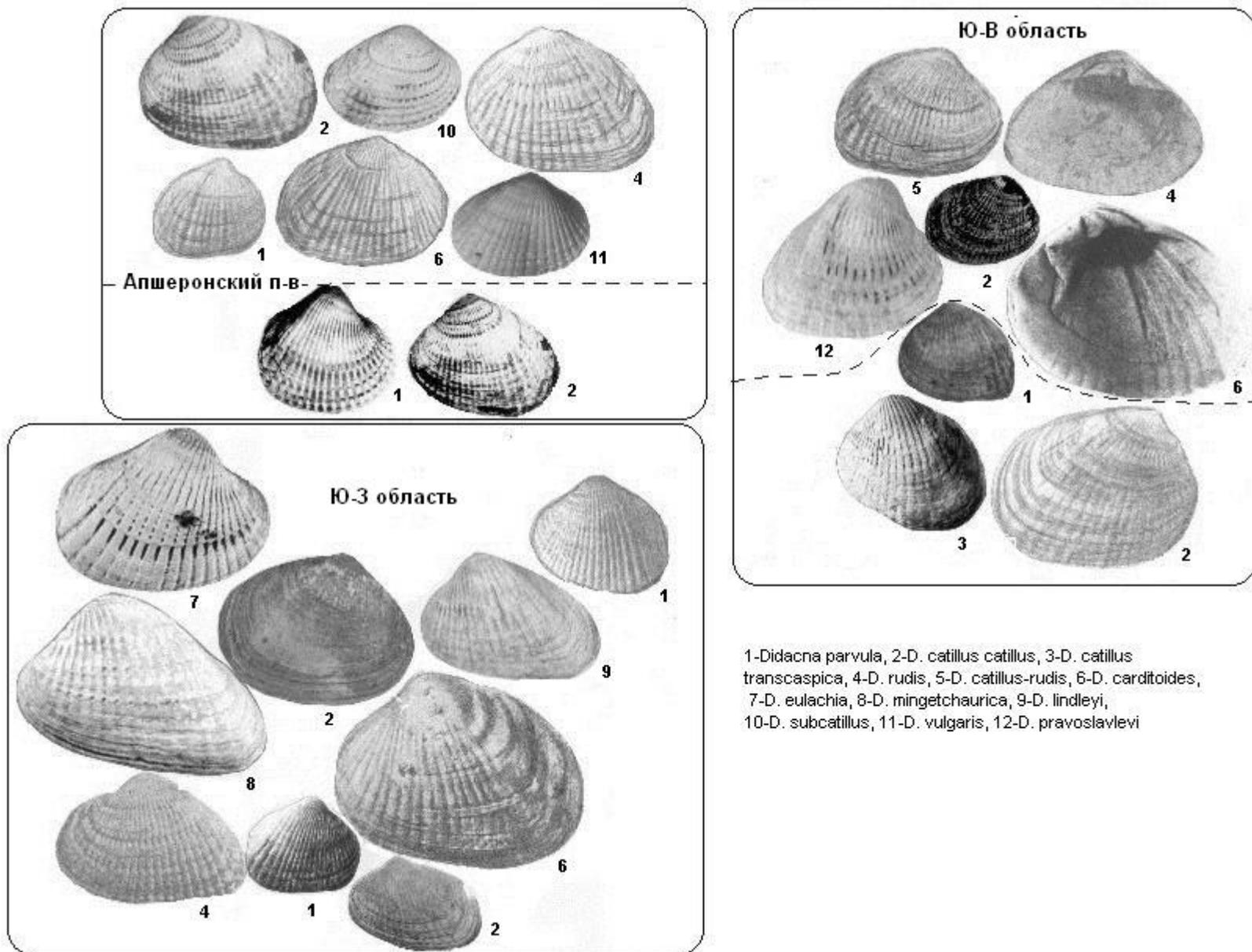
1-*Didacna parvula*, 2-*D. catillus catillus*, 3-*D. catillus volgensis*, 4-*D. catillus grimmi*, 5-*D. catillus transcaspica*, 6-*D. ex gr. catillus*, 7-*D. rudis*, 8-*D. carditoides*, 9-*D. eulachia*, 10-*D. rudis var vulgaris*, 11-*D. lindleyi*, 12-*D. subcatillus*, 13-*D. vulgaris*, 14-*D. golubyatnikovii*, 15-*D. kovalevskii*, 16-*D. pravoslavlevi*, 17-*D. subpyramidata*, 18-*D. aff. pallasi*, 19-*D. praetrigonoides inderana*, 20-*D. bacuana*, 21-*D. ex gr. nalivkini*, 22-*D. nalivkini*, 23-*D. ex gr. trigonoides*, 24-*D. subrudis*

Фиг. 1. Бакинские дидакны Северного Каспия



1-*Didacna parvula*, 2-*D. catillus catillus*, 3-*D. rudis*,
 4-*D. rudis catillus-rudis*, 5-*D. rudis var vulgaris*, 6-*D. carditoides*,
 7-*D. eulachia*, 8-*D. lindleyi*, 9-*D. subcatillus*, 10-*D. vulgaris*, 11-*D. golubyatnikovi*, 12-*D. kovalevskii*, 13-*D. pravoslavlevi*, 14-*D. subpyramidata*, 15-*D. aff pallasi*

Фиг. 2. Бакинские дидакны Среднего Каспия



Фиг. 3. Бакинские дидакны Южного Каспия

1.2.2. Урунджикская фауна

Урунджикская фауна была выделена П.В. Федоровым (1946, 1948, 1953) в результате малакологического анализа четвертичных отложений юго-западной Туркмении и Куринской депрессии в Азербайджане. Ее выделение в Западной Туркмении, но в ином объеме, было поддержано Л.А. Невеской (1958). Б.Г. Векиловым (1969) существование такой фауны, но под названием мингечаурской, было признано для азербайджанского побережья Каспия. Ее существование отрицается рядом исследователей каспийского плейстоцена Куринской депрессии (Мамедов и др., 1983; Мамедов, Алескеров, 1988; Алескеров, 1990; Лебедева, 1978 и др.), считающих, что в качестве урунджикской здесь выделены разновозрастные фауны: бакинская (Дуздаг, Караджа) и раннехазарская (Мишовдаг). В настоящее время вопрос о самостоятельности урунджикской фауны как основе для выделения урунджикского горизонта вновь обрел остроту (Шкаптова, 2005, 2006, 2007). Малакофаунистические исследования автора монографии (Янина, 2007, 2008) позволяют утверждать, что в плейстоценовой истории Каспия существовала урунджикская малакофауна, отвечающая бассейну с одноименным названием. Однако ее объем, таксономический состав и местонахождения отличны от описанных в Куринской депрессии П.В. Федоровым (1957) и Б.Г. Векиловым (1969).

Урунджикская фауна установлена не во всех природных областях Каспийского региона – в Куринской депрессии (Узундере (см. рис. 7), Колайсар, Мишовдаг), Апшеронском полуострове и юго-западной Туркмении. Она включает 21 вид дидакн (табл. 3), а также слабо солоноватоводные виды *Monodacna caspia*, *Hypansis plicatus*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*. Из моллюсков рода *Didacna* 10 видов (*D. eulachia*, *D. rudis*, *D. pravoslavlevi*, *D. lindleyi*, *D. kovalevskii*, *D. carditoides*, *D. mingetchaurica*, *D. vulgaris*, *D. aff. pallasii*, *D. aff. subpyramidata*) присутствуют в составе бакинской фауны.

Таблица 3. Распространение дидакн в урунджикских отложениях Каспийского региона

Природная область	Юго-западная		Апшеронский п-ов	Юго-Зап. Туркмения		Каспийский регион Подкомплексы дидакн	
	ur1	ur2		ur	ur1	ur2	ur1
<i>D. eulachia</i>							
<i>D. colossea</i>							
<i>D. celekenica</i>							
<i>D. rudis</i>							
<i>D. shirvanica</i>							
<i>D. pravoslavlevi</i>							
<i>D. lindleyi</i>							
<i>D. aff. nalivkini</i>							
<i>D. pallasii</i>							
<i>D. kovalevskii</i>							
<i>D. carditoides</i>							
<i>D. mingetschaurica</i>							
<i>D. trigonula</i>							
<i>D. subpyramidata</i>							
<i>D. paleotrigonooides</i>							
<i>D. vulgaris</i>							
<i>D. bergi</i>							
<i>D. gurganica</i>							
<i>D. porsugelica</i>							
<i>D. adacnoides</i>							
<i>D. kolesnikovii</i>							
Ассоциации дидакн	<i>D. eulachia</i> - <i>D. colossea</i> - <i>D. celekenica</i>	<i>D. kovalevskii</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. celekenica</i> – <i>D. pravoslavlevi</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. kovalevskii</i>

Условные обозначения в табл. 2.

10 видов дидакн (*D. colossea*, *D. čelekenica*, *D. shirvanica*, *D. trigonula*, *D. paleotrigonoides*, *D. bergi*, *D. gurganica*, *D. porsugelica*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovii*) появляются в Каспийском регионе впервые. Из них широкое распространение в составе урунджикской фауны имеют *D. čelekenica* (Куринская депрессия, Апшеронский полуостров, юго-западная Туркмения), *D. colossea* (Куринская депрессия); *D. shirvanica* встречается в составе фауны в Куринской депрессии; остальные виды распространены очень редко. *D. eulachia*, *D. pravoslavlevi* и *D. kovalevskii* многочисленны (часто господствуют) в урунджикской фауне региона, для которой мы их выделяем в качестве характерных видов. Руководящим для урунджикской фауны может быть признан впервые появившийся в ее составе и широко в ней распространенный вид *D. čelekenica*. *D. colossea*, характерная лишь для фауны Куринской депрессии, является для этого района показательным видом.

В юго-западной области региона урунджикская фауна распространена в отложениях Кобыстана (местонахождения Малый Харамы, Колайсар) и Ширвани (местонахождение Нефтяная балка (рис. 9)). В каждом из этих местонахождений она представлена двумя фаунистическими группировками. На основании особенностей распределения их представителей по толще урунджикских отложений, мы выделили их в ранге подкомплексов – ранне- и позднеурунджикского. Между отложениями, содержащими эти подкомплексы, нет следов перерыва, они образуют единую толщу осадков одного бассейна с нестабильным уровнем. Урунджикская фауна представляет собой переходную фауну от бакинской к хазарской, а ее подкомплексы отражают этапы этого перехода. В Юго-Западной Туркмении в составе фауны также можно выделить два подкомплекса дидакн (табл. 3). Здесь также наблюдается близость раннего подкомплекса к бакинской, а позднего – к хазарской фауне. Это обстоятельство и вызвало противоречия среди исследователей в определении возраста фауны (Янина, 2005). Так же, как и в Куринской депрессии, между отложениями, содержащими эти фаунистические подкомплексы, не наблюдается каких-либо следов размыва или углового несогласия.

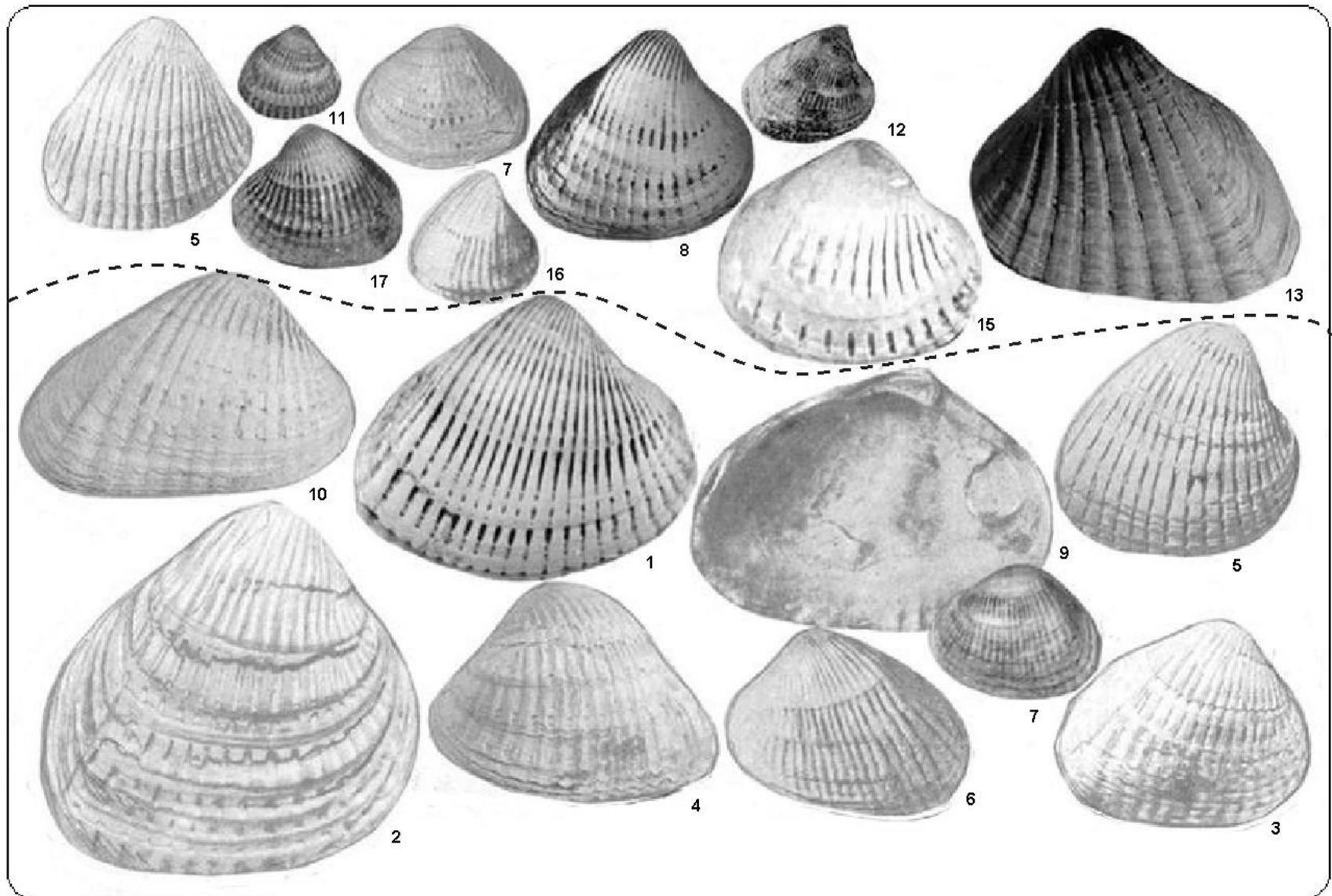
В распределении представителей фауны по площади региона отмечаются различия, что отражено в выделенных ассоциациях (табл. 3).

1.2.3. Раннехазарская фауна

Раннехазарская фауна моллюсков широко распространена в фациально разнообразных отложениях этого возраста Каспийского региона. Она включает 32 вида и подвида дидакн (табл. 4), совместно с ними многочисленны *Monodacna caspia*, *Huynis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, разнообразные дрейссены. Отдельные представители рода *Didacna* из раннехазарской фауны встречаются и в составе более древних фаун – бакинской и урунджикской.

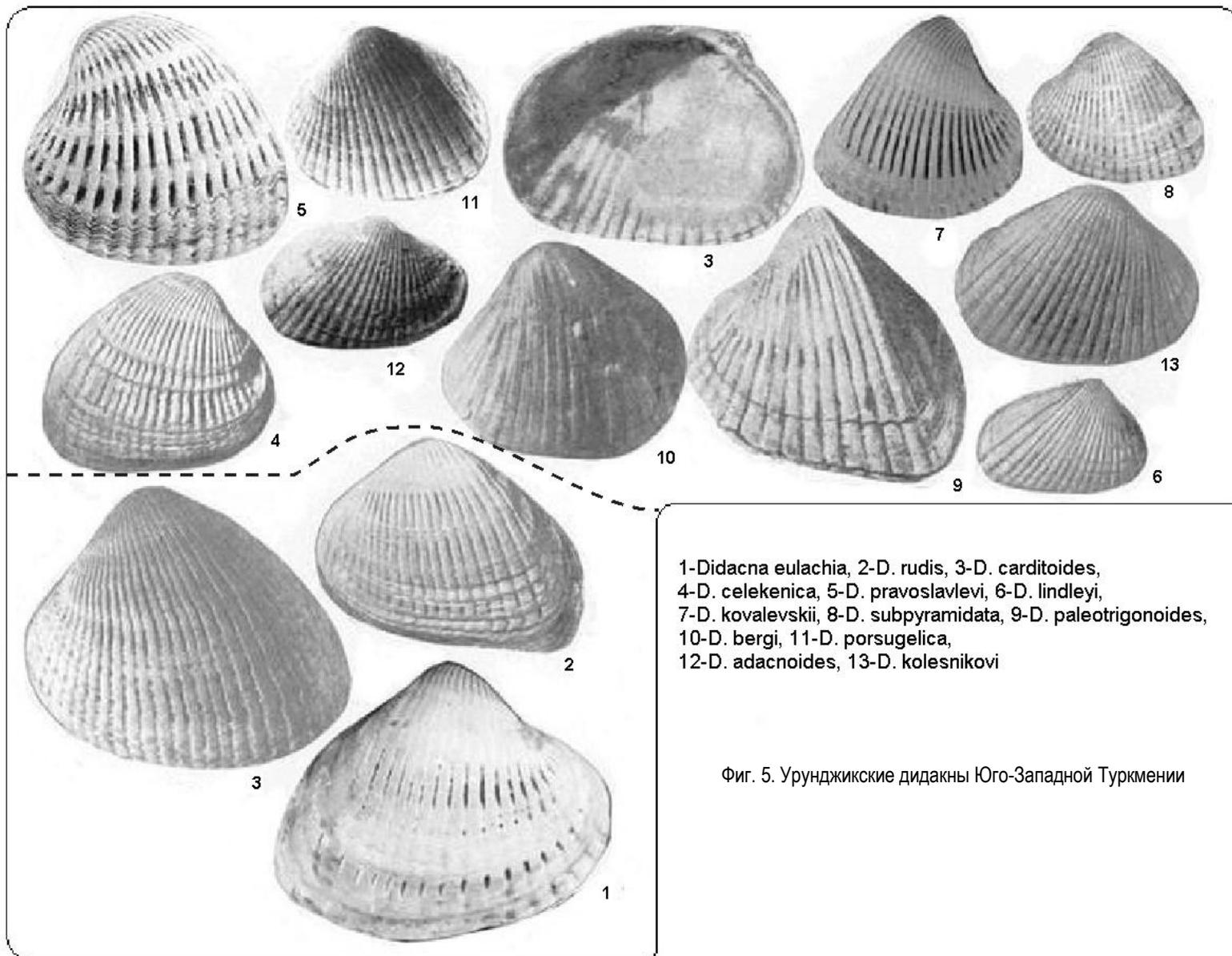
Первое появление широко распространенных в составе раннехазарской фауны *D. subpyramidata* и *D. pallasi* наблюдается в бакинской фауне восточного сектора Северного Каспия и смежных с ним восточных районов Среднего Каспия. В районах Южного Каспия (там, где отмечена урунджикская фауна) эти виды впервые появляются в ее составе. Для урунджикской фауны (для ее позднего подкомплекса) отмечено и первое появление *D. trigonula* и *D. gurganica*, получивших свое широкое распространение в раннехазарское время. В составе раннехазарской фауны обильны раковины вида *D. paleotrigonoides*, предки которого описаны в бакинских отложениях долины р. Урал А.А. Свиточем (1967) как *D. praetrigonoides inderana*. П.В. Федоровым (1957) отмечались отпечатки раковин *D. ex gr. trigonoides* (в широком понимании вида) в бакинских отложениях п-ва Бузачи. Редкие представители *D. paleotrigonoides* встречаются и в составе урунджикской фауны (позднеурунджикский подкомплекс) Куринской и Западно-Туркменской низменностей. Обращает на себя внимание, что дидакны группы *trigonoides* и близкие к ней формы в виде редких экземпляров впервые появились в составе бакинской и урунджикской фаун, а свое широкое распространение получили в раннехазарской фауне. Виды же, относящиеся к крассоидной группе дидакн, господствовавшие в бакинской и урунджикской фаунах, напротив, в составе раннехазарской фауны представлены лишь редкими экземплярами. От более древних фаун – бакинской и урунджикской – раннехазарская отличается обилием видов и подвидов, большой изменчивостью многих из них, меньшей массивностью раковин и часто – малыми размерами. В качестве характерных видов для раннехазарской фауны региона мы выделяем *Didacna subpyramidata*, *D. paleotrigonoides* и *D. shuraosenica*.

Результаты анализа распространения раннехазарских дидакн по площади Каспийского региона представлены в таблице 4. Они выявили следующие особенности. В Ю-З области представители фауны развиты в Куринской депрессии, юго-восточном Кобыстане и на Талыше. Дидакны здесь представлены 13 видами в разных сочетаниях образующими три разновозрастных фаунистических комплекса.



1-*Didacna eulachia*, 2-*D. colossea*, 3-*D. celekenica*, 4-*D. schirvanica*, 5-*D. pravoslavlevi*, 6-*D. lindleyi*, 7-*D. aff nalivkini*, 8-*D. kovalevskii*,
 9-*D. carditoides*, 10-*D. mingetchaurica*, 11-*D. trigonula*, 12-*D. subpyramidata*, 13-*D. paleotrigonoides*, 14-*D. vulgaris*, 15-*D. bergi*,
 16-*D. gurganica*, 17-*D. pallasii*

Фиг. 4. Урунджикские дидакны Куринской депрессии



1-*Didacna eulachia*, 2-*D. rudis*, 3-*D. carditoides*,
 4-*D. celekenica*, 5-*D. pravoslavlevi*, 6-*D. lindleyi*,
 7-*D. kovalevskii*, 8-*D. subpyramidata*, 9-*D. paleotrigonoides*,
 10-*D. bergi*, 11-*D. porsugelica*,
 12-*D. adacnoides*, 13-*D. kolesnikovi*

Фиг. 5. Урунджикские дидакны Юго-Западной Туркмении

Самым древним (ранним раннехазарским), очевидно, является комплекс, включающий дидакны, вскрытые скважинами в глубоких частях Куринской депрессии (*D. trigonula*, *D. subpyramidata*, *D. gurganica*), а также содержащиеся в осадках самой древней террасы (*D. nalivkini*, *D. pallasii*, *D. kovalevskii*, *D. subpyramidata*). По-видимому, они представляют один раннехазарский бассейн, характеризуя разные его части – внутреннюю и прибрежную. Более поздний (средний раннехазарский) комплекс включает обильные *Didacna paleotrigonoides*, *D. charamica*, *D. aff. delenda*, *D. nalivkini*, *D. subpyramidata*, *D. pallasii*, *D. eulachia*, *D. kovalevskii*, залегающие в прибрежных осадках, слагающих террасы 120–130 м (средний уровень террас), а также сравнительно редкие *D. vulgaris*, *D. nalivkini*, *D. pallasii*, *D. delenda*, развитые в суглинистых осадках, слагающих с поверхности близкую по высоте террасу в Кобыстане. Самым поздним, характеризующим заключительные этапы раннехазарской трансгрессии, по-видимому, является комплекс, включающий многочисленные *D. paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, более редкие *D. pallasii*, *D. aff. pravoslavlevi*, *D. subpyramidata*, *D. charamica*, заключенные в прибрежных отложениях террасы высотой 70–80 м, а также многочисленные *D. charamica*, *D. mishovdagica*, сравнительно редкие *D. pallasii* и *D. nalivkini* из песчано-галечных осадков местонахождения Узундере.

На Апшеронском полуострове раннехазарская фауна содержит 7 видов дидакн. Она также состоит из разновозрастных фаунистических комплексов. Самый древний раннехазарский комплекс включает раковины, содержащиеся в песчано-глинистых осадках, вскрытых глубоким бурением в восточной части Апшеронского полуострова: *D. delenda*, *D. kovalevskii*, *D. paleotrigonoides*, *D. trigonula*, *D. gurganica*, *D. nalivkini*, а также заключенные в грубых прибрежных отложениях самой высокой террасы (140–160 м) *D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*. Комплекс состоит из двух подкомплексов – раннего из центральных частей бассейна и позднего, прибрежного, соответствующего максимальному развитию трансгрессивной стадии. Более поздний раннехазарский комплекс (средний) содержится в грубых прибрежных отложениях террасы следующего высотного уровня – 120–125 м. Он включает дидакны аналогичного видового состава. Грубозернистые осадки самого нижнего террасового уровня – около 90 м – содержат многочисленные *Didacna nalivkini*. По-видимому, это самый поздний раннехазарский фаунистический комплекс.

В западной области (дагестанское побережье) раннехазарская фауна, включающая 10 видов дидакн, совместно с которыми распространены дрейссены, монодакны, адакны, также представлена тремя разновозрастными комплексами. Ранний раннехазарский состоит из многочисленных *Didacna subpyramidata*, менее многочисленных *D. pallasii*; распространен в отложениях террасы абс. высотой 160–170 м. Средний комплекс, состоящий из доминирующих *Didacna schuraosenica*, многочисленных *D. apsheronica*, *D. vulgaris*, *D. subpyramidata*, *D. pallasii*, редких *D. lindleyi*, *D. paleotrigonoides*, развит в осадках, слагающих с поверхности террасы абс. высотой 120–130 и 100–105 м. Г.И. Рычаговым (1977, 1997) возраст террас определен как позднехазарский. Этот комплекс отличается как от типичных позднехазарских, в которых господствуют *Didacna nalivkini* и *D. surachanica* Andrus., так и известных раннехазарских с господством *Didacna subpyramidata* и *D. paleotrigonoides* (Янина, 1981, 2005). На основании особенностей таксономического состава и морфометрических характеристик раковин мы отнесли его к раннехазарской фауне. Наш вывод подтвердился результатами микрофаунистического анализа: О.Н. Братановой определен раннехазарский комплекс остракод, В.В. Янко – раннехазарский комплекс фораминифер. Приводимые Г.И. Рычаговым (1977, 1997) данные минералогического и спорово-пыльцевого анализов, отличные от таковых по отложениям самых высоких уровней, а также геоморфологический анализ предгорий Кавказа, свидетельствуют о значительном перерыве в морском осадконакоплении после их формирования. Малакофаунистические данные не противоречат этому, они указывают на существование продолжительной самостоятельной трансгрессивной стадии, сформировавшей террасы на отметках 100–105 и 120–130 м, в эпоху раннехазарского трансгрессивного этапа. Не исключено, что дальнейшие исследования приведут к установлению новой трансгрессии в неоплейстоценовой истории Каспия – «среднехазарской» (Рычагов, Янина, 2010). Третий комплекс состоит из многочисленных *Didacna paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, редких *D. mishovdagica*, *D. ovalis*, единичных *D. schuraosenica*, *D. apsheronica*; распространен в отложениях, перекрытых более молодыми образованиями.

В северо-западной области П.В. Федоров (1957) в составе раннехазарской фауны выделяет три фаунистические группировки, сменяющие друг друга по разрезу отложений снизу вверх: господствующие тригоноидные дидакны в его нижней части; *Didacna ex gr. nalivkini*, *D. delenda*, *D. pallasii*, *D. subpallasii*, *D. kalickii*, *D. vulgaris*, с примесью слабо солоноватоводных элементов в его средней части; и значительную роль дрейссен и пресноводных моллюсков в верхней части хазарской толщи. Следует отметить разрез нижнехазарских отложений, вскрытый бурением в 50 км к северо-востоку от Чалон-Хамура

<i>D. palivkini</i> – <i>D. paleotrigonooides</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. paleotrigonooides</i> - <i>D. schirgaosenica</i>
<i>D. subrugamidata</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. paleotrigonooides</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. palivkini</i> – <i>D. pallasi</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. palivkini</i> – <i>D. vulgatis</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. pallasi</i>
<i>D. palivkini</i> - <i>D. pallasi</i>
<i>D. subrugamidata</i> – <i>D. palivkini</i> - <i>D. trigonooides chazarica</i>
<i>D. cristata</i> – <i>D. paleotrigonooides</i>
<i>D. subrugamidata</i> – <i>D. paleotrigonooides</i> - <i>D. schirgaosenica</i>
<i>D. subrugamidata</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. pallasi</i>
<i>D. paleotrigonooides</i> – <i>D. palivkini</i>
<i>D. schirgaosenica</i>
<i>D. subrugamidata</i>
<i>D. paleotrigonooides</i> – <i>D. palivkini</i>
<i>D. palivkini</i>
<i>D. subrugamidata</i> – <i>D. palivkini</i>
<i>D. paleotrigonooides</i>
<i>D. subrugamidata</i> - <i>D. paleotrigonooides</i> - <i>D. palivkini</i>
<i>D. paleotrigonooides</i>
<i>D. subrugamidata</i> – <i>D. trigonula</i> – <i>D. sauraisica</i>
Ассоциации дидакн

Условные обозначения в табл. 2. Комплексы дидакн: 1 – ранний, 2 – средний, 3 – поздний.

(Геоморфология..., 1958), составляющих три цикла (пары) песок-глина. В составе раковин этого местонахождения, помимо каспийских дидакн, монодакн, адакн и дрейссен, описаны *Serritodonta* в парных створках (25 полных экземпляров), свидетельствующих об их захоронении в инситном состоянии), а также *Monodonta subcolorata*, *D. cf. vaetigrassa*, *Dr. aff. tschaidae*, имеющие эвксинское происхождение.

В разнообразных осадках долины Нижней Волги – морских, аллювиально-морских (с большим или меньшим влиянием моря), аллювиальных (от русловых до пойменных) и лиманных – раннехазарская фауна представлена 17 видами дидакн (табл. 4), а также многочисленными раковинами родов *Monodonta*, *Adasna*, *Nurinis*, *Dreissena*. В аллювиально-морских отложениях каспийская фауна всегда сопровождается пресноводной, а в аллювиальных – в перетолженном состоянии сопутствует ей.

Изучение распределения дидакн по разрезу хазарских осадков показало, что в составе фауны выделяется три фаунистических комплекса. Самый ранний составляют малякофаунистические группировки из осадков, выходящих у уреза Волги в местонахождениях Копановка и Ветлянка: преимущественно *Didasna subrugamidata* и *D. pallasi*, среди которых преобладает первый вид. Более поздний комплекс содержится в аллювиально-морских осадках, с размывом лежащих (Копановка) на описанных выше, включает многочисленные *Didasna subrugamidata*, *D. paleotrigonooides*, редкие *D. romlocaspra*, *D. pallasi*, единичные *D. indleyi*. К нему же относятся и залегающие в Сероглазовке в основании хазарских отложений многочисленные *Didasna schirgaosenica*, *D. paleotrigonooides*, *D. cristata*, *D. catillus volgensis*, *D. catillus ravnuloides*, более редкие *D. subcatillus*, *D. subrugamidata*, *D. ovaticrassa*, *D. subcrassa*, *D. trigonooides chazarica*, *D. pallasi*, *D. palivkini*. К этому же периоду накопления осадков мы отнесли и пеноз, сохранившиеся в нижней части местонахождения Цаган-Аман и Золотуха. Стратиграфически выше располагается второй сероглазовский комплекс из сравнительно многочисленных *D. schirgaosenica*, *D. cristata*, редких *D. subcrassa*, *D. romlocaspra*, *D. pallasi*, *D.*

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав
Q	хвалынский	1	2,0	
		2	2-6	
		3	0,5	<i>Dr. polymorpha</i> , <i>D. ebersini</i>
		4	8,0	<i>D. protracta</i> , <i>D. delenda</i> , <i>Dr. rostriformis distincta</i>
		5	0,5	<i>D. parallela borealis</i> , <i>D. ebersini</i> , <i>D. protracta</i> , <i>M. caspia</i> , <i>A. vitrea</i> , <i>Dr. rostriformis distincta</i> , <i>Dr. polymorpha</i>
		6	1-3,5	
	позднехазарский	7	4	<i>C. fluminis</i> , <i>Planorbis</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Sphaerium</i> , <i>Unio</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. paleotrigonoides</i> , <i>D. subpyramidata</i> , <i>M. caspia</i> , <i>A. laeviuscula</i> , <i>H. plicatus</i> , <i>Dr. rostriformis distincta</i>
		8	1	<i>D. paleotrigonoides</i> , <i>D. subpyramidata</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. pontocaspia</i> , <i>D. lindleyi</i> , <i>M. caspia</i>
	раннехазарский	9	4	<i>D. subpyramidata</i> , <i>D. pallasi</i>

Рис. 10. Местонахождение малакофауны Копановка.
Условные обозначения на рис. 6.

в целом для раннего раннехазарского комплекса характерно широкое распространение *D. subpyramidata* и *D. pallasi*, впервые появившихся в более древних фаунах. В юго-западной области он наиболее разнообразен в видовом отношении и включает многочисленные тригоноидные дидакны, а также близкие к ним *D. kovalevskii*, которые именно в этой области обильны в позднем урунджикском подкомплексе. Здесь также появляются редкие *D. nalivkini*, широко развитые в позднехазарской фауне. По наиболее широко развитому виду *D. subpyramidata* комплекс получил одноименное название.

Средний раннехазарский комплекс – самый богатый в видовом и количественном отношении. Он включает представителей всех групп дидакн: наибольшим развитием здесь пользуются тригоноидные дидакны, появляются многочисленные катиллоидные формы (особенно в северо-западной области и долине Волги); сравнительно широкое распространение получают крассоидные дидакны. Если для раннего комплекса относительным многообразием видов отличалась юго-западная область, то для среднего богатством видами характеризуется Нижняя Волга, что, очевидно, связано с наибольшей неустойчивостью среды и разнообразием здесь фациальных условий. По характерным для комплекса видам мы определяем его как *Didacna subpyramidata* – *D. paleotrigonoides* – *D. shuraosenica*.

Поздний раннехазарский комплекс отличается меньшим разнообразием видов, сравнительно широким развитием дидакн крассоидной группы (*D. nalivkini*, *D. delenda* – в западных областях, *D. pontocaspia*

trigonoides chazarica. Ему, по-видимому, соответствует верхнее аллювиально-морское сообщество моллюсков в местонахождении Копановка, а также тафоценозы в местонахождениях Селитренное, Замьяны, Цаган-Аман, Енотаевка, находящиеся преимущественно в аллювиально-морских и лиманных (эстуарных) осадках заключительной стадии раннехазарской трансгрессии.

На Волго-Уральском междуречье в составе фауны выделяются, по меньшей мере, два комплекса дидакн. Более древний из них включает *Didacna trigonoides chazarica*, многочисленные *Dreissena*, *Monodacna*, *Hupanis*, *Adacna*, заключенные в осадках нижней части местонахождения Александров-Гай. Второй комплекс, включающий *Didacna nalivkini*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. trigonoides chazarica*, *D. subcatillus*, содержится в отложениях, залегающих выше по разрезу.

В долине р. Урал, Эмбенском районе, на полуострове Бузачи, в восточной области раннехазарская фауна (см. табл. 4) по имеющимся на сегодня данным не может быть подразделена на комплексы. В Юго-Западной Туркмении, очевидно, нижнехазарской является часть аллювиально-дельтовой толщи, постепенно переходящей в аллювиальные отложения пра-Аму-Дарьи, в ее крайних западных районах отмечены редкие *Didacna ex gr. subpyramidata*.

Можно заключить, что в районах Каспийского региона, где раннехазарская фауна представлена наиболее полно, в ее составе выделяются три разновозрастных фаунистических группировки, определенных нами в ранге комплексов: ранний, средний и поздний раннехазарские (фиг. 9). В

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав
Q	голюцен	1	до 7,0	
	хвалынский	2	до 5,0	<i>D. praetrigonoides</i> , <i>Dr. rostriformis</i>
		3	1,5	
	позднехазарский	4	8,0	<i>D. surachanica</i> , <i>D. nalivkini</i> , <i>D. cf. pontocaspia</i> , <i>D. shuraosenica</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. trigonoides chazarica</i> , <i>D. subcrassa</i> , <i>Dr. rostriformis</i> , <i>Dr. caspia</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>H. plicatus</i> , <i>Corbicula</i>
		5	2,0	<i>D. shuraosenica</i> , <i>D. cristata</i> , <i>D. catillus volgensis</i> , <i>D. subcrassa</i> , <i>D. pontocaspia</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. trigonoides chazarica</i> , <i>M. caspia</i> , <i>H. plicatus</i>
	раннехазарский	6	4,0	<i>D. paleotrigonoides</i> , <i>D. shuraosenica</i> , <i>D. catillus volgensis</i> , <i>D. subcrassa</i> , <i>D. cristata</i> , <i>D. ovatocrassa</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. nalivkini</i> , <i>D. ex gr. trigonoides</i> , <i>D. subcatillus</i> , <i>D. subpyramidata</i> , <i>M. caspia</i> , <i>H. plicatus</i> , <i>Dr. polymorpha</i> , <i>C. fluminalis</i>
		7	1,0	<i>Unio</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Sphaerium</i> , <i>Dr. caspia</i> , <i>D. cf. pontocaspia</i> , <i>Dr. polymorpha</i>

Рис. 11. Местонахождение малакофауны Сероглазовка.
Условные обозначения на рис. 6.

ривать распространение малакофауны по площади каждого раннехазарского бассейна; поэтому ассоциации дидакн выделяются для раннехазарской фауны в целом (см. табл. 4). Несмотря на обобщение материала, они дают представление об особенностях раннехазарской фауны в отдельных областях или районах древнего Каспия (фиг. 6–9).

– на Волге и в северо-западной области) и близких к ним форм, распространенных совместно с тригоноидными дидакнами. Это своеобразие комплекса отражено в его названии – *Didacna nalivkini*–*D. paleotrigonoides*. Комплексы дидакн развиты в отложениях, отграниченных стратиграфическими перерывами, либо слагающих покровы разновысотных террас, что свидетельствует об их разновозрастности. По нашему мнению, они представляют стадии раннехазарской трансгрессии, разделенные регрессиями.

Исследователями древнекаспийской малакофауны (Векилов, 1969; Асадуллаев, 1965; Попов, 1983 и др.) обычно выделяется раннехазарская фауна или комплекс без вычленения каких-либо мелких таксономических подразделений внутри нее. П.В. Федоровым (1978) были выделены три раннехазарские малакофаунистические группировки, характеризующие стадии раннехазарской трансгрессии: палеосингильскую, сингильскую и косоожскую. Согласно нашим исследованиям (Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2005, 2007), сингильская пресноводная малакофауна синхронна урунджикской фауне Каспия. Автором монографии раннехазарские фаунистические комплексы выделены в принципиально ином объеме и стратиграфическом положении.

Не вызывает сомнения наличие различий в таксономическом составе для всех раннехазарских комплексов в разных природных областях Каспийского региона, характеризующих разнообразие палеоэкологических условий. Однако неполнота геологической летописи пока не позволяет нам реконструировать

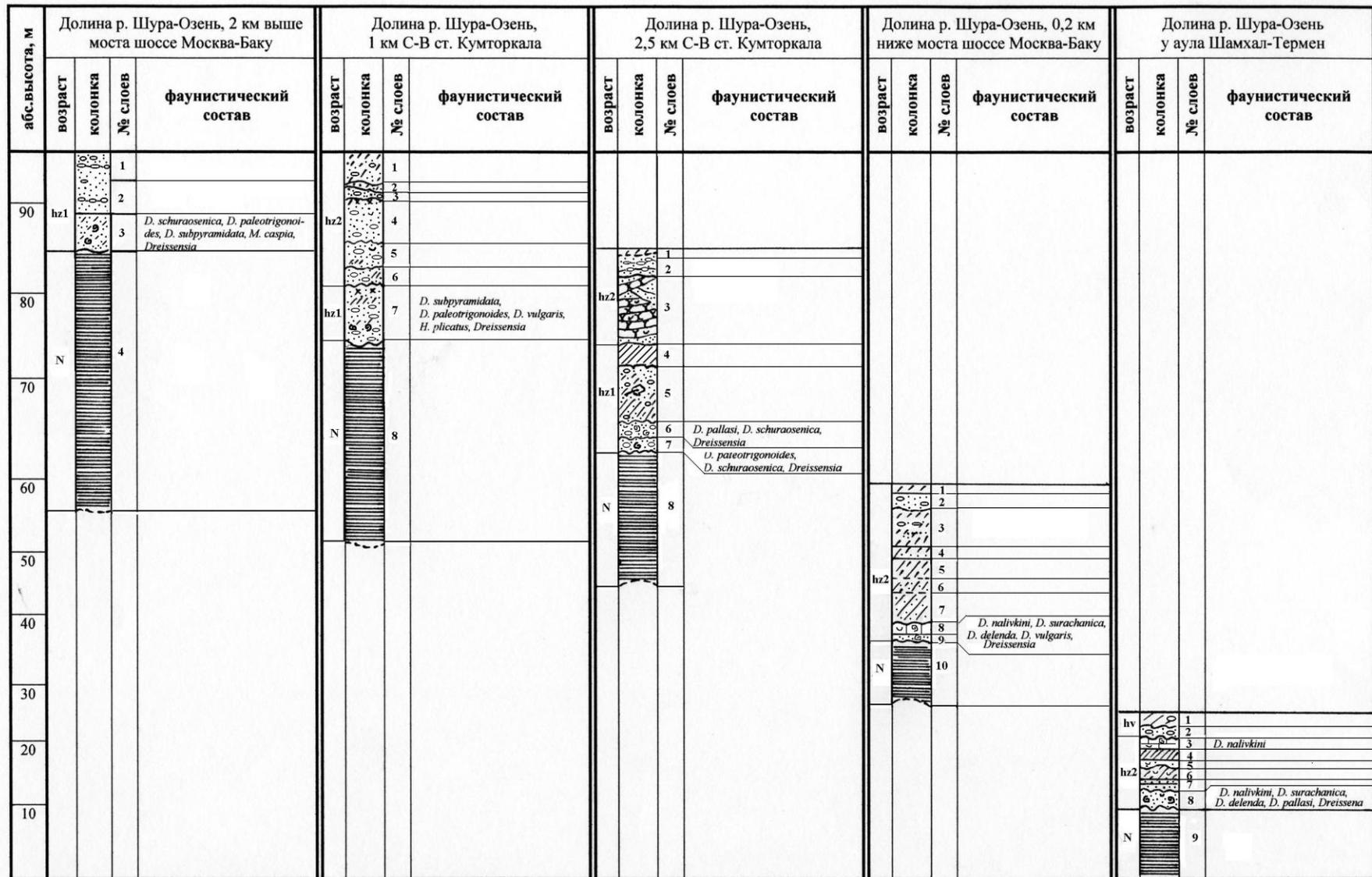
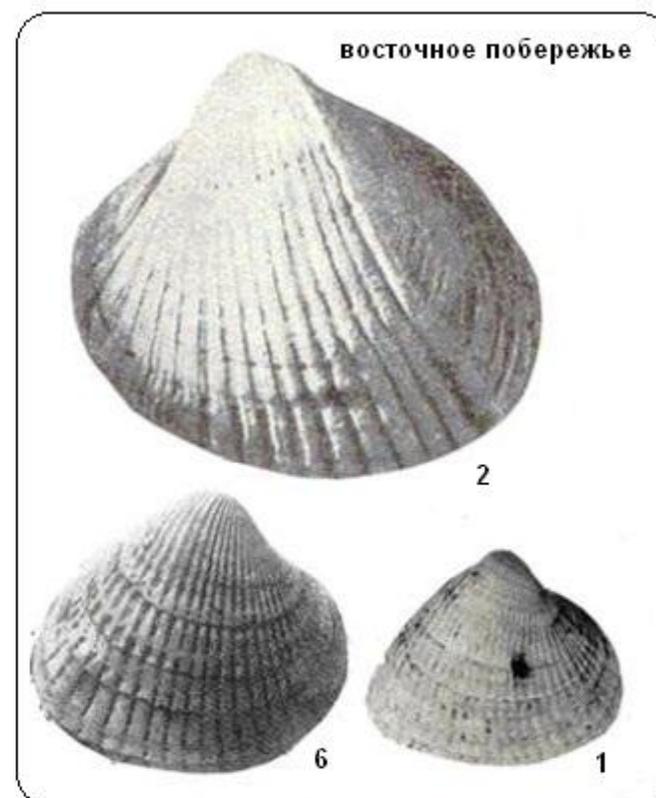
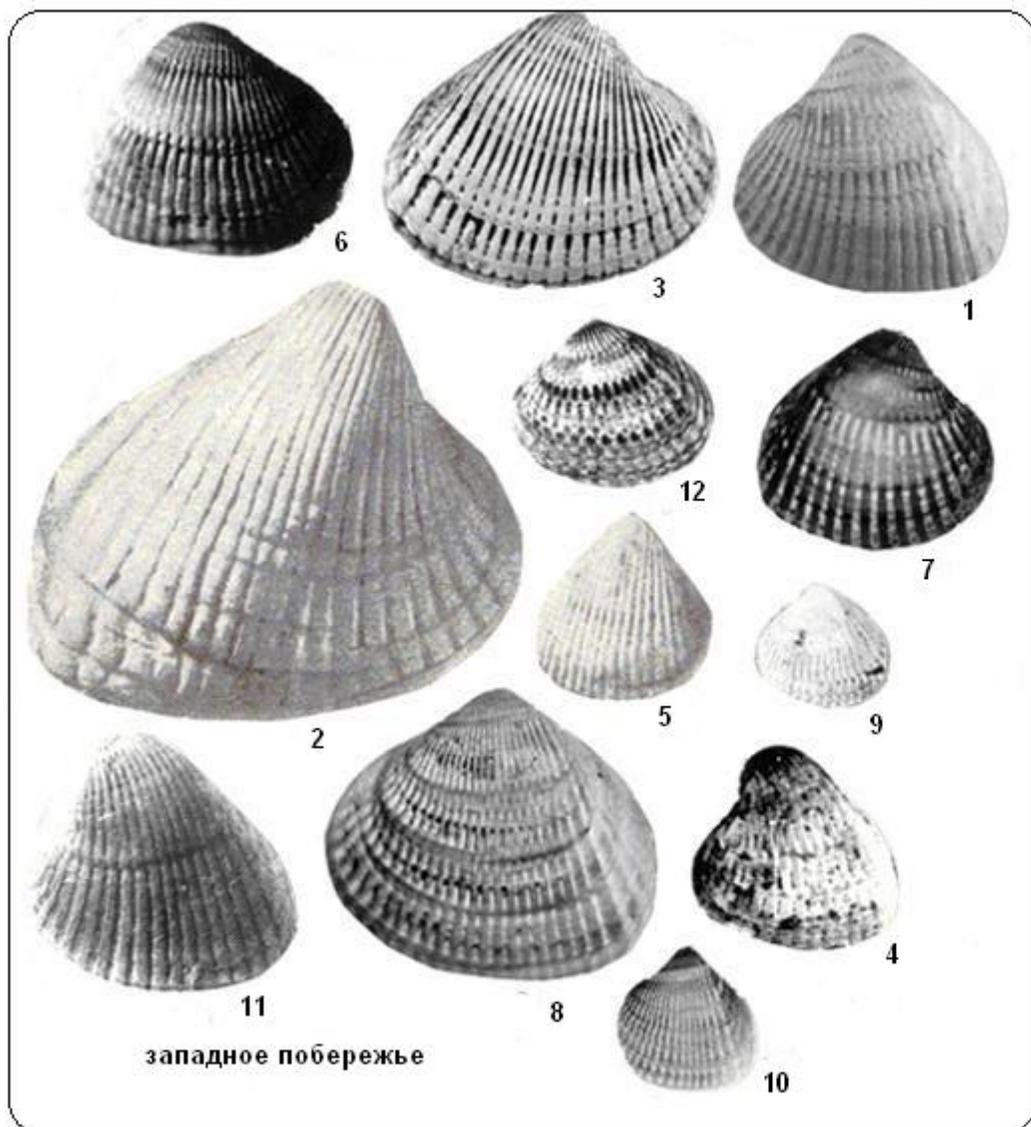
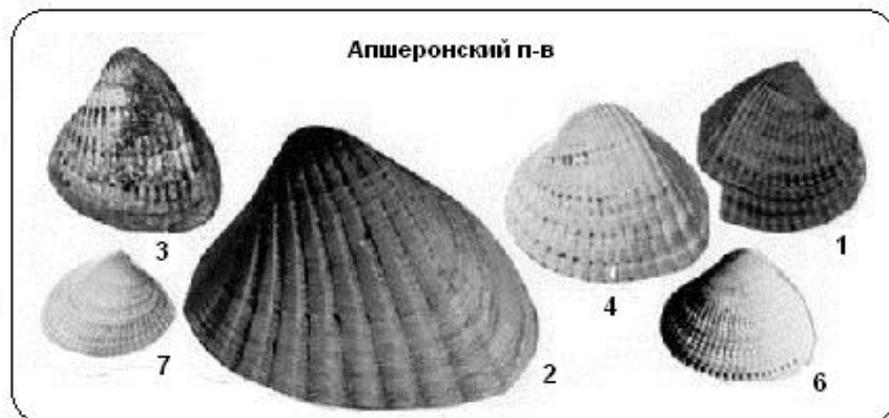


Рис. 12. Местонахождения малакофауны в долине р. Шура-Озень. Условные обозначения на рис. 6.



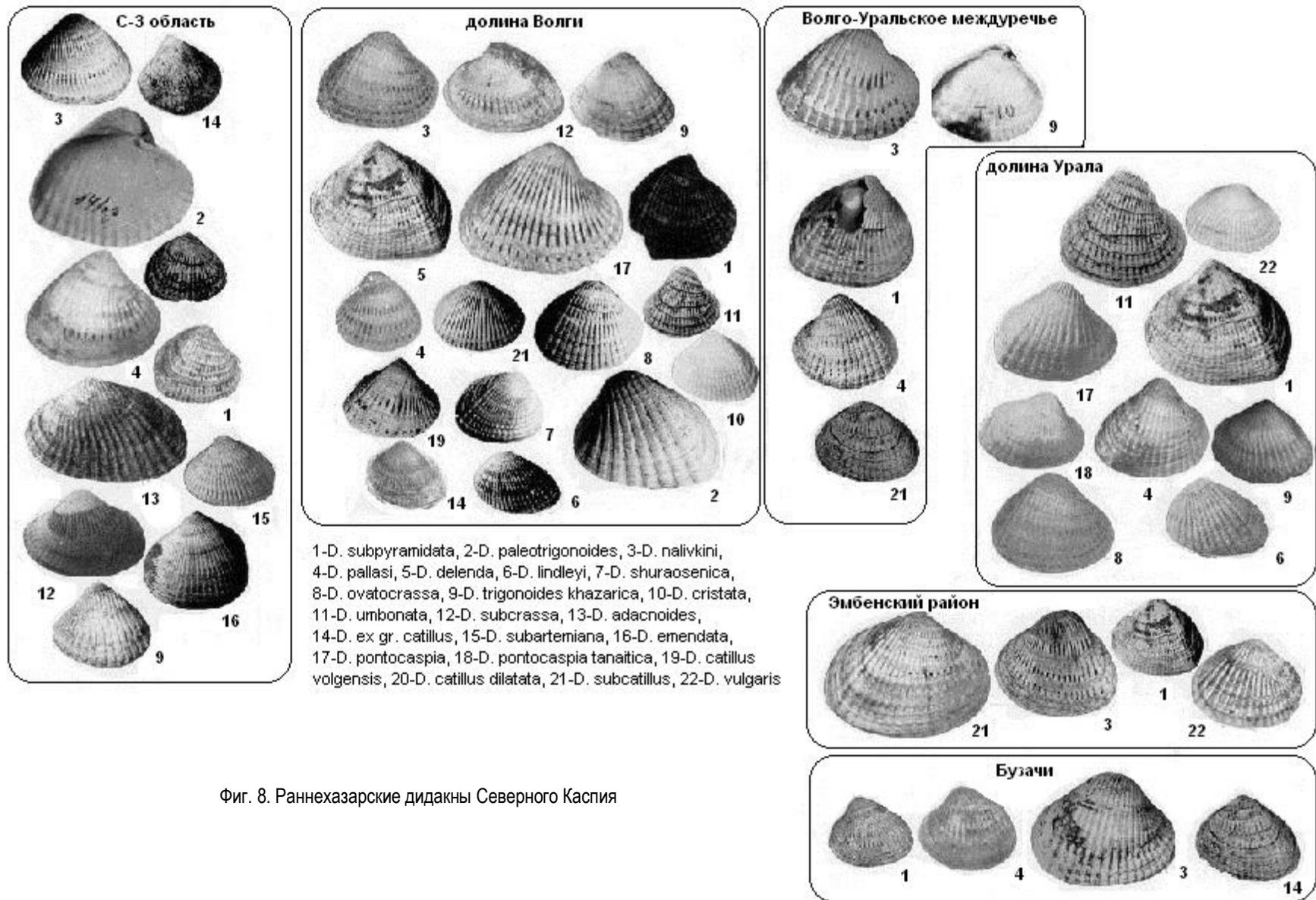
1-*Didacna subpyramidata*, 2-*D. paleotrigonoides*,
 3-*D. eulachia*, 4-*D. kovalevskii*, 5-*D. charamica*,
 6-*D. nalivkini*, 7-*D. pallasi*, 8-*D. delenda*, 9-*D. trigonula*,
 10-*D. gurganica*, 11-*D. pravoslavlevi*, 12-*D. vulgaris*

Фиг. 6. Раннехазарские дидакны Южного Каспия

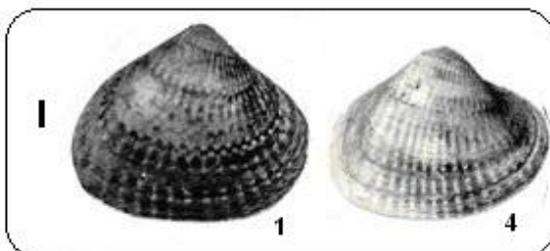
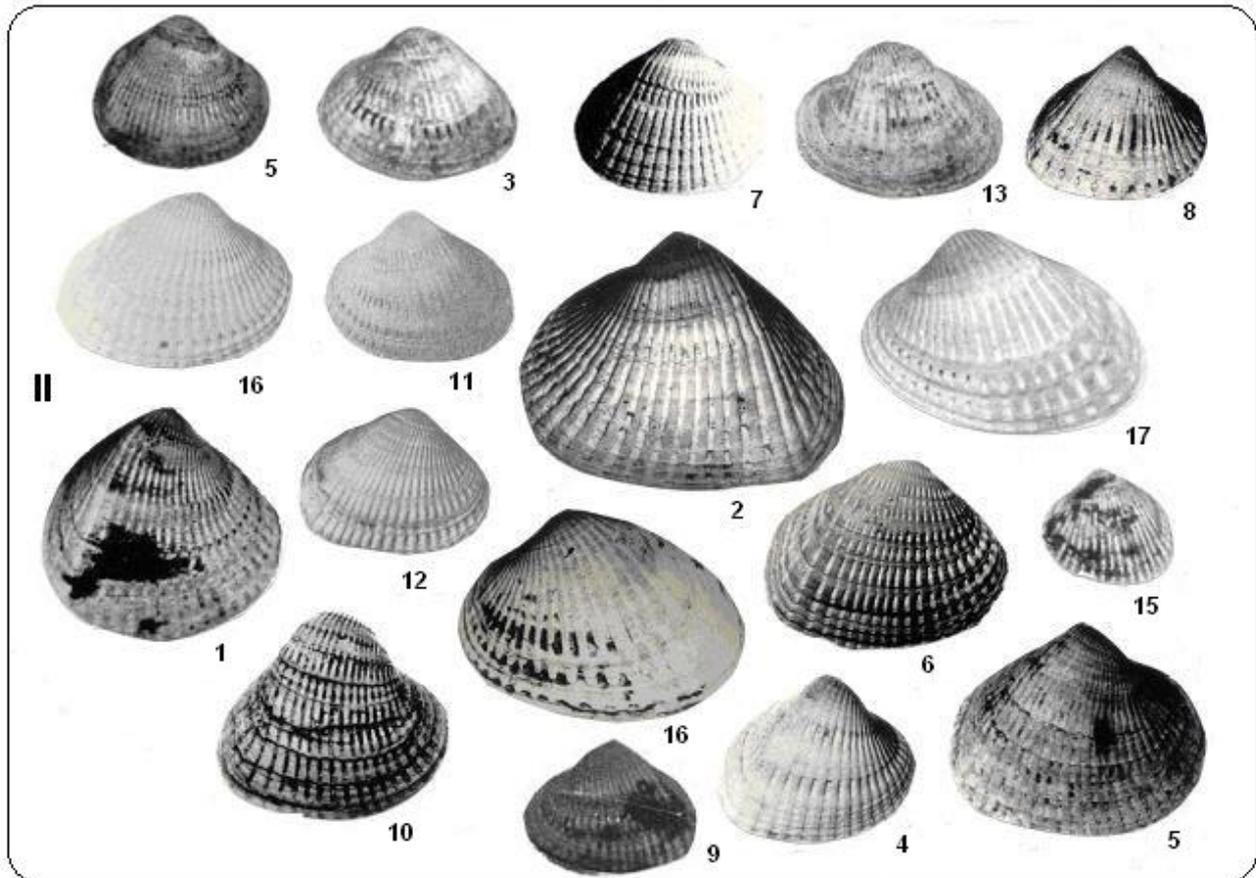
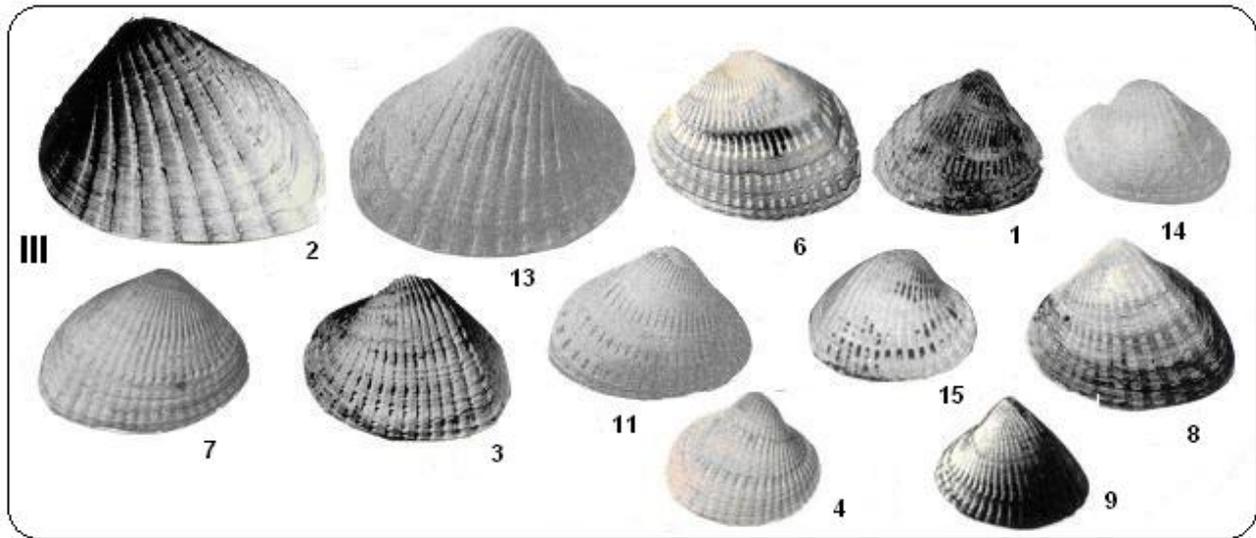


1-*Didacna subpyramidata*, 2-*D. paleotrigonoides*,
 3-*D. kovalevskii*, 4-*D. nalyvkini*, 5-*D. vulgaris*,
 6-*D. delenda*, 7-*D. trigonula*, 8-*D. gurganica*, 9-*D. lindleyi*,
 10-*D. hospes*, 11-*D. mishovdagica*, 12-*D. apsheronica*,
 13-*D. shuraosenica*, 14-*D. ovalis*, 15-*D. pallasi*

Фиг. 7. Раннехазарские дидакны Среднего Каспия
 (западное побережье)



Фиг. 8. Раннехазарские дидакны Северного Каспия



- 1-*Didacna subpyramidata*, 2-*D. paleotrigonoides*,
 3-*D. nalivkini*, 4-*D. pallasi*, 5-*D. delenda*,
 6-*D. shuraosenuca*, 7-*D. ovato-crassa*, 8-*D. trigonoides khazarica*,
 9-*D. cristata*, 10-*D. umbonata*, 11-*D. subcrassa*,
 12-*D. ex gr. catillus*, 13-*D. pontocaspia*, 14-*D. pontocaspia tanaitica*,
 15-*D. catillus volgensis*, 16-*D. subcatillus*, 17-*D. lindleyi*

Фиг. 9. Раннехазарские комплексы дидакн долины Волги

1.2.4. Позднехазарская фауна

Позднехазарская фауна моллюсков включает 34 вида и подвида дидакн, совместно с которыми широко распространены монодакны, адакны, дрейссены. За исключением юго-западной области, долины Урала и юго-западной Туркмении, ее представители распространены во всех природных областях Каспийского региона. В ее состав входят 18 видов дидакн, отмеченных в более древних фаунистических сообществах региона: *Didacna pravoslavlevi*, *D. vulgaris*, *D. pallasi*, *D. delenda*, *D. subcatillus*, *D. artemiana*, *D. subpyramidata* встречаются в составе бакинской фауны (позднебакинский подкомплекс); все они продолжили свое развитие в составе урунджикской фауны, а *D. pravoslavlevi* и *D. čelekenica* получили в ней широкое распространение; *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides* испытали расцвет в раннехазарской фауне, здесь же были распространены *D. nalivkini*, *D. mischovdagica*, *D. vulgaris*, *D. ovalis*, *D. delenda*, *D. ovatocrassa*, *D. subcatillus*, *D. pontocaspia*, *D. schuraosenica*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. subartemiana* (из них первые два вида довольно широко). Из этих видов лишь *D. nalivkini* получил широкое распространение (часто господствующий вид) в позднехазарской фауне. Новым, руководящим для нее, и широко развитым на территории всего региона, является лишь один вид – *D. surachanica*. Другие новые виды (*D. karabugazica.*, *D. bogatschevi*, *D. praetrigonoides abescunica*, *D. hyrcana*) представляют местные формы, распространенные на ограниченных участках. Характерным видом фауны является *D. nalivkini*.

От раннехазарской фауны позднехазарская отличается явным преобладанием в ее составе раковин двух видов – *D. surachanica* и *D. nalivkini*, относящихся к крассоидным (и близким к ним) дидакнам; слабым распространением тригоноидных и катиллоидных форм, массивностью основных ее представителей, часто большими размерами их раковин. Наибольшим видовым разнообразием отличается позднехазарская фауна Краснодарского полуострова. Дидакны Южного Каспия отличаются крупными размерами и массивностью раковин.

Представление о составе и распространении позднехазарской фауны в различных областях региона дает таблица 5. В районах, где позднехазарская фауна представлена наиболее полно (Дагестан и Краснодарский полуостров), она состоит из двух фаунистических комплексов. На дагестанском побережье верхнехазарские отложения, слагающие террасу на абс. высоте 80–85 м, содержат редкие раковины *Didacna surachanica* и обильные *D. nalivkini*; осадки же на более низких уровнях, напротив, изобилуют раковинами как *D. surachanica*, так и *D. nalivkini*. Эти фаунистические различия, а также наличие стратиграфического перерыва между отложениями, содержащими фаунистические группировки, и дало нам основание для выделения в составе позднехазарской фауны двух комплексов (Янина, 1981, 1982). П.В. Федоровым (1957) комплекс *Didacna nalivkini* считается раннехазарским, а существование верхнехазарских террас на Кавказском побережье Каспия отрицается. Состав комплекса из осадков террасы 80–85 м ближе позднехазарской фауне. Г.И. Рычаговым (1970, 1977) убедительно показано, что отложения с типичной позднехазарской фауной на дагестанском побережье участвуют в строении 80-метровой террасы. Наши исследования подтвердили это. Два фаунистических комплекса выделены нами и при анализе фактического материала П.В. Федорова (1957) по позднехазарской фауне Краснодарского полуострова (табл. 5). Если для более древнего позднехазарского комплекса характерно господство *D. nalivkini* и сравнительно редкое присутствие *D. surachanica*, то в позднем, напротив, дидакны второго вида преобладают, или же оба вида находятся примерно в равном соотношении. Раковины остальных видов заметной роли не играют. Общая закономерность выдержана как для дагестанского побережья, так и для Краснодарского полуострова.

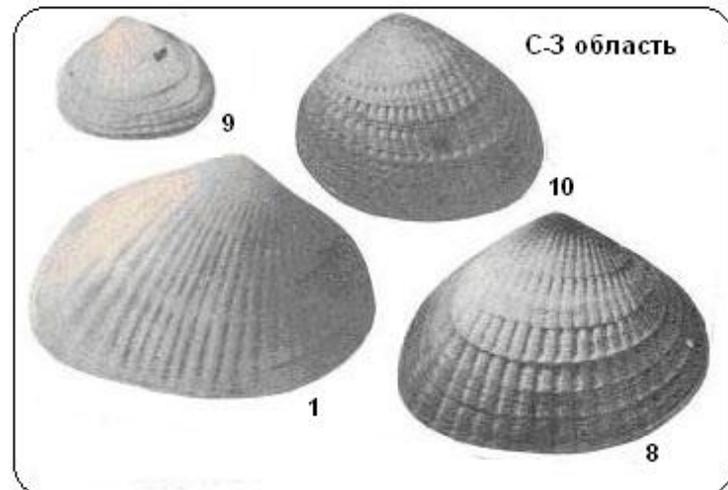
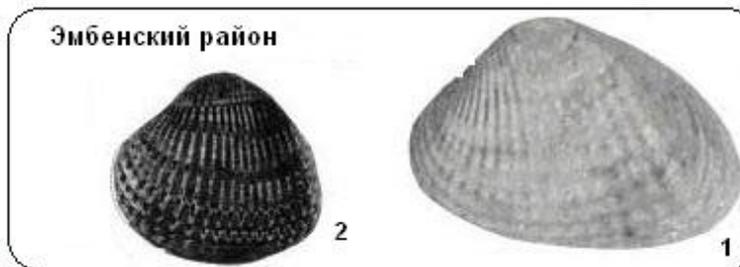
Это обстоятельство позволяет в составе позднехазарской фауны Каспийского региона выделить два разновозрастных комплекса: ранний *Didacna nalivkini* (характерный вид) и поздний *Didacna surachanica*–*D. nalivkini* (характерный вид – *D. surachanica*). Что касается состава позднехазарской фауны из других каспийских областей, то для нее отмечается следующее. На Апшеронском полуострове позднехазарская фауна распространена в прибрежных отложениях, образующих поверхность восточной и северо-восточной частей полуострова: крупные массивные раковины *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. aff. pravoslavlevi*, *D. paleotrigonoides*, *D. vulgaris*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. pontocaspica*. Терраса высотой около 80 м, содержащая раковины дидакн одного вида – *D. nalivkini*, относимая всеми исследователями Апшеронского полуострова к нижнехазарским, возможно, так же, как и на дагестанском побережье, имеет позднехазарский возраст. В северо-западной области позднехазарская фауна отмечена Г.И. Поповым (1983), Г.И. Горецким (1966) в отложениях между дельтой Волги, Состинскими озерами и низовьями долины р. Кумы, где содержит *Didacna surachanica*, *D. subovalis*, *D. subcatillus*, *D. ovatocrassa*, *D. cristata*, *D. catillus dilatata*, *D. aff. subpyramidata*. Эти же авторы выделили здесь гирканскую фауну – осадки с ней

<i>D. sutachanica</i> – <i>D. palivkini</i>
<i>D. palivkini</i>
<i>D. sutachanica</i> - <i>D. palivkini</i>
<i>D. palivkini</i>
<i>D. sutachanica</i> - <i>D. palivkini</i>
<i>D. subcaillius</i> – <i>D. cristata</i>
<i>D. sutachanica</i> - <i>D. ex gr. crassa</i>
<i>D. sutachanica</i> – <i>D. palivkini</i>
<i>D. palivkini</i>
<i>D. palivkini</i> - <i>D. sutachanica</i>
Ассоциации дидакн

Условные обозначения в табл. 2.

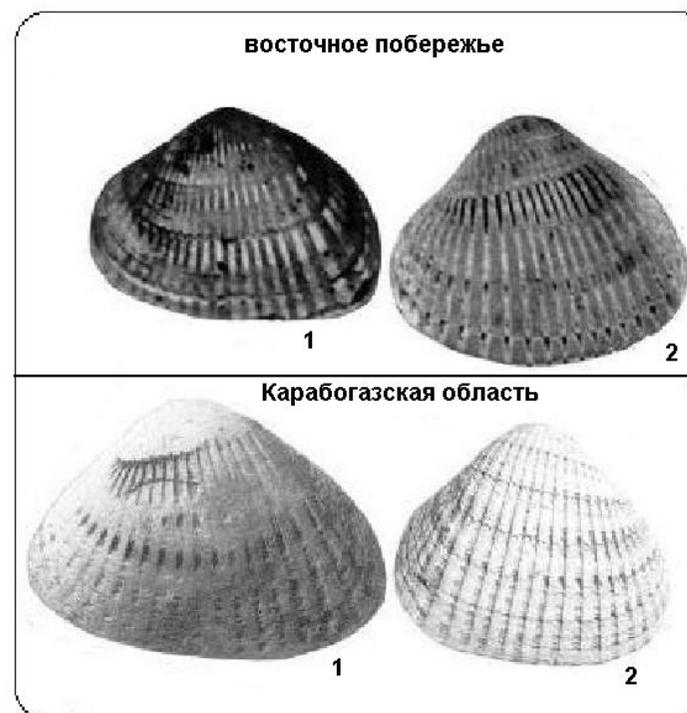
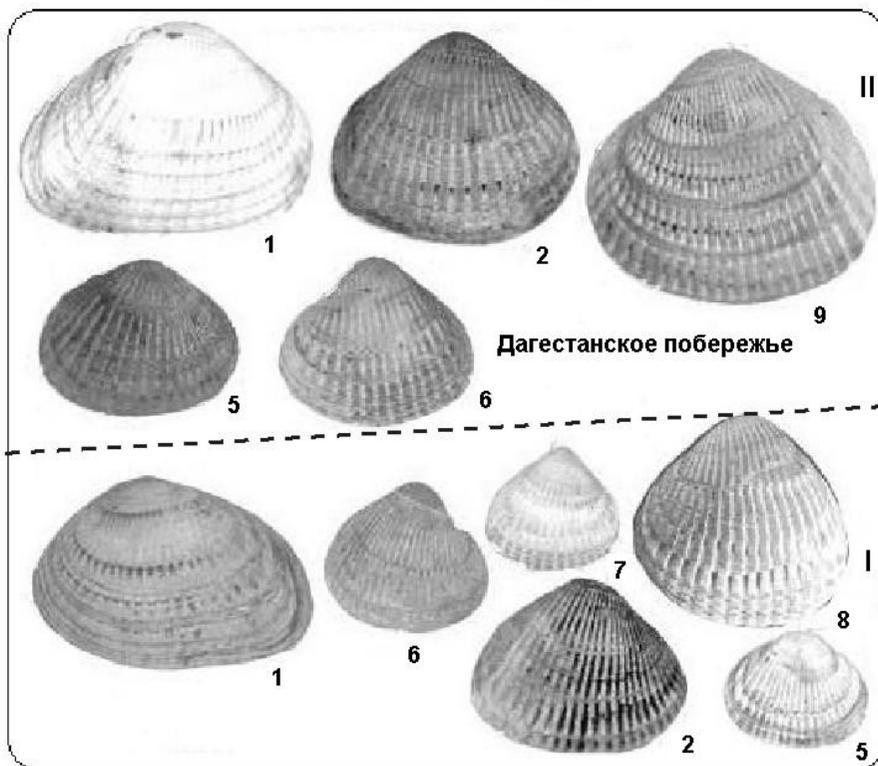
заглегатот в южной части Сарпинско-Приеренинского Прикаспия с перерывом на верхнехазарских отложениях. Впервые гирканскую фауну описал в северо-западной области Каспия Г.И. Горещкий (1953, 1955, 1957, 1966 и др.). Ее выделение встретило серьезные возражения со стороны П.В. Федорова (1954), Г.И. Попова (1955, 1956, 1959, 1963), утверждавших, что гирканская фауна есть не что иное, как раннехвалынская, а отложения, ее содержащие, следует именовать нижнехвалынскими. Позднее П.В. Федоров (1963, 1978; Васильев, Федоров, 1961) изменил свое мнение, отнеся гирканскую фауну к опресненной позднехазарской, аналогичной позднехазарской фауне Нижней Волги. Г.И. Попов (1983) пришел к выводу о самостоятельности гирканской малакофауны. Л.А. Невеской (Nevesskaja, 2007) она отнесена к раннехвалынской.

По нашему мнению, отнесение описанной малакофауны к хвалынской из-за ее обилия и таксономического состава некорректно, этому противоречит стратиграфическое положение включенных ее отложений: осадки с «настоющей» хвалынской малакофауной отделены от гирканских отложений мощной толщей разнофациальных, в основном субаэриальных, ательских образований, несущих ряд ископаемых почв. Мы считаем, по аналогии с дагестанским побережьем, что описываемые фауны являются двумя комплексами позднехазарской фауны, из которых более поздний (гирканский) характеризуется сильно опресненные условия лиманного типа. В долине Нижней Волги позднехазарская фауна моллюсков содержится в верхней части разреза Сероглазовка. Основным ее отличительным от раннехазарской является господство *D. sutachanica* и заметное количество *D. palivkini*. Г.И. Поповым (1955, 1967, 1983) в обнажениях по правому берегу Волги (Владимировка, Енотаевка, Копановка, Цаган-Аман, Ветлянка) описана гирканская фауна, содержащаяся преимущественно в серых и коричневатых тонкослоистых глинах и алевролитах. В ее составе преобладают монодакны и дрейссенны, среди дидакн встречаются *Didacta praetrigonoides abdescitica*, *D. subrugatidata*, *D. cristata*, *D. subcaillius*, *D. zhuikov*, *D. hussata*. Эти разрезы описаны многими исследователями долины Волги (Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Васильев, Федоров, 1965; Шкатова, 1973; Седайкин, 1988; и др.), однако, никто из них не выделял здесь гирканских отложений; возраст осадков определялся как раннехазарский или позднехазарский.



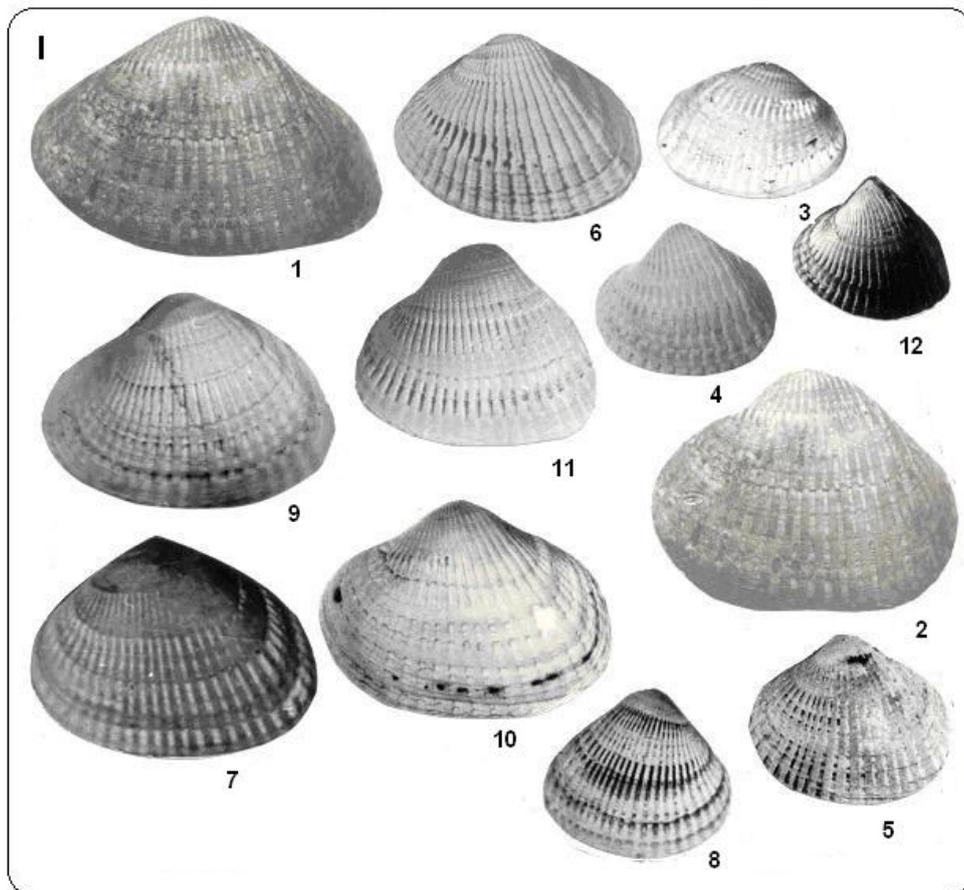
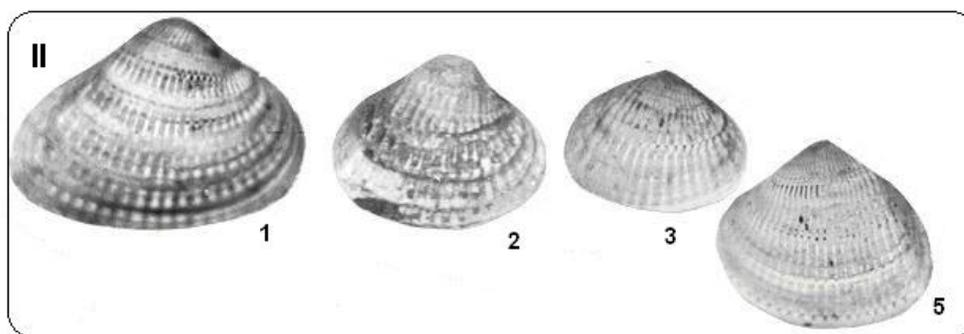
1-*Didacna surachanica*, 2-*D. nalivkini*, 3-*D. pallasi*, 4-*D. pontocaspia*,
 5-*D. shuraosenica*, 6-*D. celekenica*, 7-*D. ex gr. trigonoides*,
 8-*D. subovalis*, 9-*D. subcrassa*, 10-*D. ovatocrassa*

Фиг. 10. Позднехазарские дидакны Северного Каспия



- 1-*Didacna surachanica*,
 2-*D. nalivkini*, 3-*D. pravoslavlevi*,
 4-*D. paleotrigonoides*,
 5-*D. vulgaris*, 6-*D. pallasi*,
 7-*D. mishovdagica*, 8-*D. ovalis*,
 9-*D. delenda*

Фиг. 11. Позднехазарские дидакны
 Среднего Каспия



1-*Didacna surachanica*, 2-*D. nailvkini*, 3-*D. vulgaris*, 4-*D. pallasi*, 5-*D. delenda*,
6-*D. subovalis*, 7-*D. subartemiana*, 8-*D. subpallasi*, 9-*D. subartemiana*,
10-*D. postcarditoides*, 11-*D. incrassa*, 12-*D. subpyramidata*

Фиг. 12. Позднехазарские комплексы дидакн Южного Каспия (Красноводский полуостров)

Изучение отмеченных разрезов (в том числе Копановки, принимаемого за стратотип гирканских отложений), предпринятое нами (Свиточ, Янина, 1997, 2001; Янина, 2005), показало, что «гиркан» – это в основном аллювиально-морские или лиманно-морские осадки, содержащие хазарскую фауну моллюсков, характерную для опресненных участков Каспийского бассейна.

В отличие от раннехазарской фауны состав позднехазарской более выдержан на всей территории региона (фиг. 10–12). Ее характерные виды (*D. surachanica* и *D. nailvkini*) морфологически устойчивы. Как и для более древних фаун, в составе позднехазарской выделяются ассоциации моллюсков (табл. 5), отмечающие особенности палеоэкологических условий и палеогеографического развития каждой природной области региона.

1.2.5. Хвалынская фауна

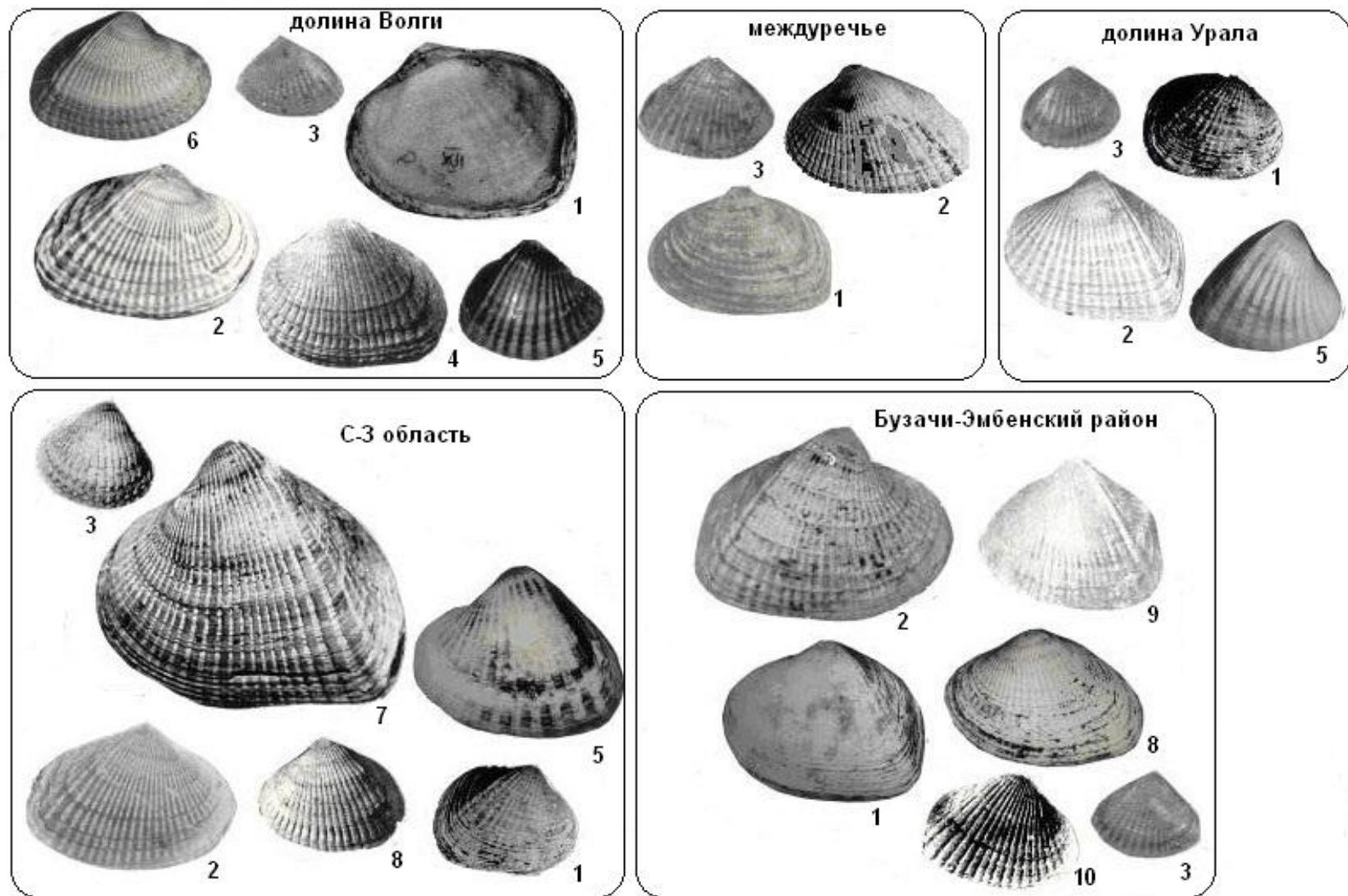
Хвалынская фауна Каспийского региона включает 14 видов дидакн (табл. 6), два из которых представлены подвидами, многочисленные моллюски родов *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*. Среди дидакн 7 видов – *Didacna subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. pallasi*, *D. delenda*, *D. umbonata*, *D. cristata*, *D. zhukovi* – входят в состав и более древних фаун. *Didacna subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. delenda* и *D. pallasi* впервые появились в составе позднебакинского подкомплекса бакинской фауны; *D. umbonata* и *D. cristata* впервые отмечены в раннехазарской фауне. Три вида из шести перечисленных – *D. vulgaris*, *D. pallasi* и *D. umbonata* – встречаются среди хвалынских дидакн редко, и лишь в восточных районах Каспия. Вид *D. subcatillus*, распространяясь по всему региону в небольших количествах, в составе фауны имеет подчиненное значение. Виды *D. cristata* и *D. zhukovi* получили широкое распространение в хвалынской фауне восточных районов Каспия. Особо следует отметить появление в гирканском комплексе северо-западной области Каспия *Didacna cf. parallella* и *D. cf. protracta*, дальнейшее широкое развитие которых в хвалынскую эпоху определило облик хвалынской фауны в целом. Впервые для Каспия в составе хвалынской фауны появляются *Didacna ebersini* (*D. trigonoides chvalynica*), являющиеся для нее руководящим видом, а также *D. praetrigonoides*, которые, наряду с *Didacna parallella* и *D. protracta*, мы выделяем в качестве характерных для фауны видов. Виды *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata* также впервые появляются в составе хвалынской фауны, однако, они встречаются очень редко на завершающем этапе ее развития.

От более древних фаун хвалынская отличается бедностью видового состава: относительно постоянными представителями являются лишь 7 видов, остальные встречаются крайне редко, являясь либо пережившими в благоприятных для них экологических нишах элементами хазарской фауны, завершающими здесь свое существование (*D. pallasi*, *D. vulgaris*, *D. umbonata*); либо первыми представителями более поздней новокаспийской фауны (*D. trigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. crassa*). В основном составе фауны нет крассоидных дидакн, господствуют катиллоидные и тригоноидные формы. Отличает хвалынскую фауну в целом в основном тонкостворчатость раковин и преобладание среди них мелких форм.

В юго-западной области в Южном Кобыстане, у подножий предгорий Талыша, в Куринской впадине в интервале высот от –20 до +50 м распространены абразионные, аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные террасы хвалынского возраста. На территории Куринской впадины хвалынские отложения известны также по данным бурения (Алескеров, 1991). Дидакны в них представлены обычно раковинами *Didacna parallella*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*, *D. subcatillus*, *D. trigonoides*, находящимися в разных сочетаниях. Наряду с дидакнами многочисленны *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Ad. vitrea*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, каспийские гастроподы. На основании фаунистических различий в осадках, слагающих разновысотные террасы, в составе хвалынской фауны мы выделяем раннехвалынский комплекс с господством *Didacna parallella* (в интервале абсолютных высот 50–0 м) и позднехвалынский с господством *Didacna praetrigonoides* (в интервале высот 0 – –20 м).

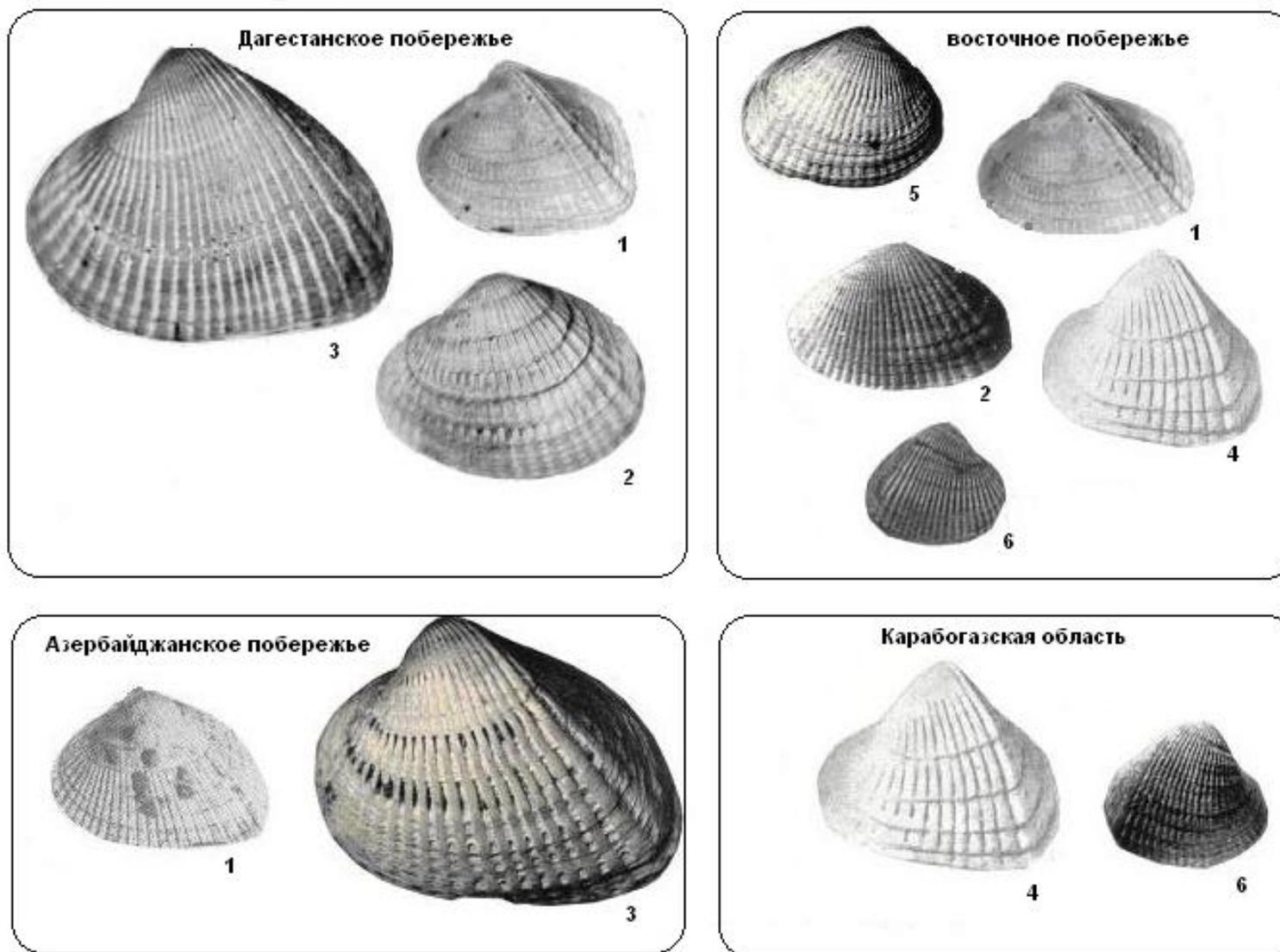
На Апшеронском полуострове отложения хвалынских террас также охарактеризованы разновозрастными комплексами моллюсков – раннехвалынским и позднехвалынским. Раннехвалынские *D. parallella* распространены в осадках, слагающих террасы на отметках от 0 до 45–50 м. Для террас, приуроченных к нулевой горизонтали и к отметкам –10 – –11 м, характерны позднехвалынские *D. praetrigonoides* и *D. subcatillus*. Для низкой террасы высотой –15 – –17 м – *D. praetrigonoides*, *D. subcatillus*, *D. delenda*, *D. trigonoides* и *D. crassa*.

На северо-азербайджанском побережье также выделяются два комплекса хвалынской фауны. В отложениях в интервале высот от 0 до 50 м абс. заключены раннехвалынские дидакны *Didacna parallella*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*. Дидакны позднехвалынского комплекса *Didacna praetrigonoides* характеризуют прибрежные осадки на абс. высотах от –20 до 0 м; для осадков террасы –10 – –11 и –16 – –17 м отмечается присутствие *Didacna trigonoides*, *D. crassa* и *D. pyramidata*. На дагестанском побережье раннехвалынский комплекс заключен в осадках террас на отметках 48–50, 34–36, 28–30, 20–22, 14–15, 4–6 м (указаны по Г.И. Рычагову, 1977, 1997 и др.) – многочисленные *D. parallella*, довольно редкие *D. subcatillus* и единичные *D. praetrigonoides*. Позднехвалынский комплекс (отложения террас 0 – –2, –5 – –6, –10 – –12, –17 м) включает доминирующие *D. praetrigonoides*, редкие *D. parallella* и *D. subcatillus*, иногда встречаются *D. crassa*. Для раннехвалынского комплекса отмечается особенность в распространении видов дидакн: в песчаных грунтах преобладают раковины *D. parallella*, единичны *D. praetrigonoides*; в глинистых присутствуют *D. subcatillus*. В отложениях, слагающих более низкие нижнехвалынские террасы, раковины более крупные и многочисленные, чем в осадках высоких хвалынских террас.



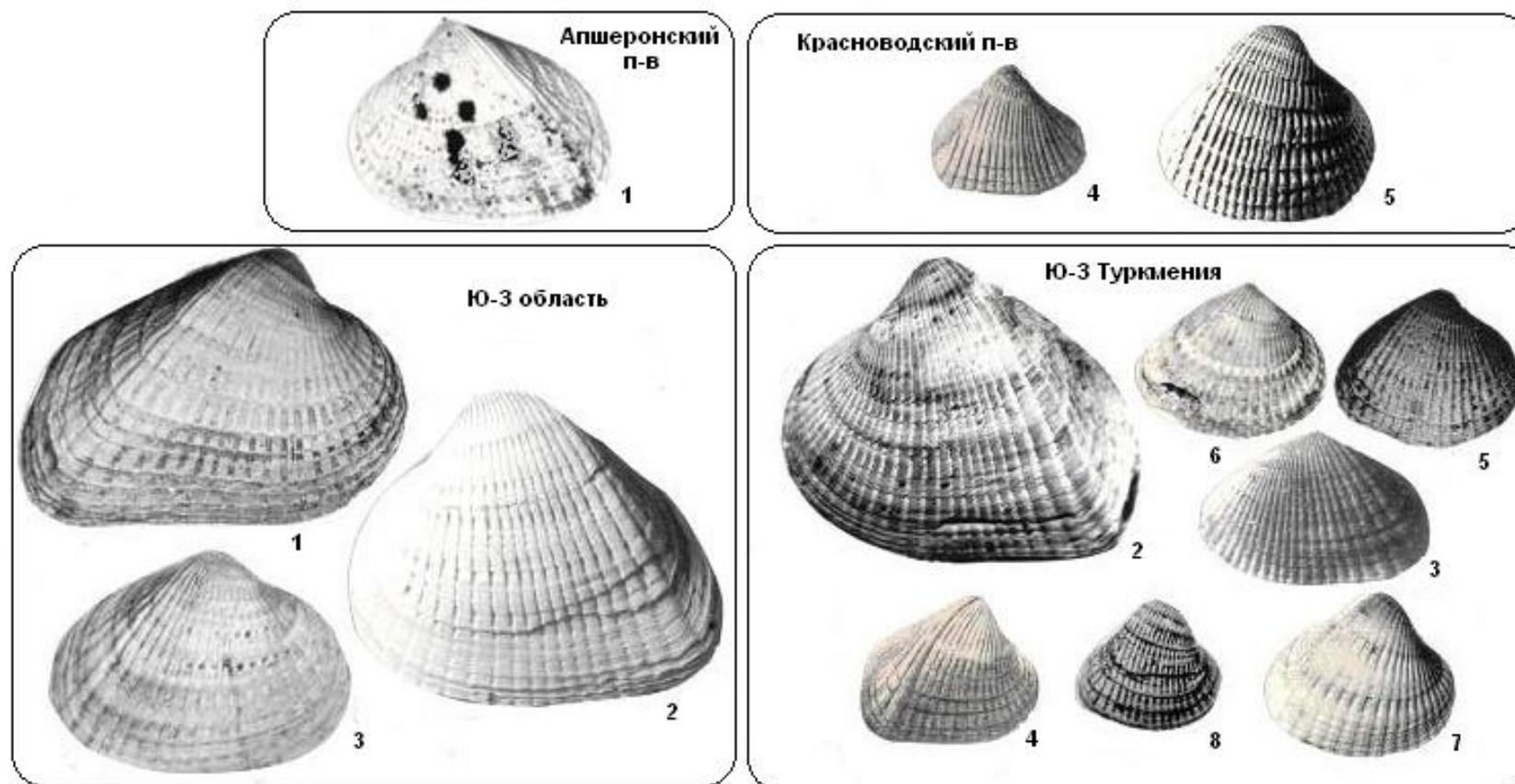
1-D. protracta, 2-D. parallela, 3-D. ebersini, 4-D. delenda, 5-D. trigonoides, 6-D. parallela borealis, 7-D. praetrigonoides, 8-D. subcatillus, 9-D. cristata, 10-D. vulgaris

Фиг. 13. Ранневалангские дидакны Северного Каспия



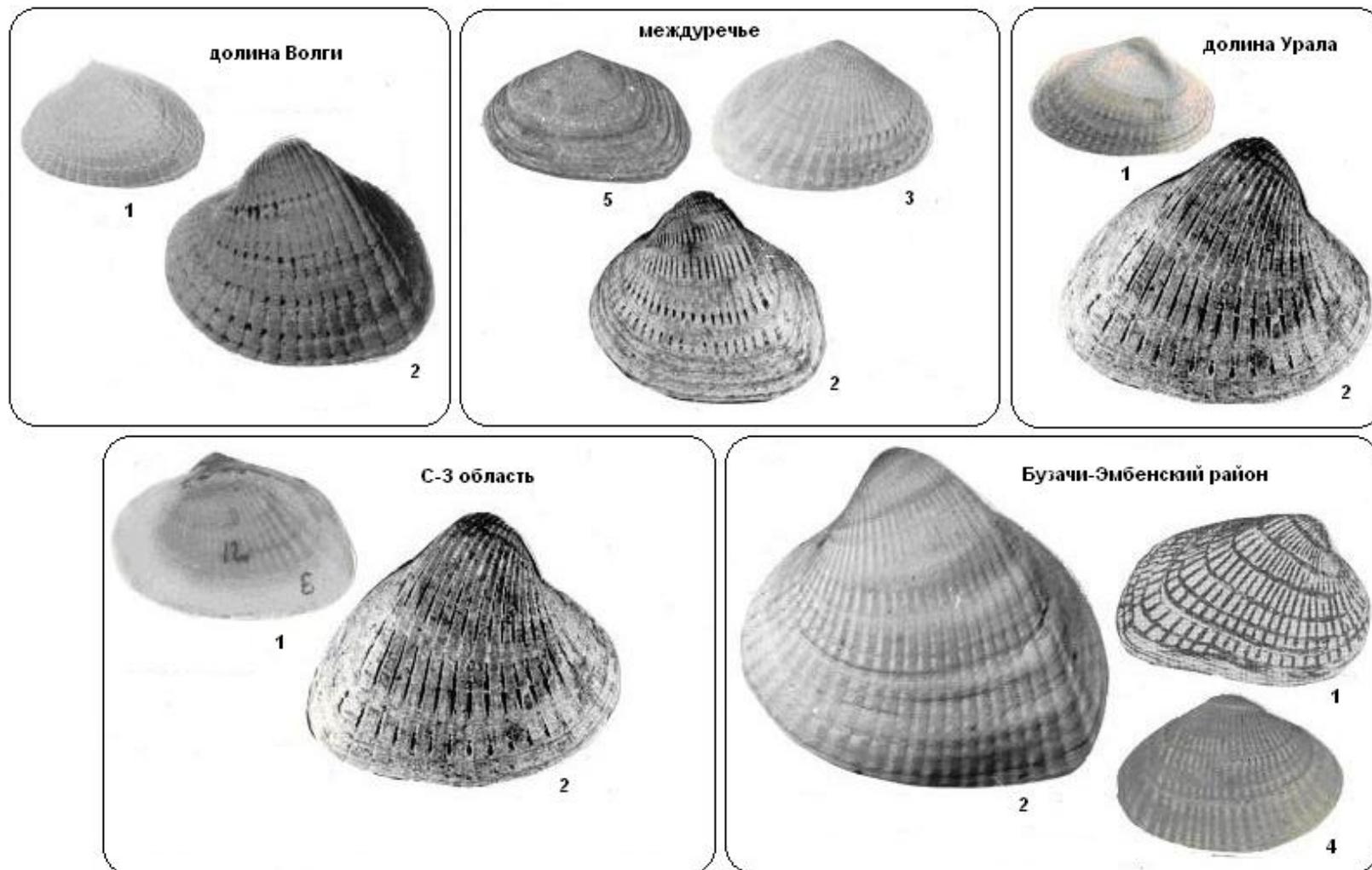
1-*Didacna parallela*, 2-*D. subcatillus*, 3-*D. praetrigonoides*, 4-*D. cristata*, 5-*D. vulgaris*, 6-*D. zhukovi*

Фиг. 14. Ранневалангинские дидакны Среднего Каспия



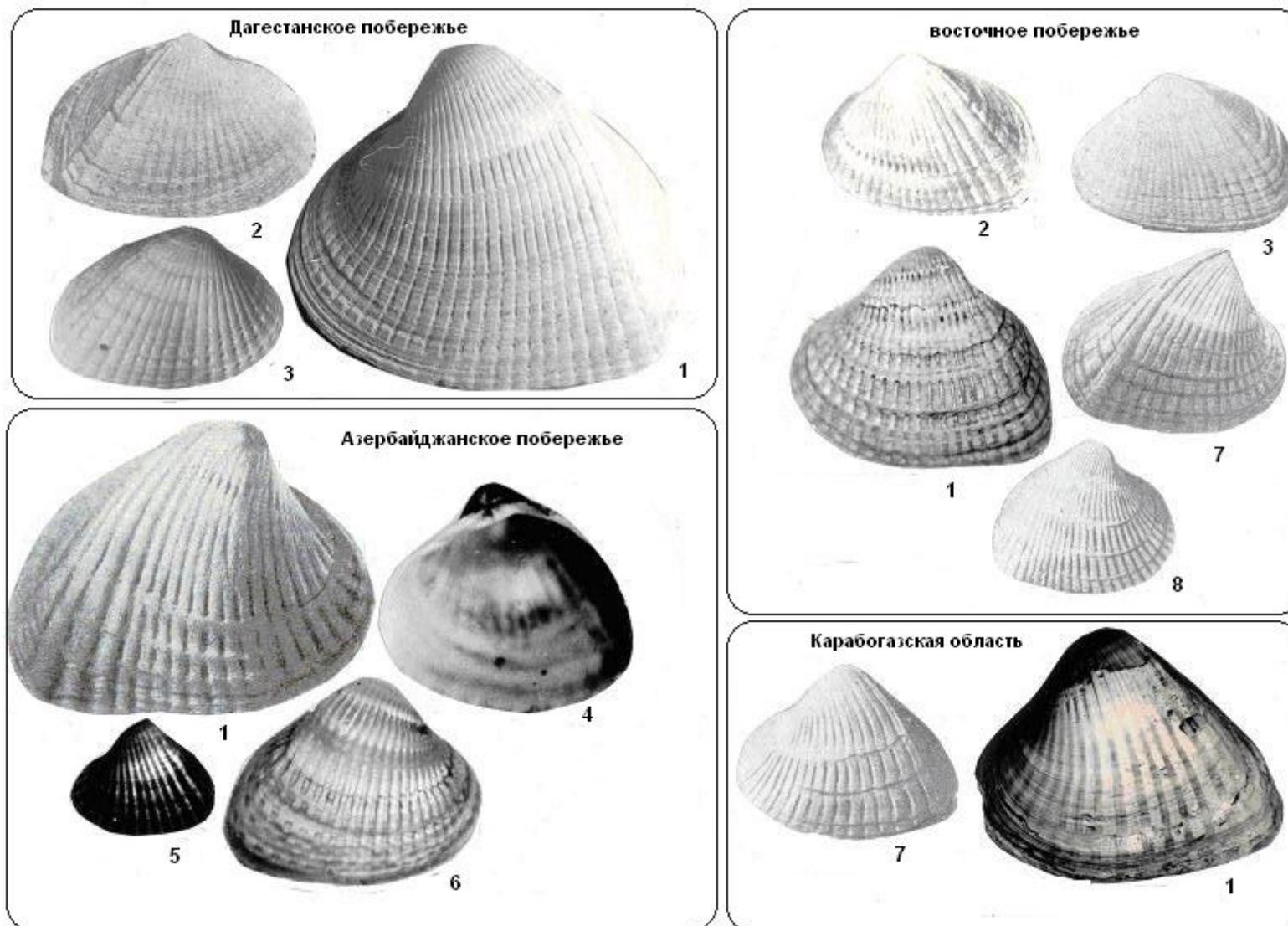
1-*Didacna parallela*, 2-*D. praetrigonoides*, 3-*D. subcatillus*, 4-*D. cristata*, 5-*D. D. zhukovi*, 6-*D. ebersini*, 7-*D. pallasi*, 8-*D. umbonata*

Фиг. 15. Раннехвалынские дидакны Южного Каспия



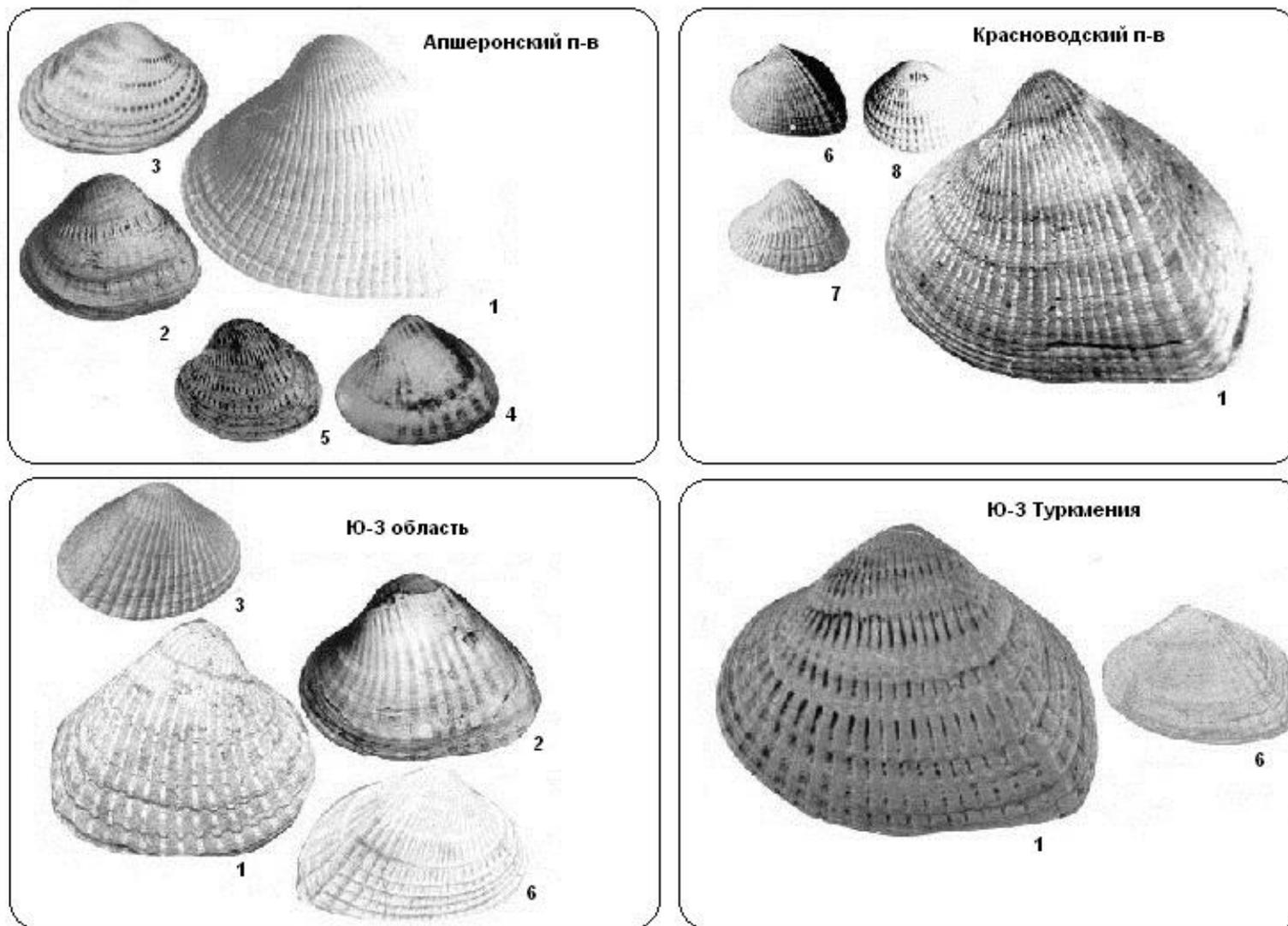
1-*Didacna parallella*, 2-*D. praetrigonoides*, 3-*D. subcatillus*, 4-*D. vulgaris*, 5-*D. protracta*

Фиг. 16. Позднехвалынские дидакны Северного Каспия



1-*Didacna praetrigonoides*, 2-*D. parallela*, 3-*D. subcatillus*, 4-*D. pyramidata*, 5-*D. trigonoides*, 6-*D. crassa*, 7-*D. cristata*, 8-*D. zhukovi*

Фиг. 17. Позднехвалынские дидакны Среднего Каспия



1-*Didacna praetrigonoides*, 2-*D. crassa*, 3-*D. subcatillus*, 4-*D. trigonoides*, 5-*D. delenda*, 6-*D. parallella*, 7-*D. cristata*, 8-*D. vulgaris*

Фиг. 18. Позднехвалынские дидакны Южного Каспия

абс.выс., м	возраст	колонка	№ слоев	фаунистический состав	
-5	hv ₂	[diagonal lines]	1		
			2		
-10	hv ₁	[dots]	3	<i>D. praetrigonoides</i> , <i>D. parallella</i> , <i>Dreissensia</i>	
			4	<i>D. parallella</i> , <i>Dr. polymorpha</i>	
-15			hz ₂	5	<i>D. nalivkini</i> , <i>D. paleotrigonoides</i> , <i>Dr. polymorpha</i>
				6	
	N	[horizontal lines]	7		
			8		

Рис. 13. Местонахождение малакофауны Бакай-Кикчлик.
Условные обозначения на рис. 6.

Для верхнехвалынских глинистых грунтов так же, как и для нижнехвалынских, характерны раковины *D. subcatillus*.

В северо-западной области в составе хвалынской фауны также выделяются раннехвалынский и позднехвалынский комплексы. Раннехвалынский представлен *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *D. parallella borealis*, *D. praetrigonoides*, сопровождаемыми многочисленными слабо солоноватоводными видами *Monodacna*, *Adacna*, *Hupanis*, *Dreissena*. Он распространен в суглинках, алевролитах и песках до высоты 45–50 м. В Терско-Кумской низменности осадки с раннехвалыньским комплексом, вскрытые бурением, содержат в низах толщи мелкие тонкостворчатые раковины *D. ex gr. parallella*, *D. ebersini*, а в верхах – более крупные *D. parallella*, *D. protracta*, *D. ex gr. praetrigonoides* (закономерность, отмеченная и для террас дагестанского побережья). В западной части низменности в песках распространены лишь мелкие *D. ebersini*. Позднехвалыньский комплекс по составу дидакн здесь мало отличается от раннехвалыньского: это редкие *D. praetrigonoides* и *D. parallella* наряду с многочисленными слабо солоноватоводными видами

В осадках долины Волги раннехвалыньский комплекс включает многочисленные *D. protracta protracta*, *D. protracta media*, *D. parallella*, *D. parallella borealis*, *D. delenda*, *D. zhukovi*, *D. ebersini* (*D. trigonoides chvalynica*), в нем также большую роль играют моллюски родов *Monodacna*, *Hupanis*, *Adacna*, *Dreissena*. Основным отличием позднехвалыньского

комплекса является отсутствие раковин *Didacna ebersini* и присутствие *Didacna praetrigonoides*. Представители позднехвалыньского комплекса на Нижней Волге встречаются редко, они распространены в осадках, вскрывающихся южнее Копановки. При этом типичные морские отложения отмечены в Сергиевке и в разрезе Бугор; в разрезах Копановка, Енотаевка, Ленино, Сероглазовка, Владимировка, Золотуха, Селитренное они представлены «бугровой толщей».

На Волго-Уральском междуречье раннехвалыньский комплекс составляют дидакны *D. ebersini*, *D. parallella* и *D. protracta*. На участках вблизи береговой линии максимального распространения хвалыньской трансгрессии встречаются раковины *Didacna ebersini*, мелкие формы, близкие к *D. parallella*, а в

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав
раннехвалыньский	[diagonal lines]	1-2	1,5	
		3	2,0	<i>D. protracta media</i> , <i>D. parallella borealis</i> , <i>D. ebersini</i> <i>D. protracta protracta</i> , <i>Dr. rostriformis distincta</i> <i>D. parallella borealis</i> , <i>D. ebersini</i> , <i>D. protracta</i> , <i>M. caspia</i> <i>D. ebersini</i> , <i>M. caspia</i> , <i>Dr. polymorpha</i> <i>Dr. polymorpha</i>
		4	8,0	<i>D. cristata</i> , <i>D. subcatillus</i> , <i>M. caspia</i> , <i>H. plicatus</i> , <i>A. laeviuscula</i>
позднехвалыньский	[dots]	5	2,0	<i>D. subpyramidata</i> , <i>D. paleotrigonoides</i> , <i>D. cristata</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>D. pontocaspia</i> , <i>D. cf. eulachia</i> , <i>M. caspia</i> , <i>H. plicatus</i> , <i>A. laeviuscula</i>

Рис. 14. Местонахождение малакофауны Цаган-Аман.
Условные обозначения на рис. 6.

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав
Q	позднехвалынский	1	0,7	
		2	2,0	
		3	15	<i>Dr. polymorpha</i>
	раннехвалынский	4	1,5	<i>D. parallela borealis, D. ebersini, D. protracta, A. vitrea, M. caspia, Dr. rostriformis distincta</i>
		5	2,0	
	хазарский	6	4,0	<i>D. trigonoides chazarica, M. caspia, Dreissena rostriformis, Dr. polymorpha, Unio</i>
		7	5,0	

Рис. 15. Местонахождение малакофауны Енотаевка.
Условные обозначения на рис. 6.

кие мелкие раковины *D. ebersini* и сопутствующие им *Dr. polymorpha*; осадки террасы высотой около 20 м включают многочисленные *D. ebersini*, более редкие *D. protracta*, *D. ex gr. parallella*, *D. subcatillus*. Позднехвалынский комплекс, содержащий *D. ex gr. praetrigonoides* и многочисленные монодакны, адакны и дрейссены, развит в осадках ниже нулевой горизонтали. На Бузачах в составе раннехвалынского комплекса *D. ex gr. parallella*, *D. vulgaris*, реже – *D. cristata* и *D. protracta*. Позднехвалынский комплекс в песчано-глинистых отложениях содержит *D. vulgaris*, *D. parallella* и *D. ex gr. praetrigonoides*; галечниково-песчаные отложения включают крупные раковины *D. praetrigonoides*.

На восточном побережье Среднего Каспия хвалынская фауна моллюсков включает дидакны *D. zhukovi*, *D. cristata*, *D. vulgaris*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *D. praetrigonoides*. Раннехвалынский комплекс содержит первые пять видов дидакн; позднехвалынский включает еще и *D. praetrigonoides*. В Карабогазской области осадки террас с абсолютными отметками 46, 34, 29, 22, 19, 14 и 9 м содержат раковины *D. zhukovi*, *D. cristata* и многочисленные дрейссены (раннехвалынский комплекс). На абс. отметках –2, –10, –16 м отложения включают раковины *D. praetrigonoides* и *D. aff. cristata*, которым сопутствуют дрейссены

отдалении от нее – *Didacna protracta*. В составе позднехвалынского комплекса *D. praetrigonoides*, *D. protracta* и *D. subcatillus*. В долине Нижнего Урала хвалынская фауна имеет аналогичный таксономический состав. В Эмбенском районе раннехвалынский комплекс в осадках террасы 45–50 м на северном чинке Устюрта содержит редкие мелкие раковины *D. ebersini* и сопутствующие им *Dr. polymorpha*; осадки террасы высотой около 20 м включают многочисленные *D. ebersini*, более редкие *D. protracta*, *D. ex gr. parallella*, *D. subcatillus*. Позднехвалынский комплекс, содержащий *D. ex gr. praetrigonoides* и многочисленные монодакны, адакны и дрейссены, развит в осадках ниже нулевой горизонтали. На Бузачах в составе раннехвалынского комплекса *D. ex gr. parallella*, *D. vulgaris*, реже – *D. cristata* и *D. protracta*. Позднехвалынский комплекс в песчано-глинистых отложениях содержит *D. vulgaris*, *D. parallella* и *D. ex gr. praetrigonoides*; галечниково-песчаные отложения включают крупные раковины *D. praetrigonoides*.

На Волго-Уральском междуречье раннехвалынский комплекс составляют дидакны *D. ebersini*, *D. parallella* и *D. protracta*. На участках вблизи береговой линии максимального распространения хвалынской трансгрессии встречаются раковины *Didacna ebersini*, мелкие формы, близкие к *D. parallella*, а в отдалении от нее – *Didacna protracta*. В составе позднехвалынского комплекса *D. praetrigonoides*, *D. protracta* и *D. subcatillus*. В долине Нижнего Урала хвалынская фауна имеет аналогичный таксономический состав. В Эмбенском районе раннехвалынский комплекс в осадках террасы 45–50 м на северном чинке Устюрта содержит редкие

(позднехвалынский комплекс).

В юго-восточной области Каспия хвалынская фауна наиболее разнообразна, она включает 10 видов дидакн. На Краснодарском полуострове дидакны раннехвалынского комплекса содержатся в осадках, формирующих террасы у подножия чинка до высоты 46 м (абс.): 44–46, 21, 8 м. Как и в соседней Карабогазской области, это *D. cristata* и *D. zhukovi*. Позднехвалынские моллюски распространены в отложениях, развитых до высоты –2 м и слагающих Краснодарскую косу. Комплекс более богатый в таксономическом отношении: из дидакн в нем присутствуют *D. praetrigonoides*, *D. parallella*, *D. cristata* и *D. vulgaris*. В юго-западной Туркмении осадки с раннехвалынской фауной – редкими *D. cristata*, *D. aff. vulgaris*, *D. zhukovi* – слагают террасы на высотах (абс.) 9, 14, 21, 25, 34 и 46 м. Л. А. Невесской (1958) отмечается большое разнообразие раннехвалынской фауны по площади рассматриваемой области, что, по ее мнению, вызвано влиянием пра-Аму-Дарьи, впадавшей в море вблизи Балханов. Верхнехвалынский комплекс содержит раковины *Didacna praetrigonoides*, *D. ex gr. parallella* и *Dreissena polymorpha*.

Таким образом, во всех природных областях региона хвалынская малакофауна представлена двумя разновозрастными комплексами – раннехвалынским и позднехвалынским (табл. 6). В раннехвалынском комплексе руководящим видом является *Didacna ebersini*; в качестве характерных видов мы выделяем *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. cristata*, *D. zhukovi*. Для позднехвалынского комплекса характерным видом является *D. praetrigonoides*. Представители раннехвалынского комплекса отличаются малорослостью и тонкими створками раковин (фиг. 13–15). Пратригоноидные дидакны, господствующие в позднехвалынском комплексе, хотя и не отличаются массивностью створок, часто достигают очень больших для дидакн размеров, чем в целом придают больший «удельный вес» комплексу. Позднехвалынский комплекс отличается и большей встречаемостью, часто массовой, своих представителей в отложениях бассейна; раннехвалынские дидакны встречаются в осадках гораздо реже.

В распределении характерных видов раннехвалынского комплекса по площади Каспийского региона выявляется особенность: *D. parallella* широко распространены в западных областях региона и менее всего развиты в его восточных областях. В восточных же областях значительно распространение *D. cristata* и *D. zhukovi*, совсем не отмеченных в западных районах Каспия. Виды *D. protracta* и *D. ebersini* приурочены в основном к территории Северного Каспия. Здесь же отмечена и широкая изменчивость видов, приведшая к появлению новых подвидов – *D. protracta submedia* и *D. parallella borealis*. Таким образом, выделенные для раннехвалынского комплекса характерные виды имеют это значение каждый для отдельного сектора региона (показательные виды): *D. parallella* – для западной части Среднего и Южного Каспия; *D. protracta* и *D. ebersini* – для Северного Каспия; *D. cristata* и *D. zhukovi* – для восточной части Среднего и Южного Каспия. Эти особенности, вызванные различием природной обстановки, привели к выделению территориальных ассоциаций раннехвалынского комплекса (табл. 6).

Ю.М. Васильевым (1961) выделены осадки трех хвалынских трансгрессий: раннехвалынской – до 50 м абс. высоты, среднехвалынской – до 25 м и позднехвалынской – до 0 м. Г.И. Горецким (1966) это выделение было наполнено палеонтологическим содержанием: среднехвалынские шоколадные глины содержат виды, переносящие наибольшее опреснение. Ранее о трехчленном подразделении нижнехвалынских отложений писала М.П. Брицына (1954). Наши материалы свидетельствуют о том, что выделение в составе хвалынской фауны на данном этапе исследований трех или более комплексов фаунистически не обосновано. Анализ малакофаунистического материала, заключенного в нижнехвалынских осадках Нижней Волги (Менабде, Свиточ, Янина, 1991, 1992; Янина, 2005), показал, что действительно в песчаных прослоях, залегающих в основании некоторых разрезов (Копановка, Соленое Займище, Цаган-Аман, Ленино, Енотаевка) содержатся многочисленные раковины слабо солоноватоводных видов. Близкие танатоценозы, включающие *Didacna ebersini*, заключены в песчаных прослоях внутри шоколадных глин, обычно в их нижней части (разрезы Цаган-Аман, Копановка, Енотаевка). В то же время в песчаных слоях в основании других разрезов (Черный Яр) залегают раковины иного видового состава – *Didacna protracta*, *Dreissena rostriformis distincta*. При этом шоколадные глины вообще не содержат малакофаунистических остатков, все раковины находятся в песчаных или супесчаных прослоях внутри них. Эти прослои содержат самые разные в таксономическом отношении танатоценозы: в одних преобладают *Didacna protracta*, совместно с которыми обычно распространены *Dreissena rostriformis distincta*, в других – *Didacna ebersini* и слабо солоноватоводные виды. Следует отметить, что среди фаунистических группировок, заключенных в песчаных прослоях внутри толщи шоколадных глин, отмечается закономерность: обычно прослой в основании толщи содержат тригоноидные дидакны с обилием слабо солоноватоводных видов (мелководный опресненный ценоз); прослой же, находящийся в средней части толщи глин, обогащен представителями относительно глубоководного и солонолюбивого ценоза (*Didacna protracta protracta*, *D. protracta media*,

Dreissena rostriformis distincta). В верхних песчаных прослоях вновь наблюдается появление мелководных, выносящих значительное опреснение, малакофаунистических сообществ.

Наши наблюдения отрицают закономерности в малакофаунистическом составе, выведенные М.П. Брицкой (1954) и Г.И. Горецким (1966). Обоснованные фаунистическим анализом выводы о трех раннехвалыньских фаунистических подкомплексах, высказанные нами ранее (Менабде, Свиточ, Янина, 1991; Свиточ, Янина, 1997 и др.), по мнению автора монографии, следует трактовать иначе. Выявленные нами подкомплексы (табл. 7), часто имея одиноковый видовой состав, разновозрастны – они отвечают разным трансгрессивно-регрессивным фазам в развитии раннехвалыньской трансгрессии, в каждой из них отвечая выведенной нами схеме в распределении таксономического состава моллюсков по разрезу нижнехвалыньских отложений. Поэтому следует на данном этапе исследований отказаться от страти-графического толкования установленных «подкомплексов», а придавать им палеогидрологическое значение - выделение разных периодов в развитии фазиальных раннехвалыньских бассейнов.

Таблица 7. Сообщества моллюсков раннехвалыньского фаунистического комплекса Нижнего Поволжья

Виды моллюсков		нижнехвалыньские отложения					
		1	2	3	4	5	6
<i>Didacna protracta</i>				■	■		
<i>D. protracta media</i>						■	■
<i>D. ebersini</i>		■	■				■
<i>D. parallella borealis</i>				■			
<i>D. delenda</i>					■		
<i>D. praetrigonoides</i>							
<i>Dreissena rostriformis distincta</i>				■	■	■	■
<i>Dr. polymorpha</i>		■	■	■	■	■	■
<i>Adacna vitrea</i>		■	■				
<i>Hypanis plicatus</i>							
<i>Monodacna caspia</i>							■
Подком- плексы дидакн	<i>Didacna ebersini</i>	■	■				
	<i>D. parallella-D. protracta</i>			■	■	■	■
	<i>D. ebersini</i>						■

Условные обозначения в табл. 2.

Анализ керна скважины 1 в Северном Каспии (рис. 16) подтвердил сложность развития раннехвалыньской стадии (Свиточ и др., 2008). Нижнехвалыньские отложения (интервал 50,4–15,5 м), представленные алевроито-глинистой толщей, подразделяются на пять лито-стратиграфических пачек, отражающих этапы развития трансгрессии, разделенные перерывами. Фаунистический комплекс включает преобладающие *Dreissena rostriformis distincta*, более редкие *Dr. rostriformis grimmii*, *Dr. caspia*, *Monodacna edentula*, *M. caspia*, *Micromelania dimidiata*, *M. turricula*, *Clessiniola variabilis*, редкие *Didacna ebersini*, *D. protracta submedia*, *D. subcatillus*, *D. profundicola* (часто ювенильные формы), *Adacna laeviuscula* (ювенильные формы либо обломки), *Hypanis plicatus* (обломки), *Caspia baeri*, *Theodoxus pallasi*. Таксономический состав фаунистических группировок, распространенных в трансгрессивных пачках, близок. Основным отличием малакофаунистического состава регрессивных отложений является обилие детрита и обломков, присутствие преснофильных видов, и иногда – переотложенных хазарских форм.

Позднехвалыньский комплекс имеет сравнительно однородный состав по площади региона: всюду господствуют *Didacna praetrigonoides*. В областях, относящихся к Среднему и Южному Каспию, наблюдается господство этого вида; в районах Северного Каспия наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в комплексе играют *D. parallella* (северо-западный сектор, долины Волги и Урала), *D. protracta* (междуречье), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор). Эти особенности отразились в выделении ассоциаций дидакн (см. табл. 6), отражающих неоднородность параметров среды в Каспии. В целом состав позднехвалыньского комплекса на территории региона устойчив. В кернах скважины 1 верхнехвалыньские отложения мощностью 2,2 м включают лишь редкий детрит тонкостворчатых раковин, выделяются они только по положению в разрезе.

В кернах этой скважины нами выделены отложения енотаевской регрессии – пачка песков с множеством обломков, реже целыми раковинами моллюсков, *Dreissena rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *M. turricula*, *M. lincta*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus* sp., обломками дидакн, к сожалению, до вида не определимых. Помимо обилия обломочного ракушечного материала, регрессивные осадки отличаются обязательным присутствием пресноводных форм.

Шкала глубин	Предполагаемый возраст	Колонка	№ слоя	Мощность (м)	Малакофауна	C^{14} датировка
1-10	голоцен	nk	1	0,15	Monodacna caspia Dreissena polymorpha Caspia baeri Didacna – мелкие обломки Lymnea stagnalis Pisidium amnicum Theodoxus pallasii	
			2	0,30		
			3	0,35		
			4	1,30	Dreissena polymorpha Monodacna edentula Theodoxus pallasii Caspia baeri Clessiniola variabilis Adacna laeviuscula – обл. Didacna subcatillus? обломки	
			5	1,80		
			6	0,80	Monodacna edentula Theodoxus pallasii Caspia baeri Unio – обломки Dreissena rostriformis distincta Cerastoderma glaucum - молодь Много обломков Didacna	
			7	0,80		
			8	1,10	Monodacna edentula Dreissena andrusovi обломки Didacna	
			9	1,00		
			10	0,10	обломки в основном окатанные Theodoxus pallasii – преобладают, без следов переотложения Caspia gmelini Dr. rostriformis distincta Monodacna edentula D. subcatillus	
11	0,20					
12	0,70	очень мелкие обломки				
13	0,40					
14	0,30					
15	0,50					
16	0,40					
17	0,80					
18	2,00					
19	1,10	Clessiniola variabilis Didacna baeri (молодь) Theodoxus pallasii Dreissena rostriformis distincta – обломки Обломки тонкостворчатых дидакн Micromelania lincta Micromelania turricula				
20	0,20					
21	0,20					
22	0,60	Dreissena rostriformis distincta – молодь Didacna – молодь Caspia – молодь мелкие и крупные обломки				
23	0,50					
24	0,50					
25	1,00					
26	0,20					
27	0,30					
28	3,10	очень редкий детрит				
29	1,00					
23-29	плейстоцен	hv1	30	6,20	очень редкий детрит	
			31	1,40	очень редкий детрит	

30	ПОЗДНИЙ					
31		32	1,40	<i>Dreissena rostriformis distincta</i> – преобладают <i>Dr. rostriformis grima</i> <i>Micromelania caspia</i> <i>M. turricula</i> <i>Clessinola variabilis</i> <i>Theodoxus pallasi</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp. <i>Anisus koleznikovi</i> <i>Caspia gmelini</i> <i>Didacna</i> – обломки неопределимых тонкостенных раковин		
32		34	0,25	<i>D. surachanica</i> (одна раковина) <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. polymorpha</i>	29200±1220 ЛУ-5953	
32		35	0,50	<i>Dr. rostriformis grima</i> <i>Dr. andrusovi</i> <i>Theodoxus pallasi</i> <i>Micromelania caspia</i> <i>Micromelania turricula</i> <i>M. spica</i> <i>Anisus koleznikovi</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp. <i>Caspia gmelini</i>		
33		36	0,25	<i>Clessinola variabilis</i> <i>Didacna subcatillus</i> (обломки) <i>Adacna laeviuscula</i> (обломки)		
33		37	1,40	<i>D. protracta submedia</i> <i>Didacna</i> ex. gr. <i>trigonoides</i> (ювенильные) <i>Caspia baeri</i>		
34		38	0,20	<i>Didacna ebersini</i> <i>Dreissena rostriformis distincta</i>		
34		39	0,30	<i>Didacna ebersini</i> <i>Dreissena rostriformis distincta</i>		
35				<i>Didacna ebersini</i> <i>Didacna</i> sp. (ювенильная форма) <i>Adacna laeviuscula</i> (молодь) <i>Hyparis plicatus</i> (молодь) <i>Monodacna caspia</i> <i>Dreissena caspia</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp. <i>Micromelania caspia</i>		
36		40	4,00	<i>Monodacna caspia</i> <i>Didacna</i> sp. (ювенильная форма)		
37						
38		41	0,50	<i>Didacna profundicola</i> <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Micromelania caspia</i> <i>Micromelania dimidiata</i> <i>Micromelania turricula</i> <i>Anisus koleznikovi</i> <i>Clessinola martensi</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp.		
39		42	0,60	<i>Didacna profundicola</i> <i>D. protracta</i> ? (ювенильные) <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. caspia</i> <i>Clessinola variabilis</i> <i>Micromelania turricula</i> <i>Micromelania elegantula</i> <i>Caspia</i> sp. <i>Corbicula fluminalis</i>		
40		43	1,4	<i>Didacna profundicola</i> <i>D. protracta</i> ? (ювенильные) <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. caspia</i> <i>Clessinola variabilis</i> <i>Micromelania turricula</i> <i>Micromelania elegantula</i> <i>Caspia</i> sp. <i>Corbicula fluminalis</i>		
41						
42		44	4,2	<i>Didacna ebersini</i> <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. caspia</i> <i>Monodacna edentula</i> <i>M. caspia</i> <i>Adacna laeviuscula</i> <i>Caspia baeri</i> обломки тонкостенных дидакн		
43						
44						
45		45	1,4	<i>Didacna subcatillus</i> <i>Adacna laeviuscula</i> (обломки) <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Theodoxus pallasi</i>		
46						
47	46	1,5				
48	47	0,5	<i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. rostriformis grima</i> <i>Micromelania dimidiata</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp. <i>Caspia</i> sp. (обломки) <i>Didacna</i> sp. (обломки) <i>Monodacna</i> sp. (обломки) <i>Anisus</i> sp. (обломки)			
49	48	2,40	<i>D. protracta submedia</i> <i>Didacna profundicola</i> <i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. rostriformis grima</i> <i>Caspia baeri</i> <i>Pseudoamnicola</i> sp.			
50						
51	49	1,20	<i>Didacna palivkani</i> (шесть трех раковин) <i>D. parallela</i> ? (очень мелко) <i>Corbicula</i> (довольно много) <i>Micromelania caspia</i> <i>M. grima</i> <i>Theodoxus pallasi</i> <i>Caspia baeri</i> <i>Dreissena andrusovi</i> <i>Dr. rostriformis distincta</i> много обломков	34640±1000 (ЛУ-5951)		
52	50	0,40				
53	51	1,40	<i>Dreissena rostriformis distincta</i> <i>Dr. caspia</i>			
54						
55	at					
56	52	6,70	<i>Dreissena polymorpha</i> <i>Corbicula fluminalis</i> Одни обломки, встречаются обломки крупных массивных раковин (<i>D. palivkani</i>)			
57						
58						
59						
60						

Рис. 16. Скважина 1 на структуре Филановского, Северный Каспий.

1.2.6. Новокаспийская фауна

Новокаспийская фауна включает представителей родов *Didacna*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*, *Cerastoderma*. Род *Didacna* представлен 11 видами (табл. 8). Девять из них – *Didacna subcatillus*, *D. parallella*, *D. protracta*, *D. praetrigonoides*, *D. crassa*, *D. baeri*, *D. trigonoides*, *D. profundicola* и *D. pyramidata* – входят в состав более древних фаун. Вид *D. subcatillus*, впервые появившись в позднебакинском подкомплексе, присутствовал в составе фаун на протяжении всего неоплейстоцена. Первые дидакны *D. cf. protracta* и *D. cf. parallella* появились в гирканском комплексе северо-западной области. В хвалынской фауне они получили пышное развитие, став для нее характерными видами. Первые пратригоноидные дидакны (*D. praetrigonoides inderana*) были отмечены в бакинской фауне северо-восточного сектора Каспия; широко были развиты в раннехазарской фауне всего региона (*D. paleotrigonoides*), видоизменившись, продолжили свое существование в гирканском комплексе северо-западной области, а затем, уже в качестве титульного вида *D. praetrigonoides*, – в хвалынской фауне региона. Вспышку развития вид получил в позднехвалынском комплексе, для которого является характерной формой. *D. profundicola* обнаружены нами в хвалынских осадках керна скважины 1. Остальные виды появляются в позднехвалынском комплексе на заключительных этапах его существования. *Didacna longipes* и *D. barbotdemarnyi* впервые появляются в составе новокаспийской фауны. Таким образом, преемственность новокаспийской фауны от более древней хвалынской (позднехвалынский комплекс) не нарушена, как это наблюдается для всех неоплейстоценовых фаун.

Среди дидакн в фауне многочисленны крассоидные формы (*D. crassa*, *D. baeri*), тригоноидные дидакны (*D. trigonoides*, *D. pyramidata*, *D. praetrigonoides*) также распространены довольно широко. Новокаспийские дидакны более массивны, чем хвалынские, обычно встречаются в массовом количестве. Отличает новокаспийскую малакофауну от всех неоплейстоценовых присутствие морского вида *Cerastoderma glaucum*, играющего в ней заметную роль. Обобщение материала по распространению новокаспийской фауны в природных областях региона дано в таблице 8. В нем выявляются некоторые закономерности. В прибрежных областях Южного Каспия господствуют *Cerastoderma glaucum*, среди дидакн преобладают крассоидные формы (*Didacna crassa*, *D. baeri*), количество тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных видов невелико. У берегов Среднего Каспия также преобладают *Cerastoderma glaucum*, в составе дидакн присутствуют все известные новокаспийские виды, увеличивается количество слабо солоноватоводных видов. В северо-западной и северной областях число тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных монодакн, адакн, дрейссен резко возрастает, *D. crassa* встречаются сравнительно редко; в районах, прилегающих к долинам Волги, Урала и Эмбы, сопутствующими являются пресноводные элементы – униониды, вивипары. Лагунные осадки характеризуются в основном церастодермой.

Анализ площадного распространения представителей новокаспийской фауны в Каспии показывает сравнительную устойчивость ее видового состава (табл. 18, фиг. 19). Распространены представители новокаспийской фауны в разнофациальных отложениях до отметок (абс.) –20 м.

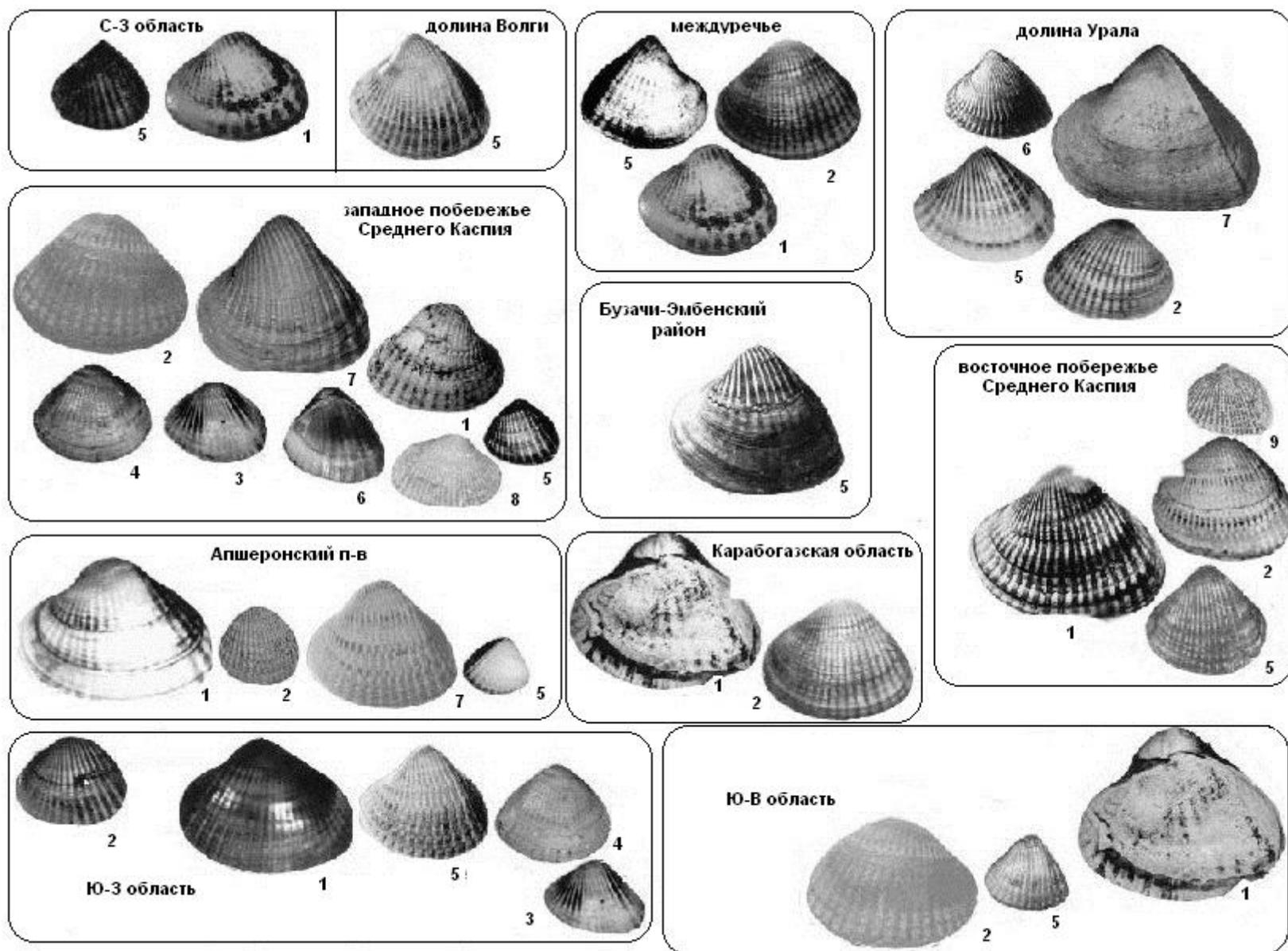
Малакофаунистическое сообщество, отвечающее мангышлакскому регрессивному бассейну, описано В.И. Артамоновым (1976). На дагестанском шельфе (береговая линия на глубине 20–25 м) оно состоит из многочисленных *Didacna baeri*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *Dreissena elata*, редких *Hypanis* (*Monodacna*) *albida*. В районе Мангышлакского порога (интервал глубин от 17 до 60 м) оно представлено редкими *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *Hypanis plicatus*, *Adacna vitrea*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*. Нами мангышлакский ценоз выделен в осадках керна скважины 1 (см. рис. 16) в интервале 8,0–6,8 м. В его составе среди множества обломков раковин редкие целые *Didacna subcatillus*, *Monodacna edentula*, *Dreissena distincta*, *Caspia gmelini*, *Theodoxus pallasii*. Свообразие мангышлакских танатоценозов состоит в отсутствии *Cerastoderma*, что характерно и для самых ранних новокаспийских палеоценозов. В.И. Артамоновым (1976) в донных осадках дагестанского шельфа и Мангышлакского порога выделено новокаспийское малакофаунистическое сообщество, в котором отсутствуют *Cerastoderma glaucum*. Отложения, охарактеризованные новокаспийской фауной дидакн, но не содержащие раковины *Cerastoderma*, выделялись и автором (Янина, 1981). А.А. Свиточем (2011) определена его принадлежность самостоятельной трансгрессивной стадии новокаспийской эпохи – дагестанской.

Описание современной каспийской малакофауны дано в разделе 1.1, там же представлено распространение ее представителей по площади бассейна. Если учесть изменения в составе и распределении моллюсков, произошедшие в связи с вселением *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*, то очевидно сходство в распространении новокаспийских и современных форм.

Таблица 8. Распространение дидакн в новокаспийских отложениях Каспийского региона

Природная область	Юго-западная	Апшеронский П-ов	Западная		Северо-западная	Северная						Восточная	Карабогазская	Юго-восточная	Южная	Каспийский регион Комплекс дидакн	
			Азербайджан	Дагестан		Волга	междуречье	Урал	Эмбенский р-н	Бузачи	Северный Каспий						
<i>D. crassa</i>																	
<i>D. baeri</i>																	
<i>D. barbotdemarnyi</i>																	
<i>D. longipes</i>																	
<i>D. trigonoides</i>																	
<i>D. pyramidata</i>																	
<i>D. praetrigonoides</i>																	
<i>D. parallella</i>																	
<i>D. subcatillus</i>																	
<i>D. protracta</i>																	
<i>D. protracta submedia</i>																	
<i>D. protracta novocaspica</i>																	
<i>D. profundicola</i>																	
Ассоциации дидакн	<i>D. crassa</i> – <i>D. baeri</i>	<i>D. crassa</i> – <i>D. baeri</i> – <i>D. trigonoides</i>	<i>D. baeri</i> – <i>D. trigonoides</i>	<i>D. trigonoides</i>						<i>D. crassa</i> – <i>D. baeri</i>	<i>D. crassa</i> – <i>D. baeri</i> – <i>D. trigonoides</i>		<i>D. crassa</i> – <i>D. baeri</i> – <i>D. trigonoides</i>				

Условные обозначения в табл. 2.



1-*Didacna crassa*, 2-*D. baeri*, 3-*D. barbotdemarnyi*, 4-*D. longipes*, 5-*D. trigonoides*, 6-*D. pyramidata*, 7-*D. praetrigonoides*, 8-*D. parallella*, 9-*D. protracta*

Фиг. 19. Новокаспийские дидакны Каспия

Вселение этих черноморских видов (особенно случайное проникновение с военными судами митилестера в начале прошлого века) привело к существенному сокращению ареалов каспийских видов, преимущественно дрейссены. *Cerastoderma glaucum*, распространившийся в новокаспийском бассейне, к настоящему времени существенно расширил свои площади, вытеснив виды *Didacna* из обычных для них биотопов.

Своеобразие фаунистических группировок, соответствующих разным этапам в развитии новокаспийской фауны, служит основанием для выделения в ее составе трех подкомплексов: раннего, среднего и позднего (современного). Первый из них отличается отсутствием *Cerastoderma glaucum*, а последний – присутствием *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

В районах, где новокаспийская фауна представлена наиболее полно (Турали в Дагестане, рис. 17), в ее составе выделяются фаунистические сообщества, фиксирующие в основном смену фациальной обстановки их накопления во времени, отражающие отдельные трансгрессивно-регрессивные фазы (не менее трех) в развитии бассейна (Янина и др., 2005). Голоценовая пересыпь, отчленяющая оз. Анзали (по побережью Ирана), также состоит из осадков трех циклов накопления (Свиточ, Янина, 2006).

возраст	колонка	№ слоя	мощность, м	фации	малакофауна	
Q ₄	современный	1	0.3	спокойного открытого мелководья	Штормовой вал: <i>Didacna baeri</i> , <i>D. crassa</i> , <i>D. barbotdemarnii</i> , <i>D. parallella</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Adacna laeviuscula</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> Пляж: <i>Didacna baeri</i> , <i>D. barbotdemarnii</i> , <i>D. crassa</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>D. profundicola</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Adacna vitrea</i> , <i>A. laeviuscula</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Abra ovata</i>	
		2	1.5	динамического мелководья	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. baeri</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Adacna vitrea</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Mytilaster lineatus</i> , <i>Abra ovata</i>	
		3	0.7	спокойного открытого мелководья	<i>Didacna baeri</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	
		4	1.3	спокойного открытого мелководья	<i>Didacna baeri</i> , <i>D. longipes</i> , <i>D. praetrigonoides</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Adacna vitrea</i> , <i>A. laeviuscula</i> , <i>Hypanis plicatus</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	
	новокаспийский	5	0.5	лагунная	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. baeri</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	
		6	0.8	динамического мелководья	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	
		7	0.3	спокойного закрытого мелководья	<i>Didacna crassa</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	
		8	0.15	лагунная	<i>Cerastoderma glaucum</i>	
		9	1.0	спокойного открытого мелководья	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>D. baeri</i> , <i>D. praetrigonoides</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Adacna laeviuscula</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i>	
		10-13	>3	приглубые динамические	<i>Didacna crassa</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>D. baeri</i> , <i>D. longipes</i> , <i>Adacna laeviuscula</i> , <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Hypanis plicatus</i>	
	Q ₃	раннехвалынский	14	0.7	динамического мелководья	<i>Didacna praetrigonoides</i> , <i>D. parallella</i> , <i>D. delenda</i> , <i>D. subcatillus</i> , <i>D. crassa</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>
			15	5.0	спокойного открытого мелководья	<i>Didacna parallella</i> , <i>D. trigonoides</i> , <i>Dreissena rostriformis distincta</i> , <i>Dr. polymorpha</i>
	N					

Рис. 17. Сводный разрез Турали. Условные обозначение на рис. 6.

Голоценовая малакофауна дельты Волги включает многочисленные пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Limnaea*, *Radix*, *Galba*, *Planorbis*, *Anisus*, *Valvata*, *Viviparus*. Из каспийских видов присутствуют лишь *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus* – виды, обладающие наибольшей эвригалинностью. Распределение их в осадках дельты аналогично современному. Отличием биоразнообразия голоценовых водоемов дельты от современных является отсутствие в них видов, имеющих азово-черноморское происхождение (*Monodacna colorata*, *Dreissena bugensis*), появившихся в дельте антропогенным путем: первый вид был акклиматизирован в волжских водохранилищах, второй – проник в низовья Волги на судах через Волго-Донской канал.

Малакофаунистический анализ голоценовых отложений дельты Волги, вскрытых бурением на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника, показал смену по разрезу фаунистических группировок преимущественно пресноводных видов моллюсков, иногда с примесью слабо солоноватоводных кардиид родов *Monodacna*, *Hypanis* и *Adacna*. Палеоценозы характерны для разного типа бассейнов дельты. Их распределение по разрезу отложений отражает развитие дельты во времени, вызванное колебаниями уровня Каспия (Янина, 2008; Янина и др., 2011). В последовательности осадков, вскрытых скважинами, отражены три стадии развития дельты. Мелкомасштабное чередование отложений с малакофауной разной палеоэкологической принадлежности отражает нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты.

Анализ плейстоценовой и голоценовой малакофауны Каспийского региона показал, что ее основу составляют моллюски рода *Didacna*. Представители других родов и семейств – *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena* – являются сопутствующими видами широкого временного диапазона. Род *Didacna* представлен 74 видами и подвидами (табл. 9). Автором, как и большинством исследователей (Наливкин, 1914; Православлев, 1939; Федоров, 1953; Свиточ, 1967; Комплексное изучение..., 1981 и др.), выделены группы *catillus*, *crassa*, *trigonoides*. Большая часть видов отнесена к промежуточным между ними формам (Янина, 2005).

Плейстоценовые и голоценовые дидакны (им сопутствуют монодакны, адакны, дрейссены и др. моллюски широкого временного диапазона) в своем распределении по разрезу отложений образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую (табл. 9). Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн, присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия.

Таблица 9. Фауны, фаунистические комплексы и подкомплексы плейстоцена Каспия

Виды (подвиды)	Фауны, фаунистические комплексы, подкомплексы													
	b		ur		hz ₁			hz ₂		hv		nk		
	b		ur		hz ₁ ¹	hz ₁ ²	hz ₁ ³	hz ₂ ¹	hz ₂ ²	hv ₁	hv ₂	nk		
	b ₁	b ₂	ur ₁	ur ₂								nk ₁	nk ₂	nk ₃
<i>Didacna parvula</i>														
<i>D. catillus catillus</i>														
<i>D. catillus volgensis</i>														
<i>D. catil. transcaspica</i>														
<i>D. catillus grimmi</i>														
<i>D. ex gr. catillus</i>														
<i>D. catillus dilatata</i>														
<i>D. catillus parvuloides</i>														
<i>D. rudis</i>														
<i>D. rudis catillus-rudis</i>														
<i>D. carditoides</i>														
<i>D. eulachia</i>														
<i>D. mingetschaurica</i>														
<i>D. lindleyi</i>														
<i>D. subcatillus</i>														
<i>D. vulgaris</i>														
<i>D. golubyatnikovi</i>														

<i>D. kovalevskii</i>																				
<i>D. pravoslavlevi</i>																				
<i>D. subrudis</i>																				
<i>D. bacuana</i>																				
<i>D. praetrigon. inderana</i>																				
<i>D. subpyramidata</i>																				
<i>D. pallasi</i>																				
<i>D. nalivkini</i>																				
<i>D. delenda</i>																				
<i>D. colossea</i>																				
<i>D. čelekenica</i>																				
<i>D. shirvanica</i>																				
<i>D. bergi</i>																				
<i>D. kolesnikovi</i>																				
<i>D. porsugelica</i>																				
<i>D. adacnoides</i>																				
<i>D. karelini</i>																				
<i>D. paleotrigonoides</i>																				
<i>D. trigonula</i>																				
<i>D. gurganica</i>																				
<i>D. charamica</i>																				
<i>D. mischovdagica</i>																				
<i>D. cristata</i>																				
<i>D. hospes</i>																				
<i>D. apsheronica</i>																				
<i>D. schuraosenica</i>																				
<i>D. ovalis</i>																				
<i>D. ovatocrassa</i>																				
<i>D. trigon. chazarica</i>																				
<i>D. umbonata</i>																				
<i>D. subcrassa</i>																				
<i>D. artemiana</i>																				
<i>D. subartemiana</i>																				
<i>D. emendata</i>																				
<i>D. pontocaspia</i>																				
<i>D. pontocas. tanaitica</i>																				
<i>D. subovalis</i>																				
<i>D. karabugasica</i>																				
<i>D. bogatschevi</i>																				
<i>D. subpallasi</i>																				
<i>D. postcarditoides</i>																				
<i>D. surachanica</i>																				
<i>D. parallella</i>																				
<i>D. protracta</i>																				
<i>D. ebersini</i>																				
<i>D. praetrigonoides</i>																				
<i>D. zhukovi</i>																				
<i>D. trigonoides</i>																				
<i>D. crassa</i>																				
<i>D. pyramidata</i>																				
<i>D. baeri</i>																				
<i>D. barbotdemarnyi</i>																				
<i>D. longipes</i>																				
<i>D. profundicola</i>																				
<i>Cerastoderma glaucum</i>																				
<i>Mytilaster lineatus</i>																				
<i>Abra ovata</i>																				

1 2 3 4

Относительное количество раковин вида: 1 - преобладают, 2 - много, 3 - редки, 4 - единичны. Жирным шрифтом выделены руководящие и характерные виды.

Таблица 9 наглядно иллюстрирует видовое отличие фаун друг от друга, а также их взаимосвязи. Для каждой из них присущ характерный набор видов, разные руководящие и (или) характерные (контролирующие) виды, а также продолжение существования отдельных видов в последующих фаунах (доживающие или исчезающие виды), или же первое появление редких форм, получивших свое широкое распространение в более поздних фаунах. Ряд видов являются транзитными для нескольких фаун. Форм, существовавших в течение всего плейстоцена и голоцена, нет.

Каждая из выделенных фаун характеризуется определенным соотношением основных *групп дидакн*: crassa, trigonoides, catillus и промежуточных между ними форм (табл. 10).

Таблица 10. Распространение дидакн в плейстоценовых и голоценовых фаунах Каспия по группам

Фауна	Группа	Crassa	↔	Trigonoides	↔	Catillus	↔
Новокаспийская		■		■		■	
Хвалынская		■		■		■	
Позднехазарская		■		■		■	■
Раннехазарская		■		■		■	■
Урунджикская		■		■		■	■
Бакинская		■		■		■	■

Условные обозначения в табл. 2. ↔ - знак промежуточной группы.

В развитии групп дидакн во времени отмечается следующее: крассоидная группа, широко развитая в бакинской и урунджикской фаунах, пережив раннехазарскую эпоху, вновь широкое развитие получила в позднехазарской фауне; затем, пережив хвалынскую трансгрессию, широко распространилась в новокаспийской фауне и довольно многочисленна сейчас. Тригоноидная группа, напротив, появившись в бакинской и урунджикской фаунах, расцвела в раннехазарской, а затем, пережив позднехазарскую эпоху, вновь получила массовое развитие в хвалынской фауне; в новокаспийской фауне она также многочисленна. Эта тенденция в развитии групп фаун наглядно демонстрирует антагонизм групп crassa и trigonoides. Катиллоидная группа, широко развитая в бакинской фауне, столь же широкое распространение получает в хвалынской и очень малочисленна в позднехазарской фауне.

Между всеми фаунами существует неразрывная связь. Наиболее тесно взаимосвязанными являются бакинская – урунджикская, раннехазарская – позднехазарская фауны. Наименьшая близость наблюдается между позднехазарской и хвалынской фаунами.

Фауны представлены *фаунистическими комплексами*, тесно взаимосвязанными друг с другом, несущими общие для фауны признаки и характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, руководящие, характерные и показательные виды (табл. 9).

Бакинская и урунджикская фауны представлены каждая одним комплексом: бакинским и урунджикским соответственно. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса: ранний, средний и поздний раннехазарские, характеризующие отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Позднехазарская фауна представлена двумя комплексами: ранним и поздним позднехазарскими, также характеризующими осадки разновысотных террас, либо отделенные друг от друга перерывом пачки отложений. Хвалынская фауна состоит из ранне- и позднехвалынского комплексов, характеризующих отложения, отделенные друг от друга континентальными (енотаевскими) образованиями, либо размывом. Новокаспийская фауна представлена одним комплексом – новокаспийским.

В составе большинства фаунистических комплексов установлены более мелкие фаунистические единицы – *подкомплексы*, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии (табл. 9). В составе бакинского комплекса выделены раннебакинский (характерные виды *Didacna parvula* и *D. catillus*) и позднебакинский (характерные виды *D. rudis* и *D. carditoides*) подкомплексы. Урунджикский фаунистический комплекс также представлен двумя подкомплексами: раннеурунджикским с характерным видом *D. eulachia* и позднеурунджикским с характерными видами *D. kovalevskii* и *D. pravoslavlevi*. Три подкомплекса выделены в составе новокаспийского комплекса: в свой состав они

Таблица 11. Ассоциации дидактн в фаунистических комплексах (подкомплексах)

Природная область Ассоциации дидактн	Юго-западная	Апшеронский п-в	Западная		Северо-западная	Северная					Восточная	Карабогазская	Юго-восточная	
			Азерб.	Дагестан		Волга	Междуречье	Урал	Эмбенский р-н	Бузачи			Красноводский п-в	Ю-З Туркмения
Байкинские	b ₁	D.parvula-D.catillus catillus				D. catillus volgensis								D.parvula-D.catillus catillus
	b ₂	D.carditoides-D.eulachia	D.carditoides-D.rudis-D.catillus	D.rudis-D.carditoides-D.eulachia	D.rudis-D.eulachia	D.rudis-D.carditoides		D.rudis-D.catillus grimmi	D.catillus-D.ex gr. trigonoides	D.rudis-D.ex gr. nalivkini	D.carditoid-D.pravoslav-levi-D.subrudis	D.rudis-D.catillus catillus	D.rudis-D.carditoides-D.pravoslavlevi	
Урунджинские	ur ₂	D.eulachia-D.colossea-D.celekenica	D.eulachia											D.eulachia
	ur ₁	D.kovalevskii												D.celekenica-D.pravoslavlevi
Раннехазарские	hz ₁ ¹	D.subpyramidata-D.trigonulata-D.gurganica	D.subpyramidata-D.paleotrigonoides-D.kovalevskii	D.subpyramidata-D.paleotrigonoides-D.kovalevskii-D.nalivkini	D.subpyramidata-D.pallasi		D.subpyramidata							
	hz ₁ ²	D.paleotrigonoides-D.subpyramidata			D.schuraosenica	D.subpyramidata	D.paleotrigonoides-D.shuraosenica	D.subpyramidata-D.pallasi-D.nalivkini	D.pallasi-D.pontocaspia tanaitica	D.subpyramidata-D.nalivkini-D.vulgaris			D.subpyramidata-D.nalivkini	
	hz ₁ ³	D.paleotrigonoides-D.charamica-D.nalivkini	D.nalivkini		D.paleotrigonoides-D.nalivkini		D.paleotrigonoides-D.pallasi-D.pontocaspia							
Позднехазарские	hz ₂ ¹		D.nalivkini		D.nalivkini	D.surachanica-D.subovalis-D.ovatocrassa	D.surachanica-D.nalivkini			D.surachanica-D.nalivkini			D.nalivkini	
	hz ₂ ²				D.surachanica	D.cristata-D.subcatillus							D.surachanica-D.nalivkini	
Хвалынские	hv ₁	D. parallella			D.protracta-D.ebersini			D.parallella-D.protracta-D.ebersini	D.ebersini	D.cristata-D.zhukovi			D.cristata-D.zhukovi-D.subcatillus	
	hv ₂	D.praetrigonoides			D.praetrigonoides-D.parallella	D.praetrigonoides	D.praetrigonoides-D.protracta	D.praetrigonoides-D.parallella	D.praetrigonoides					
Новокаспийские	D.crassa-D.baeri		D.crassa-D.baeri-D.trigonoides	D.baeri-D.trigonoides	D.trigonoides					D. crassa – D. baeri		D. crassa – D. baeri – D. trigonoides		

включают примерно одинаковый состав дидакн, однако, ранний из них отличается отсутствием в нем черноморского вида *Cerastoderma glaucum*; а поздний включает еще два черноморских вида – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Являясь составными частями фаунистических комплексов, подкомплексы имеют общие с ними характерные черты и связаны друг с другом постепенным переходом.

Отдельные природные области или районы Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды и палеогеографической историей каждого из них. На этом основании выделены *фаунистические ассоциации* в составе комплексов (подкомплексов) (табл. 11). Наиболее устойчивы в своем распространении по площади региона раннебакинский подкомплекс (лишь в северо-западной области и в долине Волги развита ассоциация *Didacna catillus volgensis*, отличающаяся от развитых в остальных областях региона *Didacna parvula* и *D. catillus*); позднехазарские комплексы (от преобладающих *D. nalivkini* и *D. surachanica* практически везде, где они отмечены, отличается лишь ассоциация в северо-западном Прикаспии) и позднехвалынский комплекс (господство всюду руководящего вида *D. praetrigonoides*). Наиболее разнообразны по площади региона позднебакинский подкомплекс, раннехазарские и раннехвалынский комплексы дидакн, в составе каждого из которых по площади региона установлено несколько ассоциаций дидакн.

1.3. БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЯ

Автор придерживается регионально-стратиграфической концепции, согласно которой стратиграфия должна опираться на историко-геологический принцип расчленения древних отложений, ибо “на этой основе только и возможно выделять реальные стратиграфические (или геостратиграфические, по Г.П. Леонову, 1972) подразделения” (Гладенков, 2004, стр. 8).

В основу биостратиграфии каспийского неоплейстоцена положены эволюционные изменения и закономерности экологической смены сообществ моллюсков рода *Didacna* Eichwald в пространстве и времени (Андрусов, 1915; Богачев, 1910, 1932; Православлев, 1939; Жуков, 1933, 1936, 1945; Голубятников, 1937; Федоров, 1946, 1948, 1953, 1957, 1978; Векилов, 1964, 1969; Гейвандова, 1956; Невеская, 1958; Свиточ, 1967, 1976, 1991, 2002; Глазунова, 1971; Артамонов, 1976; Попов, 1983; Свиточ, Янина, 1997; Янина, 1981, 2005 и др.). Усилиями этих исследователей древнекаспийские отложения расчленены с полнотой, не доступной для многих других морских регионов, но все же ряд стратиграфических вопросов остается. Так, не определены твердые биостратиграфические критерии выделения стратонов разного таксономического ранга. Вследствие этого в один ряд номенклатуры попадают отложения палеогеографических событий разной значимости, либо, наоборот, одно событие относится к разным таксонам. Например, осадки бакинского и позднехвалынского бассейнов, столь разных по продолжительности, считаются равнозначными; верхнехвалынские отложения выделяются в ранге горизонта (Мамедов, Алескеров, 1988), подгоризонта (Невеская, 1958), слоев (Попов, 1983; Федоров, 1978); а хазарские – как комплекс (Православлев, 1926), ярус (Жуков, 1935), подгоризонт (Свиточ, 1967) и горизонт (Векилов, 1969; Невеская, 1958). Также отсутствует биостратиграфический «каркас» расчленения каспийского плейстоцена, основанный на всем блоке имеющегося фактического материала по древнекаспийской фауне, следствием чего явилось смешение разных событий и их временные несоответствия.

При стратиграфическом расчленении осадочных толщ большая роль принадлежит выделению и описанию *стратотипов* – «меры (эталона) объема и положения границ данного геохронологического подразделения» (Леонов, 1973, с. 518). Понятие стратотипов определено правилами стратиграфической номенклатуры (Международный..., 2002; Стратиграфический..., 1992; Гладенков, 2004) и включает несколько разновидностей: голостратотип (первичный стратотип), лектостратотип (избранный стратотип), неостратотип (новый), гипостратотип (вторичный дополнительный), парастратотип (дополнительный к голостратотипу), составной стратотип (совокупность разрезов) и ареальный (совокупность разрезов стратотипического участка). Подобные разновидности используются и для лимитотипов (стратотипов границ). Для большей части стратиграфических подразделений каспийского плейстоцена стратотипы не были описаны.

Проведенный критический анализ практически всех опорных разрезов и местонахождений древнекаспийской фауны, ревизия обширной коллекции раковин дидакн из них, а также анализ пространственного и временного распространения моллюсков в разрезе морского неоплейстоцена и по площади Каспийского региона, позволили дополнить существующие и предложить новую схему биостратиграфического

расчленения каспийского неоплейстоцена (табл. 12). Ее основное отличие от предложенных ранее схем заключается в таксономическом упорядочении и систематизации стратиграфических подразделений по материалам анализа дидакн. Для всех этих подразделений нами (Свиточ, Янина, 2007) обозначены стратотипы. Автором предложены стратотипические местонахождения для выделенных фаунистических сообществ разного таксономического ранга – фаун, комплексов, подкомплексов.

Основной таксономической единицей региональных биостратиграфических схем является биостратиграфическая зона – совокупность отложений, которая охватывает полный стратиграфический интервал распространения таксона (Стратиграфический кодекс, 1992). Каспийский неоплейстоцен представляет собой *биозону* Didacna. По временному развитию в ней основных групп дидакн crassa, catillus и trigonoides (образующих фауны) зона разделяется на шесть *подзон*: crassa–catillus, crassa–1, trigonoides, crassa–2, catillus–trigonoides и crassa–trigonoides, составляющих биостратиграфическое основание для выделения главной региональной стратиграфической единицы – *горизонта* (или региоюруса). Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Каспий. Выделяются бакинский, урунджикский, нижнехазарский, верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты. Анализ распределения основных групп дидакн по разрезу, устойчивости их состава и межгрупповых различий по площади указывает на высокую фактологическую надежность расчленения по этому признаку каспийских отложений, обусловленному эволюционным развитием дидакн в Каспии. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия: бакинской, урунджикской, раннехазарской, позднехазарской, хвалынской и еще не завершившейся новокаспийской эпохе, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – *фаунами* моллюсков. Для горизонтов определены руководящие и характерные (контролирующие) виды.

Более дробная биостратиграфическая единица – *интервал-зона* – является основой для выделения *подгоризонтов*. В историко-геологическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга *комплексами* моллюсков, являющимися составными частями фаун. В составе бакинского и урунджикского горизонтов подгоризонты не выделяются. Нижнехазарский горизонт мы расчленяем на нижний, средний и верхний нижнехазарские подгоризонты, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами. Верхнехазарский горизонт расчленяется на нижний и верхний подгоризонты, включающие соответственно ранний и поздний позднехазарские комплексы. Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынский и верхнехвалынский подгоризонты, охарактеризованные комплексами моллюсков – раннехвалынским и позднехвалынским соответственно. В составе новокаспийского горизонта подгоризонты не выделяются. Для подгоризонтов определены руководящие и характерные виды.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – *слои* – выделены нами на основе содержащихся в них *подкомплексов* моллюсков. Мы выделяем: для бакинского горизонта – ниже- и верхнебакинские слои, для урунджикского – ниже- и верхнеурунджикские слои, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои. Для слоев определены характерные виды.

Еще более дробные стратиграфические единицы – *пачки* – выделены нами в составе отдельных подгоризонтов (например, нижнехвалынского) или слоев (например, средних новокаспийских). Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях.

Ассоциации моллюсков, установленные нами для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фациальном разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Бакинский горизонт выделяется по развитию фауны дидакн, образующих подзону crassa-catillus. Впервые бакинские отложения были выделены в составе четвертичных отложений Г. Шегреном (Sjogren, 1891), свое название получили по району их первого описания – г. Баку. Осадки бакинского горизонта широко развиты на всех побережьях Каспия. В виде погребенного покрова они установлены в Прикаспийской низменности, на полуострове Бузачи, Мангышлаке, Красноводском полуострове, впадине Кара-Богаз-Гол, пониженных участках Западно-Туркменской низменности, Терско-Кумской и Куринской депрессиях, частично Апшеронском полуострове и прибрежной полосе кавказского побережья.

Таблица 12. Региональная биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема морского плейстоцена Каспия

Общая стратиграфическая шкала	Биозона		Горизонт	Группы дидакн			Подзона (Фауна)	Руководящие, характерные виды	Подгоризонт	Интервал-зона (Фаунистический комплекс)	Слои	Подкомплекс	Страторайон, страторазрез
	голоцен	неоплейстоцен		crassa	trigonoides	catillus							
Биозона	голоцен	верхний	новокаспийский				crassa-trigonoides (новокаспийская)	<i>Cerastoderma glaucum</i> <i>D. crassa</i> <i>D. baeri</i> <i>D. trigonoides</i>			современные ----- средневокаспийские ----- нижневокаспийские	Mytilaster Cerastoderma <i>D. crassa</i> – <i>D. trigonoides</i>	Дагестанское побережье, Турали
			хвалянский				trigonoides-catillus (хвалянская)	<i>D. ebersini</i> <i>D. praetrigonoides</i> <i>D. parallella</i> <i>D. protracta</i>	верхнехвалянский нижнехвалянский	позднехвалянский <i>D. praetrigonoides</i> раннехвалянский <i>D. parallella-D. protracta</i>			Долина Нижней Волги, Енотаевка-Копановка-Цаган-Аман
	неоплейстоцен	средний	верхнехазарский	верхнехазарский			crassa (позднехазарская)	<i>D. surachanica</i> <i>D. nalivkini</i>	верхний верхнехазарский нижний верхнехазарский	поздний позднехазарский <i>D. surachanica-D. nalivkini</i> ранний позднехазарский <i>D. nalivkini</i>			Нижняя Волга, Сероглазовка. Дагестанское побережье, Шура-Озень
				нижнехазарский			trigonoides (раннехазарская)	<i>D. subpyramidata</i> <i>D. paleotrigonoides</i> <i>D. shuraosenica</i>	верхний нижнехазарский средний нижнехазарский нижний нижнехазарский	поздний раннехазарский <i>D. paleotrigonoides-D. nalivkini</i> средний раннехазарский <i>D. paleotrigonoides- D. subpyramidata - D. shuraosenica</i> ранний раннехазарский <i>D. subpyramidata</i>			Долина Нижней Волги, Сероглазовка, Копановка
		нижний	урунджикский				crassa (урунджикская)	<i>D. celekenica</i> <i>D. eulachia</i> <i>D. kovalevskii</i> <i>D. pravoslavlevi</i>			верхнеурунджикские ----- нижнеурунджикские	<i>D. kovalevskii</i> <i>D. eulachia</i>	Юго-западная область, Нефтяная балка
				бакинский			crassa-catillus (бакинская)	<i>D. parvula, D. catillus catillus</i> <i>D. rudis</i> <i>D. carditoides</i>			верхнебакинские ----- нижнебакинские	<i>D. rudis</i> – <i>D. carditoides</i> <i>D. parvula-D. catillus</i>	Апшеронский п-в, Гора бакинского яруса. Юго-западная обл. Нефтяная балка

Площадь распространения бакинских отложений в Куринской и Западно-Туркменской депрессиях максимальная для древнекаспийских осадков, а в Прикаспийской впадине она уступает площади нижнехвалынских и, очевидно, нижнехазарских, образований. В обратной стратиграфической последовательности бакинские отложения слагают аккумулятивный чехол на высоких террасах в предгорьях кавказского побережья: 308 м, 280 м, 258–248 м (Федоров, 1957); дополнительно к перечисленным терраса 228 м (Векилов, 1956); 258–280, 248, 228–238 м (Будагов, 1956); 343–333, 328–308, 288–278, 268–248 м (Лилиенберг, 1961, 1962); 228, 173–168 м (Ширинов, 1961). Все отмеченные террасы определены их исследователями как «верхнебакинские». «Нижнебакинские» террасы условно (только по их положению над «верхнебакинскими») выделены на уровнях 380–400, 320–340, 280–300, 250–260 м (Векилов, 1969; Будагов, 1973). В тектонических депрессиях бакинские осадки глубоко погружены; на поверхность выведены лишь в дислоцированных структурах.

Отложения представлены различными фациями: от грубых прибрежно-морских образований до тонких относительно глубоководных осадков ингрессивного типа в древних речных долинах. Их мощность изменяется от первых метров на высоких террасах предгорных районов Дагестана и Азербайджана до многосотметровой (максимальная ~500 м) толщи в Западно-Туркменской и Куринской впадинах и ультракомпенсационных мульдах Прикаспийской впадины. В отложениях установлена прямая остаточная намагниченность (Асадуллаев, Певзнер, 1971; Свиточ, Куликов, 1971).

Фауна дидакн представлена господствующими группами *crassa* (*Didacna parvula*, *D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. pravoslavlevi*, *D. bacuana*, *D. nalivkini*, *D. delenda*), *catillus* (*D. catillus catillus*, *D. catillus volgensis*, *D. catillus transcaspica*, *D. catillus grimmi*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*) и промежуточными между ними формами (*D. rudis*, *D. rudis catillus-rudis*, *D. carditoides*, *D. vulgaris*, *D. subrudis*). Тригоноидные и близкие к ним формы (*D. golubyatnikovii*, *D. kovalevskii*, *D. praetrigonoides inderana*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*) встречаются редко в самых верхах бакинских отложений. Для бакинского горизонта руководящими видами являются *D. parvula*, *D. catillus catillus*; характерными – *D. rudis*, *D. carditoides*.

По подкомплексам дидакн, составляющим бакинскую фауну, – раннебакинскому и позднебакинскому – бакинский горизонт подразделяется на слои – соответственно нижнебакинские и верхнебакинские. В нижнебакинских слоях широко развиты виды крассоидной (*D. parvula*) и катиллоидной (*D. catillus*) групп. Эти же виды являются для них характерными. Верхнебакинские слои отличаются преобладанием дидакн группы, промежуточной между крассоидной и катиллоидной (*D. rudis*, *D. carditoides*), несколько меньшим распространением групп *crassa* (*D. eulachia*, *D. mingetchaurica*, *D. parvula*, *D. pravoslavlevi*, *D. bacuana*, *D. nalivkini*, *D. delenda*) и *catillus* (*D. catillus catillus*, *D. catillus grimmi*, *D. catillus transcaspica*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*), единичными тригоноидными и близкими к ним дидакнами. Характерными видами являются *Didacna rudis* и *D. carditoides*.

Большинством исследователей Каспия (Федоров, 1957, 1978; Векилов, 1969; Попов, 1983; Мамедов, Алескеров, 1988; и др.) бакинский горизонт (или «ярус», «надгоризонт», «слои», «отложения») на основе содержащейся в нем малакофауны расчленяется на два подгоризонта (или «горизонта», «слоев», «отложения») – нижнебакинский и верхнебакинский. На невозможность его расчленения указали М.М. Жуков (1945), Л.Б. Аристархова (1961), Г.И. Горецкий (1966), А.А. Свиточ (1966, 1973). Как отмечалось нами выше, действительно, нижняя и верхняя части бакинской толщи отличаются по составу содержащихся в них раковин моллюсков, но данный факт не может служить основанием для ее стратиграфического подразделения на подгоризонты, ибо смена состава малакофауны по разрезу происходит постепенно, в осадках отсутствует размыв либо иные следы перерыва в морском осадконакоплении. В опубликованных материалах также не указано ни одного разреза бакинских отложений со стратиграфическим перерывом внутри него. Описанный состав малакофауны и его распределение по разрезу бакинских отложений послужил нам основанием для выделения в составе бакинского горизонта нижнебакинских и верхнебакинских слоев с достаточно условной границей между ними. В историко-геологическом отношении они отвечают разным этапам в развитии бакинской трансгрессии.

Ассоциации моллюсков, установленные нами для раннебакинского и позднебакинского фаунистических подкомплексов, характеризуют разнообразие фаунистического состава нижнебакинских и верхнебакинских слоев по площади региона.

Г. Шегреном стратотип бакинского горизонта не назван. В качестве такового Д.В. Голубятниковым (1914) предложен разрез Гора Бакинского яруса на Апшеронском полуострове (лектостратотип). Помимо Д.В. Голубятникова, он изучался многими исследователями (Наливкин, 1914; Федоров, 1957; Мамедов и др., 1988; Свиточ и др., 1992; и др.) и хорошо изучен. Бакинский горизонт (см. рис. 8) здесь представлен четырьмя пачками (2–5) глинисто-алевритовых осадков общей мощностью около 20 м. Его границы обо-

значены: перекрыт он плитой хазарского (?) известняка и песчаника, подстилается предположительно тюркянскими осадками, под которыми залегают фаунистически охарактеризованные апшеронские песчаники. В бакинской толще содержатся фаунистические группировки, представляющие раннебакинский (*Didacna parvula*) и позднебакинский (*Didacna catillus*–*D. rudis*) подкомплексы. Фаунистические изменения по разрезу происходят постепенно и, по-видимому, связаны с развитием трансгрессии. В отложениях описана микрофауна – остракоды и фораминиферы (Янко, 1989; Свиточ и др., 1992, 1993), представленная двумя подкомплексами, отражающими разные условия бассейна. Отложения разреза дислоцированы к З-ЮЗ под углом 10–12° и имеют прямую остаточную палеомагнитную полярность. Основываясь на комплексе данных, отложения бакинского горизонта можно расчленить на нижнебакинские и верхнебакинские слои, отражающие стадиальность развития бакинского моря.

Местонахождение Гора Бакинского яруса, по мнению автора, по представительности малакофаунистического материала может служить стратотипическим для бакинской фауны моллюсков и в ее составе – двух фаунистических подкомплексов. Однако, в этом разрезе, по нашему мнению, нет четкой стратиграфической привязки границ горизонта: возраст перекрывающей его толщи однозначно не определен (хазарский или урунджикский?); есть определенные сомнения и в выделении тюркянских отложений в основании разреза. Поэтому для бакинского горизонта мы предложили (Свиточ, Янина, 2007) парастратотип – разрез Нефтяная балка (см. рис. 9). В нем отложения бакинского горизонта, мощностью более 65 м, разнофациально представленные, включающие обильный палеонтологический материал (как макро-, так и микрофауна), имеют четко обозначенные стратиграфические границы: подстилаются апшеронскими, перекрываются фаунистически охарактеризованными осадками урунджикского бассейна. Бакинская толща представлена песчано-алевритовыми осадками с единичными прослоями песчаника и известняка, включает раковины моллюсков *Didacna parvula*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. lindleyi*, *Dreissensia*. При этом нижняя многометровая (45 м) алевритистая часть толщи (слои 2–4) охарактеризована исключительно раковинами *D. parvula*, к которым вверх по разрезу добавляются представители других видов дидакн. Так же, как и в разрезе Гора Бакинского яруса, отложения сменяют друг друга постепенно, каких-либо следов размыва или угловых несогласий не наблюдается. По фаунистическому содержанию (подкомплексам) выделяются нижнебакинские и верхнебакинские слои. Нефтяная балка, по мнению автора монографии, является парастратотипическим местонахождением для бакинской фауны и установленных в ее составе подкомплексов.

Урунджикский горизонт выделяется по широкому развитию дидакн группы *crassa*. Впервые описан П.В. Федоровым (1946) в урочище Урунджик (юго-западная Туркмения), по нему же и получил свое название. П.В. Федоровым (1957, 1978) этот горизонт установлен в Куринской депрессии и на Апшеронском полуострове в Азербайджане. Его выделение в Западной Туркмении, но в ином объеме, было поддержано Л.А. Невеской (1958). Б.Г. Векиловым (1969) эти же отложения, но под названием «мингечаурские слои», установлены на азербайджанском побережья Каспия. Выделение урунджикского горизонта (и одноименного этапа в развитии Каспия) отрицается рядом исследователей каспийского плейстоцена (Лебедева, 1978; Мамедов, Алескеров, 1988; Алескеров, 1990 и др.). Негативное отношение к выделению урунджикского горизонта высказано В.К. Шкатовой (2005, 2006, 2007): в предложенной ею Региональной стратиграфической схеме квартера Каспийского региона урунджикский горизонт (или даже слои) отсутствует. Результаты малакофаунистических исследований автора монографии (Янина, 2005, 2007, 2008) доказывают правомочность выделения урунджикской фауны, являющейся биостратиграфическим основанием для выделения урунджикского горизонта. В историко-геологическом отношении он отвечает урунджикской трансгрессии Каспия, имевшей место после бакинской трансгрессии и отделенной от последней регрессией.

Морские осадки достоверно известны в юго-западной области Каспийского региона, на Апшеронском полуострове и в юго-западной Туркмении. Представлены глинистыми песками, галечниковыми песками, ракушечниками, конгломератами. В кровле и подошве урунджикских отложений отмечаются следы перерывов, а в разрезах Куринской впадины и Апшеронского полуострова между ними и бакинскими осадками фиксируются угловые несогласия. Б.Г. Векиловым (1969) «мингечаурская» терраса описана на отметках 210–200 м.

Урунджикский горизонт включает многочисленные *Didacna eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. pravoslavlevi*, *D. colossea*, *D. shirvanica*, *D. bergi*, *D. nalivkini*, *D. delenda*, *D. karelini*, *D. porsugelica*, *D. čelekenica*, *D. rudis*, *D. carditoides*. Тригоноидные и катиллоидные дидакны встречаются редко. Характерными видами являются *D. eulachia*, *D. pravoslavlevi* и *D. kovalevskii*; руководящим видом для региона – *D. čelekenica*; для Куринской депрессии – *D. colossea* и *D. shirvanica*; для юго-западной Туркмении – *D. bergi*,

D. porsugelica, *D. kolesnikovi*.

Раннеурунджикский и позднеурунджикский подкомплексы дидакн являются основой для выделения нижних и верхних урунджикских слоев. Для нижних урунджикских слоев отмечено существенное господство дидакн крассоидной группы (*D. eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. colossea*, *D. pravoslavlevi*, *D. shirvanica*, *D. nalivkini*) и близких к ней форм (*D. rudis*, *D. carditoides*, *D. čelekenica*). Характерным видом является *Didacna eulachia*. Для верхних урунджикских слоев свойственно широкое развитие двух групп дидакн – крассоидной (*D. pravoslavlevi*, *D. nalivkini*, *D. delenda*, *D. bergi*, *D. karelini*) и промежуточной между ней и тригоноидной группой (*D. kovalevskii*, *D. pallasi*); встречаются дидакны тригоноидной и катиллоидной групп. Характерными видами являются *D. kovalevskii* и *D. pravoslavlevi*. Слои отвечают различным этапам в развитии урунджикской трансгрессии. Ассоциации моллюсков, установленные нами в раннеурунджикском и позднеурунджикском фаунистических подкомплексах, являются показателем разнообразия фаунистического состава нижнеурунджикских и верхнеурунджикских слоев по площади региона.

П.В. Федоровым (1946) *стратотипом* урунджикских отложений обозначен разрез Южный Урунджик Узбой-Прибалханского района Западной Туркмении. В нем пласт урунджикского ракушечника (слой 4) мощностью около 2 м с базальным горизонтом гальки содержит многочисленные *Didacna eulachia*, *D. aff. delenda*, *D. karelini*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*. Он плавно переходит в песчаные осадки (слой 3) с раковинами этих же видов, вверх по разрезу мельчающими и замещающимися пресноводными формами. Ниже со следами размыва лежат бакинские глины (слой 5) с раковинами *Didacna parvula*. Перекрываются урунджикские отложения толщей, возраст которой точно не определен (Федоров, 1946, 1957).

По нашему мнению (Свиточ, Янина, 2007), разрез Нефтяная балка (см. рис. 9) в Куринской депрессии наиболее полно отражает отложения урунджикского бассейна и его фауну, стратиграфические границы горизонта, и может быть предложен в качестве *парастратотипа* урунджикского горизонта. Он представлен здесь мощной (около 60 м) толщей чередования песчано-алевритовых осадков с песчаниками и ракушняками, в ее основании с многочисленными *Didacna eulachia*, *D. colossea*, *D. čelekenica*, редкими *D. carditoides*, *D. mingetschaurica*, постепенно сменяющимися сообществом из многочисленных *Didacna kovalevskii* с примесью дидакн, характерных для хазарских бассейнов Каспия. Отложения слабо дислоцированы (10-15°). Каких-либо перерывов в осадконакоплении не наблюдается. Ниже с угловым несогласием залегают отложения бакинского горизонта (предложенные нами в качестве его парастратотипа); а выше с размывом они перекрываются нижнехазарскими фаунистически охарактеризованными отложениями. Урунджикская малакофауна этого местонахождения наиболее полно отражает ее эволюцию, характер урунджикского бассейна и стадии его развития, охарактеризованные двумя урунджикскими фаунистическими подкомплексами. По этой причине автор монографии рассматривает местонахождение Нефтяная балка в качестве стратотипического для урунджикской фауны и ее подкомплекса в Северном Прикаспии, где нами не обнаружены достоверные урунджикские отложения (не известны они и в публикациях), по стратиграфическому положению и палеогеографической ситуации им, по нашему мнению, отвечают осадки *сингильской свиты* (название дано П.А. Православлевым (1918) по древнему названию р. Ахтубы – Сингиль). Это озерные, болотные, лиманные отложения с многочисленными растительными остатками, с пресноводными малакофауной и микрофауной, залегающие над бакинскими осадками. Впервые они были выделены П.А. Православлевым (1932) в долине Волги как сингильский ярус, а в дальнейшем описаны многими исследователями Поволжья. Однако единства мнений о статусе и стратиграфическом положении сингильских отложений и к настоящему времени нет. М.М. Жуков (1945) рассматривал их как пресноводную фацию верхов бакинского яруса. Г.И. Горецкий (1966) придерживался близкого мнения, считая их синхронными бакинским осадкам Нижней Волги. П.В. Федоров (1957) включил эти отложения как «сингильские слои» в нижнехазарский горизонт, а в дальнейшем (Федоров, 1978) стал называть их «палеосингилом». В.И. Громов, Л.И. Алексеева, Э.А. Вангенгейм (1965) выделили в них сингильский комплекс млекопитающих – промежуточный между тираспольским и хазарским. А.И. Москвитин (1961) и Г.И. Попов (1983) отнесли сингильские осадки к нижнему хазару. А.А. Свиточ (1967) рассматривал сингильские осадки в составе бакинского горизонта; в более поздних работах (Свиточ, Янина, 1997, 2007) считает их аналогом урунджикского горизонта. Такого же мнения придерживался В.М. Седайкин (1988). Автор монографии (Янина, 2005; Свиточ, Янина, 2007) придает этим отложениям статус свиты, входящей в урунджикский горизонт. В палеогеографическом отношении она отвечает образованиям Волги в условиях ее подпора морским бассейном с невысоким уровнем, следующим за бакинским и отделенным от него регрессией. Таким бассейном был урунджикский.

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав
Q	ивг	1	2	<i>D. protracta</i> , <i>Dr. rostriformis distincta</i> <i>M. caspia</i> , <i>Dr. polymorpha</i>
		2	9	
	хазарский	3	15	<i>Sphaerium</i> , <i>Unio</i>
		4	2	<i>Sphaerium</i>

Рис. 18. Местонахождение малакофауны Райгород.
Условные обозначения на рис. 6.

«хазарский ярус» Православлева был переименован в «верхнехазарский горизонт», а «сингильский, астраханский и косожский ярусы» этого исследователя объединены в «нижнехазарский горизонт». Названия эти укрепились и применяются до сих пор, хотя состав «нижнехазарского горизонта» и стратиграфический статус и положение включенных в него отложений всегда вызывали и вызывают дискуссию среди исследователей Каспия.

Автором монографии в качестве нижнехазарского горизонта выделяются отложения, связанные с раннехазарской трансгрессией Каспия и охарактеризованные раннехазарской фауной моллюсков. Они широко развиты на всех побережьях Каспия, далеко проникая вглубь суши по впадинам и древним депрессиям рельефа. В предгорьях Кавказа в обратной стратиграфической последовательности нижнехазарские отложения слагают аккумулятивный чехол высоких террас: в Азербайджане – 238–228, 203–198, 158–148, 130–120, 113–108 м (Федоров, 1957); 210–180, 176–150, 140–120, 115–90 м (Будагов, 1956); 238–228, 228–208, 203–198, 168, 158–148, 118–113, 108–103 м (Лилиенберг, 1961, 1962); 218–208, 178–168, 153–138, 108–103 м (Ширинов, 1961); 208, 158–148, 118–113 м (Векилов, 1969); в Дагестане – 160–170, 140–150, 120–130, 100–105 м (Рычагов, 1997; последние два уровня Г.И. Рычаговым относятся к позднему хазару). В целом для отложений характерны мелководные и прибрежно-мелководные фации песчаного, песчано-галечного состава. Мощность осадков изменяется от первых метров на кавказских террасах до многометровых толщ в Куринской, Терско-Кумской и Западно-Туркменской впадинах. Максимальная мощность отмечается в Куринской депрессии, где достигает 600 м (Векилов, 1969).

За стратотип (лектостратотип) сингильской свиты принимается разрез Райгород (рис. 18) на правом берегу Волги. К сожалению, в нем не достаточно ясным является положение сингильских осадков относительно древнекаспийских горизонтов – бакинского и нижнехазарского. Лимитотипом нами предложен разрез Нижнее Займище (рис. 19), расположенный ниже по течению Волги (Свиточ, Янина, 2007).

Нижнехазарский горизонт выделяется по широкому развитию в нем дидакн подзоны *trigonoides* – раннехазарской фауны. Впервые эти отложения были рассмотрены (Православлев, 1913) в составе хазарского яруса, расчлененного впоследствии (Православлев, 1932) на сингильский, астраханский, косожский и хазарский ярусы с приданием каждому из них самостоятельного стратиграфического положения. Морскими из них являются косожский и хазарский ярусы. Д.В. Голубятниковым (1914) все осадки между бакинскими и хвалынскими были включены в состав «среднего яруса древнекаспийских отложений». О.В. Дашевской (1940) в скважинах на Апшеронском полуострове были установлены морские отложения, промежуточные между бакинским и хазарским ярусами, и названы гюргянскими по расположенному здесь мысу Гюргяны. Эти отложения были сопоставлены с косожскими осадками Северного Прикаспия; к хазарскому ярусу были отнесены только осадки с *Didacna surachanica*. П.В. Федоров (1953) в состав «хазарского яруса» П.А. Православлева включил также все осадки, залегающие до кровли бакинского яруса, тем самым придав им стратиграфический объем «среднего яруса» схемы Д.В. Голубятникова. При этом

возраст	колонка	№ слоя	мощность (м)	фаунистический состав	распределение дидакн по разрезу																
					<i>D. parvula</i>	<i>D. catillus volgensis</i>	<i>D. pallasi</i>	<i>D. subpyramidata</i>	<i>D. paleotrigonoides</i>	<i>D. subcrassa</i>	<i>D. subcatillus</i>	<i>D. delenda</i>	<i>D. cristata</i>	<i>D. protracta</i>	<i>D. ebersini</i>						
Q	раннехвалынский	1	1,0																		
		2	0,8																		
		3	0,2																		
		4	0,5	<i>D. protracta, D. ebersini, Dr. rostriformis distincta</i>																	
		5	0,5																		
	ательский	6	2,5																		
		7	2,5																		
		8	4,0																		
	хазарский	9	2,0																		
		10	4-5	<i>Unio Dreissena</i>																	
		11	0,8																		
		12	9,0	<i>Viviparus sp., Sphaerium sp., Dreissensia, D. pallasi, D. subpyramidata, D. paleotrigonoides, D. delenda, D. subcrassa, D. subcatillus, D. cristata</i>																	
		13	3,5																		
	бакинский	14	2,0	<i>D. catillus volgensis, D. parvula, Dr. rostriformis</i>																	

Рис. 19. Местонахождение малакофауны Нижнее Займище.
Условные обозначения на рис. 6.

От залегающих ниже урунджикских (либо более древних) осадков нижнехазарские отложения отделены следами континентального перерыва или размыва.

Для нижнехазарского горизонта характерно широкое развитие тригоноидных дидакн (*D. subpyramidata, D. paleotrigonoides, D. gurganica, D. mishovdagica, D. trigonula, D. cristata, D. trigonoides chazarica*), более редки представители групп crassa (*D. pravoslavlevi, D. nalivkini, D. delenda, D. apscheronica, D. ovatocrassa, D. subcrassa, D. pontocaspia, D. pontocaspia tanaitica*) и catillus (*D. catillus dilatata, D. subcatillus, D. vulgaris, D. lindleyi, D. adacnoides*). В северо-западной области отмечено присутствие представителей эвксино-узулларской фауны Понта (*Cerastoderma, Monodacna subcolorata, D. cf. baericrassa, Dr. aff. tschudaae*). Характерными видами фауны являются *D. subpyramidata, D. paleotrigonoides* и *D. shuraosenica*.

На основании трех фаунистических комплексов, выделенных в составе раннехазарской фауны, нижнехазарский горизонт подразделяется на три подгоризонта: нижний нижнехазарский (комплекс *Didacna subpyramidata*), средний нижнехазарский (комплекс *Didacna paleotrigonoides*–*D. subpyramidata*–*D. shuraosenica*) и верхний нижнехазарский (комплекс *Didacna paleotrigonoides*–*D. nalivkini*). Нижний подгоризонт отличается самым широким распространением тригоноидных дидакн. Средний подгоризонт содержит в своих осадках представителей всех групп дидакн: хотя так же, как и в нижнем, наибольшим развитием здесь пользуются тригоноидные дидакны, в его составе появляются катиллоидные и близкие к ним формы, особенно многочисленные в северо-западной области и долине Волги; сравнительно широкое распространение получают и некоторые крассоидные и близкие к ним дидакны. Верхний подгоризонт отличается меньшим разнообразием видов, сравнительно широким развитием дидакн крассоидной группы и близких к ним форм, распространенных совместно с тригоноидными дидакнами. Между осадками трех нижнехазарских подгоризонтов на западном побережье и Нижней Волге наблюдаются перерывы в морском осадконакоплении, они также слагают покров разновысотных каспийских террас (Янина, 1981, 2005; Янина, Свиточ, 1990). В палеогеографическом отношении подгоризонты являются отложениями трансгрессивных стадий раннехазарской трансгрессии Каспия, разделявшихся регрессиями бассейна.

Ассоциации моллюсков, выделенные в составе комплексов, фиксируют особенности фаунистического состава подгоризонтов по площади Каспийского региона.

Стратотип нижнехазарских отложений не был установлен. Из работ П.А. Православлева (1908, 1926), М.М. Жукова (1945) и других исследователей следует, что стратотипическим районом для них является Нижняя Волга. В.К. Шкатовой (1973) разрез Копановка принят за стратотип «копановской свиты морских осадков». Здесь в основании разреза вскрывается алевроит с многочисленными раковинами *Didacna subpyramidata* и редкими *D. pallasii* (ранний раннехазарский комплекс) видимой мощностью около 4 м. Перекрыт он песками с многочисленными *Didacna paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. pallasii*, *D. pontocaspia*, *D. lindleyi*, *Monodacna caspia*, составляющими средний раннехазарский фаунистический комплекс.

В Нижнем Поволжье стратиграфически самым полным и интересным является разрез Сероглазовка (см. рис. 11), предложенный нами (Свиточ, Янина, 2007) в качестве лектостратотипа нижнехазарского горизонта. Нижнехазарские осадки представлены горизонтальным переслаиванием глин, суглинков, алевроитов и песков, в верхней части разреза часто деформированных в складки и котлы. В отложениях многочисленны раковины моллюсков раннехазарской фауны: *Didacna schuraosenica*, *D. cf. cristata*, *Dreissena rostriformis*, более редкие *D. catillus volgensis*, *D. subcrassa*, *D. pontocaspia*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. pallasii*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*. В нижней части слоя доминируют *Didacna schuraosenica*, выше, наряду с ними, многочисленны *Didacna cf. cristata*, *Dreissena rostriformis*. Установлены ископаемые остракоды раннехазарского возраста (Свиточ и др., 1995). Ниже залегает песок мелкозернистый тонкослоистый, с прослоями песка илистого, в основании плотного, с прослоями и линзами ракуши. В верхней части слоя отмечены *Didacna paleotrigonoides*, *D. schuraosenica* (преобладают), многочисленны *D. catillus volgensis*, *D. subcrassa*, *D. cf. cristata*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Micromelania caspia*, *Dreissena rostriformis*, довольно часто встречаются *Didacna ovato-crassa*, сравнительно редки *D. pallasii*, *D. ex gr. trigonoides*, *D. nalivkini*, *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasii*. В средней части многочисленны *Didacna catillus volgensis*, менее многочисленны *Didacna paleotrigonoides*, *D. subcatillus*, *Dreissena rostriformis*, единичны *Didacna subpyramidata*, *D. subcrassa*, *D. cf. zhukovi*, *Monodacna caspia*. Нижняя граница резкая, участками деформированная. Мощность 3–4 м. Ниже вскрывается алевроит плотный, илистый, с раковинами крупных унионид, а также *Viviparus* sp., *Sphaerium* sp., *Micromelania caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia*. Видимая мощность около 1 м. Нижнехазарские отложения разреза представлены полно, хорошо охарактеризованы фаунистически, имеют четкое стратиграфическое положение между сингильскими и верхнехазарскими образованиями.

Местонахождения Копановка и Сероглазовка мы предлагаем в качестве составного стратотипа для раннехазарской фауны и ее комплексов. Местонахождение Копановка рассматривается в качестве стратотипического для раннего раннехазарского фаунистического комплекса; местонахождение Сероглазовка – для среднего и позднего раннехазарских фаунистических комплексов.

Ассоциации моллюсков, выделенные нами в составе раннехазарской фауны, характеризуют ее разный состав в отложениях нижнехазарского горизонта по площади региона.

Стратиграфически выше нижнехазарского горизонта расположена *черноярская* (название дано по наиболее полному разрезу осадков – Черный Яр на правобережье Волги) аллювиальная свита, содержащая, помимо свойственной ей пресноводной малакофауны (господствуют *Viviparus duboisianus*), в боль-

шом количестве переотложенные раковины нижнехазарских (*Didacna pallasii*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*) и более древних моллюсков, кости млекопитающих хазарского фаунистического комплекса (Громов, 1935). Лектостратотипом свиты является разрез Черный Яр.

Верхнехазарский горизонт выделяется по широкому развитию в нем дидакн группы *crassa*, представляющих позднехазарскую фауну. Впервые как «хазарский ярус» он был выделен П.А. Православлевым (1908, 1913); входил в состав «среднего яруса» Д.В. Голубятникова (1914); на Кавказе был известен как «отложения с *Didacna surachanica*» (Богачев, 1932; Голубятников, 1937). Был назван «верхнехазарским горизонтом» П.В. Федоровым (1952, 1953), существенно расширившим стратиграфические границы «хазарского яруса» Православлева. Его отложения достоверно установлены на Апшеронском полуострове (терраса 45–60 м), предгорьях Дагестана (терраса около 80 м, а также основание хвалыньских террас), в северо-западной и северной областях, и на восточном побережье Каспия; не известны на побережьях Южно-Каспия. Представлены прибрежными мелководными осадками небольшой мощности.

В верхнехазарском горизонте широко распространены дидакны крассоидной группы (*Didacna nalivkini*, *D. delenda*, *D. ovalis*, *D. karabugasica*, *D. pravoslavlevi*, *D. subovalis*, *D. ovatocrassa*, *D. pontocaspi*, *D. schuraosenica*, *D. čelekenica*, *D. postcarditoides*, *D. incrassa*) и близких к ней форм (*D. surachanica*). Группа *catillus* представлена редкими раковинами *D. vulgaris*, *D. subcatillus*, *D. artemiana*. Тригоноидные и близкие к ним формы (*D. paleotrigonoides*, *D. mishovdagica*, *D. subpallasii*, *D. subpyramidata*) также редки. Руководящим видом является *Didacna surachanica*; характерным видом – *D. nalivkini*.

Позднехазарская фауна представлена двумя комплексами дидакн: ранним *D. nalivkini* и поздним *D. surachanica* – *D. nalivkini*, на основании чего выделены два верхнехазарских подгоризонта. Они отделены друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. В палеогеографическом отношении являются осадками двух стадий позднехазарской трансгрессии, разделенных регрессией моря.

В северо-западной области выделяется гирканская свита осадков («гирканский горизонт» Г.И. Попова), замещающая по площади отложения верхнего верхнехазарского подгоризонта. Это в основном лиманного типа осадки с многочисленными раковинами *Didacna subcatillus*, *D. cristata*, *D. pontocaspi tanaitica*, *D. aff. umbonata*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Dreissena polymorpha*, *Corbicula fluminalis* и другими пресноводными моллюсками. При этом почти всегда раковины слабо солонатоводных видов монодакн, адакн и дрейссен преобладают. Впервые гирканские отложения выделил Г.И. Горещкий (1953, 1955, 1957, 1966 и др.). П.В. Федоровым (1954) и Г.И. Поповым (1955, 1956, 1959, 1963) они были отнесены к нижнехвалынским. Позднее П.В. Федоров (1963, 1978; Васильев, Федоров, 1961) изменил свое мнение, отнес их к верхнехазарским с опресненной позднехазарской фауной. Г.И. Попов (1983) пришел к выводу о самостоятельности гирканских осадков и придал им статус горизонта. Л.А. Невесской в ее недавней работе (Nevevsckaja, 2007) фауна гирканских отложений включена в состав хвалынской. Мы высказали свое мнение о статусе гирканской малакофаунистической группировки (см. раздел 1.2). Отложения, ее содержащие, нами относятся к опресненной (лиманной) фации в составе верхнего верхнехазарского подгоризонта.

Стратотип верхнехазарского горизонта не был предложен. По нашему мнению (Свиточ, Янина, 2007), лектостратотипом может служить разрез Сероглазовка (см. рис. 11). Вскрывающиеся в нем верхнехазарские отложения имеют четкие стратиграфические границы: подстилаются (с размывом) нижнехазарскими и перекрываются ательскими образованиями. Представлены они здесь сложно построенной толщей из осадков разного генезиса, образовавшихся при трансгрессивно-регрессивном состоянии позднехазарского бассейна. В основании толщи залегают пески тонкозернистые, хорошо сортированные, с мелкой перекрещивающейся слоистостью, с многочисленными раковинами *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. cf. pontocaspi* и более редкими *D. schuraosenica*, *D. aff. pallasii*, *Dreissena caspia*, *Dr. rostriformis*. Выше пески неслоистые, слабо железненные, увенчанные пачкой супеси, затронутой процессами гидроморфного почвообразования. Они с размывом перекрыты песками диагонально-косослоистыми, с многочисленными *Didacna trigonoides chazarica*, *D. cf. pontocaspi*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, более редкими *D. surachanica*, *D. nalivkini*, *D. subcrassa*, *D. pallasii*, *Dr. caspia*, *Dr. polymorpha*, *Hypanis plicatus*, *Corbicula fluminalis*, единичными *D. schuraosenica*, *Unio* sp., *Theodoxus pallasii*, характеризующими второй этап осадкообразования – накопление после эрозионного вреза прибрежно-морских и дельтовых осадков. В отложениях врезана линза песка с прослоями супеси, с крупной диагонально-косой и линзовидной слоистостью, с базальными прослоями глинистых окатышей и карбонатных конкреций, с массой раковин *Unio* sp., *Corbicula fluminalis*, *Sphaerium* sp., *Dreissena polymorpha*, *Dr. čelekenica*, *Didacna pallasii*, *D. ex gr. trigonoides*, редких *D. surachanica*, *D. schuraosenica* – аллювиальные и дельтовые образования, заполнившие эрозионную бороздину. Местонахождение Сероглазовка может служить в качестве стратотипическо-

го для позднечазарской фауны.

Детально изученные (Федоров, 1957; Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997) разрезы верхнехазарских осадков вскрываются на дагестанском побережье Каспия в бортах долины р. Шура-Озень (см. рис. 12). Они являются прекрасными местонахождениями позднечазарской фауны моллюсков, содержащими два ее комплекса. В составе фауны многочисленные *Didacna nalivkini*, *D. surachanica*, *D. pallasii*, *D. delenda*, более редкие *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*. Местонахождения позднечазарской фауны в долине Шура-Озень нами предлагаются в качестве ее ареального лектостратотипа.

Ассоциации моллюсков, установленные в составе позднечазарской фауны, характеризуют разнообразие в ее распространении по площади верхнехазарского горизонта.

Стратиграфически выше верхнехазарского горизонта в северной области залегают отложения *ательской свиты*, представленной преимущественно континентальными образованиями разного генезиса (аллювием, склоновыми накоплениями, покровными суглинками и пр.). Ательская свита выделена П.А. Православлевым (1913), названа по древнему названию р. Волги – Атель. Представлена лессовидной толщей супесей и суглинков со следами автоморфных и гидроморфных почв, с включениями раковин наземных и пресноводных моллюсков, костными остатками млекопитающих верхнепалеолитического («мамонт-овая фауна») фаунистического комплекса. В ее основании Г.И. Горецким (1950) описаны *ахтубинские* отложения – перигляциальные песчаные осадки, отделенные местами от ательских слоев «четко выраженной погребенной почвой» (Горецкий, 1966, стр. 294). Выделение перигляциальных ахтубинских песков поддержал А.И. Москвитин (1962). Мощность свиты до 20 м. В ее основании наблюдаются многочисленные следы мерзлотных деформаций и клиньев, сравнительно глубоко проникающих в нижележащие породы и являющиеся прекрасным маркирующим горизонтом, отбивающим границу между верхнехазарскими и ательско-ахтубинскими отложениями. Кровля ательских супесей и суглинков несет следы субаэрального выветривания или почвообразования, иногда разбита трещинами.

Весьма полные разрезы отложений ательской свиты находятся на правом берегу Волги от Волгограда до Сероглазовки. В качестве лектостратотипа свиты нами предложен разрез Нижнее Займище (Свиточ, Янина, 2007) (см. рис. 19). На кавказском побережье аналогами свиты являются аллювиальные, пролювиальные и склоновые галечники, залегающие между верхнехазарскими и нижнехвалынскими осадками.

Хвалынский горизонт выделен по широкому распространению дидакн катилоидной и тригоноидной групп (подзона *catillus – trigonoides*). Выделен Н.И. Андрусовым (Православлев, 1913) в качестве хвалынского яруса. Назван по древнему имени Каспийского моря – Хвалынское. Расчленен на нижне- и верхнехвалынские отложения П.В. Федоровым (1946, 1952, 1953). Хвалынские отложения широко распространены в Каспийском регионе на абсолютных отметках от -20 до +50 м.. В отличие от осадков более древних трансгрессий, они на большей части территории своего развития залегают прямо с поверхности и слагают обширные пространства в Северном Прикаспии, Западно-Туркменской, Куринской и Терско-Кумской низменностях, образуют лестницу средневысотных и низких террас в предгорьях Кавказа, Мангышлаке и Бузачах. Хорошо сохранившиеся береговые линии хвалынского моря позволяют четко оконтуривать поля распространения разнофациальных (от сравнительно глубоководных до прибрежных и лиманных) хвалынских осадков: песков, суглинков, супесей, алевролитов, глин.

Хвалынскому горизонту свойственно господство дидакн тригоноидной группы (*D. praetrigonoides*, *D. ebersini*, *D. cristata*). Широко развита группа *catillus* (*D. subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. protracta*, *D. parallella*). Остальные группы представлены сравнительно редкими экземплярами: *D. zhukovi*, *D. umbonata*, *D. pallasii*, *D. delenda*. Многочисленны *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Ad. vitrea*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, солоноватоводные и слабо солоноватоводные каспийские гастроподы, а также пресноводные виды. Руководящими для хвалынского горизонта региона являются *Didacna ebersini* и *D. praetrigonoides praetrigonoides*. В качестве характерных видов для горизонта всего региона мы определяем *Didacna parallella* и *D. protracta*. Виды *D. cristata* и *D. zhukovi* – показательные для восточных районов региона.

Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынский и верхнехвалынский подгорizontы. Малакофаунистическим основанием для этого служат раннехвалынский и позднехвалынский комплексы моллюсков. В нижнехвалынском подгорizontе широко распространены *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. parallella*, *D. cristata*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Ad. vitrea*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, более редкие *D. praetrigonoides*, *D. zhukovi*, *D. umbonata*, *D. pallasii*, *D. delenda*. Характерными видами для него являются *Didacna parallella* и *D. protracta*. На восточном побережье видами-заместителями для них являются *Didacna cristata* и *D. zhukovi*. В верхнехвалынском подгорizontе широко распространенным и характерным для него видом является *Didacna praetrigonoides*; мно-

гочисленны монодакны, адакны, дрейссены. Виды дидакн, широко развитые в нижнехвалынском подгоризонте, здесь встречаются редко. Отмечаются единичные *D. trigonoides*, *D. pyramidata*, *D. crassa*.

Осадки нижнехвалынского подгоризонта залегают на абс. отметках от 0 до 50 м. Береговые линии, помимо максимальной, прослежены на отметках 34–36 (талгинская, по Рычагову, 1977), 28–30, 20–22 (буйнакская, по Федорову, 1956), 14–15 (туркменская, по Федорову, 1956), 4–6 м. В литологическом отношении они весьма разнообразны – от шоколадных глин Нижнего Поволжья до галечников кавказского и восточного побережий. Мощность отложений обычно незначительна – первые метры, максимальные мощности отмечены в Куринской и Западно-Туркменской депрессиях, где превышают сотню метров. Отложения верхнехвалынского подгоризонта развиты на всех каспийских побережьях в интервале высот от –20 до 0 м. Береговые линии прослежены на отметках 0 – 2 м (махачкалинская, по Рычагову, 1977), –5 – –6 (кумская, по Рычагову, 1977), –10 – –12 (сартасская, по Леонтьеву и Федорову, 1953). Осадки представлены песками, супесями, местами перевеянными, галечниками. Мощность верхнехвалынского подгоризонта не превышает нескольких метров. Осадки подгоризонтов отделены друг от друга слоем континентальных образований (енотаевские отложения) либо размывом. В палеогеографическом отношении они отражают стадии хвалынской трансгрессии, разделенные регрессией.

Литологическая разнородность нижнехвалынских отложений и геоморфологические данные послужили ряду исследователей Каспия (в основном Нижнего Поволжья) поводом для их более дробного расчленения. Так, П.А. Православлев (1913, 1932), М.М. Жуков (1945) обращали внимание на неоднородное строение хвалынской толщи и различную геоморфологическую ситуацию их залегания, но стратиграфических подразделений не выделили. М.П. Брицына (1954) выделила ниже-, средне- и верхнехвалынский горизонты в составе нижнехвалынского яруса. Ю.М. Васильев (1961) определил осадки террасы 20–22 м (в основном шоколадные глины) как среднехвалынские, отмечая континентальный перерыв (эльтонские слои) между последними и подстилающими их отложениями максимальной стадии хвалыни (нижнехвалынскими, по Васильеву). Против такого расчленения категорически возражает П.В. Федоров (1978), по мнению которого терраса 20–22 м отмечает фазу стабилизации уровня после сброса вод максимальной стадии по Манычу. Г.И. Горецким (1966) в составе хвалынского горизонта выделены три подгоризонта: супесчано-песчаный нижний, шоколадно-глинистый средний и верхнехвалынский. Г.И. Рычаговым (1970, 1977 и др.), на основании геоморфологического анализа долин малых рек Дагестана, в нижнехвалынских слоях выделены осадки максимальной (47–48 м), талгинской (34–36 м), буйнакской (20–22 м), туркменской (14–16 м) стадий, разделенные перерывами (регрессиями). В верхнехвалынских слоях им выделены отложения махачкалинской (0 – –2 м), кумской (–5 – –6 м) и сартасской (–12 м) стадий, разделенные перерывами (регрессиями).

Наши материалы свидетельствуют о том, что на данном этапе исследований подразделение хвалынского горизонта на три или более подгоризонтов на основе малакофаунистических данных не обосновано (см. раздел 1.2). Разновозрастные слои, отражающие колебательный характер уровня раннехвалынского бассейна и выраженные в осадках разновысотных террас, а также в строении керна скважины 1, содержат близкие малакофаунистические сообщества. В нижнехвалынских осадках Нижней Волги (Менабде, Свиточ, Янина, 1991, 1992) среди фаунистических группировок, заключенных в песчаных прослоях внутри толщи шоколадных глин, отмечается закономерность: обычно прослои в основании толщи содержат тригоноидные дидакны с обилием слабо солоноватоводных видов (мелководный опресненный ценоз); прослои же, находящиеся в средней части толщи глин, обогащены представителями относительно глубоководного и солонолюбивого ценоза (*Didacna protracta protracta*, *D. protracta media*, *Dreissena rostriformis distincta*). В верхних песчаных прослоях вновь наблюдается появление мелководных, выносящих значительное опреснение, малакофаунистических сообществ. Сообщества отражают определенную закономерность в развитии раннехвалынских бассейнов (начальную стадию, максимальное распространение и начало регрессии), а содержащие их осадки можно выделить как пачки внутри слоев.

Ассоциации раннехвалынских и позднехвалынских моллюсков показывают разнообразие малакофаунистического состава по площади нижнехвалынского и верхнехвалынского подгоризонтов.

Стратотипические разрезы осадков хвалынского горизонта расположены в Нижнем Поволжье. В качестве их лектотипа предложен разрез по правому берегу Волги у с. Енотаевка (Свиточ, 1991). В нем вскрываются фаунистически охарактеризованные ниже- и верхнехвалынские образования, разделенные следами континентального перерыва.

Наличие на правобережье Нижней Волги серии прекрасных обнажений хвалынских осадков позволило нам (Свиточ, Янина, 2007) в качестве ареального стратотипа горизонта предложить ряд близкорасположенных хорошо коррелируемых разрезов: Цаган-Аман – Копановка – Енотаевка, хорошо известных

исследователям (Жуков, 1945; Броцкий, Карандеева, 1953; Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1973; Седайкин, 1988; Свиточ, Янина, 1997 и др.). В Копановке (см. рис. 10) вскрываются верхнехвалынские отложения, представленные «бугровой толщей». Под ними залегают нижнехвалынские шоколадные глины мощностью до 8 м с прослоями алеврита и песка, в которых содержатся раковины *Dreissena polymorpha*, *Didacna ebersini* (верхний прослой); *D. protracta*, *D. delenda*, *Dr. rostriformis distincta* (песчаный прослой в средней части глин). Подстилаются глины песком, прослоями обогащенным раковинами хвалынских моллюсков. В верхнем прослое доминируют *Didacna parallella borealis*, *Monodacna caspia*, много *Dreissena rostriformis distincta*, меньше – *D. ebersini*, *D. protracta*, *Adacna vitrea*, *Dr. polymorpha*. В средней части преобладают *M. caspia*, *D. ebersini*, *Ad. vitrea*, *Dr. polymorpha*. В нижнем прослое доминируют *Dr. polymorpha*. Мощность 0,3 м. Ниже залегает песок хорошо сортированный, с мелкими марганцовистыми включениями, с большим количеством лепешковидных стяжений. Нижняя граница резкая, иногда глубокими трещинами проникает в нижний слой. Мощность 1,2–3,5 м.

Расположенный выше по течению разрез Цаган-Аман (см. рис. 14) интересен наибольшей послонной фаунистической охарактеризованностью хвалынских отложений, представленных здесь горизонтальным переслаиванием песка, песка глинистого и глины шоколадной общей мощностью 2 м. Раковины залегают пятью слоями (сверху вниз): 1) *Didacna protracta media*, *D. parallella borealis*, *D. ebersini*, 2) *D. protracta protracta*, *Dreissena rostriformis distincta*, 3) *D. parallella borealis*, *D. ebersini*, *D. protracta*, *Monodacna caspia*, 4) *D. ebersini*, *M. caspia*, *Dr. polymorpha*; 5) *Dr. polymorpha*. Разрез Енотаевка (см. рис. 15) едва ли не единственный разрез на правом берегу Волги, в котором толща хвалынских осадков разделена следами континентального перерыва, названными (Броцкий, Карандеева, 1953) енотаевскими слоями. Верхнехвалынские образования здесь представлены двумя слоями песков с раковинами моллюсков. Нижнехвалынские отложения разреза состоят из глин шоколадных, с тонкими прослоями алевритов, подстилаемых песками с раковинами *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena rostriformis distincta*. Местонахождение Цаган-Аман – Копановка – Енотаевка мы предлагаем рассматривать как ареальный стратотип хвалынской малакофауны. Хвалынская малакофауна здесь охарактеризована наиболее полно, с выраженным послонным залеганием ее представителей по разрезу горизонта.

На западном побережье строение хвалынского горизонта вскрыто в парастратотипе Бакай-Кичклик на дагестанском побережье (Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 2007) (см. рис. 13). Нижнехвалынский подгоризонт представлен песком (мощность 4,0–4,5 м) мелкозернистым, более грубым к основанию, горизонтально-волнисто-слоистым, реже – косослоистым, с редкими галькой и гравием, раковинами *Didacna parallella*, *Dreissena polymorpha*. На нем с размывом залегают отложения верхнехвалынского подгоризонта: песок (мощность 0,6–0,8 м) разнотельный, со слоистостью прибрежно-морского типа, в подошве с мелкой галькой и гравием, многочисленными раковинами *D. praetrigonoides*, *D. parallella*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*. Подстилаются хвалынские отложения верхнехазарским конгломератом с линзами детритусового песчаника. Это (и расположенные с ним по соседству) местонахождение хвалынской малакофауны является единственным из описанных на западном побережье, в котором встречены вместе два комплекса хвалынской малакофауны. Их видовой состав типичен для западного побережья Каспия. Местонахождение Бакай-Кичклик мы предлагаем в качестве парастратотипического для хвалынской малакофауны и ее комплексов.

Отложения енотаевской регрессии установлены нами в керне скважины 1 в Северном Каспии (см. рис. 16). Они представлены песком с множеством обломков, реже целыми раковинами моллюсков, среди которых *Dreissena rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *M. turricula*, *M. lincta*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus*.

Новокаспийский горизонт выделен в составе каспийского голоцена по распространению в его отложениях тригоноидных и крассоидных дидакн (подзона *stassa-trigonoides*) и раковин морского вида *Cerastoderma glaucum*. Впервые новокаспийские отложения как нерасчлененные осадки древнего Каспия были отмечены на его побережьях во время академических экспедиций П. Палласа и С. Гмелина в конце ХУШ в. Н.И. Андрусов отнес их к отложениям каспийского яруса; П.А. Православлев выделил как саринские в составе арало-каспийского яруса; С.А. Ковалевский – как сарайские; М.М. Жуков – как послехвалынские; А.Г. Доскач и И.П. Герасимов – как редутские; В.В. Богачев предложил название новые каспийские; после работ П.В. Федорова за отложениями утвердился термин новокаспийские.

Новокаспийские отложения повсеместно развиты на побережьях Каспия. В Северном Прикаспии это мелководные фации илистых песков с многочисленной ракушей пресноводных и солоноватоводных видов моллюсков, с прослоями растительных остатков. В понижениях между бэровскими буграми отложения тонкие, глинистые, лимано-лагунного типа. На западном побережье осадки более грубые. На абра-

зионных участках восточного побережья отложения имеют преимущественно галечный и органогенно-песчано-галечный состав, в понижениях рельефа они более тонкие, песчано-илистые. Для новокаспийской фауны характерны дидакны групп *crassa* (*Didacna crassa*, *D. baeri*) и *trigonoides* (*D. trigonoides*, *D. praetrigonoides*, *D. pyramidata*). Катиллоидные дидакны (*D. protracta*, *D. parallella*) и промежуточные формы (*D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*) развиты менее широко. Характерными являются *Didacna crassa*, *D. baeri*, *D. trigonoides*, имеющие массовое распространение по площади региона. Руководящим видом является *Cerastoderma glaucum*.

На основании фаунистических подкомплексов, установленных в составе новокаспийской фауны, новокаспийский горизонт подразделяется на слои: нижние, средние и верхние (современные) новокаспийские. Таксономический состав дидакн в слоях близок, в целом характерный для новокаспийской малакофауны. Нижние новокаспийские слои отличаются отсутствием в них раковин *Cerastoderma glaucum*; а верхние (современные) слои – присутствием, помимо церастодермы, черноморских вселенцев *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

В.И. Артамоновым (1976), а также нами в скважине 1, получена палеонтологическая характеристика *мангышлакских* регрессивных отложений. Отличает ее от новокаспийской фауны лишь отсутствие *Cerastoderma glaucum*. Поскольку сведения о малакофаунистической характеристике мангышлакских осадков слишком малочисленны, мы считаем преждевременным определение их биостратиграфического ранга в схеме каспийского неоплейстоцена и голоцена. Помимо мангышлакской, на шельфе установлены береговые линии на глубинах 3,5–4 (самурская), 4–6 (дербентская); 10–14 (махачкалинская); 15–17 м (жигандинская) (Леонтьев, Федоров, 1953; Леонтьев, 1959; Леонтьев и др., 1974; Артамонов, 1976), фиксирующие регрессивные фазы в развитии новокаспийского бассейна.

Более дробные стратиграфические единицы – пачки – выделены нами в составе средних новокаспийских слоев сводного разреза Турали (Дагестан) (Свиточ, Янина, 2002, 2003; Янина и др., 2005). Они охарактеризованы фаунистическими группировками, фиксирующими колебательный характер новокаспийской трансгрессии, отраженный в основном сменой фациальной обстановки во времени. Разрез Турали предложен Г.И. Рычаговым (1975, 1977) в качестве стратотипического разреза (лектостратотипа) новокаспийских отложений Каспийского региона. Местонахождение новокаспийских моллюсков Турали мы предлагаем в качестве стратотипического для новокаспийской фауны и ее подкомплексов.

Все установленные местонахождения – *стратотипы плейстоценовых фаун, фаунистических комплексов и подкомплексов* – находятся в хорошо стратифицированных разрезах, доступных для изучения, достаточно полно исследованных. Они содержат, помимо малакофауны, другие ископаемые остатки (остракоды, фораминиферы, пыльцу, карпологический материал и др.), данные по которым, а также по палеомагнетизму, абсолютной хронологии, литологии и геоморфологии, учитывались при их выделении.

2. БИОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТА

Стратификация черноморских отложений, как и каспийских, выполнена на биостратиграфической основе. Но если в основу биостратиграфии каспийского плейстоцена и голоцена положены эволюционные изменения и закономерности экологической смены сообществ моллюсков одного рода – *Didacna*, то для черноморского плейстоцена эта основа иная. Древний Понт, как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземным морем, испытывал неоднократные вторжения фауны из смежных водоемов. Это, наряду с эволюцией черноморских эндемиков, явилось причиной весьма пестрого состава ископаемой малакофауны как по разрезу, так и площади морских отложений. При расчленении черноморского плейстоцена и голоцена используется характер соотношения элементов средиземноморской, солоноватоводной и пресноводной малакофаун. Важнейшим для стратификации является анализ средиземноморских и солоноватоводных элементов. При этом анализе среди морских форм учитывается соотношение стеногалинных и эвригалинных видов; среди солоноватоводных – трех групп: плиоценовых реликтов, черноморских видов и каспийских вселенцев. В настоящем разделе представлен временной и пространственный анализ малакофауны Черноморского региона.

2.1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА И МАЛАКОФАУНА АЗОВСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

Природным условиям Азово-Черноморского региона посвящено большое количество публикаций (Геология..., 1974, 1981; Говберг, 1965, 1978; Залогин, Косарев, 1999; Зевина и др., 1976; Зенкевич, 1977; Зенкович, 1958; Осадконакопление..., 1978; Суховой, 1986; Экосистемный мониторинг..., 2005 и др.), поэтому имеет смысл ограничиться кратким изложением (на их основе) отдельных природных характеристик в контексте общего представления о географии региона и условиях обитания малакофауны в Азовском и Черном морях, необходимых для палеогеографических реконструкций.

Черноморский регион (рис. 20) занимает положение между северной (горно-складчатые сооружения Карпат, Крыма, Большого Кавказа) и южной (Восточный Балкан, Западный и Восточный Понт, Малый Кавказ) ветвями центральной области альпийского средиземноморского пояса. За исключением Карпат, значительные по размерам фрагменты тектонических структур всех других сооружений участвуют в строении бортов Черноморской впадины. В пределах впадины Черного моря выделяется несколько региональных тектонических зон. Северо-западный шельф развит на гетерогенном основании, в котором участвуют платформенные структуры Русской плиты, элементы Скифской платформы и на юго-востоке – погруженные под уровень моря складки западной периклинали Крымского мегантиклинория. Крымский участок северного шельфа вместе с примыкающими к нему континентальным склоном и глубоководной котловиной сформировался на структурных элементах южного крыла Крымского мегантиклинория. Северо-восточный участок шельфа развит на погребенных складках южного склона Большого Кавказа. На восточном участке шельф переходит на морское продолжение Рионской впадины, под которой лежит Грузинская глыба. На западном шельфе со Скифской платформой граничит эпибайкальская Мизийская плита. Южнее располагается область альпийских складчатых зон (История геологического..., 1988). Глубоководная область Черноморской впадины подразделяется на глубоководную котловину с субокеанической корой и обрамляющую ее переходную зону с субконтинентальным типом земной коры. Структурные зоны имеют субширотное и широтное простирание.

Азовское море имеет площадь около 39,1 тыс. км², его наибольшая глубина 13 м, средняя глубина около 7,4 м. Оно имеет сравнительно простые очертания, относительно однообразные берега и довольно несложный рельеф дна. Берега преимущественно абразионные, распространены и аккумулятивные береговые формы. Отмелое побережье переходит в ровное и плоское дно. Глубины медленно и плавно увеличиваются по мере удаления от берегов. Подводные продолжения кос образуют песчаные мели. Самые большие глубины находятся в центральной части моря. Море глубоко врезано в сушу в умеренных широтах, поэтому его климату свойственны континентальные черты. Для северной части моря характерны холодная зима, сухое и жаркое лето; в южных районах моря эти сезоны более мягкие и влажные. В осенне-зимнее время преобладают северо-восточные и восточные ветры со средней скоростью 4–7 м/с; бывают штормовые ветры. Среднемесячная январская температура воздуха -2 – -5°. В весенне-летнее время ветры

имеют незначительные скорости (3–5 м/с). Часто наблюдаются полные штили. В июле среднемесячная температура воздуха по всему морю равна 23–25°.

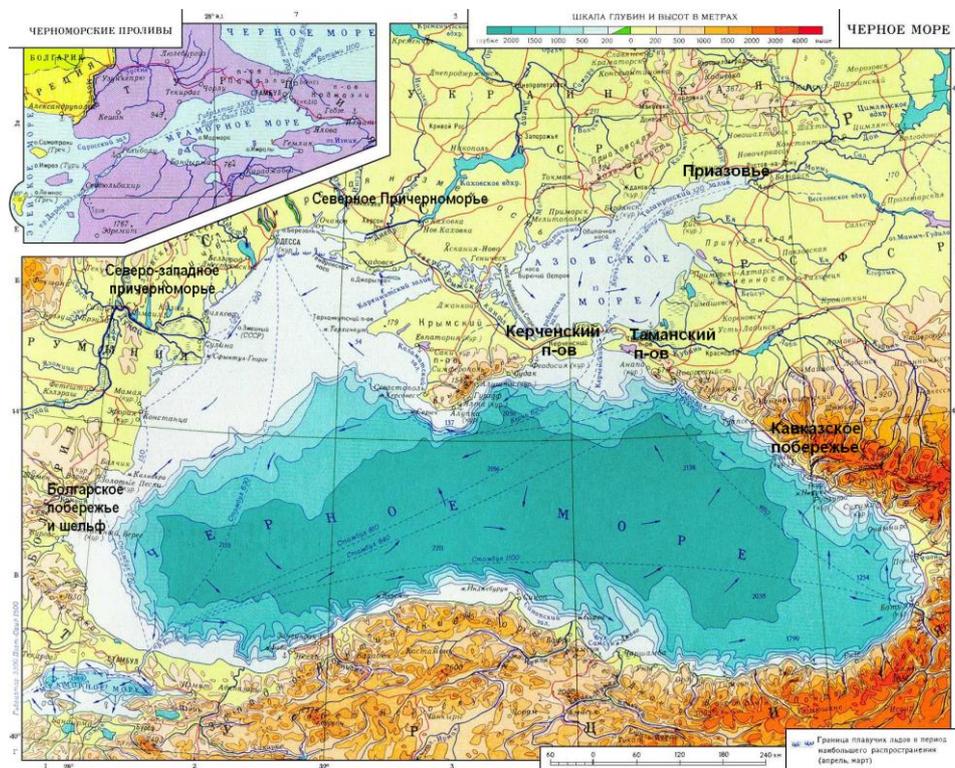


Рис. 20. Природные области Черноморского региона

В Азовское море впадают две крупные реки – Дон и Кубань, их суммарный сток равен от 37 до 60 км³. Наибольшее количество (свыше 60%) воды приносит Дон в Таганрогский залив. Кубань, дающая морю примерно 30% речной воды, впадает в юго-восточный угол. Следовательно, практически вся речная вода вливается в восточную половину моря, тогда как на остальных пространствах материковый сток отсутствует.

Подавляющая часть обмена водами Азовского моря происходит через Керченский пролив с Черным морем. По среднемноголетним данным, из Азовского моря ежегодно вытекает 49,2 км³ воды, а в него поступает 33,8 км³ черноморской воды в год. Результирующий сток воды из Азовского моря в Черное в среднем многолетнем значении равен 15,5 км³/год. При уменьшении речного стока уменьшается сток азовской воды и увеличивается приток воды из Черного моря в Азовское. Водообмен между Азовским морем и Сивашом через пролив Тонкий в среднем за год характеризуется стоком азовских вод в Сиваш, равным около 1,5 км³, и притоком вод из этого залива в море, достигающим примерно 0,3 км³. В целом приходная и расходная части водного баланса моря равны между собой. Наибольшую долю приходной части образуют материковый сток (43%) и приток воды из Черного моря (40%). В расходной части преобладают сток азовской воды в Черное море (58%) и испарение с поверхности (40%).

Многолетняя среднегодовая температура воды на поверхности моря равна 11°, а ее межгодовые колебания около 1°. Зимой она имеет нулевые или близкие к ним отрицательные значения почти во всем море (за исключением южной части и у Керченского пролива). Летом почти по всему морю устанавливается довольно однородная поверхностная температура, равная 24–25°. Ее максимальные величины (32,0–32,5°) наблюдаются у самых берегов. Поздней осенью и зимой она повышается с глубиной. Различие величин поверхностной и придонной температуры обычно не превышает 1°, но в холодные зимы иногда может достигать 5–7°. Весной и летом температура воды понижается от поверхности ко дну примерно на 1°.

Средняя многолетняя соленость Азовского моря за 1923–1951 гг. была равна 10,9‰, к 1976 г. достигла величины 13,8‰. Столь значительный рост солености в течение сравнительно небольшого отрезка времени вызван антропогенным сокращением речного стока, совпавшим с климатообусловленной депрес-

сией увлажненности всего водосборного бассейна, и усилением притока черноморских вод. Осолонение моря в большой степени влияет на его гидрологические, гидрохимические и биологические процессы, в частности, на пространственную изменчивость ее величин. Зимой в связи с малым речным стоком и льдообразованием она несколько повышена. Весной и в первой половине лета увеличение притока речных вод немного уменьшает соленость. Однако сезонные колебания солености редко достигают 1,0‰. В последние годы при общем сокращении речного стока увеличилось поступление черноморских вод, которые занимают значительные пространства в придонных слоях Азовского моря, а влияние этих вод прослеживается даже в мористой части Таганрогского залива.

В настоящее время в связи с общим осолонением моря увеличилась плотность его вод. Двухслойная структура стала довольно отчетливо проявляться в Таганрогском заливе. Для современного Азовского моря характерно расслоение вод по плотности. Стали отмечаться застойные явления у дна часто и на значительных пространствах Азовского моря. В прикерченском и присивашском районах происходит смешение поступающих черноморских и азовских вод. В Таганрогском заливе встречаются два типа вод: хлоридно-натриевая морская и гидрокарбонатно-кальциевая речная. Границей между «солонатовыми» морскими водами и «пресными» речными служит изогалина 2,0‰, так как в этой области резко изменяется состав основных солеобразующих ионов.

Горизонтальное движение воды во всей толще мелкого Азовского моря обусловлено главным образом ветром. Он вызывает дрейфовые течения и создает повышение уровня у берегов, в результате чего возникают компенсационные потоки. В предустьевых районах Дона и Кубани прослеживаются стоковые течения. Результирующий перенос вод, слагающийся из разнонаправленных перемещений, в общем образует круговорот, направленный против часовой стрелки.

Межгодовые изменения среднего уровня моря исчисляются сантиметрами и связаны с колебаниями водности этого моря. Последнее, в свою очередь, определяется водным балансом моря, из составляющих которого наиболее значительным до последних 10–15 лет был речной сток, а в настоящее время стал водообмен через Керченский пролив. В Азовском море хорошо выражены непериодические сгонно-нагонные колебания уровня, которые наиболее часто происходят осенью и зимой. Они наиболее значительны в Таганроге. В западной части моря отмечаются колебания уровня 3,0–3,5 м, на северо-востоке – 2,0–2,5 м, в Керченском проливе – порядка 1,0 м. Хорошо выражены сейши с суточным периодом.

На Азовском море ежегодно образуются льды. Замерзание обычно начинается с Таганрогского залива (конец ноября). В ледовый сезон в море распространены преимущественно дрейфующие льды. По среднемноголетним данным льды занимают 29% общей площади моря. Очищение моря от льда происходит в марте – апреле.

Черное море имеет площадь около 39,1 тыс. км², его средняя глубина 1315 м, наибольшая – 2210 м. На юго-западе через проливы Босфор и Дарданеллы оно связано с Мраморным морем и далее – со Средиземным морями Атлантического океана. Керченский пролив соединяет Черное и Азовское моря. Побережье Черного моря довольно разнообразно и представлено различными геоморфологическими типами берегов. Преимущественным распространением пользуются абразионные берега; значительно реже встречаются аккумулятивные. Главная морфологическая особенность черноморского бассейна – сочетание обширной и довольно глубокой впадины с преимущественно крутыми склонами и значительного по площади мелководья в северо-западной части, представляющего собой обширный шельф Черного моря. Сравнительно широкая полоса малых глубин простирается у западного побережья и в Керченско-Таманском районе. На подавляющей части моря большие глубины находятся вблизи берегов, местами подступая к ним почти вплотную.

Основные черты климата моря формируются под влиянием макроциркуляционных процессов, протекающих в средиземноморском климатическом регионе. Местные особенности (орография и др.) создают климатические отличия разных областей региона. На большей части региона климат сходен со средиземноморским. Его юго-восточная часть, защищенная горами, характеризуется климатом влажных субтропиков. Температура воздуха зимой понижается от открытого моря к берегам до –2° на северо-западе, 0 – на северо-востоке и до 4–5° на юго-востоке. Минимальная температура над открытым морем редко бывает ниже 0, но в северо-западной части достигает –4 – –5°. Летом над всем морем преобладают северо-западные ветры со средней скоростью 3–5 м/с. Средняя температура воздуха в августе от 22° на западе до 25° на востоке.

Многочисленные реки приносят в море около 346 км³ пресной воды за год. Наибольший сток дает Дунай (201 км³). Всего реки северо-западной части сбрасывают в море около 270 км³ воды в год; крымского побережья – около 4 км³ в год; кавказского побережья – 43 км³; турецкого побережья – около 25 км³,

болгаро-румынских берегов – около 3 км³ в год. Почти 80% речного стока поступает в северо-западную часть моря.

Средняя температура воды 8,9°. Зимой наиболее значительные изменения температуры происходят в мелководном северо-западном районе: в феврале она изменяется здесь от -0,5–1,0° у берегов до +7° в открытой части. В области больших глубин температура воды на поверхности в это время года равна 7–8°, а в юго-восточном углу 8,5°. Летом происходит повышение температуры поверхностного слоя воды по всей площади до 25–26°. Распределение температуры по вертикали для большей части года характеризуется ее наибольшими величинами на поверхности, некоторым понижением до горизонтов 60–75 м, откуда она очень медленно повышается с глубиной, и у дна на глубинах 2000 м достигает 9,2°, что объясняется геотермическим притоком тепла от дна. На горизонтах 75–100 м вода в течение всего года обычно имеет температуру 7–8° в открытых районах моря. Льдообразование бывает лишь в отдельные годы в северо-западной прибрежной части.

Средняя соленость вод Черного моря 21,90%. Относительное постоянство солевого бюджета объясняется сбалансированными величинами поступления солей с нижнебосфорским течением и речным стоком и их выноса верхнебосфорским потоком. Распределение солености на поверхности моря характеризуется ее незначительным увеличением с северо-запада к юго-востоку. Пониженная до 5–10‰ соленость наблюдается в узкой прибрежной полосе, вблизи устьев крупных рек. Небольшое опреснение у Керченского пролива и у восточного берега Крыма вызвано проникновением сюда менее соленых вод Азовского моря. Зимой соленость несколько повышена в связи с уменьшением притока речных вод в море. Летом значительный речной сток и поступление азовской воды поддерживают распреснение, а морские течения распространяют его к востоку и юго-западному берегу Крыма. Важная особенность распределения солености по вертикали – существование галоклина между горизонтами 100–150 м, в котором она увеличивается от 18,5 до 21,0‰. Значительные различия величин солености на разных горизонтах объясняются распресняющим влиянием речного стока, поступлением в глубинные слои моря соленых (34–35‰) мраморно-морских вод и особенностями общей циркуляции вод Черного моря.

Обобщенная схема течений в поверхностном слое воды приведена на рис. 20. Скорости течений от 10 см/с в центральных частях циклонических круговоротов до 25 см/с в периферийных областях. Уровень моря претерпевает сезонные колебания. Разность между летним и зимним положениями уровня равна 30–40 см. Наблюдаются сгоны и нагоны. Наибольшие по величине сгонно-нагонные колебания уровня (более 30 см) наблюдаются в октябре – феврале в западном и северо-западном районах моря. Наблюдаются сейши с периодами от нескольких минут до 1–2 ч и с амплитудами до 40–50 см.

Гидрохимические условия моря отличаются отсутствием кислорода от горизонтов примерно 170–180 м и до дна и наличием сероводорода в этой зоне. Наиболее насыщен кислородом верхний 50-метровый слой воды. Граница между кислородным и сероводородным слоями размыта и прослеживается в виде переходной зоны, где оба газа присутствуют одновременно. Наиболее распространенная версия образования сероводорода – разложение пресноводных животных, погибших при проникновении соленых средиземноморских вод во время образования Босфора и Дарданелл (Эгейская катастрофа). Другая версия (Беляев, 1974; Айзатулин, Скопинцев, 1974) – сероводородное заражение обусловлено равновесным круговоротом соединений серы. Море богато биогенными веществами.

В Черном море (без лиманов) обитают 43 вида двустворчатых моллюсков. В неоплейстоценовых отложениях из этого списка не найдены только два вида: *Maetra corallina*, *Teredo navalis*, *Rapana bezoar*, *Mya arenaria*. Последние два вида появились совсем недавно. По сравнению со Средиземным морем, где отмечено 132 вида двустворчатых моллюсков, в Черном море состав моллюсков обеднен. В нем также наблюдается малорослость представителей большинства средиземноморских видов, но три самых эвригаллиных вида – *Abra ovata*, *Cerastoderma glaucum*, *Corbula mediterranea*, наоборот, достигают больших размеров, чем в бассейнах с нормальной океанической соленостью (Невеская, 1965). В отличие от Средиземного моря, Черное и Азовское моря характеризуют высокие биомассы моллюсков.

Материалы по распространению моллюсков в Черном море даны в работах Л.А. Зенкевича (1977), А.Ф. Карпевич (1955), В. Къневой-Абаджиевой (1960), Ф.Д. Мордухай-Болтовского (1960), Л.А. Невеской (1965), Л.Б. Ильиной (1966), Е.В. Бабак (1980) и многих других исследователей. Л.А. Невеской (1965) проанализировано влияние того или иного фактора на расселение моллюсков в Черноморском бассейне. Самыми соленолобивыми из ныне живущих моллюсков являются *Anadara diluvii*, *Corbula gibba*, *Nucula nucleus*. Максимум распространения только в открытой части моря (17–18‰) имеют *Arcopsis lactea*, *Modiolus phaseolinus*, *Cardium paucicostatum*, *C. papillosum simile*, *Petricola lithophaga*, *Tellina fabula*, *T. donacina*, *Abra alba*, *Donax venustus*, *Gastrogæna dubia*, *Pholas dactylus*, *Divaricella divaricata*, *Spisula*

subtruncata, *Pitar rudis*, *Gafrarium minimum*; в южной части Керченского пролива, в Каркинитском заливе наряду с открытой частью моря обитают *Chlamys glabra pontica*, *Ostrea edulis*, *Paphia rugata*, *Modiolus adriaticus*, *Mysella bidentata*, *Donax trunculus juliane*, *Thracia papyracea*, *Lasaea nitida*; в Азовском море эти виды не встречаются. Максимальное развитие в открытой части моря, в Керченском проливе, на северо-западе Черного моря имеют *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Tellina tenuis*, *Donacilla cornea*, *Solen vagina*, *Cardium exiguum*, *Abra milashevichi*; эти же виды очень редко встречаются в Азовском море.

Моллюски *Loripes lacteus* широко распространены в заливах Черного моря с зарослями водной растительности, редко встречаются и в Азовском море. На мелководьях Черного моря, в его северо-западной части, в Керченском проливе, а также в Азовском море, широко распространены *Corbula mediterranea maeotica*, *Pholas candidus*, *Mytilaster lineatus*, *Cerastoderma glaucum*, последние два вида обычны и в лиманах Черного моря. В Азовском море, в северной части Керченского пролива, в лиманах Черного моря максимально развиты *Abra ovata*. Теплолюбивые виды в Азово-Черноморском бассейне отсутствуют. Большинство видов относится к кельтийской группе, только *Chlamys glabra*, *Mytilaster lineatus*, *Donacilla cornea*, *Corbula mediterranea*, *Cardium papillosum*, *Pitar rudis*, *Irus irus* относятся к средиземноморско-лузитанским и средиземноморско-канарским видам.

Для целей палеогеографических реконструкций особый интерес представляет состав и распространение каспийской фауны в Азово-Черноморском бассейне. Каспийская малакофауна представлена видами: *Dreissena rostriformis*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Monodacna colorata*, *M. caspia pontica*, *Theodoxus pallasi*, *Micromelania lincta*, *Caspia gmelini*, *Clessiniola variabilis*, *C. triton* (Мордухай-Болтовской, 1960, 1970). Особенностью ее распространения является разорванность ареалов: каспийские виды обитают в нескольких сильно опресненных участках бассейна, разделенных областями открытого моря. Выделяются пять главных эстуариев крупных рек – Дуная, Днестра, Днепра с Бугом, Дона и Кубани. Особые области представляют Азовское и Черное моря за пределами эстуариев. В каждом из этих районов населяющая его каспийская фауна обладает некоторыми особенностями, что объясняется экологическими причинами.

В Дунайской эстуарной системе преобладают *Monodacna*, сравнительно многочисленны *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Micromelania lincta*. В рукавах дельты каспийские моллюски подавлены взвесьями. В заливах и кутах морского края фауна смешанная. В крупном Днестровском лимане каспийская фауна богата, очевидно, из-за обширности олигогалинных пространств и сравнительно небольших колебаний солености. Основной донный биоценоз – монодакновый. В Кучурганском лимане наряду с монодакной в массе развиты дрейссена и микромелания. В примеси находятся *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Caspia gmelini*, *Clessiniola variabilis*. В крупном Днепровско-Бугском лимане, открывающемся в Черное море, вследствие особых гидрологических условий (резкая солевая стратификация в углубленных частях образует дефицит кислорода) площадь обитания каспийской фауны невелика, но отличается исключительным ее богатством – здесь обитают все известные для бассейна моллюски. Особо благоприятную среду для них создают сравнительно устойчивые условия олиго-мезогалинности, незначительность течения и высокая прозрачность вод. К этой эстуарной системе относится и группа лиманов, лежащих между устьем Днепровского лимана и Одессой. Здесь в лиманах, открыто связанных с морем (Березанский), наряду с эвригалинной морской обитает довольно богатая каспийская фауна. В лиманах, недавно отделившихся от моря (Тилигульский), встречаются лишь единичные каспийцы. В остальных (Хаджибейский, Куяльницкий и др.) соленость гораздо выше морской, и каспийские формы отсутствуют полностью.

Эстуарная система Дона охватывает дельту Дона, Таганрогский залив и открывающиеся в него лиманы Миусский и Ейский. Особенностью дельты является отсутствие озерных водоемов и сильное развитие сгонно-нагонных явлений, что вызывает резкое сокращение здесь каспийской фауны. Более благоприятны для последней условия Таганрогского залива и Ейского лимана, соленость которых достигает 7–8‰, а придонные воды хорошо аэрируются. В этой системе в основном развит монодакновый биоценоз, сравнительно редких *Theodoxus pallasi*, *Caspia gmelini*, *Micromelania lincta*. Эстуарная система Кубани является полной противоположностью Донской – состоит из огромного количества озерообразных водоемов – лиманов, представляющих остатки существовавшего здесь залива, между которыми, помимо двух основных рукавов, проходят соединяющие их мелкие ерики и гирла. Гидрологические условия в них отличаются крайней изменчивостью, что вызывает бедность каспийской фауны и существование ее наиболее эвритопных элементов *Monodacna colorata*, *Theodoxus pallasi*.

Азовское море за пределами Таганрогского залива представляет собою мезогалинный водоем с соленостью 10-11‰. По составу фауны море неоднородно – его восточная половина заметно отличается от западной, только в ней встречаются монодакны, и лишь *Theodoxus pallasi* слабо развит по всей площади

бассейна. В целом в азовских биоценозах представители каспийской фауны играют подчиненную роль. Азовская группа опресненных водоемов отличается наибольшими в бассейне непрерывными олиго- и мезогалинными областями и, казалось бы, должна представлять благоприятные условия для каспийской фауны. Однако это не так – в ней отсутствуют многие моллюски, характерно массовое развитие лишь мотодакны. По-видимому, это связано с избытком взвесей, что сказывается на фильтраторах, и в целом неблагоприятным гидрологическим режимом. Черное море, за исключением опресненных районов перед дельтой Дуная и северных частей Одесского залива, полигалинное (не менее 17-18‰), каспийские моллюски в нем отсутствуют.

Анализ распространения каспийской фауны в Азово-Черноморском бассейне показывает, что важнейшим фактором для ее обитания является величина солёности. Даже солёность открытого Азовского моря – около 11-12‰ – оказывается слишком высокой для многих форм, и максимальное число каспийских видов наблюдается в наиболее опресненных предустьевых районах и лиманах. Для них характерны узкие пределы солёности, из которых моллюски не могут выйти даже при постепенной смене условий. В Черноморско-Азовской области каспийские виды переносят небольшие колебания солёности от 0 до 5‰, редко до 8‰. В Каспии, где другой химический состав воды, верхняя граница солёности тех же видов повышена до 13-14‰ (Мордухай-Болтовской, 1960; Невеская, 1965). Фактор глубины имеет для каспийской фауны в Азово-Черноморском бассейне второстепенное значение – большая часть моллюсков обитает на незначительных глубинах. Как обитатели мелководий, каспийские моллюски в высокой степени эвритермны – переносят широкий размах колебаний температуры в течение года. В целом каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне отличается относительной стенопопностью, или более узкой “экологической валентностью”, выраженной в ее олигогалинности и оксифильности – основных свойствах, определяющих ее распространение.

2.2. АНАЛИЗ МАЛАКОФАУНЫ ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Древний Понт, как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземным морем, в неоплейстоцене испытывал неоднократные вторжения вод из смежных водоемов. Следствием этого явилось большое видовое разнообразие моллюсков как по разрезу морских осадков, так и по их простиранию, представляющих различные в экологическом отношении фауны: морскую, солоноватоводную и пресноводную.

В изучении плейстоценовых моллюсков Черноморского региона исключительная роль принадлежит Н.И. Андрусову (1889, 1890, 1905, 1910, 1918, 1925, 1927, 1929 и др.). На основе малакофаунистического анализа им изложены первые представления о биостратиграфии морских отложений, даны первые палеогеографические реконструкции бассейнов. Н.И. Андрусовым выделены чаудинская, эвксинская, тирренская и современная фауны, характеризующие одноименные отложения. Им впервые установлены дидакны в отложениях древних черноморских бассейнов: *Cardium crassum* (*Didacna pseudocrassa*), *Cardium* (*D. tschoudae*) на мысе Чауда (1889, 1890), на Таманском (1903) и Керченском (1905) полуостровах. После изучения буровых скважин на дне Керченского пролива им была выделена послетирренская фауна каспийского типа и установлена послетирренская фаза опреснения Черного моря, в дальнейшем (Архангельский, Страхов, 1938) получившая название новоэвксинской. В составе этой фауны Андрусовым (1918) был описан новый вид дидакн – *D. moribunda*. Большое значение для познания солоноватоводной фауны черноморских бассейнов имели «глубомерные» экспедиции, организованные Н.И. Андрусовым (1890), впервые сообщившим о нахождении на глубинах раковин каспийских моллюсков, доказывающих каспийский характер некоторых элементов черноморской фауны в прошлом.

Н.А. Григоровичем-Березовским (1902, 1903) описана фауна средиземноморского типа и включающие ее отложения на берегах Черного моря. Им же отмечены раковины моллюсков каспийского типа в осадках Кавказского побережья. Средиземноморского типа тирренская фауна впоследствии (Архангельский, Страхов, 1938) была названа карангатской, а каспийского типа – древнеэвксинской; соответственно были названы и включающие их отложения. И.М. Губкин (1913, 1930) в своих первых работах по геологии Таманского полуострова приводит интересные данные по четвертичным отложениям и их фауне.

В Причерноморье дидакны древнего Эвксина впервые были выделены А.П. Павловым (1925): *Cardium baeri-crassum* (*Didacna baericrassa*), *Cardium ponto-caspium* (*D. pontocaspia*). Первое описание характерных для нижнеплейстоценовых отложений видов *Didacna pleistopleura* и *D. plesiochora* выполнено Л.Ш. Давиташвили (1930), а *Didacna olla* – В.Э. Ливенталем (1931). Палеонтологические исследования отложений древних черноморских бассейнов были проведены также Н.Б. Вассоевичем (1928 а, б, в), Л.Ш. Давиташвили (1933), М. И. Соколовым (1933), А.Г. Эберзиным (Эберзин, 1935; Эберзин, Вялов, 1936).

А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1932, 1938) обобщили все известные материалы и дали стратиграфическую схему четвертичных отложений, в дальнейшем используемую большинством исследователей региона. Авторы выделили отложения (террасы): чаудинские, древнеэвксинские, узунларские, карангатские, новоэвксинские, древнечерноморские, а также современные пляжевые накопления, охарактеризованные каждой характерной фауной моллюсков. Ими отмечена смена фауны каспийского типа (древнеэвксинской) средиземноморской (узунларской) с господством *Cardium edule*. Также отмечено, что карангатская фауна средиземноморского типа родственна теплолюбивой тирренской фауне Средиземного моря, а новоэвксинская фауна каспийского типа сменяется древнечерноморскими слоями, для которых характерна в нижней части смешанная каспийско-черноморская фауна, а в верхней – черноморская (обедненная средиземноморская) фауна моллюсков.

Г.И. Поповым (1947, 1955, 1957, 1961, 1963, 1970, 1973, 1977, 1983) изучена малакофауна приаманьского сектора Азово-Черноморского бассейна, Керченского пролива и побережья Кавказа, на основе их анализа сделаны стратиграфические и палеогеографические заключения. Им выделены новые фауны: гирканская каспийского типа и сурожская черноморская. Автором (Попов, 1983) из четвертичных отложений этих областей описаны новые виды и подвиды дидакн. Малакофаунистическое изучение лиманных отложений приустьевых зон рек Днепра, Дуная и Прута выполнено румынскими (Grossu, Baltac, 1962; Macarovic, Costetschi, 1973) и молдавскими (Михайлеску, 1990, 1991; Михайлеску и др., 1991, 1992) исследователями. Из этих осадков К.Д. Михайлеску описаны новые виды дидакн и показано их стратиграфическое значение.

Огромное значение для познания черноморской плейстоценовой и голоценовой малакофауны имеют исследования Л.А. Невесской (1963, 1965; Невесская, Ильина, 1966, 1983; Невесская, Невесский, 1961; Nevesskaja, 2007 и др.). Ею составлен Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна (Невесская, 1963); монография по позднечетвертичным моллюскам моря, их систематике и экологии (Невесская, 1965), является настольной книгой всех исследователей плейстоцена и голоцена Черноморского региона. Монографическое изучение малакофауны выполнено также Л.Б. Ильиной (1966) и Е.В. Бабак (1980).

Существенный вклад в развитие представлений об истории Черноморского бассейна внесли опирающиеся на исследование малакофауны работы П.В. Федорова (1960, 1963, 1977, 1978, 1979, 1980, 1993, 1996, 1999 и др.). Моллюски из древних осадков черноморских бассейнов для стратиграфических и палеогеографических целей исследовались В.Г. Бондарчуком (1959, 1977), Я. Петрбоком (Petrbok, 1952), А.Н. Гришановым и др. (1960), Э.И. Коюмджиевой (1962, 1964), Т.Г. Китовани (1971, 1975, 1976; Китовани и др., 1980, 1982), Х. Хрисчевым и В. Шоповым (1977, 1979; Хрисчев и др., 1979; Шопов, 1984), П. Димитровым и Л.И. Говберг (1978; Говберг, 1978; Говберг и др., 1979), З.А. Имнадзе и др. (1979), А.Ф. Шнюковым с коллегами (1980; Геология..., 1974, 1981), Е.В. Бабак и С.С. Стойковым (1980), А.Л. Чепальгой (1980, 1997; Чепальга и др., 1986, 1989, 1990; Янко и др., 1984а,б; Динамика..., 2002; Dodonov et al., 2000 и др.; Cherpalyga et al., 2007 и др.), П.Д. Букатчук (1983), Я.А. Измайловым (2005), А.А. Свиточем и Т.А. Яниной (Свиточ и др., 1993, 1995, 1997, 1998, 1999, 2000; Янина, 2000, 2001, 2005а-е, 2006; Yanina, 1995, 2005, 2006, 2007) и другими исследователями плейстоцена и голоцена региона. Приведенными краткими сведениями об истории изучения плейстоценовых и голоценовых моллюсков Черноморского региона мы ограничиваемся, поскольку при дальнейшем изложении материала последуют неоднократные ссылки на работы предшествующих исследователей.

Анализ основных местонахождений малакофауны (рис. 21), выполненный по природным областям региона (Свиточ и др., 1993, 1994, 1997, 1998, 2001; Свиточ, Янина, 1995, 1997; Янина, 2001, 2005, 2008, 2011), показал, что морские плейстоценовые и голоценовые отложения Черноморского региона содержат раковины моллюсков, представляющие разновозрастные фауны: чаудинскую, эвксино-узунларскую, карангатскую и эвксино-черноморскую. Их основу составляют моллюски разных экологических группировок: пресноводной, солоноватоводной и морской. При этом среди солоноватоводных моллюсков в отдельную подгруппу выделяются слабо солоноватоводные виды. Морские моллюски также представлены подгруппами с различным отношением к солёности бассейна: эвригалинные, относительно эвригалинные и стеногалинные. Плейстоценовые и голоценовые фауны Черноморского региона характеризуются определенными сочетаниями тех или иных экологических группировок, отражающими палеоэкологические и палеогидрологические условия бассейнов их обитания. Близкие по «набору» экологических группировок фауны представлены разным видовым составом внутри этих групп.

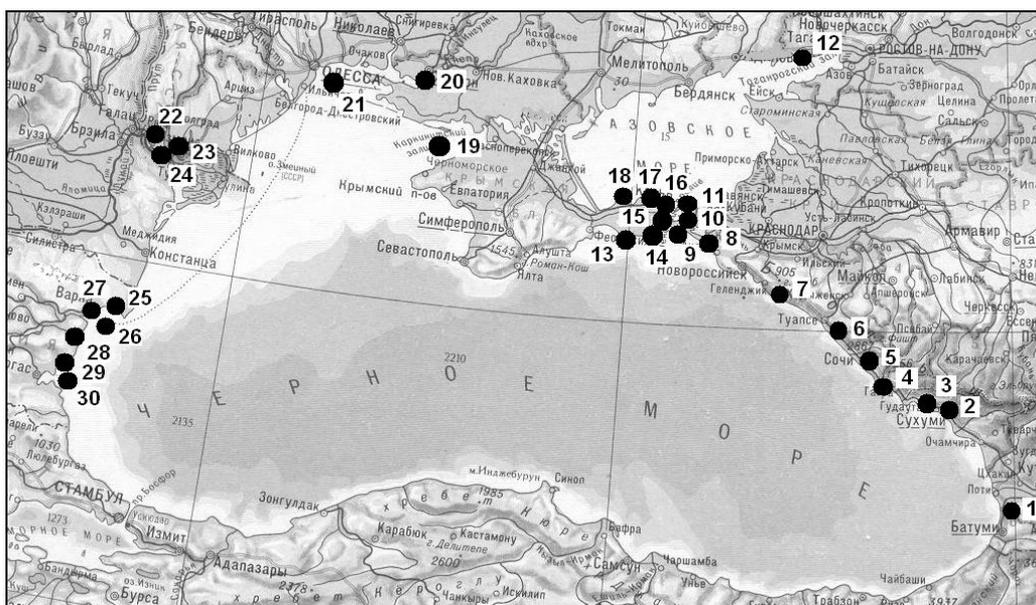


Рис. 21. Основные местонахождения малакофауны Черноморского региона.

Кавказское побережье: 1 - Гурия, 2 – Сухуми, 3 – Гудаута, 4 – Адлер, 5 – Сочи, 6 – Гезельдере, 7 – Идукопас; Таманский п-ов: 8 – Анапская пересыпь, 9 – Тузла, 10 – Малый Кут, 11 – Ахиллеон; Приазовье: 12 – Миусский лиман; Керченский п-ов: 13 – Чауда, 14 – Карангат, 15 - Узунлар, 16- Эльтиген, 17 – Чокрак, 18 – Казантип; северное и северо-западное Причерноморье: 19 – Каркнитский залив, 20 – низовья Днепра, 21 – Одесский залив, 22 – Нагорное, 23 – Озерное и Новонекрасовка, 24 – Лиманское; Болгарское побережье: 25 – Тузла, 26 – Варненский залив, 27 – Варна и Варненское озеро, 28 – Камчия, 29 – Несебр, 30 – Бургасский залив.

Так же, как и для фаун Каспийского региона, установлен ранг составляющих их фаунистических группировок: *фаунистические комплексы, подкомплексы, ассоциации*. Для фаунистических группировок разного таксономического ранга определены *руководящие, характерные (или контролирующие) и показательные* (для отдельных областей) виды.

2.2.1. Чаудинская фауна

Чаудинская фауна является самой древней неоплейстоценовой фауной Черноморского региона. В свой состав она включает 22 вида и подвида дидакн (табл. 13), среди которых распространены как реликтовые плиоценовые (эоплейстоценовые) виды *Didacna (Tschaudia) tschaudae*, *D. (Tsch.) guriana*, *D. pleistopleura*, *D. plesiochora*, так и плейстоценовые виды *Didacna*, как впервые появившиеся в чаудинской фауне, так и мигрировавшие в чаудинский бассейн из Каспийского. К первым относятся *Didacna pseudocrassa*, *D. guriensis*, *D. supsae*, *D. olla*, *D. baericrassa*. Вселенцы из Каспия – *Didacna parvula*, *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. catillus*, *D. eulachia*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. symmetrica*, *D. monodacnoides*. Видами, ведущими свое происхождение от каспийских дидакн, являются выделенные Г.И. Поповым (1983) для бакинских осадков Черноморского региона *D. lindleyi derupta*, *D. rudis euxinica*, а также впервые отмеченная А.Г. Эберзиным, а впоследствии описанная Л.А. Невеской (1963), форма *D. rudis subvulgaris*. Помимо дидакн в составе фауны встречаются слабо солоноватоводные монодакны и дрейссены; в приустьевых районах рек – пресноводные виды.

Руководящим видом для чаудинской фауны является черноморский вид *Didacna pseudocrassa*. Показательными видами для отдельных регионов можно назвать *Didacna supsae*, *D. guriensis*, *D. olla*. Видом, широко распространенным в составе чаудинской фауны, является *Didacna baericrassa*, но он довольно часто встречается и в составе более поздней (эвксино-узунларской) фауны. «Прообразом» чаудинской фауны, очевидно, является фаунистическая группировка, заключенная в гурийских отложениях Западной Грузии. Т.Г. Китовани (Китовани и др., 1980; 1982) прослеживается генетическая связь чаудинской фауны с гурийской. Первые дидакны плейстоценового облика появляются в низах чаудинских отложений (рас-

полагающихся в пределах палеомагнитной зоны Матуяма (!), согласно В.А. Зубакову и др., 1975, 1977) в этом же районе. Это *Didacna supsaе* и *D. guriensis*, совместно с которыми находятся многочисленные реликтовые (гурийские) формы.

Анализ чаудинской фауны из различных местонахождений региона, обобщенный в таблице 17, показал, что в ее составе выделяются разновозрастные сообщества в ранге фаунистического комплекса: раннечаудинский и позднечаудинский. Строение стратотипического разреза на м. Чауда (рис. 21) показывает фазу континентального перерыва в морском осадконакоплении между отложениями, включающими

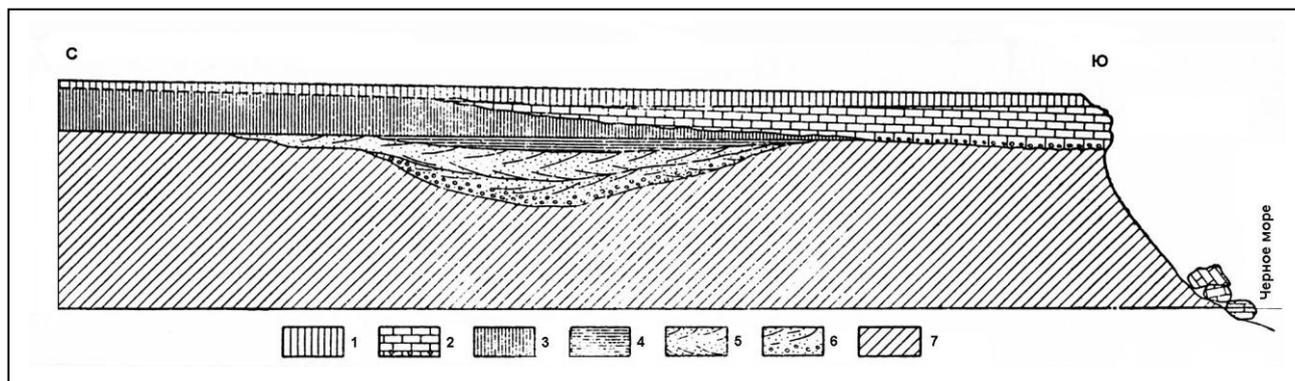


Рис. 21. Местонахождение малакофауны Чауда (Федоров, 1963)

1 – суглинки, 2 – известняки, 3 – уплотненные суглинки, 4 – глинистые пески и глины, 5 – пески, 6 – пески с галькой, 7 – глины палеогена

ми представителей этих комплексов. В состав раннечаудинского комплекса входят многочисленные плиоценовые формы *Didacna (Tschaudia) tschaudae*, *D. (Tsch.) guriensis*, *D. pleistopleura*, *D. plesiochora*, первые плейстоценовые черноморские *Didacna* – *D. guriensis*, *D. supsaе*, *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*, *D. olla* (Фиг. 20), а также слабо солоноватоводные виды. Комплекс представлен тафоценозами в местонахождениях Гурии, в Рионской низменности, Цвермагала на Кавказском побережье, в нижней части разрезов Тузла и Пекла на Тамани, Чауда на Керченском полуострове, на болгарском шельфе, в лиманных осадках VII террасы рек северо-западного побережья.

Анализ распространения моллюсков в местонахождениях раннечаудинского комплекса привел к выводу о разновозрастности фаунистических сообществ в его составе. Их мы выделяем в ранге фаунистических подкомплексов раннечаудинского комплекса.

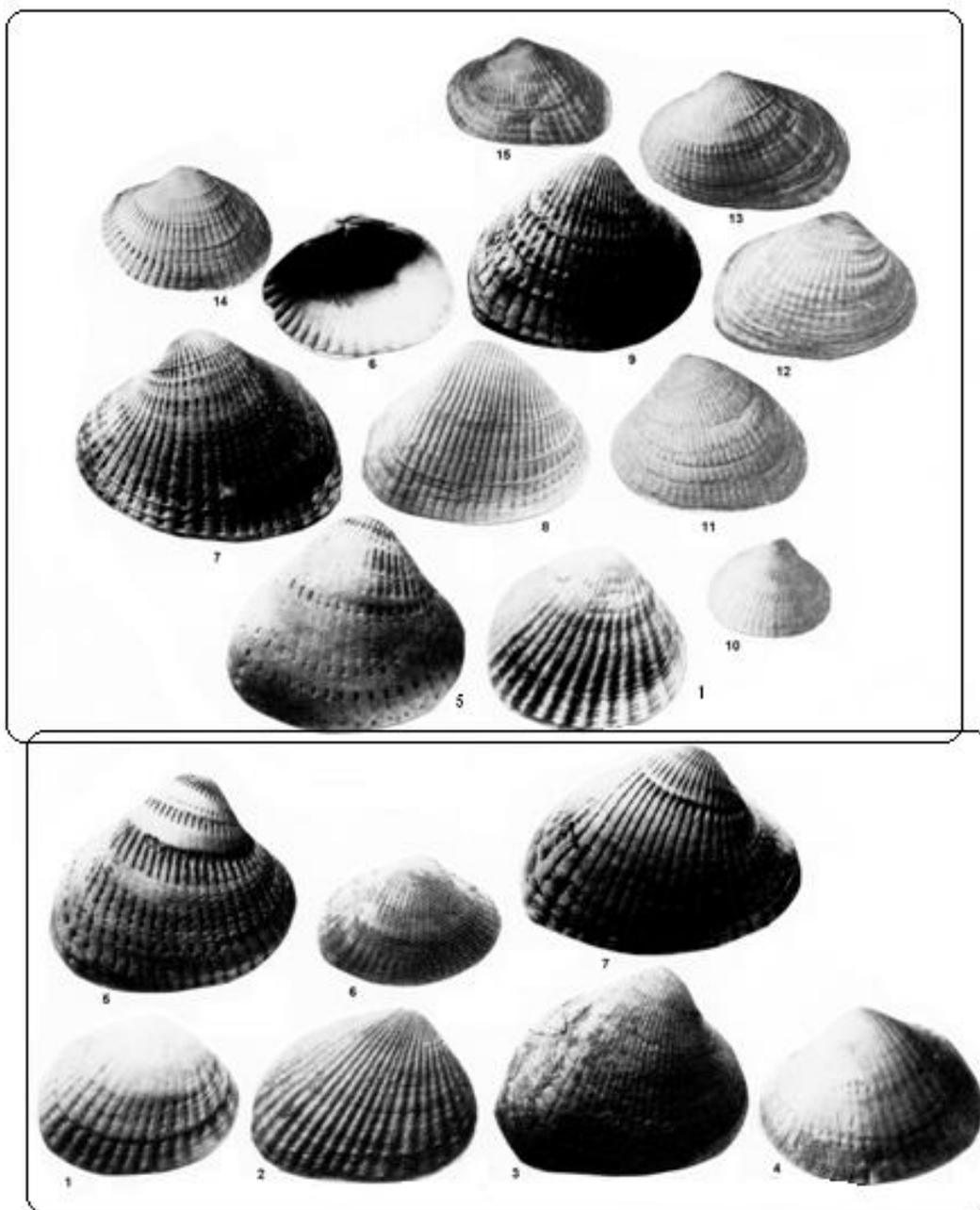
Фаунистические сообщества, отвечающие начальному (шельф Болгарии, Гурийский район Грузии) и максимальному (Таманский и Керченский полуострова) состоянию раннечаудинской стадии трансгрессии, выделяются как ранний раннечаудинский *Didacna guriensis* – *D. supsaе* и поздний раннечаудинский *Didacna baericrassa* – *D. olla* подкомплексы. И если первый подкомплекс отражает условия нормального солоноватоводного бассейна, то второй – сильно опресненные его районы. Редкие местонахождения раковин фаунистического комплекса не позволяют провести анализ распространения его представителей по площади региона и выделить разновозрастные ассоциации моллюсков. Можно лишь отметить, что состав этого комплекса у берегов Грузии и Болгарии сходен, так же, как сходен он и в северной части региона – на Керченском и Таманском полуостровах.

П.В. Федоровым (1963, 1978 и др.) в составе раннечаудинского комплекса определены каспийские дидакны *D. parvula*, на основании чего он сопоставляет отложения, содержащие этот комплекс, с нижнебакинскими осадками Каспийского региона и отмечает влияние бакинской фауны на чаудинскую. Нами бакинские дидакны в составе раннечаудинского комплекса обнаружены не были. Не отмечены они и другими исследователями. А Г.И. Попов (1983) отмечает идентичность раковин *D. baericrassa* и *D. parvula* из чаудинских отложений и указывает на «непохожесть» каспийских и черноморских *D. parvula*.

Позднечаудинский фаунистический комплекс включает редкие плиоценовые формы, черноморские дидакны *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*, *D. olla*, *D. tamanica*, довольно многочисленные дидакны, характерные для бакинской фауны Каспийского региона (*D. parvula*, *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. catillus*, *D. eulachia*), и виды, более характерные для хазарской фауны (*D. subpyramidata*, *D. pallasi*). В его составе сравнительно многочисленны слабо солоноватоводные *Monodacna subcolorata*, *M. cazecae*, *Hypanis plicatus*, *Adacna* sp., *Dreissena chaudae*, *Dr. pontocaspiensis*, в устьевых районах рек встречаются пресноводные *Dreissena polymorpha*, *Corbicula fluminalis*, представители родов *Unio*, *Viviparus*, *Valvata*, *Lithoglyphus*.

Таблица 13. Состав и распространение моллюсков в чаудинских отложениях Черноморского региона

Виды (подвиды)		Природные области Черноморского региона									Фаунистические комплексы				
		Кавказское побережье		Таманский п-ов		Керченский п-ов		Приазовье	Северо-Западное Причерноморье				Болгарский шельф		
		ch ₁	ch ₂	ch ₁	ch ₂	ch ₁	ch ₂	ch ₂	ch ₁	ch ₂			ch ₁		
<i>D. (Tsch.) tschadae</i>	СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ	реликты	■	■	■			■		■	■	■			
			черноморские	■	■	■			■		■	■	■		
				■									■		
				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
				■				■	■				■		
				■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
		■					■	■				■			
		каспийские			■		■		■						
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
				■		■		■							
		слабо солонатоводные		■		■		■							
				■		■		■							
												■		■	
												■		■	
				■		■		■						■	
		<i>Monodacna</i> sp.		■		■		■						■	
<i>M. cazecae</i>										■		■			
<i>M. subcolorata</i>										■		■			
<i>Adacna</i> sp.		■		■		■						■			



Фиг. 20. Чаудинские дидакны

1 – *Didacna (Tschaudia) tschaudae*, 2 – *D. (Tsch.) guriana*, 3 – *D. guriensis*, 4 – *D. supsae*, 5 – *D. olla*, 6 – *D. baericrassa*, 7 – *D. pseudocrassa*, 8 – *D. pleistopleura*, 9 – *D. tamanica*, 10 – *D. parvula*, 11 – *D. rudis euxinica*, 12 – *D. rudis*, 13 – *D. lindleyi derupta*, 14 – *D. monodacnoides*, 15 – *D. symmetrica*

В целом он отличается более крупными и массивными раковинами. Довольно широкое развитие среди дидакн форм, характерных для бакинской фауны Каспия, свидетельствует о значительном влиянии каспийской фауны на облик чаудинской. Такое влияние ярко выражено в Азовском бассейне и приазовской области Черноморской котловины. Позднечаудинский комплекс представлен тафоценозами в местонахождениях Кавказского побережья Идукопас, долины р. Гезельдере и др., Ахиллион (Литвинова), Малый Кут, верхней части разреза Пекла, Динской брахискладки на Таманском полуострове, Чауда на Керченском, по берегам Дарданелл у Галлиполи (Андрусов, 1929; Keraudren, 1970, 1971). К позднечаудинским относятся лиманные сообщества VI террасы Дуная, Прута и Днестра (Михайлеску, 1990 и др.).

Наиболее обеднен состав комплекса в дунайско-днестровских лиманных отложениях VI террасы, он аналогичен раннечаудинскому и включает три вида дидакн: *Didacna (Tschaudia) tschaudae*, *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*. В других районах региона состав комплекса усложняется за счет других реликтовых видов (*D. pleistopleura*, *D. plesiochora*), а также появления каспийских иммигрантов.

В местонахождениях Таманского полуострова в составе позднечаудинского комплекса появляется много дидакн каспийского происхождения: *Didacna parvula*, *D. rudis*, *D. catillus*, *D. lindleyi derupta*, *D. rudis euxinica*, *D. rudis subvulgaris*, *D. symmetrica*, *D. monodacnoides*. Среди черноморских дидакн появляется новый вид *D. tamanica*. Наряду с этими видами распространены чаудинские *D. pseudocrassa* и *D. baericrassa*. Г.И. Поповым (1983) в отложениях Динской брахискладки отмечены бакинские дидакны *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. eulachia*, а также *D. tamanica* и формы, сходные с *D. plesiochora*. Всеми исследователями региона фаунистическая группировка выделяется как бакинская или чаудинско-бакинская, что подчеркивает влияние на ее состав бакинской фауны Каспия. Наибольшее количество каспийских видов наблюдается в ее составе в районе Таманского полуострова. П.В. Федоровым (1963, 1978 и др.) отмечены каспийские виды в составе позднечаудинского комплекса и на Керченском полуострове, и на всем протяжении Кавказского побережья.

Отличие фаунистической группировки от чаудинских позволяет выделить ее в ранге фаунистического подкомплекса – бакинского, характеризующего этап поступления каспийских вод в Азово-Черноморский бассейн и инвазию в него каспийских моллюсков, внесших существенные изменения в состав чаудинской фауны. Степень распространения бакинской малакофауны в чаудинском бассейне и ее влияния на состав моллюсков этого бассейна отражена в видовом составе комплекса по площади региона. Наибольшим это влияние было в смежных с устьем Маныча районах, а по мере удаления от него оно уменьшалось и постепенно исчезало.

Заключительный этап существования чаудинской фауны ознаменовался появлением и распространением в ее составе эвригаллиных средиземноморских видов. Морские виды в чаудинской фауне содержатся в верхних слоях чаудинских отложений в районе Дарданелл и Мраморного моря (Андрусов, 1896; Keraudren, 1979); иногда наблюдается переслаивание отложений с средиземно-морскими и солоноватоводными сообществами моллюсков (Keraudren, 1979), свидетельствуя о непосредственной смене солоноватоводных условий морскими. В Западной Грузии известны пески с морской фауной *Cerastoderma glaucum*, *Scrobicularia* cf. *plana*, лежащие на глинах с чаудинской солоноватоводной фауной (Соловьев, 1973; Федоров, 1978, 1983). В верхней части чаудинских отложений разреза Идукопас и в стратотипе на юге Керченского п-ва встречены фораминиферы, свидетельствующие об осолонении моря в конце чаудинской эпохи (Янко, 1989). Этот этап в развитии чаудинской трансгрессии назван П.Ф. Федоровым (1978) «эпичауда», А.Л. Чепалыгой (1997, 2002 и др.) – «карадениз». Малакофаунистические сообщества, включающие средиземноморские элементы фауны, выделены нами в качестве подкомплекса эпичауда в составе позднечаудинского комплекса. Переход между подкомплексами в составе позднечаудинского комплекса постепенный. Б.Л. Соловьевым (1977) терраса «доузунарская» или «сухумская», содержащая обедненную морскую малакофауну, выделяется в качестве самостоятельной, отвечающей «сухумскому» полуморскому бассейну, пришедшему на смену чаудинскому.

2.2.2. Эвксино-узунарская фауна

Эвксино-узунарская фауна является среднеплейстоценовой фауной региона. В ее состав входят 20 видов и подвидов дидакн (табл. 13, фиг. 21). Из видов черноморского происхождения, отмеченных для чаудинской фауны, встречаются лишь *Didacna baericrassa* и *D. olla*. Широко распространены *D. pontocaspia*, реже – *D. borisphenica*, *D. raricostata*, *D. akschaena*, *D. poratica*, *D. tschepalygae*, *D. uzunlarica*, *D. danubica*. Многочисленны дидакны, входящие в состав хазарских фаун Каспия, – *Didacna pallasii*, *D. subpyramidata*, *D. nalivkini*; отмечены находки раковин дидакн, свойственных для более древних фаун Каспия – *D. eulachia*, *D. carditoides*, *D. aff. parvula*, *D. rudis*. Многочисленны слабо солоноватоводные виды, как каспийского (*Monodacna caspia*, *Huynis plicatus*, *Micromelania caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Dreissena caspia*), так и эвксинского (*Monodacna subcolorata*, *M. uzunlarica*, *Dreissena pontocaspia*) происхождения. Многочисленность каспийских элементов малакофауны характерна для Азовской и Таманской природных областей региона. Западная область, напротив, отличается отсутствием в составе эвксино-узунарской фауны каспийских видов. Часты включения пресноводных элементов. Отдельные этапы развития фауны характеризуются появлением и широким развитием морских эвригаллиных, иногда умеренно эвригаллиных, видов (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus* и др.). Руководящим видом

Таблица 14. Распространение раковин моллюсков в эвксино-узунларских отложениях Черноморского региона

Виды (подвиды)		Природные области региона															Фаунистические комплексы, подкомплексы										
		Кавказское побережье					Таманский п-ов	Приазовье и Азовский бассейн	Керченский п-ов		Керченский пролив			Северное Причерноморье	Северо-Западное Причерноморье							Болгарское побережье и шельф					
		deu		uz		ash	deu	deu	deu-uz		deu	uz		deu	uz							deu-uz		deu	uz		ash
		deu	puz	eu	uz				deu	uz		eu	uz		eu	uz						deu	uz		eu	uz	
<i>Didacna baericrassa</i>	СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ	черноморские	/																								
<i>D. cf. pseudocrassa</i>			/																								
<i>D. pontocaspia</i>			/																								
<i>D. ex gr. crassa</i>			/																								
<i>D. borisphenica</i>			/																								
<i>D. olla</i>			/																								
<i>D. tschepalygae</i>			/																								
<i>D. danubica</i>			/																								
<i>D. uzunlarica</i>			/																								
<i>D. poratica</i>			/																								
<i>D. natalivkini</i>		/																									
<i>D. pallasi</i>		/																									
<i>D. subpyramidata</i>		/																									
<i>D. raricostata</i>		/																									
<i>D. akschaena</i>		/																									
<i>D. pontocas. tanaitica</i>		каспийские	/																								
<i>D. ex gr. eulachia</i>			/																								
<i>D. subpallasi</i>			/																								
<i>D. delenda emendata</i>			/																								
<i>D. aff. delenda</i>			/																								
<i>D. aff. artemiana</i>	/																										
<i>D. rudis</i>	/																										
<i>Micromelania lincta</i>	/																										
<i>M. caspia</i>	/																										

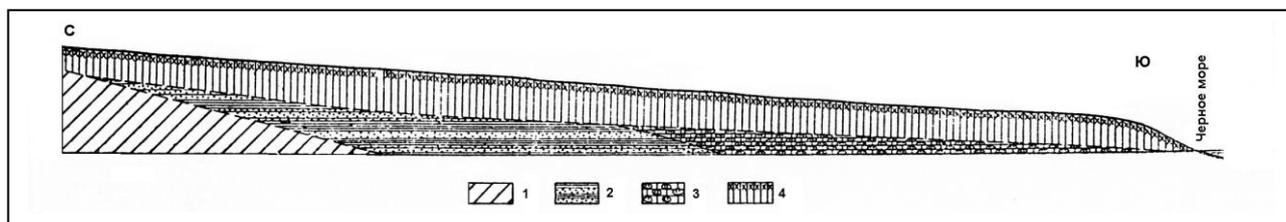
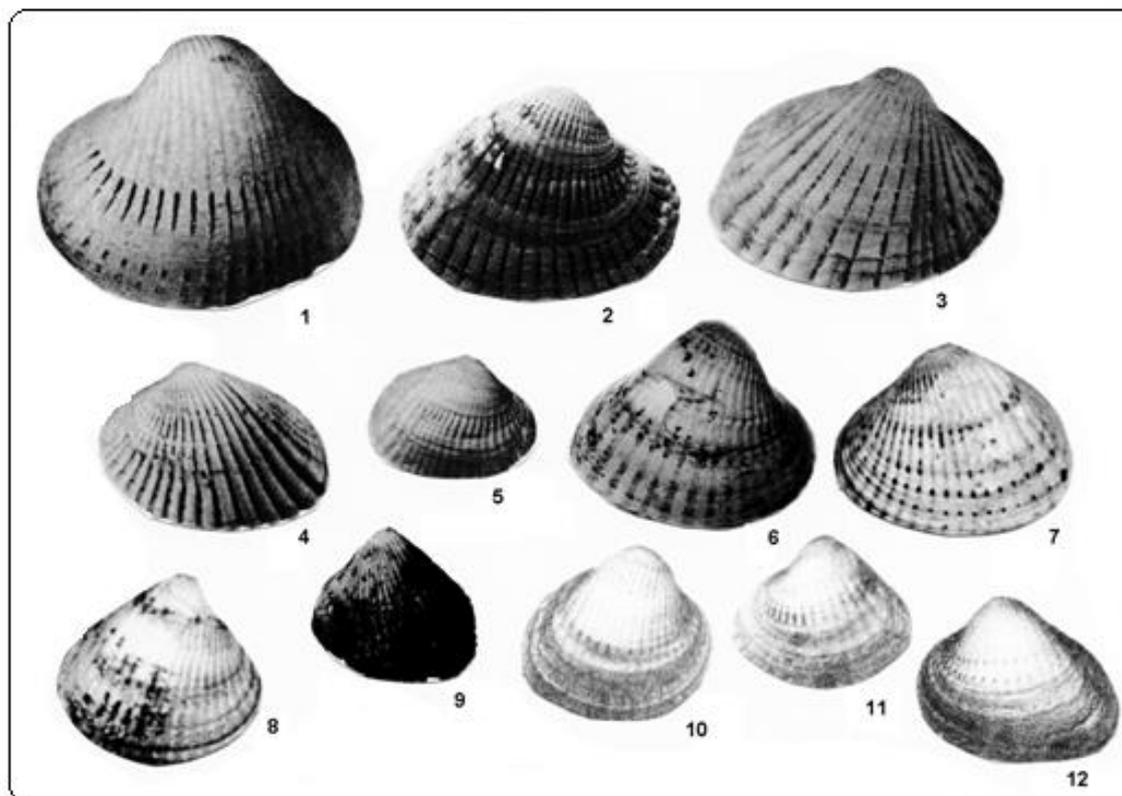


Рис. 22. Местонахождение малакофауны Узунларское (Федоров, 1963)
1 – палеогеновые глины, 2 – пески, 3 – известняки, 4 – суглинки



Фиг. 21. Эвксино-узунларские дидакны
1 – *Didacna pontocaspia*, 2 – *D. baericrassa*, 3 – *D. akschaena*, 4 – *D. raricostata*, 5 – *D. borisphenica*, 6 – *D. subpallasi*, 7 – *D. nalivkini*,
8 – *D. subpyramidata*, 9 – *D. pallasi*, 10 – *D. poratica*, 11 – *D. uzunlarica*, 12 – *D. danubica*

для фауны всего региона является *Didacna pontocaspia*. Характерными можно назвать каспийские виды *Didacna pallasi* и *D. subpyramidata*, широко распространенные в составе этой фауны.

Анализ местонахождений эвксино-узунларской фауны различных природных областей региона, обобщенный в таблице 18, показал, что в составе фауны выделяются три разновозрастных фаунистических комплекса – древнеэвксинский, узунларский и ашейский. Они имеют близкий видовой состав дидакн, на заключительных этапах развития в их составе появляются эвригалинные морские элементы, содержание которых в узунларском комплексе существенно выше, чем в древнеэвксинском; а в ашейском они являются преобладающими формами. Отложения, содержащие фаунистические комплексы, разделены стратиграфическим перерывом. На Кавказском побережье они образуют серию разновысотных террас с парами эвксино-узунларских слоев, разделенных перерывом (Федоров, 1978; Островский и др., 1977; Несмеянов, Измайлов, 1995 и др.) А.Л. Чепальгой с соавторами (1989) в среднем плейстоцене выделены две фауны: древнеэвксинская с господством солоноватоводных видов и редкими морскими эвригалинными формами и узунларская, представляющая смешанную малакофауну из солоноватоводных и морских элементов.

Именно узунларская фауна, по мнению этих исследователей, представлена в стратотипе на оз. Узунлар (рис. 22). Таксономический состав этих фаун практически идентичен, правила выделения различных малакофаунистических иерархических единиц, принятые нами для упорядочения биостратиграфической шкалы плейстоцена, позволяют присвоить им ранг комплексов в составе единой эвксино-узунларской фауны. Тафоценозы, составляющие древнеэвксинский комплекс, встречены на кавказском побережье, Таманском полуострове, в Приазовье, северо-западном Причерноморье, вскрыты бурением в Керченском проливе, в Северном Причерноморье. В их составе господствуют солоноватоводные дидакны с руководящим видом *Didacna pontocaspia*, много представителей слабо солоноватоводной малакофауны. Эвригалинные морские виды появляются на поздних этапах существования комплекса – в верхней части разреза отложений, содержащих древнеэвксинские тафоценозы. Такая закономерность служит основанием для выделения в составе древнеэвксинского комплекса двух подкомплексов, связанных между собой переходом и характеризующих разные этапы развития древнеэвксинского бассейна – древне-эвксинского и палеоузунларского. Тафоценозы, составляющие узунларский фаунистический комплекс, встречены на кавказском побережье, Керченском полуострове, северо-западном Причерноморье, вскрыты бурением в Керченском проливе, на болгарском шельфе. В их составе солоноватоводная и морская малакофауна находятся часто в совместном залегании. Среди солоноватоводной фауны господствуют дидакны с руководящим видом *Didacna pontocaspia*, присутствуют слабо солоноватоводные виды.

В стратотипическом разрезе Узунлар в его нижней части в составе фауны господствуют солоноватоводные моллюски и лишь изредка отмечаются находки *Cerastoderma glaucum*; вверх по разрезу количество солоноватоводных видов сокращается, их сменяют эвригалинные средиземноморские виды *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, и наконец, солоноватоводные виды исчезают полностью, а в составе фауны господствуют средиземноморские элементы. На этом основании А.Л. Чепальгой и К.Д. Михайлеску (1989) выделены три слоя узунларских отложений: кояшский, опукский и конекский соответственно.

Надо отметить, что такая схема свойственна местонахождению Узунлар, но не всегда выдерживается в местонахождениях фауны в других природных областях региона, часто в фаунистических сообществах заключительных этапов развития комплекса наблюдается совместное нахождение солоноватоводных и морских эвригалинных элементов. В лиманных осадках северо-западного Причерноморья морские виды отсутствуют. На наш взгляд, для всего региона более корректно выделение двух подкомплексов – древнеэвксинского, в котором отсутствуют морские элементы малакофауны, и узунларского, включающего и морские виды.

Ашейские тафоценозы описаны только на кавказском побережье. В их составе эвригалинные и умеренно эвригалинные морские виды. Имеются редкие свидетельства того, что в ашейских местонахождениях морские сообщества сменяют солоноватоводные (Несмеянов, Измайлов, 1995), давая тем самым основание для подразделения ашейского комплекса на два подкомплекса – позднеэвксинский и ашейский. А.Л. Чепальгой и др. (1986) в разрезе Узунларского профиля между узунларскими и карангатскими отложениями выделены китейские слои, включающие солоноватоводные моллюски *Didacna danubica* (преобладают), *D. cf. ultima*, пресноводные *Corbicula fluminalis*, наряду с которыми встречаются морские виды *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Mytilaster lineatus*. Возможно, китейские отложения являются аналогом ашейских и характеризуют трансгрессивный послеузунларский и до-карангатский бассейн.

Состав комплексов по площади региона показывает, что их основу составляют одни и те же виды черноморского происхождения – *Didacna baericrassa*, *D. pontocaspia*, реже – *D. borisphenica*. Основным отличием состава в разных природных областях является присутствие каспийских элементов. Отличается состав комплексов и в лиманных осадках северо-запада региона, где присутствуют *D. tschepalygae* и *D. poratica*, выделенные К.Д. Михайлеску и А.Л. Чепальгой. Эти же виды установлены ими на Таманском и Керченском полуостровах. Г.И. Поповым в северо-восточном секторе региона определены *D. raricostata* и *D. akschaena*.

2.2.3. Карангатская фауна

Карангатская фауна моллюсков, сменившая в позднем плейстоцене эвксино-узунларскую, охарактеризована в основном средиземноморскими видами моллюсков (табл. 15): эвригалинными и умеренно эвригалинными, умеренно стеногалинными и стеногалинными. Этим она коренным образом отличается от более древних плейстоценовых фаун, основу которых составляет солоноватоводная малакофауна. Отложения, ее содержащие, распространены на побережье и шельфе Болгарии, Румынии, на юге Украины,

Таблица 15. Распространение раковин моллюсков в карангатских отложениях Черноморского региона

Виды и подвиды		Природные области																Фаунистические комплексы (подкомплексы)						
		Кавказское побережье		Таманский п-ов	Приазовье и Азовский бассейн		Керченский п-ов			Керченский пролив		Северное Причерноморье			Северо-Западное Причерноморье		Болгарское побережье и шельф							
		карангатские	«сурожские»	карангатские	карангатские	«сурожские»	тобечикские	карангатские	тарханкутские	карангатские	«сурожские»	тобечикские	карангатские	тарханкутские	карангатские	тарханкутские	тобечикские	карангатские	тарханкутские	карангатский	тобечикский	карангатский	тарханкутский	
СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ	черноморские			///																	///			
	каспийские		///					///							///							///		
		<i>Didacna baericrassa</i>			///																	///		
		<i>D. tamanica</i>			///																	///		
		<i>D. pontocaspia</i>			///				///			///										///		
		<i>D. ex gr. crassa</i>		///																		///		
		<i>D. danubica</i>		///												///						///		
		<i>D. ultima</i>		///												///						///		
		<i>D. borisphenica</i>			///																	///		
		<i>D. nalivkini</i>			///				///			///										///		
		<i>D. pallasi</i>			///				///			///										///		
		<i>D. subpyramidata</i>			///				///			///										///		
		<i>D. symmetrica</i>			///																	///		
		<i>D. ex gr. ebersini</i>			///																	///		
		<i>D. cristata</i>									///					///						///		
		<i>D. sp.</i>					///				///	///										///		///
		<i>D. subcatillus</i>		///																		///		///
<i>D. ex gr. protracta</i>		///																		///		///		
<i>D. subprotracta</i>		///																		///		///		

<i>Gibbula maga</i>				■											■			■
<i>Rissoa splentida</i>				■											■	■		■
<i>R. parva</i>															■	■		■
<i>R. membranacea</i>				■														■
<i>Cerithium vulgatum</i>				■		■		■	■					■				■
<i>Bittium reticulatum</i>						■							■			■		■
<i>Nassa reticulata</i>				■											■	■		■
<i>Retusa truncatula</i>				■											■	■		■
<i>Loripes lacteus</i>			■	■	■													■
<i>Chione gallina</i>	■		■	■			■	■										■
<i>Corbula mediterr.</i>				■									■					■
<i>C. gibba</i>				■					■							■		■
<i>Paphia senescens</i>	■		■	■		■			■				■		■	■	■	■
<i>P. discrepans</i>	■			■														■
<i>Ostrea edulis</i>	■		■	■			■										■	■
<i>O. edulis taurica</i>																		■
<i>Divaricella divaricata</i>	■		■				■											■
<i>Gafrarium minimum</i>	■		■										■					■
<i>Nucula nucleus</i>	■								■									■
<i>Barbatia barbata</i>				■			■											■
<i>Chama gryphoides</i>							■											■
<i>Jagonia reticulata</i>							■											■
<i>Gastrana fragilis</i>				■														■
<i>Chlamys glabra</i>	■		■	■			■		■						■			■
<i>Ch. varia</i>				■														■
<i>Scrobicularia plana</i>	■						■											■
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	■		■	■			■	■								■		■

Крымском, Керченском и Таманском полуостровах, в Приазовье, на кавказском побережье и побережье Турции. Анализ систематического, экологического состава и распространения карангатской фауны в регионе сделан Л.А. Невесской (1965). Ей посвящено наибольшее число публикаций, относящихся к плейстоценовой малакофауне Черноморского региона (Андрусов, 1903, 1918, 1925, 1926; Вассоевич, 1928; Говберг, 1965, 1978; Григорьев и др., 1985; Зубаков, 1987; Зубаков и др., 1982; Ильина, 1966; Коюмджиева, 1964; Крыстев и др., 1990, Михайлеску, Маркова, 1992; Свиточ и др., 1998; Dodonov et al., 2000; Tcheralyga, 1998; Динамика..., 2002 и др.). Это позволяет нам не давать подробную характеристику карангатской фауны, а остановиться лишь на выделении таксономических единиц разного ранга в ее составе, а также на распространении дидакн в карангатских отложениях региона.

Анализ местонахождений карангатской фауны различных природных областей региона, обобщенный в таблице 15, показал, что в составе фауны выделяются два фаунистических комплекса: карангатский и тарханкутский. Осадки, содержащие представителей этих комплексов, разделены стратиграфическим перерывом, что означает, что комплексы отвечают трансгрессивным стадиям в развитии карангатской трансгрессии. Карангатский комплекс по содержанию в нем галофильных средиземноморских видов подразделяется на дробные таксономические единицы – подкомплексы: тобечикский и карангатский, связанные постепенным переходом. Тобечикский (Невесская, 1963, 1965) подкомплекс включает виды, свойственные для Черного моря и в наши дни (рис. 23). Его основу составляют *Cerastoderma glaucum*, *Abra*

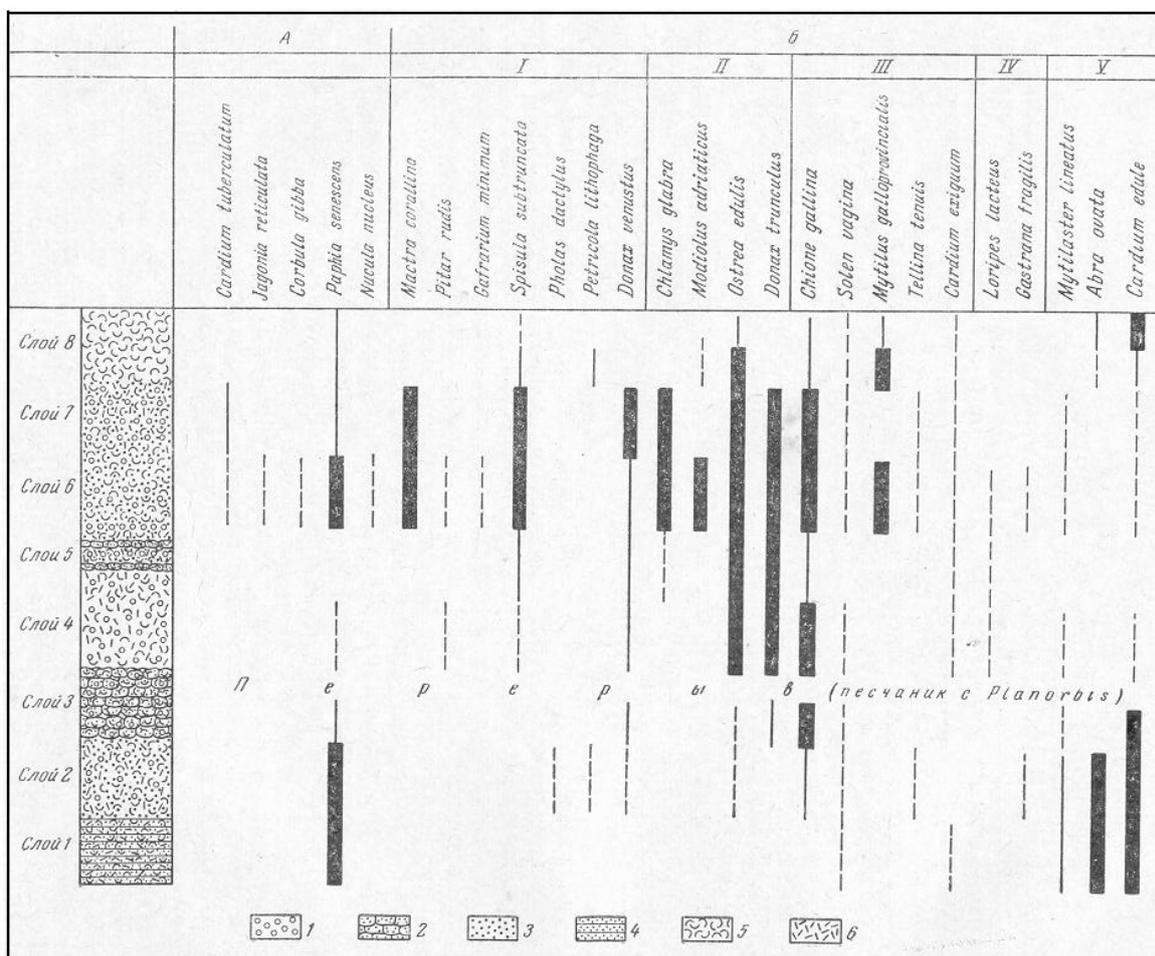


Рис. 23. Фаунистический состав карангатских отложений в разрезе Эльтиген (Героевское) (Невесская, 1965).

1 – галька, 2 – песок, 3 – песок, 4 – песчаная глина и глинистый песок, 5 – раковины, 6 – раковинный детрит; А – виды, ныне не живущие в Черном море; Б – виды, ныне живущие в Черном море. I – виды с максимумом распространения в открытой части моря, в Азовском море не встречаются; II – виды с максимумом распространения в открытой части моря, в южной части Керченского пролива и в Каркинитском заливе; III – виды с максимумом распространения в открытой части моря, в Керченском проливе и на северо-западе Черного моря; IV – виды с максимумом в заливах Черного моря; V – виды с максимальным распространением в Азовском море, в заливах и лиманах Черного моря. Ширина линий показывает относительное количество раковин вида в отложениях.

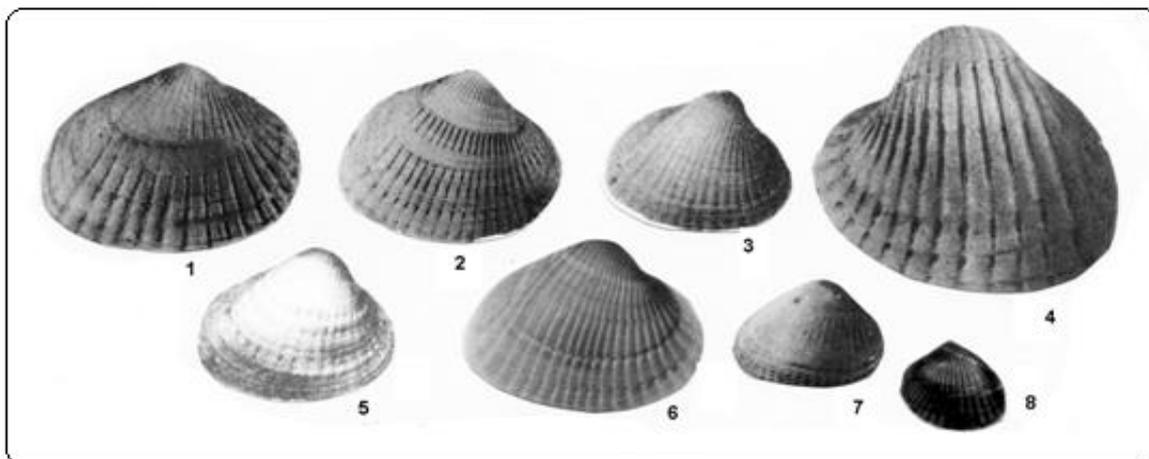
ovata, *Paphia senescens*. Тафоценозы, представляющие этот подкомплекс, отмечены на Керченском полуострове, вскрыты бурением на северном и западном шельфе. Карангатский – собственно карангатский (Невесская, 1965), героевский (Зубаков, 1986), эльтигенский (Dodonov et al., 2000), шахейский (Островский, 1977) подкомплекс наряду с формами, и ныне обитающими в Черном море, содержит виды, отсутствующие в бассейне в настоящее время: *Cardium tuberculatum*, *Dosinia lupinus*, *D. exoleta*, *Ensis ensis*, *Barbatia barbata*, *Chama gryphoides*, *Chlamys varia*, *Scrobicularia plana*, *Jagonia reticulata*, *Donax variegates*, *Hiattella arctica*, *Anomia ephippium*, *Gari depressa*. Из них массовыми для него являются *Cardium tuberculatum*, *Paphia senescens*, *Ensis ensis*. Отложения с этим фаунистическим подкомплексом широко распространены на побережьях, в них он представлен тафоценозами, характерными для прибрежных мелководных зон. Более глубоководные тафоценозы отмечены по материалам бурения на шельфе.

Тарханкутский комплекс представлен бедным видовым составом средиземноморской малакофауны, в нем отсутствуют галофильные элементы. Господствующими видами являются *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Dreissena polymorpha*. Описан он был впервые Е.Н. и Л.А. Невесскими (1961) в осадках в Каркинитском заливе на уровне -35 м. Позднее здесь же отмечен на отметках -25 м П.Н. Куприным и В.М. Сорокиным (1982), на поднятии Голицына – А.Л. Чепалыгой с соавторами (1984, 1989). Осадки, включающие представителей этого комплекса, встречены на шельфе северной, северо-западной и западной областей региона. Необходимо обратить внимание на то, что ряд исследователей (Свиточ и др., 1998, 2000; Динамика..., 2002 и др.) отождествляют тарханкутские и сурожские фаунистические сообщества, считая их отражением одного и того же события – послекарангатской трансгрессии Эвксина. Это не так. Вообще вопрос о выделении сурожской (Попов, 1955, 1956, 1959, 1961, 1977, 1983) или аланской (Горецкий, 1953, 1955, 1957) фауны, характеризующей одноименную трансгрессию в эпоху между карангатской и новоэвксинской и включающую в свой состав *Cerastoderma glaucum*, *Paphia rugata*, *Loripes lacteus*, *Abra ovata*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina* в области Азовского бассейна и Керченского пролива, является спорным. Сурожская фауна, описанная Г.И. Поповым (1983 и др.) на Западном Маныче, является «сборной» из элементов хвалынской фауны Каспия, находящихся в инситном залегании, и переотложенных раковин из отложений разновозрастных бассейнов (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006).

В качестве стратотипа сурожских отложений исследователями приводятся отложения кос Камышеватой и Долгой на Азове. П.В. Федоров и А.Р. Гептнер (1959), Л.А. Невеская и Е.Н. Невеский (1960) показали, что эти осадки являются голоценовыми. На кавказском побережье выделена терраса высотой около 12 м: позднегарангатская (Федоров, 1963; Мамаладзе, 1975), сурожская (Островский, 1968; Островский и др., 1977), агойская (Несмеянов, Измайлов, 1995). Позже П.В. Федоров (1978) именно эту террасу рекомендовал считать типичной карангатской. Наиболее вероятным аналогом сурожской фауны и горизонта Г.И. Попов (1983) считал отложения, описанные А.Г. Эберзиным (1940) у г. Гудаута. Это *Cerastoderma glaucum*, *Didacna* ex gr. *crassa*, *D.* ex gr. *protracta*, *Adacna* sp., *Monodacna* sp., *Corbicula fluminalis*, *Dreissena polymorpha*, *Syndesmya ovata*, *Corbulomya maeotica*, *Mytilaster lineatus*, заключенные в конгломератах, залегающих на высоте 8-10 м над уровнем моря. Г.И. Поповым здесь был определен сходный состав фауны. Среди дидакн им описаны *Didacna subprotracta*, *D. subcatillus*, которые, по мнению исследователя, были привнесены сюда с водами хвалынского бассейна. Необходимо отметить, что эти каспийские виды дидакн более характерны для северо-западной области гирканского бассейна Каспия, и они проникли в восточную часть Эвксина при начавшейся регрессии карангатского бассейна, что подтверждается строением толщи осадков и их фаунистическим составом в Манычской долине. Эти фаунистические сообщества характеризуют заключительные фазы развития карангатской фауны, отражающие завершающую стадию карангатской трансгрессии.

Автором настоящей монографии сурожская фауна в понимании Г.И. Попова (1983 и др.) не выделяется, считается «искусственно собранной» из разновозрастных фаунистических сообществ, скольконибудь отличающихся от типичной карангатской фауны. Особый интерес для нас представляет анализ распределения дидакн в карангатских отложениях региона (см. табл. 15, фиг. 22). В отличие от большинства исследователей черноморского плейстоцена, автор монографии считает возможным инситное нахождение дидакн в черноморском карангате.

К.Д. Михайлеску (1990 и др.) среди солоноватоводной фауны лиманов и приустьевых участков Дуная, Прута и Днестра выделил карангатский лагунный комплекс (II терраса), включающий *Didacna danubica*, *D. ultima*, *D. cristata*, наряду с которыми многочисленны монодакны, адакны, дрейссены и пресноводные моллюски. Формы, близкие к *D. danubica*, были отмечены этим исследователем еще в составе узунларского комплекса, как в этом районе, так и на Керченском полуострове. *D. ultima* были выделены Г.И. Поповым (1983) как вид, характерный для «сурожских» отложений. *D. cristata* – каспийский вид,



Фиг. 22. Позднеплейстоценовые дидакны Понта
 1 – *Didacna subprotracta*, 2 – *D. ultima*, 3 – *D. cristata*, 4 – *D. pontocaspia*, 5 – *D. danubica*,
 6 – *D. borisphenica*, 7 – *D. subcatillus*, 8 – *D. ebersini*

встречающийся там в хазарских отложениях северо-западной области и хвалынских отложениях восточной области региона. Морфологически обе эти формы (*D. ultima* и *D. cristata*, изображенные и описанные Г. И. Поповым, 1983) близки как к *D. danubica*, так и к *D. pallasii*. Вполне возможно, что уклоняющиеся формы в ряду изменчивых дидакн привели К.Д. Михайлеску к таким определениям (в опубликованных им палеонтологических таблицах, к сожалению, нет изображений *D. cristata*, а раковина *D. ultima* изображена с внутренней стороны и очень нечетко). В таком случае карангатские дидакны лиманов – это естественное «продолжение» эвксино-узунларской фауны. Если же это каспийские *D. cristata*, то их «корни» следует искать в позднехазарском (гирканском) бассейне, предполагая проникновение по Манычу с каспийскими водами, а также пути проникновения в район дунайских лиманов в соленом карангатском бассейне. К.Д. Михайлеску (1990) отмечены (по данным разных авторов) и другие местонахождения подобного лагунного комплекса: на м. Казантип, у основания косы Чушка, вблизи г. Гудаута и на северо-западном шельфе Черного моря.

Нами сделаны редкие находки раковин дидакн в местонахождениях карангатской фауны Тузла и Малый Кут: это хорошо сохранившиеся *Didacna pontocaspia*, *D. borisphenica*, по всей вероятности – инситуные. Г.И. Поповым (1973) описаны выходы лиманных отложений у п. Ильич к северо-востоку от основания косы Чушка. Это зеленовато-серые глины с *Didacna cristata*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, наряду с которыми встречены морские виды моллюсков, залегающие под делювиальными суглинками. Автором монографии (Янина, 2005) они отнесены к карангатско-гирканским. Это обнажение было известно и раньше. Н.И. Андрусовым (1903) смешение видов было объяснено постепенным проникновением сюда средиземноморских видов, заселявших места обитания каспийских моллюсков после осолонения среды. Некоторые исследователи рассматривали это местонахождение фауны как новоэвксиновское (Мирчинк, 1928; Губкин, Варенцов, 1934) или узунларское (Архангельский, Страхов, 1938). П.В. Федоров (1978) считал возможным образование этих осадков в самом начале послеканангатской регрессии моря, или же при сбросе хвалынских вод по Манычской долине. Г.И. Попов (1983) делает вывод о его сурожском возрасте.

К заключительной эпохе карангатской трансгрессии нами относится и описанное выше фаунистическое сообщество в осадках террасы у г. Гудаута, включающее дидакны *Didacna ex gr. crassa*, *D. ex gr. protracta* (Эберзин, 1940), *D. subprotracta*, *D. subcatillus*, *D. ultima* (Попов, 1983), которое А.Г. Эберзиным (1940) считалось узунларским, П.В. Федоровым (1963) – карангатским (с узунларским в основании), Г.И. Поповым (1983) – сурожским. Эти дидакны определенно не относятся к рассмотренным чаудинской и эвксино-узунларской фаунам. *Didacna ex gr. protracta*, *D. subprotracta*, *D. subcatillus* относятся к катиллоидным дидакнам, не характерным для малакофауны морского плейстоцена Понта. Очевидно, они проникли в Черное море в конце карангатского этапа его развития во время сброса каспийских вод по Манычу; либо (что менее вероятно) это реликты солонатоводной фауны, сохранившиеся в опресненных прибрежных участках и в них же эволюционировавшие (подобно придунайским лиманам) в эпоху карангат-

ской трансгрессии. По нашему мнению, это аналог тафоценоза у п. Ильич, отвечающий этапу проникновения позднехазарских (гирканских) вод в Черноморскую котловину.

Таким образом, дидакны, входящие в состав карангатской фауны, имеют разное происхождение.

- (1). Эвксино-узунарские виды (*Didacna pontocaspia*, *D. borisphenica*), пережившие карангатское осолонение в опресненных участках бассейна.
- (2). Эвксино-узунарские виды, эволюционировавшие в отдельных лиманах (*Didacna danubica* в дунайско-бугско-днестровской лиманной области).
- (3). Каспийские виды (*Didacna cristata*, *D. subprotracta*, *D. subcatillus*), проникшие с гирканскими водами вслед за отступающим карангатским бассейном и заселившие его очень ограниченные участки. Очевидно, что последняя (каспийская) группа дидакн в возрастном отношении более поздняя, характеризующая заключительную (тарханкутскую) стадию карангатской трансгрессии.

2.2.4. Эвксино-черноморская фауна

Эвксино-черноморская фауна завершает развитие плейстоценовых фаун Эвксина. В свой состав, подобно эвксино-узунарской фауне, она включает как солоноватоводные, так и морские малакофаунистические элементы, довольно часты пресноводные виды (табл. 16). От более древних фаун подобного типа она существенно отличается единоличным господством в ее солоноватоводной составляющей слабо солоноватоводных форм. Большинство исследователей региона выделяют две фауны: новоэвксинскую и черноморскую. Таким образом поступали и мы (Свиточ и др., 1998, 2000; Янина, 2005 и др.). Однако это противоречит принятым нами правилам выделения фаунистических единиц разного таксономического ранга. Фауна содержится в толще, отделенной от смежных морских толщ стратиграфическим перерывом. Переход новоэвксинской фаунистической группировки в черноморскую постепенный, граница между ними проводится условно. Эти две «фауны» по своему строению аналогичны чаудинской солоноватоводной, сменяющейся по разрезу морской (эпичауда), эвксино-узунарской, в которой также солоноватоводное фаунистическое сообщество сменяется морским, причем происходит это постепенно. Поэтому, по мнению автора, солоноватоводную (новоэвксинская) – морскую (черноморская) «пару» также следует выделять как единую фауну, включающую в свой состав два фаунистических комплекса – новоэвксинский и черноморский.

Отложения с новоэвксинским комплексом распространены на шельфе Черного моря обычно на отметках ниже –30 м. Систематический анализ новоэвксинского комплекса, его экологическая характеристика и распространение представлены Л.А. Невеской (1965). Мы остановимся на выделении таксономических единиц разного ранга в его составе, а также на распространении дидакн в новоэвксинских отложениях региона. Анализ местонахождений новоэвксинского фаунистического комплекса различных природных областей региона, обобщенный в таблице 16, показал, что в составе комплекса выделяется два фаунистических подкомплекса: ранний новоэвксинский и поздний новоэвксинский. В составе моллюсков отсутствуют какие-либо представители средиземноморской малакофауны. Он представлен монодакнами, адакнами, дрейссенами, пресноводными моллюсками. В тех природных областях, где новоэвксинские отложения вскрыты наиболее полно, в их нижней части отмечается господство пресноводных видов *Viviparus*, *Valvata*, *Unio*, *Theodoxus*, при практически полном отсутствии солоноватоводных элементов фауны. Эту малакофаунистическую группировку мы выделяем в ранге раннего новоэвксинского подкомплекса. Выше господствует слабо солоноватоводная малакофауна *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*, некоторые гастроподы. Это малакофаунистическое сообщество мы выделяем в качестве позднего новоэвксинского подкомплекса.

Подкомплексы моллюсков сменяют друг друга постепенно, между отложениями, их содержащими, отсутствуют стратиграфические перерывы, что свидетельствует об отражении в фаунистическом составе развития во времени одного бассейна. Важной особенностью новоэвксинского фаунистического комплекса является почти полное отсутствие среди его солоноватоводных элементов представителей рода *Didacna*, широко распространенных в солоноватоводных фаунах раннего и среднего плейстоцена. Поэтому так важны находки раковин *Didacna moribunda* в новоэвксинских осадках Азовского моря и Керченского пролива (Андрусов, 1926; Семененко, Сиденко, 1979), полностью идентичных (при сравнении их систематического описания) *Didacna ebersini* – представителя хвалынской фауны Каспия.

Существуют разные точки зрения на происхождение новоэвксинской солоноватоводной малакофауны. Некоторые исследователи (Архангельский, Страхов, 1938; Чепалыга, 2002 и др.) ведут ее «корни» в древнеэвксинский бассейн, считая, что отдельные его представители смогли пережить морскую каран-

Таблица 16. Распространение раковин моллюсков в эвксино-черноморских отложениях Черноморского региона

Виды моллюсков		Природные области																	
		Кавказское побережье		Таманский п-ов		Приазовье и Азовский бассейн		Керченский п-ов		Керченский пролив		Северное Причерноморье		С-З Причерноморье		Болгария		Фаунистические комплексы	
		черноморские	новозвксинские	черноморские	новозвксинские	азовские	черноморские	новозвксинские	черноморские	новозвксинские	черноморские	новозвксинские	черноморские	новозвксинские	черноморские	новозвксинский	черноморский		
<i>Didacna sp.</i>	солонатоводные				///														
<i>D. moribunda</i>								///											
<i>D. ebersini</i>									///										
<i>Dreissena rostriformis</i>			///		///				///					///		///	///	///	
<i>Hypanis plicatus</i>			///		///					///			///			///	///	///	
<i>Adacna vitrea</i>			///		///					///			///			///	///	///	
<i>Ad. fragilis</i>			///		///					///			///			///	///	///	
<i>Monodacna caspia</i>			///		///					///			///			///	///	///	
<i>M. subcolorata</i>		///		///					///			///			///	///	///		
<i>Dreissena polymorpha</i>	пресноводные		///		///				///			///			///	///	///		
<i>Theodoxus pallasi</i>					///								///		///	///	///		
<i>Unio tumidus</i>					///									///		///	///		
<i>Viviparus sp.</i>					///				///					///		///	///		
<i>Lithoglyphus naticoides</i>					///				///					///		///	///		
<i>Valvata piscinalis</i>					///				///					///		///	///		
<i>Cerastoderma glaucum</i>	морские	///		///		///			///			///		///		///	///		
<i>C. exiguum</i>						///							///		///	///	///		
<i>C. papillosum</i>						///							///		///	///	///		
<i>C. paucicostatum</i>						///							///		///	///	///		
<i>Abra ovata</i>						///		///				///		///		///	///		
<i>A. alba</i>						///		///				///		///		///	///		
<i>A. milashevichi</i>						///		///				///		///		///	///		

<i>Mytilaster lineatus</i>																
<i>Paphia discrepans</i>																
<i>P. rugata</i>																
<i>Chione gallina</i>																
<i>Myt. galloprovincialis</i>																
<i>Spisula subtruncata</i>																
<i>Donax venustus</i>																
<i>D. trunculus</i>																
<i>D. julianae</i>																
<i>Tellina fabula</i>																
<i>T. donacina</i>																
<i>T. tenuis</i>																
<i>Chlamys glabra</i>																
<i>Ostrea edulis</i>																
<i>Divaricella divaricata</i>																
<i>Gafrarium minimum</i>																
<i>Corbula mediterranea</i>																
<i>Corbula gibba</i>																
<i>Gastrana fragilis</i>																
<i>Arcopsis lactea</i>																
<i>Pitar rudis</i>																
<i>Loripes lacteus</i>																
<i>Solen vagina</i>																
<i>Modiolus adriaticus</i>																
<i>M. phaseolinus</i>																
<i>Anadara deluvii</i>																
<i>Hiatella arctica</i>																
<i>Mysella bidentata</i>																
<i>Nucula nucleus</i>																
<i>Irus irus</i>																

морские

гатскую трансгрессию в опресненных лиманных участках и расселились в новоэвксинском водоеме. Другие (Попов, 1983) считают солоноватоводные новоэвксинские виды мигрантами из Каспия в сурожский бассейн, в котором они пережили неблагоприятные условия солености в опресненных приустьевых участках, а затем расселились в новоэвксине. Этой точки зрения придерживалась и автор монографии (Янина, 2000). Однако, после тщательного изучения малакофауны хвалыньских отложений Манычской депрессии (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006), пришла к выводу о хвалыньском происхождении солоноватоводной новоэвксинской фауны. Эта точка зрения подтверждается данными (Андрусов, 1926; Семенов, Сиденко, 1976) о находках тригоноидных дидакн (*Didacna moribunda* = *D. ebersini*) в новоэвксинских отложениях приманычского района Азово-Черноморского бассейна.

Зоологи (Мордухай-Болтовской, 1960, 1970 и др.), изучающие каспийскую фауну в Азово-Черноморском бассейне, утверждают, что в том случае, если бы в современном бассейне существовали остатки древнеэвксинской фауны, видовой состав каспийской фауны двух бассейнов (Каспийского и Азово-Черноморского) сильно бы различался: изоляция является мощным фактором видообразования, тем более что каспийские виды имеют широкую индивидуальную изменчивость, склонность к образованию экологических и географических форм, и уже в пределах современного Азово-Черноморского бассейна существуют подвиды, занимающие разные ареалы. Нынешняя каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне существует, очевидно, с самого конца плейстоцена, и поэтому виды в двух изолированных бассейнах близки.

Развитие черноморского фаунистического комплекса начинается с проникновения в новоэвксинский бассейн средиземноморских видов, постепенно вытеснивших солоноватоводную малакофауну. Его развитие в Азово-Черноморском бассейне прослежено Л.А. Невесской (1963, 1965), установившей бугазский, витязевский, каламитский и джеметинский этапы для Черного моря; древнеазовский, казантипский и новоазовский этапы для Азовского моря. Анализ распространения представителей черноморского фаунистического комплекса в различных природных областях региона обобщен в таблице 18. Бугазский этап характеризует первое появление наиболее эвригалинных средиземноморских видов *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Corbula mediterranea* при широком развитии солоноватоводных видов. Витязевский этап характеризуется уже господством этих средиземноморских видов. Каламитский этап отличается широким распространением, наряду с эвригалинными, умеренно эвригалинных видов (*Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*). Джеметинскому этапу отвечает развитие наиболее стеногалинных для Черного моря видов (*Divaricella divaricata*, *Gafrarium minimum*, *Modiolus phaseolus*, *Pitar rudis*). Автором отмечается, что выделение этих этапов в полном объеме прослеживается в открытой части моря. В опресненных же прибрежных районах провести границу между каламитским и джеметинским этапами невозможно.

В Азовском море и северной части Керченского пролива закономерность развития малакофауны, выявленная для Черного моря, нарушена: казантипский этап, примерно соответствующий каламитскому, отличался развитием в этой области сравнительно солонолюбивых видов, ныне здесь отсутствующих.

П.В. Федоровым (1956, 1959, 1971 и др.) в развитии малакофауны Черного моря также выделен этап развития самой богатой в видовом отношении и наиболее стеногалинной фауны – новочерноморский, во временном отношении соответствующий каламитскому этапу Л.А. Невесской. Это было время максимального развития голоценовой трансгрессии моря, оставившей в регионе террасу (новочерноморскую) высотой 3–5 м. П.В. Федоровым (1963, 1978) установлена и более низкая терраса (2–2,5 м), соответствующая нимфейскому этапу развития моря. Малакофаунистический состав отложений, слагающих эту террасу, идентичен современному; во временном плане соответствует джеметинскому этапу Л.А. Невесской. Наши малакофаунистические исследования голоцена Азово-Черноморского бассейна подтвердили этап развития в Азовском море и Керченском проливе наиболее солонолюбивой для этих районов малакофауны – казантипский. Что касается выделения аналогичного этапа в развитии фауны Черного моря (новочерноморского, каламитского), то в изученных нами районах он не выделяется.

Очевидно, что в составе черноморской фауны в соответствии с этапами ее развития можно выделить дробные таксономические единицы – фаунистические подкомплексы. Выделение четырех подкомплексов, соответствующих этапам развития малакофауны, установленным Л.А. Невесской, можно выполнить далеко не во всех районах региона, поэтому, вероятно, будет более применимым на практике выделять древнечерноморский и новочерноморский подкомплексы, соответствующие этапам, выделенным П.В. Федоровым (1963 и др.). Первый из них включает бугазскую и витязевскую фаунистические группировки, второй – каламитскую и джеметинскую. В Азовском бассейне в составе азовской фауны выделяются древнеазовский (во временном отношении соответствует примерно древнечерноморскому подкомплексу), казантипский и новоазовский подкомплексы (табл. 18).

Дидакны в черноморской фауне, согласно данным почти всех исследователей региона, отсутствуют. Некоторыми из них (Эберзин, Ивченко, 1947; Федоров, 1963; Несмеянов, Измайлов, 1995) на кавказском побережье выделяется низкая (5±3 м) «сочинская» терраса. В слагающих ее осадках присутствуют мелкие *Didacna (moribunda?)*, *Dreissena polymorpha*, *Cerastoderma glaucum*, *Theodoxus cf. fluviatilis*, *Cleissiniola cf. variabilis*. Одни считают ее новоэвксинской (Эберзин, Ивченко, 1947), другие – древнечерноморской (Федоров, 1963); а некоторые авторы (Щеглов, 1986) определяют ее как карангатскую. П.В. Федоров (1963) считает находки дидакн результатом штормового заплеска. Очень мелкие дидакны отмечались и Л.А. Невесской (1963) среди голоценовых сообществ моллюсков; она считает их переотложенными. Вполне возможно, что новоэвксинские дидакны (*D. ebersini*) завершили свое существование уже в начале черноморского этапа развития бассейна.

Анализ неоплейстоценовой и голоценовой малакофауны Черноморского региона показал, что она представлена элементами разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной и морской. При этом среди солоноватоводных моллюсков выделяются виды, предпочитающие опресненные воды, – слабо солоноватоводная подгруппа. Морские моллюски также представлены подгруппами с различным отношением к солености бассейна: эвригалинные, умеренно эвригалинные, умеренно стеногалинные и стеногалинные. Закономерности распределения представителей этих групп моллюсков по разрезу и площади плейстоценовых и голоценовых отложений лежат в основе выделения фаун.

Неоплейстоценовые и голоценовая фауны Черноморского региона характеризуются определенным сочетанием представителей разных экологических групп, а также разным таксономическим составом этих групп, отражающими палеоэкологические и палеогидрологические условия бассейнов их обитания и приуроченными к толще азово-черноморских отложений, отделенной от других аналогичных толщ перерывом в морском осадконакоплении (континентальными осадками либо разрывом). Выделяются фауны: чаудинская, эвксино-узунларская, карангатская, эвксино-черноморская. Их основу составляют моллюски разных экологических групп (табл. 19). Фауны отражают крупные палеогеографические эпохи в развитии Черноморского бассейна. В отличие от каспийских фаун, критерием выделения которых явилось распределение моллюсков одного рода – *Didacna*, связь между фаунами Понта слабая или отсутствует.

Фауны представлены фаунистическими комплексами, тесно взаимосвязанными друг с другом, характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития бассейна. Чаудинская фауна состоит из двух фаунистических комплексов: раннечаудинского и позднечаудинского, содержащихся в толщах, разделенных стратиграфическим перерывом. Эвксино-узунларская фауна представлена тремя комплексами: древнеэвксинским, узунларским и ашейским, характеризующими отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Карангатская фауна включает карангатский и тарханкутский фаунистические комплексы, заключенные в отложениях, разделенных континентальным перерывом. Эвксино-черноморская фауна представлена новоэвксинским и черноморским комплексами. Видовой и экологический состав комплексов показан в табл. 19.

Таблица 19. Неоплейстоценовые и голоценовые фауны и комплексы Черноморского региона

Виды моллюсков	Экологическая группа	Фауны Фаунистические комплексы								
		чаудинская		эвксино-узунларская			карангатская		эвксино-черноморская	
		раннечаудинский	позднечаудинский	древнеэвксинский	узунларский	ашейский	карангатский	тарханкутский	новоэвксинский	черноморский
<i>Sphaerium sp.</i>	пресно-водная									
<i>Unio pictorum</i>										
<i>Anodonta sp.</i>										
<i>Dreissena polymorpha</i>										

<i>Dr. rostrif. pontocaspia</i>	слабо солоноватоводная								
<i>Dr. rostrif. distincta</i>									
<i>Dr. rostrif. abchasica</i>									
<i>Dr. rostrif. tschaudae</i>									
<i>Monodacna subcolorata</i>									
<i>M. caspia</i>									
<i>Hypanis plicatus</i>									
<i>Adacna vitrea</i>									
<i>Ad. laeviuscula</i>									
<i>D. (Tch.) tschaudae</i>		солоноватоводная							
<i>D. (Tch.) guriana</i>									
<i>D. pleistopleura</i>									
<i>D. plesiochora</i>									
<i>D. pseudocrassa</i>									
<i>D. olla</i>									
<i>D. baericrassa</i>									
<i>D. crassa supsae</i>									
<i>D. crassa guriensis</i>									
<i>D. crassa tamanica</i>									
<i>D. parvula</i>									
<i>D. rudis rudis</i>									
<i>D. rudis subvulgaris</i>									
<i>D. rudis euxinica</i>									
<i>D. carditoides</i>									
<i>D. catillus</i>									
<i>D. eulachia</i>									
<i>D. pallasi</i>									
<i>D. subpyramidata</i>									
<i>D. borisphenica</i>									
<i>D. pontocaspia</i>									
<i>D. danubica</i>									
<i>D. uzunlarica</i>									
<i>D. tschepalygae</i>									
<i>D. poratica</i>									
<i>D. raricostata</i>									
<i>D. akchaena</i>									
<i>D. ultima</i>									
<i>D. nalivekini</i>									
<i>D. ex gr. protracta</i>									
<i>D. subprotracta</i>									
<i>D. subcatillus</i>									
<i>D. ex gr. crassa</i>									
<i>D. moribunda</i>									
<i>D. cristata</i>									
<i>D. ex gr. ebersini</i>									
<i>Cardium edule</i>	эвригаллиная								
<i>Abra ovata</i>									
<i>Mytilaster lineatus</i>									
<i>Corbula mediterranea</i>									
<i>Pholas candidus</i>									
<i>Loripes lacteus</i>	морская умеренно эвригаллиная								
<i>Cardium exiguum</i>									
<i>Mytilus galloprovincialis</i>									
<i>Donacilla cornea</i>									
<i>Solen vagina</i>									
<i>Tellina tenuis</i>									
<i>Abra milashevichi</i>									
<i>Chione gallina</i>									
<i>Paphia discrepans</i>									
<i>Paphia senescens</i>									

<i>Paphia rugata</i>										
<i>Gastrana fragilis</i>										
<i>Irus irus</i>										
<i>Pitar rudis</i>										
<i>Gafrarium minimum</i>										
<i>Donax trunculus</i>										
<i>D. venustus</i>										
<i>Modiolus adriaticus</i>										
<i>M. phaseolinus</i>										
<i>Gastrochaena dubia</i>										
<i>Pholas dactylus</i>										
<i>Abra alba</i>										
<i>Divaricella divaricata</i>										
<i>Cardium paucicostatum</i>										
<i>C. papillosum</i>										
<i>Ostrea edulis</i>										
<i>Spisula subtruncata</i>										
<i>Arcopsis lactea</i>										
<i>Tellina donacina</i>										
<i>T. fabula</i>										
<i>Chlamus glabra</i>										
<i>Nucula nucleus</i>										
<i>Cardium tuberculatum</i>										
<i>Corbula gibba</i>										
<i>Dosinia lupinus</i>										
<i>D. exoleta</i>										
<i>Venus verrucosa</i>										
<i>Ensis ensis</i>										
<i>Scrobicularia plana</i>										
<i>Maetra corallina</i>										
<i>Tellina albicans</i>										
<i>T. incarnata</i>										
<i>Anadara diluvii</i>										
<i>Scrobicularia plana</i>										
<i>Barbatia barbata</i>										
<i>Chama gryphoides</i>										
<i>Chlamys varia</i>										
<i>Jagonia reticulata</i>										
<i>Donax variegatus</i>										
<i>Mysia undata</i>										
<i>Hiatella arctica</i>										
<i>Anomia ephippium</i>										
<i>Gari depressa</i>										
<i>Arca noae</i>										
		умеренно стеногалинная								
		стеногалинная								
Экологические группы	пресноводная									
	слабо солоноватоводная									
	солоноватоводная									
	морская эвригалинная									
	умеренно эвригалинная									
	умеренно стеногалинная									
	Стеногалинная									

В составе большинства фаунистических комплексов выделены более мелкие фаунистические единицы – *подкомплексы*, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития бассейна. Раннечаудинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: ранний раннечаудинский, распространенный в осадках Гурии и на болгарском шельфе, отвечающий начальным фазам развития раннечаудинской стадии, и поздний раннечаудинский, характеризующий ее максимальное состояние (Керченский и Таманский полуострова). В составе позднечаудинского комплекса выделяются три подкомплекса: собственно позднечаудинский подкомплекс, развивавшийся во время позднечаудинской стадии трансгрессии, бакинский подкомплекс, распространенный в основном в районах, прилегающих к устью древнего Маныча, отвечающий эпохе поступления каспийских вод по этому проливу в чаудинский бассейн, и эпичаудинский подкомплекс, в составе которого появляются эвригалинные средиземноморские виды, свидетельствующие о вторжении морских вод в чаудинский бассейн.

Древнеэвксинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: древнеэвксинский и палеозунларский. Более древний из них – древнеэвксинский – состоит из солоноватоводных видов и характеризует начальную, солоноватоводную, фазу развития трансгрессии. Более поздний палеозунларский подкомплекс наряду с древнеэвксинскими дидакнами в своем составе имеет эвригалинные морские виды *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata* и др., количество которых по разрезу осадков постепенно увеличивается, что свидетельствует о поступлении средиземноморских вод в древнеэвксинский бассейн.

Узунларский фаунистический комплекс также представлен двумя подкомплексами: эвксинским и узунларским, закономерность распространения видов моллюсков в которых аналогична более древним эвксино-узунларским подкомплексам, однако, с большим развитием в них представителей средиземноморской малакофауны. Эти подкомплексы также отражают смену солоноватоводного бассейна морским в условиях вторжения в эвксинский бассейн средиземноморских вод. Вероятно, что и в составе ашейского комплекса устанавливаются два подкомплекса: позднеэвксинский солоноватоводный (сведения о нем крайне скудные) и ашейский морской.

В составе карангатского фаунистического комплекса выделяются: тобечикский подкомплекс, в состав которого входит средиземноморская малакофауна бедного таксономического состава, и собственно карангатский подкомплекс, охарактеризованный обилием средиземноморских, как эвригалинных, так и стеногалинных, видов, и отражающий эпоху самого широкого в плейстоцене поступления средиземноморских вод в черноморскую котловину.

Новоэвксинский комплекс включает в свой состав три фаунистических подкомплекса, отражающих этапы развития новоэвксинского бассейна от регрессивного сильно опресненного бассейна (ранний новоэвксинский подкомплекс) и новоэвксинской трансгрессии с инвазией в бассейн каспийской хвалынской фауны (поздний новоэвксинский подкомплекс).

В составе черноморского комплекса выделяются древнечерноморский (этап незначительного распространения средиземноморских видов) и новочерноморский (широкое развитие в Черном море эвригалинных, умеренно стеногалинных и довольно редких стеногалинных средиземноморских видов) подкомплексы. Каждый из этих подкомплексов включает в свой состав более дробные таксономические единицы фауны: в составе древнечерноморского выделяются бугазская и витязевская фаунистические группировки; в составе новочерноморского – каламитская и джеметинская; они отражают степень развития в бассейне представителей средиземноморской малакофауны. В составе азовского фаунистического комплекса выделяются три подкомплекса: древнеазовский, казантипский и новоазовский, также отражающие степень распространения средиземноморских моллюсков в Азовском море.

Отдельные природные области или районы Черноморского региона в распространении представителей фаунистических комплексов имеют свои особенности, вызванные различием палеоэкологических обстановок и палеогеографической историей каждого из них. На этом основании выделены *фаунистические ассоциации* в составе комплексов. В своем распространении по площади региона комплексы сравнительно устойчивы.

Анализ моллюсков рода *Didacna* в составе неоплейстоценовых фаун Понта показал, что они представлены 36 видами и подвидами, включающими реликты (4) и неоплейстоценовые дидакны, в состав которых входят виды черноморского происхождения (15) и каспийского (17); среди последних выделяются подвиды (5), сформировавшиеся при смене экологической обстановки в Черноморских бассейнах (табл. 20). Все черноморские дидакны относятся к группе *stassa* или близки ей. Каспийские дидакны представлены всеми их основными группами (*stassa*, *trigonoides*, *catillus*). Дидакны входят в основной состав чаудинской и эвксино-узунларской фаун, являясь образующими видами для ее солоноватоводных комплексов

и подкомплексов. В составе смешанных солоноватоводно-морских или морских подкомплексов дидакны имеют подчиненное значение. В морской карангатской фауне дидакны встречаются очень редко, территориально ограничиваясь опресненными участками моря. Еще более редкие моллюски этого рода входят в состав пресноводно-солоноватоводного новоэвксинского комплекса эвксино-черноморской фауны. В черноморском комплексе дидакн, по-видимому, нет.

Таблица 20. Распространение дидакн в составе неоплейстоценовых фаун и комплексов Черноморского региона

Виды (подвиды)	Фауны, фаунистические комплексы, подкомплексы																
	ch					eu-uz					kg			ne-č			
	ch ₁		ch ₂			deu		uz		ash		kg		th	ne-č		
	ch ₁ ¹	ch ₁ ²	ch ₂	b	ech	eu ₁	uz ₁	eu ₂	uz	eu ₃	ash	tb	kg		neu ₁	neu ₂	č
<i>D. (Tsch.) tschoudae</i>																	
<i>D. (Tsch.) guriana</i>																	
<i>D. pleistopleura</i>																	
<i>D. plesiochora</i>																	
<i>D. pseudocrassa</i>																	
<i>D. baericrassa</i>																	
<i>D. supsae</i>																	
<i>D. guriensis</i>																	
<i>D. tamanica</i>																	
<i>D. olla</i>																	
<i>D. parvula</i>																	
<i>D. rudis rudis</i>																	
<i>D. rudis subvulgaris</i>																	
<i>D. rudis euxinica</i>																	
<i>D. carditoides</i>																	
<i>D. catillus</i>																	
<i>D. catillus devexa</i>																	
<i>D. catillus-rudis</i>																	
<i>D. eulachia</i>																	
<i>D. lindleyi derupta</i>																	
<i>D. pallasi</i>																	
<i>D. subpyramidata</i>																	
<i>D. borisphenica</i>																	
<i>D. pontocaspia</i>																	
<i>D. pont. tanaitica</i>																	
<i>D. uzunlarica</i>																	
<i>D. tschepalygae</i>																	
<i>D. poratica</i>																	
<i>D. raricostata</i>																	
<i>D. akchaena</i>																	
<i>D. nalivkini</i>																	
<i>D. ex gr. protracta</i>																	
<i>D. subprotracta</i>																	
<i>D. ultima</i>																	
<i>D. subcatillus</i>																	
<i>D. symmetrica</i>																	
<i>D. ex gr. crassa</i>																	
<i>D. danubica</i>																	
<i>D. cristata</i>																	
<i>D. ex gr. ebersini</i>																	
<i>D. moribunda</i>																	

Жирным шрифтом выделены виды каспийского происхождения

Видовой состав дидакн, входящих в разновозрастные фауны, различен. Наиболее таксономически разнообразна чаудинская фауна, включающая 4 реликтовых, 6 видов черноморского происхождения и 12 видов каспийского происхождения. Руководящим видом для нее является черноморский вид *Didacna pseudocrassa*. В составе эвксино-узунларской фауны реликтовые виды отсутствуют, присутствуют 7 черноморских видов дидакн и 4 – каспийских. Характерным для нее является черноморский вид *Didacna pontocaspia*. В составе карангатской фауны разными исследователями отмечено 6 видов дидакн черноморского происхождения и 10 видов – каспийского. Характерными для нее видами являются каспийские гирканские дидакны *Didacna subcatillus* и *D. cristata*.

Эвксино-черноморская фауна включает редких представителей каспийского вида *Didacna moribunda* (*D. ebersini*). Среди представителей чаудинской и эвксино-узунларской фаун дидакны черноморского происхождения (несмотря на кажущееся обилие каспийских видов) играют ведущую роль. В составе эвксино-узунларской фауны численный состав каспийских видов (несмотря на их меньшее таксономическое разнообразие) больше, чем в составе чаудинской фауны.

Значительный интерес представляет состав и распространение каспийских видов дидакн в отложениях Черноморского региона. Первые каспийские дидакны – *D. parvula*, *D. rudis* и другие бакинские виды – отмечены среди черноморских чаудинских дидакн в осадках Керченско-Таманской области и побережья Кавказа. В районах, соседствующих с устьем Манычского пролива, они довольно многочисленны, по мере удаления от него количество каспийских дидакн значительно сокращается. Такая же закономерность отмечается и в распространении раннехазарских видов дидакн в эвксинских бассейнах: северо-восточный район моря отличается почти исключительным преобладанием каспийских элементов; на северо-западе в составе фауны влияние каспийских элементов еще ощутимо; с продвижением вдоль западного побережья оно резко сокращается, и в фаунистическом составе преобладают солоноватоводные виды черноморского происхождения. В направлении вдоль кавказского побережья на юго-восток в фауне также наблюдается сокращение количества каспийских форм, причем из них там отмечаются в основном дидакны крассоидной группы. В составе каспийских дидакн в эвксинских отложениях преобладают *Didacna pallasii* и *D. subpyramidata*. Последний из них – первый представитель тригоноидной группы в Черноморском бассейне. Среди поздних отложений были обнаружены лишь единичные раковины тригоноидных видов *Didacna cristata* и *D. ebersini* (*D. moribunda*?). Видовой состав дидакн других групп, а также их количество, ограничены.

Особенности распространения разновозрастных дидакн по площади региона выражены в их ассоциациях (табл. 21). В распространении каспийской фауны в неоплейстоценовых бассейнах

Таблица 21 Ассоциации плейстоценовых дидакн Черноморского региона

Ассоциации дидакн	Природные области Черноморского региона							
	Кавказское побережье	Таманский п-ов и шельф	Керченский п-ов	Керченский пролив	Приазовье и Азовский бассейн	Северное Причерноморье и шельф	С-З Причерноморье и шельф	Болгарский шельф
новоэвксинские	<i>D. ebersini</i>			<i>D. ebersini</i> (<i>D. moribunda</i>)	<i>D. ebersini</i>			
карангатские	<i>D. ultima</i> – <i>D. subcatillus</i>	<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. bosphorica</i>	<i>D. pontocaspia</i>	<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. cristata</i> – <i>D. subcatillus</i>	<i>D. cristata</i>		<i>D. denubica</i>	
узунларские	<i>D. pontocaspia</i>		<i>D. pontocaspia</i>		<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. pallasii</i> – <i>D. subpyramidata</i>	<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. nalikini</i> – <i>D. subpyramidata</i>	<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. uzunlarica</i>	<i>D. pontocaspia</i>
древнеэвксинские	<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. subpyramidata</i>			<i>D. pontocaspia</i>			<i>D. pontocaspia</i> – <i>D. tschepalygae</i>	
поздние чаудинские	<i>D. pseudocrassa</i> – <i>D. rudis</i>	<i>D. pseudocrassa</i> – <i>D. tamarica</i> – <i>D. nudis</i>	<i>D. pseudo-crassa</i>		<i>D. baericrassa</i> – <i>D. tamarica</i>	<i>D. baericrassa</i> – <i>D. tamarica</i>	<i>D. pseudo-crassa</i> – <i>D. baericrassa</i>	<i>D. pseudocrassa</i> – <i>D. olla</i>
раннечаудинские	<i>D. guilensis</i> – <i>D. supsae</i> – <i>D. pseudocrassa</i>	<i>D. pseudo-crassa</i> – <i>D. baericrassa</i>	<i>D. baericrassa</i>					

Черноморского региона отмечается ряд закономерностей: довольно тщательный отбор северокаспийских форм, способных мигрировать через Манычский пролив, и расселение ее на участках, подверженных наибольшему влиянию каспийских вод.

В неоплейстоценовой истории Черноморского региона отмечается два экологических кризиса для каспийской малакофауны. (1) Карангатское осолонение бассейна, приведшее к вымиранию каспийских представителей чаудинской и эвксино-узунларской фаун. После этого кризиса немногочисленные гирканские дидакны, мигрировавшие через Маныч вслед за регрессией карангатского моря, освоили очень ограниченные участки бассейна. (2) Новозвксинское опреснение, в результате которого погибли все моллюски этого рода. Редкие хвалынские дидакны, преодолевшие Манычский пролив, не смогли акклиматизироваться в новозвксинском бассейне. Это привело к окончательному исчезновению дидакн из малакофауны Азово-Черноморского бассейна. Очевидно, представителей слабо солоноватоводной каспийской фауны в современном Азово-Черноморском бассейне следует считать не реликтами, как это распространилось среди исследователей после трудов И. Кесслера, А.А. Остроумова и В.К. Совинского, а вселенцами из другого бассейна, как предложено Ф.Д. Мордухай-Болтовским.

2.3. БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТА

Стратификация черноморских отложений, как и каспийских, выполнена на биостратиграфической основе. Но если в основу биостратиграфии каспийского неоплейстоцена и голоцена положены эволюционные изменения и закономерности экологической смены сообществ моллюсков одного рода – *Didacna*, то для черноморского неоплейстоцена эта основа иная. Древний Понт, как промежуточный бассейн между Каспием и Средиземным морем, испытывал неоднократные вторжения фауны из смежных водоемов. Это, наряду с эволюцией черноморских эндемиков, явилось причиной весьма пестрого состава ископаемой малакофауны как по разрезу, так и площади морских отложений. При расчленении черноморского неоплейстоцена и голоцена используется характер соотношения элементов средиземноморской, солоноватоводной и пресноводной малакофаун. Важнейшим для стратификации является анализ средиземноморских и солоноватоводных элементов. При этом анализе среди морских форм учитывается соотношение стеногалинных и эвригалинных видов; среди солоноватоводных – трех групп: эоплейстоценовых реликтов, черноморских видов и каспийских вселенцев.

Практически всеми исследователями Черноморского региона (Андрусов, 1903, 1904, 1905, 1918, 1925, 1926; Григорович-Березовский, 1902, 1903; Арап и др., 1990; Арсланов и др., 1975, 1976, 1982, 1983; Архангельский, Страхов, 1938; Барг и др., 1978, 2001; Бондарчук, 1959; Бондарчук, Тращук, 1977; Вассоевич, 1928; Гожик и др., 1974, 1987; Горецкий, 1955, 1957, 1959; Григорьев и др., 1985; Давиташвили, 1930, 1932, 1933; Джанелидзе, 1975; Димитров, Говберг, 1978, 1979; Динамика..., 2002; Эберзин, 1940; Муратов, 1951, 1960; Попов, 1959, 1961, 1983 и др.; Федоров, 1963, 1968, 1978; Невеская, 1961, 1963, 1965; Островский и др., 1977; Михайлеску, 1990; Свиточ и др., 1998, 2000, 2001; Чепалыга, 1980, 1998; Чепалыга и др., 1986 и др.) отмечается наличие в его разрезе чаудинских, древнезвксинских, узунларских, карангатских, новозвксинских и черноморских отложений. Некоторые из них (Геология..., 1974, 1981 и др.) чаудинские отложения считают плиоценовыми (эоплейстоценовыми), проводя нижнюю границу неоплейстоцена по подошве древнезвксинских осадков. Как и для каспийского неоплейстоцена, для черноморского не определены твердые биостратиграфические критерии выделения стратонов разного таксономического ранга. В одном номенклатурном ряду находятся отложения палеогеографических событий разной значимости, либо осадки одного события относятся к разным таксонам.

Разночтения при стратификации морских осадков существуют по вопросам их соотношения и более дробного деления. Так, Л.А. Варданянц (1948, 1959), А.В. Григорьев и др. (1985) и др. отрицают существование стратиграфического перерыва (обусловленного регрессией) между узунларскими и карангатскими отложениями; а В.М. Муратовым (1960), Г.И. Поповым (1961) и др. выделяются между ними среднезвксинские слои. Исследователи черноморского побережья Кавказа выделяют ашейские отложения между пшадскими и карангатскими (Островский, 1968); два горизонта осадков узунларского типа – шапсугский и пшадский (Островский, Щелинский, 1969); двучленность древнезвксинских отложений (Федоров, 1977, 1978), палеоузунларские слои (Федоров, 1977, 1978). Г.И. Поповым (1955) между карангатским и древнечерноморским горизонтами выделен сурожский. А.П. Щегловым (1986) предложена еще более сложная схема стратификации террас и отложений Кавказского побережья. С появлением результатов абсолютного

датирования и палеомагнетизма, обобщенных В.А. Зубаковым (1987), разногласия по поводу возраста отложений и их стратиграфического статуса не уменьшились.

В отличие от Каспийского региона, для основных стратиграфических подразделений черноморского неоплейстоцена стратотипы описаны (Архангельский, Страхов, 1938; Попов, 1955; Федоров, 1963; Чепалыга и др., 1986, 1989; Несмеянов, Измайлов, 1995).

Анализ распространения моллюсков в разрезе морского неоплейстоцена и голоцена и по площади Черноморского региона позволил автору монографии представить вариант биостратиграфической схемы (табл. 22), основанной (по аналогии с каспийской) на выделенных фаунистических сообществах разного иерархического уровня, дополняющей и уточняющей существующие схемы. Особенностью схемы является использование видов рода *Didacna* для биостратиграфических построений, что имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понто-Каспия.

Черноморский неоплейстоцен представляет собой, как и каспийский, одну *биозону (генозону)* – отложения времени существования моллюсков рода *Didacna*, прерываемого вторжением средиземноморской малакофауны современного облика. Биозона разделяется на *подзоны* по временному развитию в ней *фаун*: чаудинской, эвксино-узунларской, карангатской, эвксино-черноморской. Они образуют биостратиграфическое основание для выделения главного регионального стратиграфического таксона – *горизонта* (или *региоаруса*). Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Понт. Выделяются: чаудинский, эвксино-узунларский, карангатский и эвксино-черноморский горизонты. По палеогеографическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Азово-Черноморского бассейна, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков.

Более дробная биостратиграфическая единица – *интервал-зона* – является основой для выделения *подгоризонтов*. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга *комплексами* моллюсков, являющимися составными частями фаун. Чаудинский горизонт разделяется на нижнечаудинский и верхнечаудинский подгоризонты, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами. В составе эвксино-узунларского горизонта мы выделяем древнеэвксинский, узунларский и ашейский подгоризонты, включающие соответственно одноименные комплексы моллюсков. Карангатский горизонт расчленяется на карангатский и тарханкутский подгоризонты, охарактеризованные соответствующими комплексами. Эвксино-черноморский горизонт подразделяется на новоэвксинский и черноморский подгоризонты.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – *слои* – выделены нами на основе содержащихся в них *подкомплексов* моллюсков. Мы выделяем: для нижнечаудинского подгоризонта – нижние (эмонские, гурийские) и верхние (собственно нижнечаудинские) слои; для верхнечаудинского подгоризонта – верхнечаудинские, бакинские и эпичаудинские (караденизские) слои. Древнеэвксинский подгоризонт расчленяется на древнеэвксинские и палеоузунларские слои. В составе узунларского подгоризонта выделяются эвксинские и узунларские слои. В составе ашейского подгоризонта – позднеэвксинские и ашейские слои. Карангатский подгоризонт подразделяется на тобечикские и карангатские (эльтигенские) слои. В составе новоэвксинского подгоризонта можно выделить нижне- и верхненовоэвксинские слои. В составе черноморского подгоризонта – древнечерноморские и новочерноморские слои. По палеогеографическому содержанию слои отвечают отдельным этапам в развитии бассейна, отраженным в осадках, не разделенным стратиграфическим перерывом, с постепенной сменой малакофаунистического состава (фаунистических подкомплексов).

Еще более дробные стратиграфические единицы – *пачки* – выделяются в составе слоев: например, опукская и конекская пачки в узунларских слоях; бугазская и витязевская в древнечерноморских, каламитская и джеметинская в новочерноморских слоях. Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции либо фазы в развитии бассейна, нашедшие отклик в изменении таксономического состава фаунистических подкомплексов.

Ассоциации моллюсков, установленные нами для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фациальном разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Таблица 22. Региональная биостратиграфическая (экостратиграфическая) схема морского неоплейстоцена Черноморского региона

Общая стратиграфическая шкала	Биозона		Подгоризонт	Фаунистический комплекс	Тип фауны				Солоноватоводная фауна			Морская фауна		Слои	Фаунистический подкомплекс	Пачки	Фаунистическое сообщество	род <i>Didacna</i> характерные виды			
	Горизонт	Фауна			морской	солонатоводный	слабо солонатоводный	пресноводный	плиоценовые реликты	черноморские эндемики	каспийские вселенцы	стеногалинная	эвригалинная								
	Горизонт	Фауна																			
неоплейстоцен верхний	Didacna Eichwald	эвксино-черноморский	эвксино-черноморская	черноморский	Cerastoderma-Chione - Mytilus	■										новочерноморские	Chione - Mytilus	джеметинская	Pitar - Divaricella		
																			каламитская		Chione-Mytilus
неоплейстоцен верхний	Didacna Eichwald	эвксино-черноморский	эвксино-черноморская	новозвксинский	Monodacna-Dreissena											древнечерноморские	Cerastoderma-Abra - Monodacna	витязевская	Cerastoderma-Abra		
																		бугазская	Cerastoderma-Monodacna		<i>D. ebersini</i> ?
неоплейстоцен верхний	Didacna Eichwald	эвксино-черноморский	эвксино-черноморская	новозвксинский	Monodacna-Dreissena											верхние новозвксинские	Monodacna caspia				<i>D. ebersini</i>
																	нижние новозвксинские	Dreissena polymorpha			
неоплейстоцен верхний	Didacna Eichwald	эвксино-черноморский	эвксино-черноморская	тархангутский	Cerastoderma-Mytilaster	■															<i>D. cristata</i> , <i>D. subcatillus</i>
неоплейстоцен верхний	Didacna Eichwald	эвксино-черноморский	эвксино-черноморская	карангатский	Cerastoderma-Mytilaster	■										карангатские	Cardium tuberculatum Paphia senescens				<i>D. pontocaspia</i> <i>D. borisphenica</i>
																	тобечикские	Cerastoderma-Mytilaster - Paphia senescens			

	средний												ашейские	Paphia-Chione- Cerastoderma-Myltilus				
		ашейский											Cerastoderma-	позднеэвксинские				Didacna- Cerastoderma
	эвксино-узунларский												узунларские	Cerastoderma- Myltilaster	конекская	Cerastoderma- Myltilaster		
		узунларский											Didacna pontocaspia- Cerastoderma- Myltilaster	эвксинские	Didacna pontocaspia	опукская		Cerastoderma- Didacna pontocaspia
	эвксино-узунларская												палеоузунларские	Cerastoderma-Abra				
		древнеэвксинский											Didacna pontocaspia- Cerastoderma	древнеэвксинские				Didacna pontocaspia- D.pallasi- D. subpyramidata
	чаудинский												эпичаудинские	Cerastoderma- Didacna				
		чаудинская											Didacna pseudocrassa- D.olla- Tschaudia	бакинские				Didacna rudis - D. pseudocrassa – D. pallasii
	верхнечаудинский												верхнечаудинские	Didacna pseudocrassa- D. baericrassa- D.olla- Tschaudia				
		нижнечаудинский											Tschaudia- Didacna baericrassa	верхние нижнечаудинские				Didacna baericrassa
													нижние нижнечаудинские	Didacna guriensis- D. supsae -Tschaudia				<i>D. guriensis</i> <i>D. supsae</i>

Условные обозначения в табл. 2.

Чаудинский горизонт выделяется по широкому развитию в его отложениях солоноватоводной фауны, представленной дидакнами современного облика, наряду с которыми еще широко распространены реликтовые эоплейстоценовые (плиоценовые) формы. Горизонт назван Н.И. Андрусовым (1904–1905) по мысу Чауда, где им впервые были описаны чаудинские отложения. Осадки чаудинского горизонта имеют сравнительно ограниченное распространение на черноморских побережьях (кавказское побережье, Таманский полуостров, Керченский полуостров, шельф и приустьевые участки северо-западного Причерноморья, шельф Болгарии). Для них характерен разнообразный фациальный и литологический состав: отложения часто груботерригенные, с разнообразной текстурой (фации пляжа и подводного берегового склона, относящиеся к зоне волнового поля; фации гравитационной обстановки), с высокой степенью цементации; песчаные (фации пляжа и прибрежного мелководья); песчано-глинистые (лагунно-лиманские фации).

Среди дидакн в отложениях чаудинского горизонта распространены реликтовые эоплейстоценовые виды *Didacna (Tschaudia) tschadae*, *D. (Tsch.) guriana*, *D. pleistopleura*, *D. plesiochora* и неоплейстоценовые виды *Didacna*, как впервые появившиеся в чаудинской фауне: *Didacna pseudocrassa*, *D. baericrassa*, *D. guriensis*, *D. supsae*, *D. olla*, так и мигрировавшие в чаудинский бассейн из Каспийского: *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. catillus*, *D. eulachia*, *D. lindleyi derupta*, *D. symmetrica*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. monodacnoides*, а также возникшие в чаудинском бассейне в результате видообразования у каспийских форм: *D. rudis euxinica*, *D. rudis subvulgaris*. Руководящим видом для чаудинского горизонта является *Didacna pseudocrassa*. Показательными видами можно считать *Didacna supsae*, *D. guriensis*.

В составе чаудинского горизонта выделяются нижнечаудинский и верхнечаудинский подгорizontы. Биостратиграфическим основанием для их выделения являются раннечаудинский и позднечаудинский фаунистические комплексы. Нижнечаудинский подгорizont характеризуется эоплейстоценовыми реликтами и плейстоценовыми дидакнами черноморского происхождения. Его распространение отмечено в Гурийском районе Грузии, на Таманском и Керченском полуостровах, на высокой плейстоценовой террасе (VII) Дунайско-Днестровского района и на шельфе Болгарии.

В строении стратотипического разреза на м. Чауда (см. рис. 21) отмечаются континентальные осадки между чаудинскими подгорizontами. Очевидно, нижнечаудинский подгорizont соответствует начальной стадии чаудинской трансгрессии. Фаунистические подкомплексы, выделенные в составе раннечаудинского комплекса и отвечающие (соответственно) начальному (шельф Болгарии, Гурийский район Грузии) и максимальному (Таманский и Керченский полуострова) состоянию стадии, являются основанием для выделения нижних (эмонские, гурийские) и верхних нижнечаудинских слоев. В последних, помимо малакофауны, установлены солоноватоводные бентосные и планктонные фораминиферы (Чепалыга и др., 1989), а в лиманных фациях VII террасы Дуная – остатки мелких млекопитающих, близких тираспольскому комплексу (Михайлеску, Маркова, 1992). Эмонские слои на шельфе Болгарии представлены мелководными прибрежными фациями (Куприн и др., 1980). П.С. Димитров и др. (1978, 1979) полагают, что эти отложения образуют систему береговых валов, фиксирующих западный предел распространения позднечаудинского бассейна. П.В. Федоров (1980) отнес их к осадкам послечаудинской регрессии. А.Л. Чепалыга (1981) считает их отложениями раннечаудинского регрессивного бассейна. В последнее время эта точка зрения стала общепринятой. Ее подтверждает смена прибрежных осадков на глубоководные (Куприн и др., 1984).

Верхнечаудинский подгорizont охарактеризован реликтовыми видами *Didacna (Tschaudia) tschadae*, *D. pleistopleura*, *D. plesiochora*, черноморскими видами дидакн *Didacna baericrassa*, *D. pseudocrassa* и *D. olla*, а также дидакнами каспийского происхождения *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. pallasi*. Его отложения распространены на кавказском побережье, Таманском и Керченском полуостровах, северо-западном Причерноморье. Наиболее бедны моллюсками дунайско-днестровские лиманские отложения VI террасы, по их составу они аналогичны нижнечаудинскому подгорizontу и включают лишь три вида дидакн: *Didacna (Tschaudia) tschadae*, *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*. В других районах региона этот состав усложняется за счет других реликтовых видов (*D. pleistopleura*, *D. plesiochora*), а также появления каспийских иммигрантов. Набор черноморских видов дидакн ограничен. По их составу существенных отличий в фаунистической характеристике между верхнечаудинским и нижнечаудинским подгорizontами не наблюдается. В некоторых разрезах верхней чауды отмечается присутствие раковин эвригалинных средиземноморских моллюсков, солоноватоводных и морских бентосных фораминифер и остракод.

Фаунистические подкомплексы, установленные в составе позднечаудинского комплекса, дают биостратиграфическое основание для выделения собственно верхнечаудинских, бакинских и эпичаудинских слоев. Верхнечаудинские слои включают дидакны черноморского происхождения и редких каспийских представителей. Бакинские слои отличает широкое распространение каспийских дидакн. Они наиболее

четко стратифицируются на Таманском полуострове – районе, близко расположенном к выходу Маньчского пролива, где представлены мелководными образованиями опресненного водоема. К ним по стратиграфическому положению и обилию среди ископаемой фауны каспийских элементов (*Didacna rudis*, *D. eulachia*, *D. pallasi*) можно отнести и пески, кроющие верхнечаудинские известняки м. Чауда. Эпичаудинские слои отвечают заключительному этапу развития позднечаудинской трансгрессивной стадии, вызванному проникновением средиземноморских вод в чаудинский бассейн и расселению в нем эвригалинных морских моллюсков (Чепалыга и др., 1984, 1989; Янко и др., 1984).

Стратотипом чаудинского горизонта Н.И. Андрусовым (1904–1905) обозначен разрез мыса Чауда. Большинство исследователей согласно с этим. Т.Г. Китовани (1971, 1976) в качестве чаудинского стратотипа предложен разрез Гурии. А.Л. Чепалыгой и др. (1989) парастратотипом верхнечаудинских отложений на кавказском побережье назван разрез Гизель-Дере, расположенный южнее Туапсе, описанный в работах В.М. Муратова, Л. Хуа-Чжан (1961), П.В. Федорова (1963). Здесь находится останец 100-метровой террасы, сложенной галечниковым конгломератом, переслаивающимся с детритусовым песчаником, мощностью 2–4 м. Песчаник включает *Didacna pseudocrassa*, *D. tschoudae*, *Monodacna* sp., *Adacna plicata*, *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasi*. Стратотипом чаудинской фауны, безусловно, является местонахождение Чауда, в котором она представлена наиболее полно (отсутствует лишь ранний раннечаудинский подкомплекс). Парастратотипом следует считать разрез Гурии, ибо здесь находятся местонахождения не только чаудинской фауны, но и наблюдается переход к ней от гурийской эоплейстоценовой малакофауны.

Эвксино-узунларский горизонт выделяется по широкому развитию в его отложениях солоноватоводной и эвригалинной морской эвксино-узунларской малакофауны, отличной от чаудинской. Отличием солоноватоводной фауны является отсутствие эоплейстоценовых реликтов. Из видов, характерных для чаудинского горизонта, встречаются *Didacna baericrassa*. Широкое распространение получили *D. pontocaspia*, реже – *D. borisphenica*, *D. raricostata*, *D. akschaena*, *D. poratica*, *D. tschepalygae*, *D. uzunlarica*, *D. danubica*. В отложениях эвксино-узунларского горизонта весьма многочисленны раковины моллюсков, характерные для нижнеказарских отложений Каспийского региона, – *Didacna pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. nalivkini*, также отмечены находки дидакн, свойственных бакинским отложениям Каспия – *D. eulachia*, *D. carditoides*, *D. aff. parvula*, *D. rudis*. Для морской составляющей фауны отмечается господство эвригалинных средиземноморских видов *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata* и др. Руководящим видом для эвксино-узунларского горизонта является *Didacna pontocaspia*. Отложения горизонта слагают аккумулятивный чехол средневысотных террас кавказского побережья, где представлены грубыми песчано-галечными образованиями динамичной прибрежной среды накопления. В пределах крымско-таманского побережья это пески и алевриты приглубой сублиторали. На северо-западном и западном шельфе отложения характеризуются тонким литологическим составом. В приустьевых участках рек содержат многочисленные раковины пресноводных моллюсков.

В составе эвксино-узунларского горизонта выделяются три подгоризонта: древнеэвксинский, узунларский и ашейский. Биостратиграфической основой для них являются одноименные фаунистические комплексы. Комплексы имеют близкий видовой состав дидакн, на заключительных этапах развития каждого из них в составе появляются морские элементы, содержание которых в ашейском комплексе самое высокое. Древнеэвксинский подгоризонт можно подразделить на древнеэвксинские и палеоузунларские слои. Биостратиграфической основой для этого служат два одноименных подкомплекса, связанные между собой переходом и характеризующие разные этапы развития бассейна: солоноватоводный древнеэвксинский и палеоузунларский, отличающийся присутствием в нем морских эвригалинных видов и отражающий этап поступления в древнеэвксинский бассейн средиземноморских вод. Отложения древнеэвксинского подгоризонта распространены на кавказском побережье, Таманском полуострове, в Приазовье, северо-западном Причерноморье, вскрыты бурением в Керченском проливе, в Северном Причерноморье. В лиманских фациях бабельской (IV) террасы Дуная наряду с малакофауной установлены остатки грызунов гуньковского (лихвинского, сингильского) комплекса (Михайлеску, Маркова, 1992).

К.Д. Михайлеску (1990) в качестве стратотипа древнеэвксинского подгоризонта предлагает разрез Озерное (Бабеле) (рис. 24), объясняя свой выбор обилием остатков разных групп фауны – крупных и мелких млекопитающих, пресноводных и солоноватоводных моллюсков, остракод. А.Л. Чепалыга и др. (1989) в качестве парастратотипа для кавказского побережья выбрали разрез мыса Кадош у г. Туапсе. С.А. Несмеяновым и Я.А. Измайловым (1995) региональным парастратотипом предложен разрез щели Мокрида у с. Криница на левобережье р. Пшада (рис. 25).

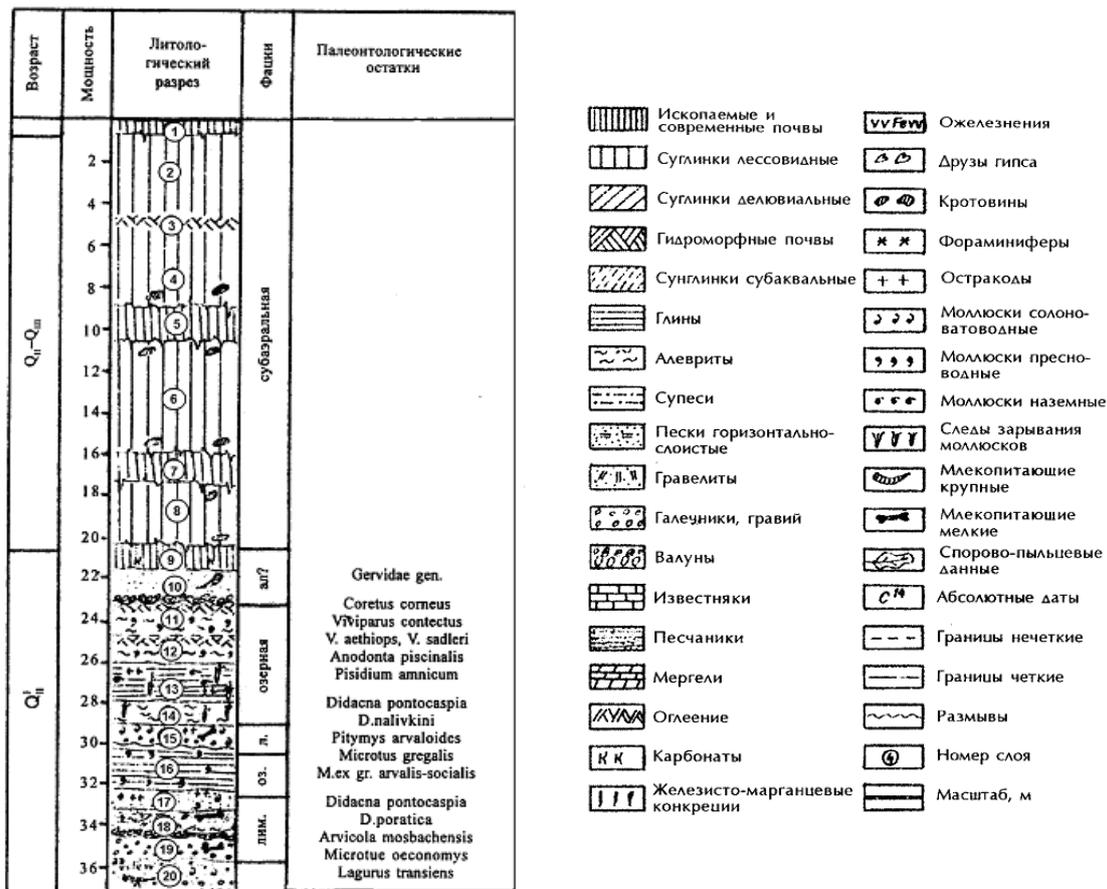


Рис. 24. Местонахождение малакофауны Озерное (Михайлеску, 1990).

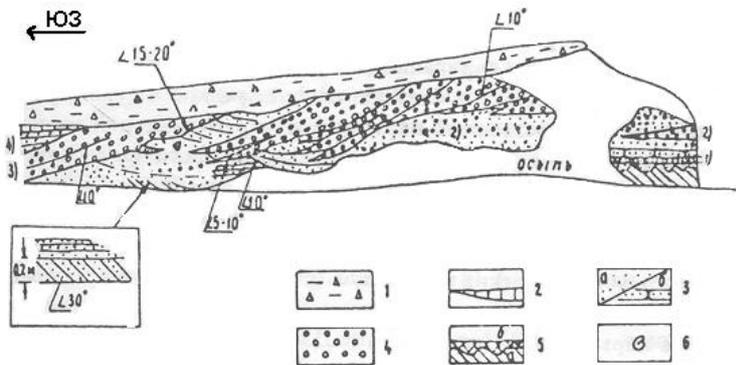


Рис. 25. Обнажение древнеэвксинской террасы на правобережье приустьевой части щели Мокрида (Несмеянов, Измайлов, 1995).

1 - покровные делювиальные с карбонатными хуравчиками и выветрелыми обломками карбонатных пород и техногенные отложения, 2 - карбонатная порода в основании покровных отложений, 5,4 - морские отложения; 5 - пески (а) и песчаники (б), 4 - галечники береговых валов; 5 - дислоцированные породы цоколя морской террасы (а), верхняя часть которых затронута выветриванием (б), 6 - места скопления раковин моллюсков.

Узунларский подгоризонт охарактеризован одноименным фаунистическим комплексом, включающим близкие древнеэвксинскому по видовому составу солонатоводные моллюски и сравнительно многочисленные эвригалинные и умеренно эвригалинные средиземноморские виды. В его составе выделяются эвксинские и узунларские слои, охарактеризованные соответствующими подкомплексами. В эвксинских слоях господствующее положение занимают солонатоводные черноморские и каспийские дидакны; в узунларских – эвригалинные и умеренно эвригалинные средиземноморские виды (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Chione gallina*). Из дидакн отмечают *D. pontocaspia* (кавказское побережье, Керченский полуостров, Болгария), *D. uzunlarica* (Керченский полуостров, северо-западное Причерноморье), *D. poratica* (северо-западное Причерноморье), распространены каспийские *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. nalivkini*. Самая верхняя часть узунларских слоев содержит только морскую фауну. Лиманы и приустьевые

участки северо-западного Причерноморья – пока единственное место, где установлены отложения узунларского подгоризонта, охарактеризованные исключительно солоноватоводными и пресноводными видами. Возможно, он также присутствует и в составе нерасчлененных отложений с солоноватоводной фауной в приустьевом районе Днепра (Горецкий, 1970) и в Рионской долине (Церетели, 1966).

В парастратотипическом разрезе на восточном берегу оз. Чокрак узунларские слои представлены двумя пачками (Власов и др., 1983): нижней – с *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus* и верхней – с *Paphia* sp., *Cerastoderma glaucum*, *Corbicula fluminalis*, разделенными слоем дельтовых песков (мамарусских) с *Viviparus* sp., *Didacna pontocaspia*. В других районах какие-либо фактические данные для подразделения узунларских слоев отсутствуют.

Стратотипом узунларского подгоризонта является разрез Узунлар (Архангельский, Страхов, 1938; Чепалыга и др., 1989) (см. рис. 22). Он же является стратотипическим местонахождением узунларского фаунистического комплекса. Парастратотипическим местонахождением является разрез Чокрак (рис. 26). На Кавказском побережье парастратотипами считаются разрез Культурненский у устья р. Пшады и Корытинский у п. Лермонтово (Чепалыга и др., 1989; Несмеянов, Измайлов, 1995). А.К. Марковой (1986) среди остатков мелких млекопитающих из нижних и средних слоев стратотипа отмечены элементы хазарского фаунистического комплекса.

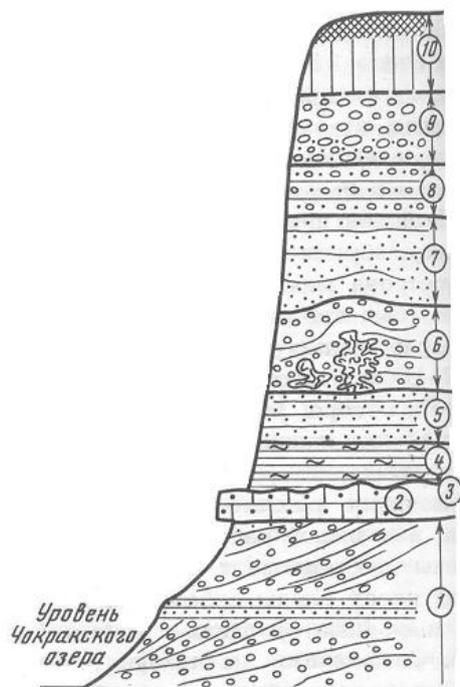


Рис. 26. Разрез Чокрак (Федоров, 1963).

Карангатские слои здесь сложены песками косослоистыми, переполненными раковинами *Pecten ponticus*, *Ostrea taurica*, *Solen marginatus*, *Chione gallina*, *Donax juliana*, *Tapes calverti*, *Cerithium reticulatum* и др., мощностью 1,5 м, к низу постепенно грубеющие и переходящие в пески крупнозернистые, косослоистые, переходящие в ракушечник, подстилаемый мелкой галькой. В ракушечнике, кроме фауны, перечисленной в слое 3, а также и ряда других средиземноморских форм — *Cerithium vulgatum*, *S. ponticum*, встречаются *Didacna nalivkini*, *D. pontocaspia*, *D. cf. pallasii* и пресноводные *Viviparus*, *Corbicula fluminalis*, преобладающие в общей массе ракуши. Ниже со следами размыва лежат суглинки неслоистые, мощностью около 2 м. Древнеэвксинские отложения представлены песками глинистыми, слоистыми, буровато-желтыми, с раковинами *Didacna nalivkini*, *D. pallasii*, *Corbicula fluminalis*, *Viviparus* (последние две формы преобладают). Видимая мощность 2 м. Обращает на себя внимание присутствие среди морской фауны раковин дидакн, которые П.В. Федоров считает переложенными, а также перерыва в морском осадконакоплении в виде суглинков между древнеэвксинскими и карангатскими осадками.

Ашейский подгоризонт охарактеризован одноименным фаунистическим комплексом. В его составе эвригалинные и умеренно стеногалинные средиземноморские виды. Обоснованно отложения подгоризонта установлены на кавказском побережье (Островский и др., 1977; Былинский, 1989 и др.) со стратотипическим местонахождением моллюсков на правобережье в приустьевой части р. Аше. А.Л. Чепалыга (Динамика..., 2002) высказывается о возможности отнесения к этому подгоризонту китейских осадков (расположены между узунларскими и карангатскими отложениями) разреза Узунлар (Чепалыга и др., 1986). Указания на находки представителей солоноватоводного позднеэвксинского подкомплекса в составе ашейского комплекса (Несмеянов, Измайлов, 1995) дают возможность условного (до более уверенного выделения подкомплекса) расчленения подгоризонта на слои: нижние позднеэвксинские и верхние ашейские.

Карангатский горизонт установлен по распространению в осадках карангатской фауны, богатой в видовом и количественном отношении средиземноморскими видами – от эвригалинных до стеногалинных, ныне отсутствующих в Черном море. Выделен Н.И. Андрусовым (1905) в окрестностях Судака под названием тирренского; А.Д. Архангельским (1932) отложения описаны на м. Карангат и переименованы в карангатские по названию стратотипического разреза. Они широко распространены на побережье и чер-

номорском шельфе, отличаясь богатством заключенных в них раковин морских моллюсков.

Карангатский горизонт подразделен на два подгоризонта – карангатский и тарханкутский. Биостратиграфическим основанием для этого являются два одноименных фаунистических комплекса, заключенные в осадках, разделенных стратиграфическим перерывом. По историко-геологическому содержанию они отражают две крупные трансгрессивные стадии в развитии карангатской трансгрессии, разделенные регрессией. Карангатский подгоризонт содержит весь набор галофильных элементов средиземноморской малакофауны; тарханкутский отличается ее обедненным составом. Выделенные по степени развития в них галофильных средиземноморских видов тобечикский и карангатский подкомплексы, связанные постепенным переходом, являются основанием для подразделения карангатского подгоризонта на слои с одноименным названием. Тобечикские слои включают виды, свойственные для Черного моря и в наши дни (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Paphia senescens* и др.). Они отмечены на Керченском полуострове, вскрыты бурением на северном и западном шельфе. Карангатские (эльтигенские) слои наряду с ними содержат виды, отсутствующие в бассейне в настоящее время (*Cardium tuberculatum*, *Dosinia lupinus*, *Barbatia barbata* и др.). Карангатские слои имеют широкое распространение как на побережьях, так и на шельфе. На кавказском побережье они образуют террасы: шахейскую 24–25 м и агойскую 8–12 м (Федоров, 1978; Островский и др., 1977; Чепалыга и др., 1984, 1989; Несмеянов, Измайлов, 1995). Для этих террас определены стратотипические разрезы. Два уровня карангатских террас развиты и на побережье Болгарии. На юге Молдавии к карангату относятся (Михайлеску, 1990 и др.) лиманные осадки II террасы рек Прута и Дуная, содержащие раковины местных крассоидных дидакн (*Didacna danubica*), а также костные остатки мелких млекопитающих близкого микулинскому фаунистического комплекса (Михайлеску, Маркова, 1992). Стратотипом карангатского фаунистического комплекса, несомненно, является местонахождение Эльтиген (см. рис. 23).

Тарханкутский подгоризонт содержит средиземноморскую малакофауну бедного видового состава, без галофильных элементов. Господствующие виды – *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*. Описан впервые Е.Н. и Л.А. Невесскими (1961) в Каркинитском заливе на уровне -35 м; впоследствии обнаружен П.Н. Курпным и В.М. Сорокиным (1982), А.Л. Чепалыгой с соавторами (1984, 1989) на шельфе северной, северо-западной и западной областей региона.

Необходимо отметить, что переход между узунларским и карангатским горизонтами иногда весьма постепенный: он наблюдается в устьевых участках некоторых долин болгарского побережья (Свиточ, Крыстев, 1995), на шельфе Болгарии (Григорьев и др., 1985; История геологического..., 1988). Однако в большей части разрезов между узунларскими и карангатскими отложениями устанавливаются следы перерыва, фиксируемые горизонтами размыва либо континентальными образованиями.

Для нашего исследования особый интерес представляет присутствие раковин дидакн в отложениях карангатского горизонта и их распределение по его разрезу. Ранее было показано, что дидакны в составе карангатской фауны имеют разное происхождение и разный возраст. Карангатский подгоризонт, охарактеризованный карангатским фаунистическим комплексом, в свой состав включает «наследие» эвксино-узунларской фауны. Среди дидакн – виды черноморского происхождения *Didacna pontocaspia*, *D. borisphenica*, *D. danubica*. Тарханкутский подгоризонт содержит каспийские гирканские дидакны *Didacna cristata*, *D. ultima*, *D. ex gr. protracta*, *D. subprotracta*, *D. subcatillus*, проникшие вслед за отступающим карангатским бассейном и заселившие его очень ограниченные участки.

Эвксино-черноморский горизонт представлен отложениями сильно опресненного водоема, постепенно сменившимися морскими. Мы впервые выделили горизонт в таком объеме и с таким названием (Янина, 2009). Обычно исследователями выделяются новозвксинский и черноморский горизонты (последний также часто разбивается на горизонты) на основе содержащейся в них малакофауны разной экологической принадлежности. Автором монографии обоснована точка зрения о выделении единой эвксино-черноморской фауны. Эта фауна является биостратиграфическим основанием для выделения одноименного горизонта. В составе горизонта присутствуют подгоризонты: новозвксинский и черноморский. Новозвксинский подгоризонт (отложения) впервые был установлен Н.И. Андрусовым (1918) по буровым данным на дне Керченского пролива, а назван новозвксинским А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938). Отложения развиты только на дне моря на глубинах от 20 м и ниже и представлены разнообразными песчано-глинистыми осадками. На краю шельфа среди новозвксинских отложений преобладают пески и ракушечники преимущественно из детрита раковин дрейссен. На континентальном склоне и у его подножия это глинистые светло-бурые илы в кровле с маркирующим слоем темных глин (Щербаков и др., 1978). Биостратиграфическим основанием для выделения подгоризонта служит новозвксинский фаунистический комплекс – слабо солоноватоводные (*Monodacna caspia*, *Adacna vitrea*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis distincta* и др.) и пресноводные (*Dreissena polymorpha* и др.) виды.

Подгоризонт подразделяется на нижние и верхние новозвксинские слои на основании распределения в его составе одноименных фаунистических подкомплексов. Нижние новозвксинские слои включают

раковины в основном пресноводных моллюсков (*Viviparus*, *Valvata*, *Unio*, *Theodoxus* и др.). Верхние новоэвксинские слои характеризуются распространением в них слабо солоноватоводных элементов фауны: *Dreissena rostriformis*, *Monodacna caspia* и др. Г.И. Попов (1983) отметил в верхах новоэвксинских отложений постоянное присутствие мелких *Cerastoderma glaucum*. Между слоями в составе новоэвксинского подгоризонта отсутствуют стратиграфические перерывы, что свидетельствует об отражении в них развития во времени одного бассейна.

Важными в стратиграфическом отношении являются находки дидакн в новоэвксинских отложениях Керченского пролива: *Didacna moribunda* (Андрусов, 1918), *D. sp.* (Попов, 1983) и Азовского моря (Семеновко, Сиденко, 1979). По-видимому, дидакны тригоноидного типа, изредка встречающиеся в новоэвксинских отложениях, являются свидетельством проникновения вод раннехвалынской трансгрессии Каспия в Черноморскую котловину через Манычский пролив в конце позднего плейстоцена.

Черноморский подгоризонт устанавливается по распространению в нем раковин моллюсков черноморского фаунистического комплекса. Отложения имеют повсеместное распространение среди донных осадков акватории моря, а на побережье образуют уровни одной – двух самых низких террас. Фациально они весьма разнообразны – от песков и галечников пляжа, ракушняка мелководий шельфа, илов лагун до зараженных сероводородом глубоководных глин. Граница между новоэвксинским и черноморским подгоризонтами проводится по первому появлению в осадках средиземноморских моллюсков *Cardium edule* и *Abra ovata*.

Черноморский подгоризонт подразделяется на древнечерноморские и новочерноморские слои на основании содержащихся в них одноименных подкомплексов. Древнечерноморские слои характеризуются содержанием как солоноватоводных видов, так и появлением и развитием эвригалинных средиземноморских элементов. Новочерноморские слои отличаются широким развитием представителей морской малакофауны – эвригалинных, умеренно стеногалинных и более редких стеногалинных форм. Слои расчленяются на пачки согласно выделенным Л.А. Невеской (1961, 1965) этапам развития черноморской малакофауны. Первый из них включает бугазскую (с преобладанием слабо солоноватоводных видов и появлением редких эвригалинных средиземноморских форм) и витязевскую (с господством наиболее эвригалинных морских моллюсков) фаунистические группировки; второй – каламитскую (с господством менее эвригалинных видов) и джеметинскую (с руководящей ролью относительно стеногалинных для Черного моря видов). Столь дробное биостратиграфическое расчленение черноморского подгоризонта возможно лишь для открытой части моря. В опресненных прибрежных участках зачастую расчленение отложений на пачки затруднено или вообще невозможно. Для района Азовского моря и северной части Керченского пролива на основании содержащихся в осадках фаунистических подкомплексов выделяются слои, названные Л.А. Невеской и Е.Н. Невеским (1960) древнеазовскими (с господством в них *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*), казантипскими (с *Chione gallina* и *Abra milashevichi*) и новоазовскими (с современной азовской малакофауной). Дидакны в черноморском подгоризонте по данному большинства исследователей отсутствуют. Согласно материалам некоторых из них (Эберзин, Ивченко, 1947; Федоров, 1963; Невеская, 1963; Несмеянов, Измайлов, 1995) в древнечерноморских слоях содержатся редкие угнетенные раковины тригоноидных дидакн (*Didacna moribunda*, *D. ebersini*), которые они считают переотложенными. Мы считаем возможным завершение существования новоэвксинских дидакн в начале черноморского этапа развития бассейна.

Из-за неоднозначной трактовки объема черноморского горизонта и «плавающей» границы между новоэвксинскими и черноморскими отложениями, исследователями нижняя граница голоцена понимается по-разному. Одни авторы (Шопов, 1984 и др.) проводят эту границу по событию, отвечающему датировке в 10 000 лет. Но в Черноморском регионе нет достаточно яркого события с этой датой. Другая группа исследователей (Федоров, 1963, 1978; Невеская, 1965; Свиточ и др., 1998, 2000; Янина, 2005) проводит границу голоцена по основанию древнечерноморских слоев (бугазская пачка), маркирующих поступление средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн. Третья группа авторов (Григорьев и др., 1985) считает наиболее обоснованным проведение границы по подошве новоэвксинского подгоризонта, объясняя свою позицию естественно-историческим развитием бассейна от его регрессивной (новоэвксинский бассейн) до трансгрессивной (черноморский бассейн) фазы.

Биостратиграфическая схема черноморского неоплейстоцена показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения солоноватоводных бассейнов каспийского типа, – чаудинских и эвксино-узунларских, охватывающих весь нижний и средний плейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Понто-Каспия. Верхнеплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не уменьшает их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли. Так, гирканские дидакны в составе карангатского горизонта (тарханкутский подгоризонт) и раннехвалыньские дидакны в составе новоэвксинского подгоризонта служат основанием для корреляции отложений и событий Каспия и Понта.

3. БИОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МАНЫЧА

Биостратиграфия неоплейстоцена Маныча основана на закономерностях смены разновозрастных сообществ моллюсков разной экологической (морские, солоноватоводные, пресноводные) и бассейновой (бассейны Каспия или Понта) принадлежности во времени и пространстве. Цель данного раздела монографии – представить обоснованную фактическим материалом биостратиграфическую схему, являющуюся основой для палеогеографических реконструкций событий неоплейстоцена в Манычской депрессии и для корреляции событий в Каспии и Понте.

3.1. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Природным условиям Манычской депрессии посвящено достаточно большое количество публикаций (Бэр, 1856; Барбот де Марни и др., 1861; Данилевский, 1869; Богачев, 1903; Николаев, 1956; Геология..., 1970; Сафронов, 1987; Белоусов, Энман, 1999; Лурье и др., 2001; Маныч-Чограй..., 2005; Панина, 2009; Свиточ и др., 2010 и др.).

Манычская депрессия расположена между Прикаспийской низменностью и низовьем р. Дон; с севера ограничена Ергенями, с юга – Ставропольской возвышенностью (рис. 27). Район тектонически активный. Депрессия приурочена к Манычскому прогибу, разделенному Ставропольско-Ергенинской тектонической осью, фрагментами которой служат Зунда-Толгинское и Сальское поднятия. Манычский разлом, параллельный Кавказу, был заложен на среднепалеозойском геосинклинальном этапе развития данной территории. В конце палеозоя сформировался Манычский надразломный прогиб, испытывавший длительное погружение. Конец неогена и четвертичное время ознаменовались общим поднятием территории региона. Интенсивные подвижки с частой сменой поднятий и погружений были приурочены к долине Манычей. В наше время общая тенденция к поднятию не прекратилась (Геология..., 1970).

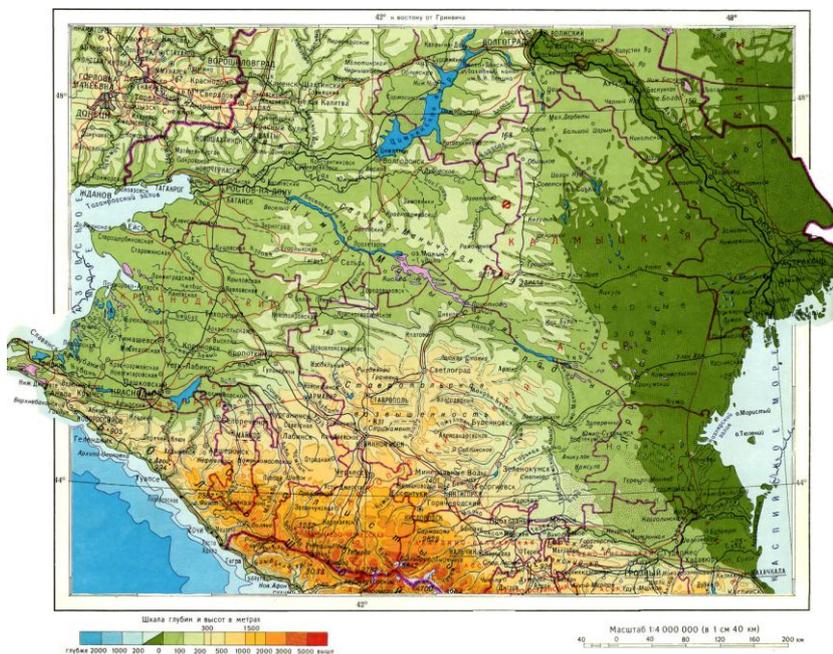


Рис. 27. Кумо-Манычская депрессия

Манычская депрессия находится в степной природной зоне, на территории умеренно-континентального, переходного от степного к пустынного, климата. Зима умеренно холодная, малоснежная, лето теплое и жаркое, засушливое. Среднегодовое количество осадков составляет 417 мм. Максимальное количество осадков приходится на теплый период и составляет 259 мм. Среднемесячная температура в январе $-5-5,5^{\circ}$, минимальная -35° ; в июле $+24^{\circ}$, максимальная $+42^{\circ}$. Величина относительной влажности за год составляет 71%. Небольшое количество выпадающих осадков, высокие летние температуры и продолжительные сухие ветры приводят к очень сильному испарению влаги. Ветры в основном восточные и юго-восточные.

Развита полынно-типчакowo-ковыльняная и типчакowo-ковыльно-полынная пустынная степь на каштановых и темно-каштановых почвах. Солонцы – постоянный компонент почвенных комплексов. Они распространены среди зональных почв в виде узких цепочек или округлых пятен по слабо уловимым понижениям. Значительные площади занимают солончаки вокруг соленых озер (Лебяжье, Лопуховатое,

Грузское, Круглое и др.). Естественная древесно-кустарниковая растительность представлена лишь редкими кустами тамариска по балкам и берегам озер. Подземные и межпластовые воды большей частью сильно минерализованы. Слабо минерализованные воды встречаются редко, в виде неглубокой верховодки. Подземные воды приурочены к двум основным горизонтам: пескам ергенинской свиты плиоцена и яшкульской свиты среднего миоцена.

Современная Манычская депрессия представляет широкое понижение, рассеченное многочисленными мелкими водотоками, озеровидными впадинами и лиманами. Над равниной возвышаются увалы – удлиненные (до 2 км) низкие холмы высотой до 15–20 м, придающие рельефу волнистый характер. Между ними часто встречаются солончаки и соленые озера. Низменность вытянута с северо-запада на юго-восток на 350 км, а ширина ее колеблется от 15 до 30–40 км, достигая максимума в районе оз. Маныч-Гудило. Суженная часть низменности, связанная с выходами коренных пород (сарматскими известняками), расположена на водоразделе рек Западного и Восточного Манычей.

По особенностям рельефа депрессия подразделяется на три участка. Северо-западный участок охватывает пространство между устьем р. Западный Маныч и ст. Пролетарской. Он характеризуется развитием широких террас. Наиболее распространена первая надпойменная терраса с отметками поверхности 6–8 м. Вторая терраса лежит на высотах 14–18 м. Река Западный Маныч является левобережным притоком реки Дон, относится к бассейну Азовского моря. Ее длина 420 км, средний годовой сток 0,15 куб. км. Долина узкая, извилистая, с ясно очерченным руслом и постоянным западным водотоком. Центральный водораздельный участок расположен между ст. Пролетарской и пос. Приятное. Здесь находится система крупных озер, известных под общим названием Маныч-Гудило. Юго-восточный участок тянется от пос. Приятное до долины р. Кумы и наклонен к Каспийскому морю. Он занят долиной р. Восточный Маныч. Русло реки слабо углублено, иногда ветвится, водоток местами пересыхает. Кроме поймы высотой 2–3 м, в долине реки развита первая надпойменная терраса с относительной высотой над поймой 3–5 м. По обеим сторонам долины на абсолютной высоте 30–45 м протягивается нижнехвалынская терраса шириной 1–2 км.

В настоящее время долина р. Маныч осложнена множеством искусственных озер – водохранилищ. Наиболее крупные из них (с востока на запад): Чограйское, Пролетарское, Веселовское и Усть-Манычское. Создание этих объектов началось в первой половине XX века. В состав Пролетарского водохранилища вошли Большой Манычский лиман, озеро Гудило и целый ряд озер и лиманов, расположенных в Манычской впадине. Все они объединены одним уровнем, а балки превратились в различные по величине заливы. В результате сооружения Ново-Манычской дамбы восточнее устья р. Большой Егорлык Пролетарское водохранилище разделено на две резко отличающиеся между собой части – западную и восточную (оз. Маныч-Гудило). Маныч-Гудило – довольно крупное озеро: более 100 км длиной, до 10–15 км шириной. Глубина озера до 3,5–4 м (средняя 2,6 м), вода горько-соленая. Усть-Манычское и Веселовское водохранилища, образованные рекой Западный Маныч, с прилегающей к ним озёрной системой составляющие единую гидросистему, принято называть одним названием – Веселовское водохранилище. Оно протягивается с северо-запада (от поселка Веселый) на юго-восток на 100 км. Наибольшая ширина у плотины составляет 4 км. Водоохранилище в первые годы своего существования представляло солоноватый водоем. С 1948 года сюда через Невинномысский канал пущена пресная вода р. Кубань, которая сделала из него почти пресный водоем. Береговая линия водохранилища изрезанная, у него много заливов, по балкам уходящим по северному и южному берегам на 2–3,5 км. Долина р. Западного Маныча относительно слабо разработана, ее ширина 1–1,5 км. В ней отмечается широкая (1–2 км) полузаболоченная и заросшая пойма высотой 0,5–1,0 м и надпойменная терраса высотой 2–3 м. Долина р. Восточного Маныча в рельефе низменности выражена лучше. В пределах верхнего участка долины почти все пространство занято поймой высотой 1,2–2,0 м, шириной до 1,8 км и с уклоном русла 0,00025. Ниже по течению также отмечаются два уровня низких надпойменных террас высотой 2,5–3,0 и 4,0–4,5 м, сложенных преимущественно озерными суглинками и илистыми аллювиальными песками с раковинами пресноводных моллюсков. Падение русла здесь резко уменьшается и составляет 0,00014 (Свиточ и др., 2010).

С северо-востока Манычская депрессия ограничена Сальско-Манычской грядой протяженностью 240 км, с абсолютными высотами от 30–50 м на западе до 220 м на востоке, разделяющей речные системы рек Сала и Манычей. Ее склоны, образующие северный борт депрессии, крутые, прорезанные глубокими, хорошо разработанными речками и оврагами. При этом в пределах склонов они имеют субмеридиональную ориентировку, а в пределах депрессии – субширотную, согласно уклонам её днища. Левобережье Маныча располагается в пределах низкой Азово-Манычской возвышенности, расчлененной речной системой Егорлык. На юго-востоке к ней подходит Ставропольское сводовое поднятие (932 м) – водосборный бассейн р. Калаус.

В Манычской депрессии широко развиты грядовые формы рельефа, со времен академических экспедиций привлекавшие внимание многих исследователей (Данилевский, 1869; Богачев, 1903; Лисицын, 1932; Горецкий, 1953; Попов, 1983; Бадюкова, 2001; Свиточ и др., 2010). Почти все исследователи отнесли гряды к эрозионным формам рельефа. Согласно представлениям Е.Н. Бадюковой (2001) и А.Л. Чепалыги (Чепалыга и др., 2005, ...), это аккумулятивные образования. Гряды представляют собой протяженные (до 21 км при средней длине около 5–6 км, шириной около 800–900 м) субширотные поднятия, разделенные столь же вытянутыми и ориентированными понижениями. Их абс. высота изменяется от 18 до 52 м, относительная высота – от 4 до 31 м. Основное сосредоточение гряд находится в Маныч-Гудиловской впадине, особенно в её западной части, где они прослеживаются на двух уровнях: высоком (до 50 м относит. выс.) и более низком (менее 30 м). К востоку их количество сокращается, а в верховьях Восточного Маныча они уже отсутствуют (Свиточ и др., 2010).

3.2. АНАЛИЗ МАЛАКОФАУНЫ МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Низменный характер Маныча и его положение между Каспийским и Черным морями постоянно наводило исследователей на мысль о возможной связи между этими бассейнами, осуществлявшейся по долинам Западного и Восточного Манычей. Н.Я. Данилевский (1869) обосновал связь между бассейнами фактологически, обнаружив в разрезах Западного Маныча совместное залегание черноморских и каспийских моллюсков. Изучением Маныча, как района пролива, занимались многие исследователи (Богачев, 1903, 1936; Православлев, 1930; Голынец, 1932; Лисицын, 1932; Коптелова, 1958; Федоров, 1978; Менабде и др., 1990, 1991, 1992; Бадюкова, 2001, 2006; Чепалыга, 2004, 2005, 2006; Чепалыга и др., 2004, 2005, 2006; Свиточ и др., 2009, 2010, 2011). Основной вклад в познание его истории внесли работы Г.И. Горецкого (1953, 1957, 1958, 1959, 1970) и Г.И. Попова (1955, 1957, 1970, 1977, 1983), установивших детальную стратификацию слагающих долину плейстоценовых осадков, содержащих палеогеографическую информацию о древнем проливе.

Начиная с находок Н. Я. Данилевского, изучение понто-каспийской малакофауны проводилось неоднократно (Лисицын, 1932; Попов, 1983; Менабде, Свиточ, 1990; Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006; Yanina, 2005, 2006; Свиточ и др., 2008, 2010; Arslanov, Yanina, 2008 и др.). Для стратификации отложений и палеогеографических реконструкций наиболее важным является изучение морской черноморской фауны и солоноватоводных дидакн (а среди них каспийских и черноморских элементов). Имеющиеся материалы и представления по этому вопросу достаточно противоречивы. Например, возраст моллюсков из отложений, слагающих низкую поверхность (террасу) Западного Маныча, определен как тирренский (Лисицын, 1932), аланский (Горецкий, 1957), сурожский (Попов, 1983; Менабде, Свиточ, 1990; Свиточ и др., 1998), хвалынский (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2006; Yanina, 2005). И таких примеров много.

Всеми исследователями неоплейстоцена Маныча в разрезе выделяется серия морских осадков, переслаивающихся с озерными и аллювиальными отложениями, перекрытых по бортам долины субэральными образованиями (рис. 28). Наиболее древними морскими отложениями являются осадки (мелководные песчано-галечные образования), содержащие бакинскую фауну *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. monodacnoides*, *D. aff. lindleyi*, *D. lindleyi derupta*, *D. rudis euxinica*, реже *D. eulachia* и *D. carditoides*, местами сохранившиеся от размыва в понижениях днища древнего пролива (отметки от -10 до -50 м абс. выс.). Состав ископаемых раковин моллюсков соответствует бакинской фауне Каспийского бассейна, а именно ее позднебакинскому подкомплексу. Г.И. Поповым (1983) в верхнебакинских отложениях на участке Восточного Маныча отмечаются находки *Didacna pseudocrassa*, распространенные в чаудинских осадках Черноморского региона. Им же (Попов, 1970) на южном берегу оз. Маныч-Гудило описаны и нижнебакинские отложения, залегающие в основании высокой (70–80 м) террасы на отметках от 20 до -15 м. Состав раковин моллюсков, на основании которых Г.И. Попов устанавливает возраст осадков (единичные мелкие *Didacna cf. catillus*, в точном определении которых не уверен и сам автор), вряд ли позволяет утверждать это. Этому противоречит и расположение осадков на 20–25 м выше уверенно верхнебакинских. Исходя из этого, мы выделяем только бакинскую фауну, без ее расчленения на более мелкие таксономические единицы. Она включает характерные для бакинской фауны Каспия *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. carditoides*, местные формы, редкие раковины руководящего для чаудинской фауны вида *Didacna pseudocrassa*, многочисленные представители слабо солоноватоводной и пресноводной фауны. Для фауны характерно преобладание видов каспийского происхождения.

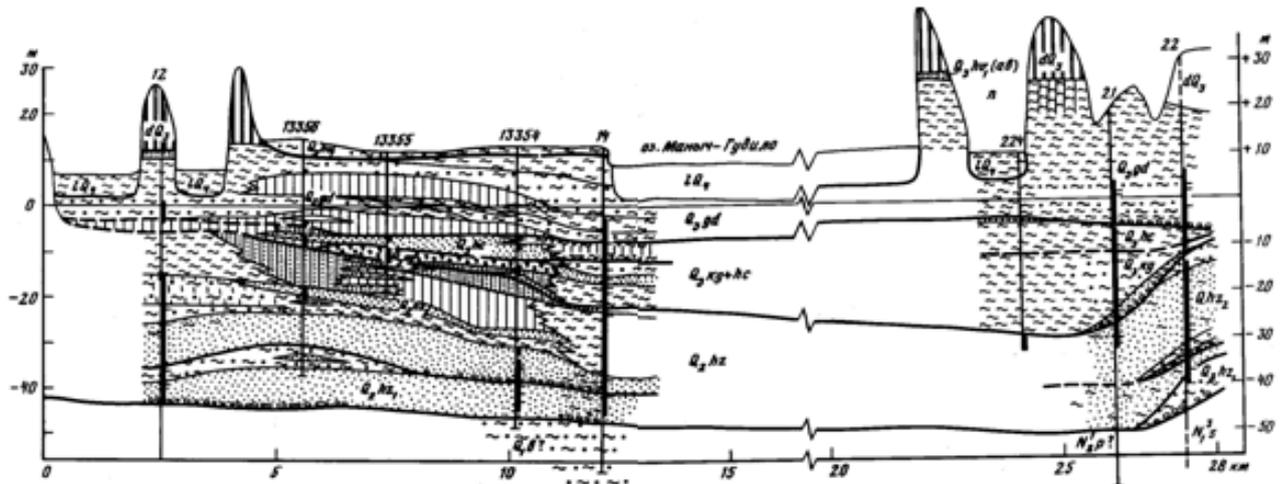


Рис. 28. Схематический геологический профиль долины Западного Маныча через оз. Маныч-Гудило и оз. Грузское (Попов, 1983)

В качестве самых древних среднечетвертичных фаунистических сообществ Г.И. Горещкий (1953) выделил сусатскую фауну. В ее составе, наряду с многочисленными слабо солоноватоводными монодакнами, адакнами, дрейссенами и пресноводными видами, автором отмечены *Didacna nalivkini*, *D. subartemiana*, *D. parvula* (?). Состав ценоза указывает на его раннехазарский возраст, а не на урунджикский, с которым Г.И. Горещкий (1966, 1970) и Г.И. Попов (1970, 1983) отождествляют сусатскую фауну. Нами нигде в северо-западном Прикаспии не были обнаружены урунджикские сообщества моллюсков; не встречено таких сообщений и в литературе. Это свидетельствует против выделения урунджикской фауны в осадках Манычской долины и прилегающих к ней районах. Фаунистическое сообщество, выделяемое как сусатская фауна, по нашему мнению является ранним комплексом раннехазарской фауны. Отложения, его содержащие, залегают в Восточном Маныче с размывом (Горещкий, 1966) на осадках с бакинкой фауной и выполняют переуглубленные участки с отметками -25 – -40 м.

На них с размывом залегают осадки, включающие представителей древнеэвксинской и раннехазарской фаун: раковины каспийских моллюсков *Didacna nalivkini*, *D. subartemiana*, *D. subpyramidata*, *D. delenda emendata*, *D. pallasi*, *D. subcrassa*, черноморских дидакн *D. pontocaspia* (особенно многочисленных в осадках Западного Маныча), довольно обильны монодакны и дрейссены. Отложения слагают III надпойменную террасу Дона и Западного Маныча и мощным (первые десятки метров) песчано-глинистым чехлом выстилают широкое днище пролива. Толща имеет двучленное строение (Горещкий, 1953; Попов, 1970, 1983; Федоров, 1978). Обе части имеют примерно одинаковый фаунистический состав. Нижняя из них содержит раковины *Didacna delenda emendata*, *D. pontocaspia*, *D. paleotrigonoides*, *D. catillus devexa*, *D. monodacnoides*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *Monodacna subcolorata*, *M. caspia*, *M. edentula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. caspia*, *Dr. polymorpha*, *Viviparus diluvianus*, *V. duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Corbicula fluminalis*, *Unio* sp. В верхней распространены раковины *Didacna pontocaspia*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *Monodacna subcolorata*, *M. caspia*, *Adacna* sp., *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, *Viviparus duboisianus*, *Fagotia* sp., *Lithoglyphus naticoides*, *Unio* sp. Самая верхняя часть толщи представлена лиманными глинами с пресноводной фауной моллюсков (Федоров, 1978). П.В. Федоровым (1978) отрицается присутствие в составе раннехазарской фауны каких-либо черноморских дидакн, на основании чего он делает вывод об одностороннем сбросе каспийских вод в древнеэвксинский бассейн. Нами довольно многочисленные раковины руководящего древнеэвксинского вида *Didacna pontocaspia* собраны как в хазарских отложениях северной области Каспия, так и в осадках Манычской долины, что, вероятно, свидетельствует о двусторонней связи между бассейнами в раннехазарскую (Каспий) и эвксино-узунларскую (Понт) эпохи среднего неоплейстоцена. Г.И. Горещкий (1953, 1966) в долине Маныча выделил также морские узунларские образования, охарактеризованные довольно богатым средиземноморскими видами фаунистическим сообществом.

Таким образом, в составе среднечетвертичных малакофаунистических сообществ Маныча можно выделить эвксино-раннехазарскую фауну, включающую в свой состав представителей раннехазар-

ской фауны Каспия и эвксино-узунларской фауны Понта. Среди дидакн – характерные для раннехазарской фауны Каспия *Didacna sybpyramidata*, *D. paleotrigonoides*; руководящий для эвксино-узунларской фауны вид *Didacna pontocaspia*. Среди слабо солоноватоводных видов встречаются как представители Понта (*Monodacna subcolorata*), так и Каспия (*Monodacna caspia*, *Huynis plicatus*, *Dreissena caspia*, *Dr. rostriformis*). В составе фауны выделяются разновозрастные фаунистические комплексы: ранний и поздний эвксино-раннехазарские. Видовой состав комплексов близок, однако, между толщами, содержащими представителей этих комплексов, наблюдается стратиграфический перерыв (размыв).

Стратиграфически выше залегают отложения, содержащие элементы карангатской и позднехазарской (по Г.И. Горецкому, 1966; Г.И. Попову, 1983 – гирканской) фаун. Карангатские осадки от устья р. Дон распространяются на восток до водораздела Восточного и Западного Манычей. Это песчано-глинистые образования мощностью до 15 м, включающие раковины *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus*, *Bittium reticulatum*, *Chlamys glabra*, по глубокому врезу (от -7 м абс. высоты у устья Чограя до -17 м у оз. Маныч-Гудило и -30 м около устья Западного Маныча) вложенные в ложе древнего пролива. Соотношение их с гирканскими осадками, протягивающимися с востока, сложное: они взаимопроникают друг в друга, частично подстилаются верхнехазарскими и перекрываются гирканскими образованиями, что указывает на относительную синхронность событий, в результате которых образовались эти отложения. В гирканских отложениях распространены *Didacna subcatillus*, *D. cristata*, *D. delenda*, *D. parallella*, *D. praetrigonoides*, *Dreissena polymorpha*, *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Cerastoderma glaucum*, *Hydrobia ventrosa*, *Monodacna caspia* и *Dreissena polymorpha* (Попов, 1970, 1983). Г.И. Поповым (1983) прослежены (Маныч-Гудиловский участок) две пачки карангатских и две пачки гирканских отложений с базальным горизонтом в основании, надстраивающие друг друга. В некоторых скважинах наблюдаются осадки со смешанной карангатско-гирканской малакофауной.

Соотношение представителей карангатской и гирканской фаун и отложений, содержащих эти фаунистические сообщества, не позволяет нам выделить единую позднеплейстоценовую гирканско-карангатскую фауну. Очевидно, следует выделять две фауны: карангатскую, в состав которой входят элементы карангатской фауны Эвксина, и позднехазарскую, включающую представителей гирканского фаунистического комплекса позднехазарской фауны Каспия.

Выше карангатско-хазарских отложений залегают озерные глины – буртасские по Г. И. Горецкому (1953) и гудиловские по Г. И. Попову (1983) мощностью до 30 м. В нижней части глин встречаются моллюски, характерные для проточных водоемов, – *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus* sp., а выше – раковины озерных моллюсков *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *Gabba palustris*. Особо следует отметить находки в нижней части буртасских осадков представителей слабо солоноватоводной фауны Каспия (Попов, 1983). В верхней части озерные осадки представлены суглинками с тонкими прослоями песка и глины, с раковинами *Planorbis* и многочисленными пресноводными остракодами. В кровле слоистость осадков исчезает, они приобретают лессовидный субаэральный характер, в них наблюдается погребенная почва. Г.И. Горецким (1953, 1958) установлено постепенное падение кровли буртасских отложений от Зунда-Толгинских «ворот» до устья Западного Маныча (уклон около 2 см/км).

В размытые буртасские (гудиловские) образования вложены морские хвалынские отложения. Они выходят на дневную поверхность и доступны для изучения. В результате создания в депрессии Маныча системы водохранилищ почти все известные ранее местонахождения малакофауны оказались затопленными. Нами изучен ряд новых местонахождений (не известных в литературе) и проведен малакофаунистический анализ известного разреза Маныч-Балабино (Свиточ и др., 2010).

В местонахождении в долине Восточного Маныча близ Чограйской плотины (рис. 29, точка 1) наблюдается два прослоя с раковинами моллюсков, залегающие в одной толще осадков (в ее верхней и нижней части). Они одинаковы по составу раковин и их количественному соотношению: *Huynis plicatus* (доминирует), *Monodacna caspia* (много), *Didacna ebersini* (много), *D. protracta* (редкие), *Dreissena polymorpha* (редкие). Слой, залегающий на более высокой гипсометрической отметке, является в малакофаунистическом отношении более бедным, а раковины характеризуются меньшими размерами. По раковинам *Huynis plicatus* из нижнего прослоя в Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета Х.А. Арслановым получена радиоуглеродная дата 11470±180 лет (ЛУ-5768), калиброванный возраст 13360±200 лет.

В хвалынских отложениях абразионного берега, подмытого водами Чограйского водохранилища, близ с. Зунда-Толга (рис. 29, точка 2) распространены раковины *Didacna protracta* (много), *D. ebersini* (много), *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula* (редкие), *Huynis plicatus* (редкие), *Dreissena polymorpha*

(единичные). Раковины тригоноидных дидакн здесь довольно крупные, хорошо развитые; раковины же *D. protracta* имеют угнетенный облик, отличаясь мелкими размерами и тонкостенностью. По раковине *D. ebersini* в Университете Гронингена (Нидерланды) методом АМС получена C^{14} дата 12740 ± 50 лет (GrA-33717), калиброванная дата 14030–14670 лет назад. По раковинам этого же вида в Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета Х.А. Арслановым получена радиоуглеродная дата 11420 ± 220 лет (ЛУ-5726), калиброванный возраст 13320 ± 220 лет. По раковинам *D. protracta* получена дата 10670 ± 140 лет (ЛУ-5725), калиброванный возраст 12570 ± 170 лет.

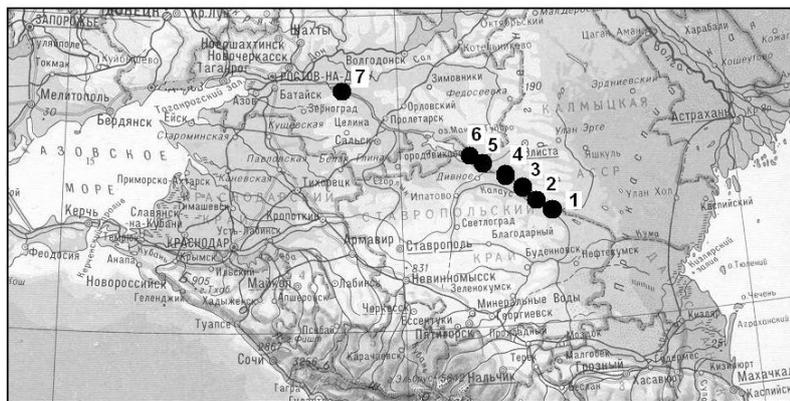


Рис. 29. Манычская депрессия.

Основные местонахождения хвалынской малакофауны: 1 – Чограйская плотина, 2 – Зунда-Толга, 3 – Гудило, 4 – Попов Луг, 5 – Долгонький, 6 – Левый остров, 7 – Маныч-Балабино.

Радиоуглеродная дата 10930 ± 370 лет (ЛУ-5769), калиброванный возраст 12750 ± 460 лет. На восточной оконечности Левого острова в абразионном обрыве вскрывается строение 5–8 м террасовидной поверхности. Здесь в средней части берегового уступа в суглинках и песках горизонтальнослоистых обнаружены редкие раковины *Didacna ebersini*.

В хвалынской супеси и песке 5–7 метровой террасы вблизи урочища Попов Луг на северном берегу озера Маныч-Гудило (рис. 29, точка 4) содержатся многочисленные мелкие раковины *Didacna ebersini*, *D. parallella*, реже – *Dreissena polymorpha* и *Hypanis plicatus*, часто в двух створках. При обследовании абразионных уступов системы Манычских водоемов на их осушках были обнаружены раковины хвалынских моллюсков без конкретной привязки к источнику выноса. Так, на осушке северного берега Пролетарского водохранилища южнее пос. Гудило (точка 3) собраны многочисленные *Hypanis plicatus* и более редкие *Didacna protracta*, *D. trigonoides*, *Dreissena polymorpha* и *Dr. rostriformis distincta*. Лиманом Долгонький (точка 5) подмыта субширотная гряда, к основанию которой примыкает 3–4-метровая террасовидная поверхность, сложенная песками с редкими раковинами хвалынских моллюсков *Didacna protracta* и *Dreissena polymorpha*.

В местонахождении в районе Манычского озера, между ручьями Подманок-2 и Подманок-3 в песке желтом, хорошо сортированном, тонкослоистом, мощностью до двух метров, содержится раннехвалынская фауна хорошей сохранности *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*. Радиоуглеродный возраст раковин $8,07 \pm 120$ лет (МГУ-1553) (Свиточ, Янина, 2001).

Резко отличным от описанных является сообщество моллюсков, обнаруженное в местонахождении в районе хут. Маныч-Балабино (рис. 29, точка 7), неоднократно описанное ранее (Лисицын, 1932; Попов, 1983; Свиточ, Янина, 2001). В его супесчано-песчаных отложениях Г.И. Поповым (1983) совместно с многочисленными представителями пресноводной малакофауны обнаружены *Cerastoderma glaucum*, *Didacna pontocaspia tanaitica* и переотложенные гирканские и древнеэвксинские дидакны. По данным бурения (Попов, 1983) пески подстилаются глинами темно-серыми и песками, содержащими раковины *Didacna pontocaspia tanaitica*, *Cerastoderma glaucum*, лиманно-каспийскую и пресноводную малакофауны.

Нами в составе моллюсков определены: многочисленные *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*; часто встречаются *Didacna pontocaspia tanaitica*, раковины других дидакн встречаются существенно реже: это *Didacna pseudocrassa*, *D. rudis*, *D. subcrassa*, *D. pontocaspia*, *D. shuraosenica*, *D. borisphenica*, *D. catillus* sp., *D. carditoides*, *D. lindleyi*, *Didacna ebersini*. Все они, за исключением мелких хорошей сохранности раковин *Didacna ebersini*, несут следы переотложения. Также отмечаются разной

В хвалынских отложениях берега острова Левый, подмытого озером Маныч-Гудило (рис. 29, точка 6), содержится фаунистическое сообщество, в котором доминантной составляющей является *Didacna protracta*, раковины которых отличаются большими размерами по сравнению с этим же видом в других местонахождениях. Редкими экземплярами здесь встречаются *Didacna ebersini* (угнетенного облика), *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Dreissena rostriformis distincta* и *Dr. polymorpha*. По раковинам *D. protracta* получена ра-

сохранности раковины *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Unio* sp, более «свежие» *Clessiniola* sp., *Sphaerium* sp., *Micromelania caspia*, *Monodacna caspia* и *M. subcolorata*.

Анализ видового состава раковин указывает на смешанный в экологическом и возрастном отношении состав фаунистической группировки (табл. 23).

Таблица 23. Малакофауна местонахождения Маныч-Балабино

Виды, подвиды	Экологическая группа				Возраст					In situ	переотложенные	слои 1-3	слой 4
	пресноводные	слабо солоноватоводные	солоноватоводные	морские эвригаллинные	чаудинский	бакинский	древнеэвксинский-раннехазарский	карантский	хвалынский				
<i>Didacna ebersini</i>			■						■	■			
<i>D. cristata</i>			■					■		■			
<i>D. protracta</i>			■						■	■			
<i>D. pseudocrassa</i>			■		■						■		
<i>D. tamanica</i>			■		■						■		
<i>D. rudis</i>			■			■					■		
<i>D. catillus</i> sp.			■			■					■		
<i>D. carditoides</i>			■			■					■		
<i>D. lindleyi</i>			■			■					■		
<i>D. borisphenica</i>			■				■				■		
<i>D. subcrassa</i>			■				■				■		
<i>D. pontocaspia</i>			■				■				■		
<i>D. pont. tanaitica</i>			■				■				■		
<i>D. shuraosenica</i>			■				■				■		
<i>D. pallasii</i>			■				■				■		
<i>Monodacna caspia</i>		■						■	■	■			
<i>M. subcolorata</i>		■						■	■	■			
<i>Hypanis plicatus</i>		■						■	■	■			
<i>Adacna vitrea</i>		■						■	■	■			
<i>Micromelania caspia</i>		■						■	■	■			
<i>Dreissena rostriformis</i>		■						■	■	■			
<i>Dr. caspia</i>		■						■	■	■			
<i>Dr. polymorpha</i>	■								■	■			
<i>Corbicula fluminalis</i>	■												
<i>Unio</i> sp.	■												
<i>Sphaerium</i> sp.	■												
<i>Viviparus</i> sp.	■												
<i>Valvata</i> sp.	■												
<i>Cerastoderma glaucum</i>				■				■		■			
<i>Abra ovata</i>				■						■			
<i>Hydrobia ventrosa</i>				■						■			

Три вида (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Hydrobia ventrosa*) являются морскими эвригаллинными формами черноморского происхождения. Из них *Cerastoderma glaucum* – самый многочисленный вид, остальные представлены единичными раковинами. Шесть видов (*Unio* sp., *Viviparus* sp., *Sphaerium* sp., *Clessiniola* sp., *Corbicula fluminalis* и *Dreissena polymorpha*) – пресноводные, большей частью реофилы. Самые многочисленные из этой группы раковины вида *Dreissena polymorpha* доминируют по всему разрезу. Остальные виды – солоноватоводные. Из них *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena* и *Micromelania* имеют каспийское происхождение и представляют опресненные местообитания. Представители рода *Didacna* – более солоноватоводные. Среди них содержатся разные в возрастном отношении виды: *Didacna*

pseudocrassa и *D. tamanica* характерны для чаудинского горизонта Черноморского региона. *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. carditoides* являются характерными видами для бакинского горизонта Каспия. *Didacna pontocaspia* и *D. borisphenica* характеризуют древнеэвксинские отложения Черного моря и являются для них руководящими видами. *D. pallasii* – обычная форма для нижнехазарских осадков Каспия, отмечается присутствие раковин *D. pallasii* и в отложениях древнеэвксинского и эвксинского водоемов Черного моря. Тригоноидные дидакны *Didacna cristata* распространены в гирканских (верхнехазарских) образованиях северо-западного Прикаспия и хвалынских осадках восточного побережья, а *D. ebersini* – только в хвалынских отложениях Каспийского региона.

Интересно отметить, что внешний облик, сохранность раковин крассоидных и катиллоидных дидакн, имеющих дохвалынский возраст, а также эвригалинных средиземноморских видов не вызывает сомнения в их переотложенности – они в разной степени окатаны, ребра часто стерты, среди них преобладают обломки. Напротив, более тонкостенные тригоноидные хвалынские дидакны, монодакны и даже хрупкие адакны имеют хорошую сохранность и, очевидно, находятся в инситу залегании.

По фаунистической группировке из местонахождения Маныч-Балабино можно сделать вывод: моллюски в ней разновозрастные, имеют смешанный экологический состав и принадлежит разным палеобасейнам. В инситу залегании находится только обедненный хвалынский ценоз, представленный редкими видами *Didacna ebersini*, многочисленными дрейссенами и более редкими монодакнами и адакнами. Все другие представители фауны (чаудинской, бакинской, древнеэвксинской, раннехазарской, карангатской) являются переотложенными, при этом их более древние элементы, очевидно, перемывались неоднократно (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006). Таким образом, комплекс моллюсков из местонахождения Маныч-Балабино имеет раннехвалынский возраст. В нем многочисленным является вид *Dreissena polymorpha*, редко встречаются *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Didacna ebersini*. Хвалынские дидакны продатированы. Их радиоуглеродный возраст $14,3 \pm 0,68$ тысяч лет (МГУ-1491) (датирование выполнено в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ О.Б. Паруниным). Датировка же по раковинам смешанного состава (хвалынских дидакн и *Cerastoderma glaucum*) оказалась намного древнее – $25,69 \pm 3,0$ тысяч лет (МГУ-1489), что подтверждает наш вывод о смешении в танатоцене элементов разновозрастных фаун.

Сравнительный состав изученных нами фаунистических сообществ хвалынских моллюсков отображен в таблице 24.

Таблица 24. Хвалынская фауна Манычской депрессии

Местонахождения	1	2	3	4	5	6	7	8
Виды моллюсков								
<i>Didacna protracta</i>								
<i>Didacna ebersini</i>								
<i>Didacna subcatillus</i>								
<i>Monodacna caspia</i>								
<i>Hypanis plicatus</i>								
<i>Adacna laeviuscula</i>								
<i>Dreissena polymorpha</i>								
<i>Dreissena rostriformis distincta</i>								

Условные обозначения в табл. 2. Местонахождения: 1 – Чограйская плотина, 2 – Зунда-Толга, 3 – Левый остров, 4 – Попов Луг, 5 – Гудило, 6 – Долгоный, 7 – Подманок, 8 – Маныч-Балабино)

Обобщив материалы, можно заключить, что хвалынская фауна Маныча представлена *Didacna protracta*, *D. ebersini*, редкими *D. subcatillus*, многочисленными *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. polymorpha*. Дидакны *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *D. subcatillus* являются типичными представителями хвалынской малакофауны Каспия; из них первые два вида – характерными для раннехвалынского комплекса. Вид *Didacna subcatillus* отмечен в составе более древних фаун Каспия, он начинает свое существование с конца бакинского времени. В хвалынской фауне этот вид, распространяясь по всему региону в небольших количествах, имеет подчиненное значение. От более древних фаун хвалынская отличается бедностью видового состава; в ней отсутствуют крассоидные дидакны, господствуют катиллоидные и тригоноидные формы. Отличает хвалынскую фауну и ее облик в целом – в основном это тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров (рис. 30). При этом *D. protracta* в осадках Западного Маныча не встречается; среди дидакн здесь встречаются редкие раковины *Didacna*

ebersini. В восточной части долины нижнехвалынские отложения образуют две террасы на отметках 42–45 и 22–25 м, соответствующие уровням Каспия, прослеживающиеся до оз. Маныч-Гудило, где расчленяются на отдельные останцы. Ниже озера существует одна терраса с уклоном на запад.

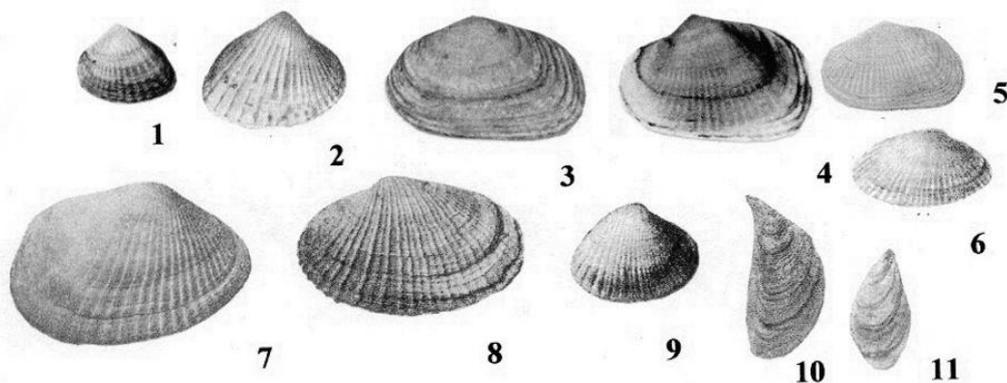


Рис. 30. Хвалынская малакофауна Маныча.

1, 2 – *Didacna ebersini*, 3, 4, 5 – *D. protracta*, 6 – *D. subcatillus*, 7 – *Adacna laeviuscula*, 8 – *Hypanis plicatus*, 9 – *Monodacna caspia*, 10 – *Dreissena polymorpha*, 11 – *Dr. rostriformis distincta*

В составе комплекса можно выделить два подкомплекса, представители которых залегают на разных стратиграфических уровнях. Ранний подкомплекс (абескунский, согласно Горецкому, 1966) распространен в отложениях, залегающих непосредственно выше буртасских (гудиловских) слоев. Он включает редкие мелкие раковины *Didacna ebersini*, многочисленные слабо солоноватоводные виды. Подкомплекс характеризует осадки первой фазы поступления раннехвалынских вод в долину Маныча. Более поздний подкомплекс залегают в супесчано-суглинистых отложениях, распространенных между грядами (увалами), образующих террасу высотой около 20–25 м. Он включает *Didacna ebersini*, *D. protracta*, многочисленные *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*.

Г.И. Поповым (1983 и др.) выделена сурожская фауна, содержащаяся в осадках, синхронных по времени их образования хвалынским отложениям Маныча. На Западном Маныче он относит к этой фауне сообщество в местонахождении Маныч-Балабино (совместное нахождение каспийских и эвригалинных морских видов), анализ которого (Свиточ, Янина, 2001) привел нас к выводу о переотложенности морских форм и его отнесении к раннехвалынскому комплексу. Датировка в 30 тыс. лет, выполненная по раковинам *Cerastoderma glaucum* (Попов, 1983), также входит в противоречие с результатами радиоуглеродного анализа, выполненного по нашим образцам хвалынской фауны. Средний возраст хвалынской фауны Маныча не превышает 14 тысяч лет, поэтому не может быть одновозрастным сурожской фауне. По нашему мнению, отложения, включающие представителей морской эвригалинной фауны, были размывты хвалынским потоком, а раковины переотложены. Более молодые отложения Маныча представлены аллювием поймы и современных речных русел, осадками озер и маломощными склоновыми образованиями.

Отметим распространение дидакн в неоплейстоценовых отложениях Маныча. Они содержатся практически во всех отложениях, исключая голоценовые. В составе дидакн разными исследователями определены 47 видов и подвидов (табл. 25), разнообразных по происхождению и групповой принадлежности. Среди дидакн доминируют (70%) виды каспийского происхождения, включающие руководящие и характерные формы плейстоценовых трансгрессий Каспия: бакинкой (*Didacna parvula*, *D. catillus*, *D. rudis*, *D. carditoides*), раннехазарской (*D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. pallasii*), позднехазарской (*D. surachanica*, *D. nalivkini*), хвалынской (*D. protracta*, *D. ebersini*, *D. parallella*, *D. praetrigonoides*), а также много видов, имеющих ограниченное территориальное распространение.

Каспийские дидакны представлены всеми основными группами (крассоидной, тригоноидной, катиллоидной). Черноморские эндемики представлены единичными чаудинскими *D. pseudocrassa*, бакинскими *D. tamanica* и сравнительно многочисленными древнеэвксинскими *D. pontocaspia*. Все они относятся к крассоидной группе дидакн. Г.И. Поповым (1983) среди раковин манычских дидакн выделен ряд но-

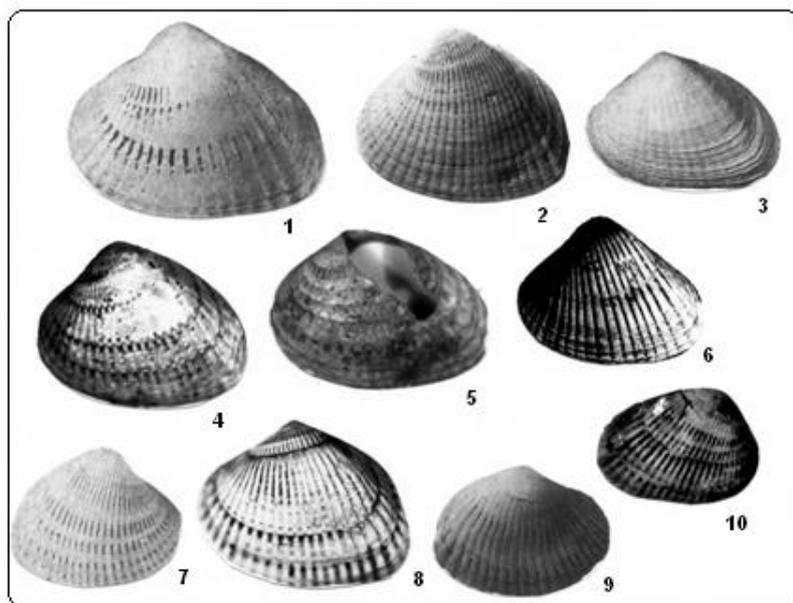
вых видов и подвидов, распространенных лишь в отложениях пролива и прилегающих к нему районах, – *D. adacnoides curta*, *D. symmetrica*, *D. lindleyi derupta*, *D. monodacnoides*, *D. praetrigonoides obunca*, *D. subcatillus elongatoplana* и др.

Таблица 25. Распространение дидакн в плейстоценовых отложениях Маныча

Виды и подвиды	Отложения							
	бакинские	нижнехазарские 1	древнеэвксинские	нижнехазарские 2	древнеэвксинские (эвксинские)	карантагские	тирканские	нижнехвалынские
<i>D. pseudocrassa</i>								
<i>D. tamanica</i>								
<i>D. pontocaspia</i>								
<i>D. pontocaspia tanaitica</i>								
<i>D. parvula</i>								
<i>D. catillus catillus</i>								
<i>D. catillus devexa</i>								
<i>D. catillus volgensis</i>								
<i>D. rudis rudis</i>								
<i>D. rudis euxinica</i>								
<i>D. carditoides</i>								
<i>D. eulachia</i>								
<i>D. aff. lindleyi</i>								
<i>D. lindleyi derupta</i>								
<i>D. monodacnoides</i>								
<i>D. symmetrica</i>								
<i>D. adacnoides curta</i>								
<i>D. aff. kovalevskii</i>								
<i>D. subpyramidata</i>								
<i>D. pallasi</i>								
<i>D. paleotrigonoides</i>								
<i>D. praetrigon. obunca</i>								
<i>D. schuraosenica</i>								
<i>D. nalivkini</i>								
<i>D. delenda emendata</i>								
<i>D. zhukovi</i>								
<i>D. subcatillus</i>								
<i>D. subcat. elongatoplana</i>								
<i>D. cf. umbonata</i>								
<i>D. lissitzyni</i>								
<i>D. subcrassa</i>								
<i>D. cristata</i>								
<i>D. hyrcana</i>								
<i>D. parallella</i>								
<i>D. ebersini</i>								
<i>D. cf. praetrigonoides</i>								
<i>D. protracta</i>								
Фауны	b	eu-hz₁				kg	hz₂ gk	hv₁
Комплексы		eu-hz₁	eu-hz₁					

Вертикальными линиями в ячейках показаны виды черноморского происхождения; наклонными – каспийского

Дидакны составляют основу трех группировок ископаемых сообществ, соответствующих понятию фауны: бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской (фиг. 23).



Фиг. 23. Дидакны Маныча

бакинские:

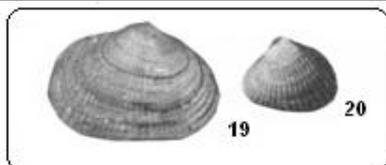
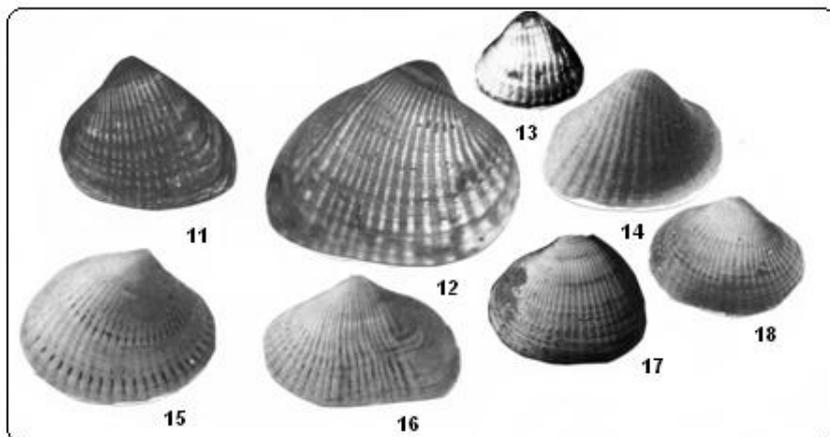
- 1 – *Didacna pseudocrassa*,
- 2 – *D. tamanica*, 3 – *D. lindleyi*
- derupta*, 4 – *D. rudis*,
- 5 – *D. catillus*, 6 – *D. eulachia*,
- 7 – *D. rudis euxinica*,
- 8 – *D. carditoides*,
- 9 – *D. monodacnoides*,
- 10 – *D. lindleyi*;

хазарско-эвксинские:

- 11 – *D. subpyramidata*,
- 12 – *D. paleotrigonoides*,
- 13 – *D. pallasi*,
- 14 – *D. pontocaspia*,
- 15 – *catillus devexa*,
- 16 – *D. symmetrica*,
- 17 – *D. delenda*,
- 18 – *D. monodacnoides*;

хвалынские:

- 19 – *D. protracta*,
- 20 – *D. ebersini*



Бакинская фауна включает 10 видов дидакн. Два из них (*Didacna pseudocrassa*, *D. tamanica*) являются черноморскими автохтонами. Остальные виды имеют каспийское происхождение: пять из них характерны для позднебакинского комплекса бакинской фауны (*D. catillus*, *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. lindleyi*), три вида (*D. rudis euxinica*, *D. lindleyi derupta*, *D. monodacnoides*) выделены Г.И. Поповым для области Манычского пролива и прилегающих районов. Состав дидакн свидетельствует об одностороннем сбросе каспийских вод в Черноморский бассейн. Среди переотложенных раковин местонахождения Маныч-Балабино установлены чаудинские формы, указывающие на проникновение в западные участки пролива черноморских моллюсков.

Эвксино-раннехазарская фауна включает 13 видов дидакн. Среди них преобладают (11) виды каспийского происхождения, и в первую очередь характерные для раннехазарской фауны *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. paleotrigonoides*, также часто присутствуют *D. delenda*, встречаются и местные формы, определяемые Г.И. Поповым (1983) как *D. catillus devexa*, *D. monodacnoides*, *D. symmetrica*. Среди дидакн установлена руководящая форма эвксино-узунларской фауны *D. pontocaspia*, количество раковин этого вида

возрастает в западной части пролива. Состав дидакн и их распределение по площади пролива свидетельствует о проникновении представителей черноморской фауны в раннехазарский бассейн; это подтверждается и довольно частой встречаемостью раковин *D. pontocaspia* в хазарских отложениях северной области Каспийского региона. Хвалынская фауна представлена руководящим и характерными видами дидакн раннехвалынского комплекса Каспия *D. protracta*, *D. ebersini*, реже встречаются *D. parallella*, *D. subcatillus*. При этом *D. protracta* в осадках Западного Маныча не встречается.

Как отмечалось выше, условия залегания карангатских и позднехазарских отложений и содержащихся в них представителей карангатской и позднехазарской фаун не позволяют нам выделить единую позднеплейстоценовую хазарско-карангатскую фауну. Очевидно, следует выделять две фауны: *карангатскую*, в состав которой входят элементы карангатской фауны Эвксина (среди дидакн – *D. pontocaspia*), а также иногда позднехазарские дидакны, и *позднехазарскую*, включающую представителей гирканского фаунистического комплекса позднехазарской фауны Каспия (*D. pontocaspia*, *D. delenda emendata*, *D. zhukovi*, *D. subcatillus*, *D. subcatillus elongatoplana*, *D. cristata*, *D. hyrcana*, *D. parallella*, *D. cf. praetrigonoides*, согласно определениям Г.И. Попова, 1983).

Состав дидакн из неоплейстоценовых отложений Маныча относительно сходен, но существенно разнообразнее такового из Керченского пролива. В нем присутствуют все основные руководящие и характерные виды бакинской, эвксино-узунларской, раннехазарской, позднехазарской и хвалынской фаун, а также многочисленны местные виды дидакн. Дидакны же Керченского пролива прошли предварительный «экологический отбор» при их прохождении по Манычу, а также в водах Азовского бассейна.

3.3. БИОСТРАТИГРАФИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МАНЫЧА

Стратиграфии неоплейстоценовых отложений Манычской депрессии посвящены первые исследования В.В. Богачева (1903, 1926), К.И. Лисицына (1932, 1933), П.А. Православлева (1932). Ими было установлено чередование в проливе морских, лиманно-морских, озерных и аллювиальных отложений, включающих представителей малакофауны разной экологической принадлежности: морской, солоноватоводной, пресноводной. Обширный керновый материал – около 400 скважин, пробуренных в Манычской долине и смежных районах рядом производственных организаций (Гидропроект, Всесоюзный гидрогеологический трест, Волго-Донское геологическое управление), в биостратиграфическом отношении был изучен Г.И. Горецким (1953, 1955, 1957, 1960, 1970) и Г.И. Поповым (1955, 1957, 1961, 1970, 1972, 1977, 1983). Биостратиграфия плейстоцена Манычского пролива составлена ими на «цепной увязке» профилей, построенных по поперечникам от устья Маныча до Прикаспийской низменности. Г.И. Поповым (1983) систематически обработана коллекция дидакн из неоплейстоценовых отложений Манычской долины. Им описаны 49 видов и подвидов этого рода из плейстоценовых осадков Маныча и прилегающих районов, из которых 17 видов и подвидов выделены Г.И. Поповым как новые, имеющие ограниченное территориальное распространение. Результаты этих исследований лежат в основе современных представлений о биостратиграфии неоплейстоцена Маныча и истории пролива (табл. 26).

В составе нижнего неоплейстоцена установлены ниже- и верхнебакинский горизонты, разделенные существенным стратиграфическим перерывом. В основании среднего неоплейстоцена Г.И. Горецким (1953) выделены сусатские слои, в дальнейшем им (Горецкий, 1970) и Г.И. Поповым (1970) рассматривавшиеся в качестве эквивалента урунджикского горизонта. В приведенной (табл. 26) последней стратиграфической схеме этот горизонт отсутствует. Средний неоплейстоцен представлен нижнехазарским – нижним древнеэвксинским и верхнехазарским – верхним древнеэвксинским горизонтами. К среднему неоплейстоцену Г.И. Поповым (1983) также отнесены карангатский горизонт Западного Маныча и нижняя часть гирканского горизонта Восточного Маныча. Верхнеплейстоценовые отложения представлены гирканским горизонтом, ательскими (гудиловскими) слоями, нижнехвалынским и верхнехвалынским горизонтами в Восточном Маныче; на Западном Маныче нижнехвалынскому горизонту соответствует сурожский горизонт, а верхнехвалынскому – континентальные осадки. В ниже- и среднеплейстоценовых отложениях установлены как каспийские, так и черноморские виды моллюсков, что позволило исследователям реконструировать двустороннюю связь Каспия и Понта по Манычу.

П.В. Федоровым (1978) материалы Г.И. Горецкого и Г.И. Попова интерпретированы иначе. Сомневаясь в выделении нижебакинских осадков, он выделяет бакинский горизонт без его дробного расчленения. В среднем неоплейстоцене им выделены нижнехазарские и древнеэвксинские отложения, имеющие двучленное строение. Гирканский горизонт верхнего неоплейстоцена является аналогом, по мнению этого

исследователя, верхнехазарского горизонта и коррелируется с карангатским горизонтом Понта. Сурожский горизонт не выделяется. П.В. Федоровым (1977, 1978, 1979, 1980, 1994 и др.) отрицается присутствие каких-либо эвксинских элементов малакофауны как в Маныче, так и в Каспии, тем самым указывается на одностороннюю связь Каспия с Понтом во все эпохи функционирования Манычского пролива.

Таблица 26. Стратиграфия неоплейстоцена Маныча (Попов, 1983)

Общая стратиграфическая шкала	Манычский пролив	
	Восточный Маныч	Западный Маныч
Голоцен	Континентальные отложения	Современный
		Древнечерноморский
Верхний неоплейстоцен	Верхнехвалынский	Регрессия
	Нижнехвалынский	Сурожский
	Ательские (гудиловские) слои	Гудиловские слои
	Гирканский	Гирканский
Средний неоплейстоцен	Озерные и лиманные отложения	
	Верхнехазарский (верхний древнеэвксинский)	Эвксино-узунларский
	Озерные и лиманные отложения	
	Нижнехазарский (нижний древнеэвксинский)	
	Регрессия	
Нижний неоплейстоцен	Верхнебакинский	
	Регрессия	
	Нижнебакинский	
	Регрессия	

А.А. Свиточ (Свиточ и др., 2010) не согласен с Г.И. Поповым (1983), выделившим в неоплейстоцене Маныча отложения гирканской и сурожской трансгрессий, достоверные осадки которых, по его мнению, отсутствуют в Каспийском и Черном морях. На Маныче эти отложения, согласно представлениям А.А. Свиточа, представлены смесью разных фаций осадков карангатско-позднехазарского и хвалынского-новоэвксинского бассейнов.

Анализ фактического материала, опубликованного исследователями Маныча, в свете составленных биостратиграфических схем морского неоплейстоцена Каспия и Понта, а также малакологическое изучение как известных ранее, так и новых обнажений морских осадков, позволили автору монографии предложить вариант биостратиграфической схемы морского неоплейстоцена Маныча (табл. 27). В ее основу положены выделенные в составе ископаемой малакофауны фаунистические единицы разного таксономического ранга (фауна, комплекс, подкомплекс).

Манычский неоплейстоцен представляет собой *биостратиграфическую зону*, охватывающую полный стратиграфический интервал распространения моллюсков рода *Didacna*. По временному развитию в ней дидакн разных групп и различного происхождения, составляющих основу солоноватоводных фаун или входящих в состав морских фаун, биозона разделяется на *подзоны* – биостратиграфическое основание для выделения *горизонта*. Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап палеогеографической истории пролива, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене *фаун*, населявших Манычский пролив. На основании фаун – бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской – выделены одноименные горизонты. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия и Понта: бакинской, раннехазарской, эвксино-узунларской и хвалынской. Для горизонтов выделены руководящие и характерные (контролирующие) виды.

Таблица 27. Биостратиграфическая схема морского неоплейстоцена Маньча

Общая стратиграфическая шкала		Биозона	Горизонт	Подзона (Фауна)	Руководящие, характерные виды	Подгоризонт	Интервал-зона (Фаунистический комплекс)	Слои	Подкомплекс
неоплейстоцен									
верхний	Didacna Eichwald	хвалынский	хвалынская	<i>D. ebersini</i> <i>D. protracta</i>	нижнехвалынский	раннехвалынский <i>D. ebersini</i> - <i>D. protracta</i>	нижнехвалынские	<i>Didacna ebersini</i> - <i>D. protracta</i>	
			абескунские	<i>Didacna ebersini</i>					
	карангатско-хазарский	позднехазарская	<i>D. cristata</i> <i>D. subcatillus</i> <i>D. nalivkini</i>	гирканский	гирканский <i>D. cristata</i> - <i>D. subcatillus</i>	гирканские	<i>Didacna cristata</i> - <i>D. subcatillus</i>		
		карангатская	<i>Cerastoderma</i> <i>Chione</i>	карангатско-позднехазарский	Позднехазарский <i>D. nalivkini</i>	карангатско-позднехазарские	<i>Cerastoderma</i> - <i>Chione</i> - <i>Didacna</i>		
	эвксино-нижнехазарский	эвксино-раннехазарская	<i>D. subpyramidata</i> <i>D. pallasii</i> <i>D. pontocaspia</i>	эвксино-нижнехазарский	эвксино-раннехазарский <i>D. shuraosenica</i> - <i>D. subpyramidata</i> - <i>D. pontocaspia</i>	карангатские	<i>Cerastoderma</i> - <i>Chione</i>		
				древнеэвксино-нижнехазарский	древнеэвксино-раннехазарский <i>D. paleotrigonoides</i> - <i>D. subpyramidata</i> - <i>D. pontocaspia</i>				
нижний	бакинский	бакинская	<i>D. catillus</i> <i>D. rudis</i> <i>D. carditoides</i>						

Бакинский горизонт охарактеризован бакинской фауной, в составе которой в основном представители позднебакинского подкомплекса Каспия *Didacna rudis*, *D. carditoides*, *D. catillus*, *D. eulachia*, *D. lindley*; в западной части отмечены редкие чаудинские *Didacna pseudocrassa*. Руководящими видами для горизонта являются *Didacna catillus*, *D. rudis*, *D. carditoides*. Эвксино-раннехазарский горизонт включает большинство видов каспийского происхождения, в том числе и характерные раннехазарские дидакны *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. paleotrigonoides* и характерную форму эвксино-узунларской фауны *D. pontocaspia*. Эти виды дидакн являются характерными для эвксино-раннехазарского горизонта Маныча. Хвальинский горизонт представлен руководящими и характерными видами раннехвальинского комплекса хвальинской фауны Каспия - *Didacna protracta* и *D. ebersini*, которые являются для этого горизонта характерными видами. Карангатские и верхнехазарские отложения, включающие представителей одноименных фаун и находящиеся в сложном взаимоотношении в разрезе, мы предлагаем условно выделить в качестве карангатско-позднехазарского горизонта.

Более дробная биостратиграфическая единица – *интервал-зона* – является основой для выделения *подгоризонтов*. В историко-геологическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга *комплексами* моллюсков, являющимися составными частями фаун. Двучленное строение эвксино-раннехазарского горизонта, в котором наблюдается четкий стратиграфический перерыв между отложениями со сходным малакофаунистическим составом (ранним и поздним фаунистическими комплексами), является основанием для его подразделения на два подгоризонта – древнеэвксино-раннехазарский и эвксино-раннехазарский. Анализ материалов Г.И. Горецкого (1953, 1966) показал, что установленные им сусатские слои по составу содержащихся в них раковин моллюсков являются нижнехазарскими, охарактеризованными ранним раннехазарским фаунистическим комплексом Каспия и составляющими нижний нижнехазарский подгоризонт каспийского плейстоцена. Поскольку они не прослежены по всей долине, а отмечены только в Восточном Приманычье, мы не стали их включать в биостратиграфическую схему плейстоцена Маныча. Очевидно, они размыты более поздним потоком, как и узунларские осадки с эвригалинной средиземноморской малакофауной, представители которой встречаются в скважинах в приманычском Прикаспии (Горецкий, 1966; Николаев, 1958) вместе с раннехазарскими дидакнами.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – *слои* – установлены на основе содержащихся в них *подкомплексов* моллюсков. В составе хвальинского горизонта на основании заключенных в отложениях подкомплексов мы выделяем слои – нижние (абескунские) с характерным видом *Didacna ebersini* и верхние с характерным видом *Didacna protracta*. В составе карангатско-хазарского горизонта на основании содержания в осадках элементов карангатской фауны, смешанной карангатско-позднехазарской и позднехазарской условно выделяются слои: карангатские (включают морские виды моллюсков), карангатско-хазарские (совместно с морскими видами встречаются редкие позднехазарские формы) и гирканские (содержат представителей гирканского фаунистического комплекса Каспия, характерные виды *Didacna cristata* и *D. subcatillus*).

Часть II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

4. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Понто-Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли. Основой для реконструкции событий и их корреляции послужили биостратиграфические (эко-стратиграфические) схемы Каспия, Понта и Маныча. Сравнительный анализ поведения уровня Черного, Азовского и Каспийского морей, отдельных компонентов их природной среды и в целом бассейнов в зависимости от глобальных изменений климата показал общие закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов.

4.1. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В РАННЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.1.1. Каспий

Тюркянская регрессия

В начале неоплейстоцена во впадине Каспия существовал тюркянский регрессивный бассейн. Палеогеографические сведения о нем немногочисленны, но именно этот водоем, очевидно, явился местом зарождения каспийской неоплейстоценовой малакофауны. На границу апшеронского и бакинского веков – эпоху его существования – приходится наиболее отчетливый перелом в развитии каридид, произошло вымирание большинства представителей апшеронской фауны и появление новых видов. Все исследователи Каспийского региона единодушны в том, что конец апшеронского времени ознаменовался длительной и глубокой регрессией, во время которой на каспийских побережьях происходило формирование наземных и пресноводных осадков (Хаин, 1950; Федоров, 1957; Москвитин и др., 1958; Векилов, 1969; Али-Заде и др., 1972, 1987; Рычагов, 1977; Ализаде и др., 1978; и др.). Уровень моря понижался, согласно С.А. Лукьяновой и Л.Г. Никифорову (1970), до абсолютной высоты -150 м; по данным А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988, 1989, 1991), Л.И. Лебедева (1983) предбакинская абразионная поверхность расположена на глубине 200–300 м. Вся водная масса тюркянского бассейна была сосредоточена в Южнокаспийской и Среднекаспийской котловинах, между которыми существовал мелководный пролив в районе Апшеронского порога (Кленова и др., 1962).

Мы не располагаем данными по малакофауне тюркянского бассейна. О его экологических условиях можно составить представление, проанализировав имеющиеся данные по микрофауне и спорово-пыльцевым характеристикам тюркянских отложений отдельных районов региона. В составе микрофауны отмечены только единичные экземпляры преимущественно пресноводных остракод (Мамедова, 1984). Согласно материалам В.П. Гричука (1954) по Северному Прикаспию, тюркянский горизонт охарактеризован степными спектрами, в составе которых 80-100% составляют травянистые растения с господством *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. По мнению А.И. Москвитина (1962, стр. 51) эту степь «равно можно вообразить и холодной – приледниковой, и жаркой и засушливой». По предположению А.Л. Чепальги (1980) это была эпоха жаркого климата. По палинологическим данным Н.Ю. Филипповой (1997) тюркянские отложения Куринской депрессии характеризуются ксерофитным палинокомплексом, сходным с таковым осадков конца апшеронского века. Согласно схеме В.А. Зубакова (1986) тюркянские слои и верхи апшерона входят в состав единого климатостратиграфического подразделения, отвечающего аридной и теплой фазе. Наши материалы (Свиточ и др., 1998) по спорово-пыльцевым спектрам апшеронских отложений балки Нефтяной (Азербайджан) свидетельствуют об аридизации климата к концу апшерона. Согласно выводам А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988; Алескеров, 1990) в самом начале неоплейстоцена климат был холодным, в горах Кавказа развивалось оледенение.

Мнения противоречивы. Очевидно, исследуемые отложения принадлежат разным временным этапам существования тюркянского бассейна. Азербайджанские исследователи (Мамедов, Алескеров, 1988) отмечают присутствие редких раковин парвулоидных дидакт в изученных ими «тюркянских» осадках, а это свидетельствует о том, что полученные ими данные характеризуют переход от регрессии к бакинской

трансгрессии, когда каспийские воды уже стали заполнять Куринскую депрессию. И это происходило в условиях отмеченного ими значительного похолодания. По этим немногочисленным данным можно сделать вывод о том, что тюркянский регрессивный изолированный озерный водоем существовал в условиях жаркого сухого климата. В тюркянских отложениях Азербайджана установлена граница ортозон Матуяма - Брюнес (Асадуллаев, Певзнер, 1973; Гурарий и др., 1976), которая датируется примерно 780 тыс. лет назад. По этому факту мы можем судить о времени существования тюркянского бассейна. Датирование трековым методом дало возраст от 950 до 1050 тыс. лет (Ганзей, 1984).

Бакинская трансгрессивная эпоха

Постепенный подъем уровня в тюркянском бассейне привел к развитию бакинской трансгрессии. Первыми дидакнами, появившимися в Каспии, были *Didacna parvula*, распространенные в юго-западной области моря, – мелкие моллюски с тонкостворчатыми раковинами, им сопутствовали *Dreissena polymorpha*. У противоположного берега, по нашим представлениям – позже, чем парвулоидные дидакны (см. раздел 1.2), расселились *Didacna catillus*, вместе с ними – *D. parvula*, в примеси к ним *Micromelania* sp., *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Monodacna caspia* (рис. 31). Эти области в предбакинское время,

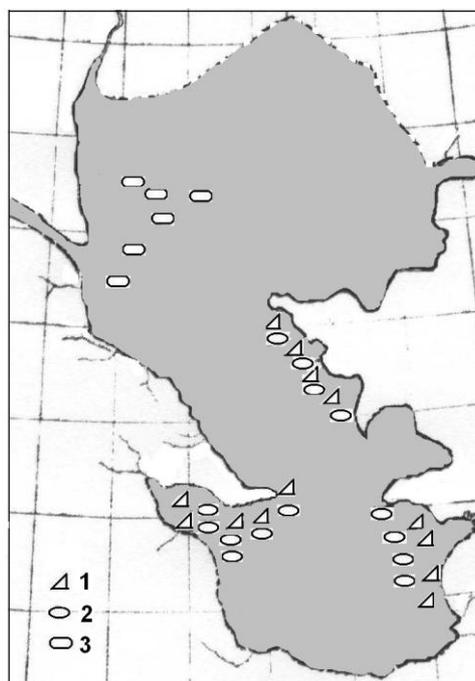


Рис. 31. Ассоциации раннебакинских дидакн. Преобладающие виды: 1-*Didacna parvula*, 2-*D. catillus*, 3-*D. catillus volgensis*

очевидно, были депрессиями, в первую очередь заполнившимися водами трансгрессирующего Каспия, образовав Куринский и Западно-Туркменский заливы. Тонкий состав отложений, их мощность, моллюски, имеющие тонкую и нежно скульптурированную раковину, свидетельствуют о спокойных и относительно приглубых, с постоянным режимом осадконакопления, условиях в заливах. Водная масса на первых этапах трансгрессии, по видимому, была слабосоленовой (7–8‰), а ее температура - достаточно низкой, существенно ниже современной. Косвенным подтверждением последнего служат палинологические материалы, полученные нами (Свиточ и др., 1998) по разрезу бакинских отложений Нефтяная балка: в эпоху отложения осадков с *Didacna parvula* климат был прохладный и влажный, на берегах Куринского залива были распространены широколиственные леса с березняками и сосняками. О похолодании свидетельствуют и данные по раннему неоплейстоцену Азербайджана А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988). Спорово-пыльцевые спектры нижней части бакинских отложений, выделенные для западного побережья Т.А. Абрамовой (1972, 1974, 1977), свидетельствуют о существенной роли в растительном покрове лесных формаций (береза, ольха, дуб, клен, вяз). В Нижнем Поволжье отложения, по данным Р.Е. Гитерман (Москвитин, 1962), содержат лесостепные пыльцевые спектры, где среди пыльцы древесной растительности часто встречается пыльца сосны, березы, ольхи, вяза, также указывающая на более холодный и влажный климат ранних этапов трансгрессии. Н.Ю. Филипповой (1997) в основании бакинских отложений Азербайджана выделена мезофитная серия палинокомплексов, отражающая пльвиальную климатическую фазу.

Некоторые исследователи (Рейнгард, 1932; Ковалевский, 1936; Алескеров, 1990 и др.) высказали мнение о существовании в бакинское время оледенения Кавказа, причем самого крупного в его неоплейстоценовой истории, что также может свидетельствовать о холодном климате этой эпохи. Изотопный состав кислорода раковин, зависящий от изотопного состава кислорода воды бассейна, показал значения $\sigma^{18}\text{O}$ 12,7-13,98‰ (Алиева, 1990), что, по мнению автора, обусловлено низкими температурами воды в условиях холодного климата бакинского века.

Некоторые исследователи (Рейнгард, 1932; Ковалевский, 1936; Алескеров, 1990 и др.) высказали мнение о существовании в бакинское время оледенения Кавказа, причем самого крупного в его неоплейстоценовой истории, что также может свидетельствовать о холодном климате этой эпохи. Изотопный состав кислорода раковин, зависящий от изотопного состава кислорода воды бассейна, показал значения $\sigma^{18}\text{O}$ 12,7-13,98‰ (Алиева, 1990), что, по мнению автора, обусловлено низкими температурами воды в условиях холодного климата бакинского века.

Наши представления о низкой солености начальной стадии трансгрессии подтверждаются данными анализа фораминифер (Янко, 1989; Свиточ и др., 1992) из местонахождений бакинской фауны (Гора Бакинского яруса, Нефтяная балка, Узундере): доминирование слабо солоноватоводных видов, экологическая характеристика которых позволила оценить соленость раннебакинского бассейна у западных берегов Южного Каспия в 10‰. В Туркменском заливе существовало еще и значительное местное опреснение –

более сильное, чем в Куринском заливе, свидетелями чему являются многочисленные слабо солоноватоводные и пресноводные элементы фауны. Об этом же говорят и данные по остракодам (Мамедова, 1984): в нижнебакинских осадках присутствует обедненный солоноватоводный комплекс остракод, пресноводные и эвригалитные виды.

Дальнейшее развитие трансгрессии привело к расширению границ бассейна и заполнению бакинскими водами обширных пространств Северного Прикаспия и появлению здесь дидакн. Помимо *D. parvula* в бакинском бассейне к этому времени расселились *D. catillus*: *D. catillus catillus* в юго-западной, апшеронской и восточной областях, *D. catillus transcaspica* – в юго-восточной, *D. catillus volgensis* – в его северной области. Северо-западный сектор бакинского моря, несомненно, отличался значительным опреснением (влияние Волги), судя по редким находкам здесь мелких экземпляров *D. parvula* и мелким тонкостенным раковинам подвида *D. catillus volgensis* (его раковины проявляют некоторые черты «тригоноидности» – треугольно-овальную форму, более резкий, чем у типичных *D. catillus*, киль, отчетливо выступающую маленькую килеватую макушку, что приводит к предположению о большей приспособленности катиллоидных дидакн такой формы к опресненным условиям среды).

Судя по распространению бакинских отложений и форм рельефа, море широкими заливами глубоко проникало в окружающую его сушу, распространяясь в Западную Туркмению и Восточное Закавказье; в Восточном Предкавказье – в Кумо-Маньчскую депрессию; на северо-западе бакинские воды подступали вплотную к Южным Ергеням, они глубоко проникали по долинам Волги (севернее Волгограда) и Урала (севернее Калмыково), занимали значительную часть Прикаспийской низменности, достигая подножия Общего Сырта (самое северное местонахождение бакинской малакофауны – Александров-Гай); захватили полуостров Бузачи (Аристархова и др., 1961), вторглась во впадины на полуострове Мангышлак. На месте Кара-Богаз-Гола был открыт залив (Леонтьев, 1961). Вдоль кавказского побережья бакинская трансгрессия захватила лишь неширокую полосу суши, к западу от Махачкалы ее береговая линия располагалась у подножия передовых хребтов Дагестана.

Увеличение площади бассейна сопровождалось фациальным «погрубением» осадков: возросло отложение песков, появились ракушечники и рыхлые детритусовые известняки, иногда с крупными скоплениями гравийно-галечного материала. Изменился фаунистический облик бассейна: появились новые виды дидакн, абсолютное количественное преобладание перешло к двустворкам, отличающимся крупной, толстостенной и часто грубоскульптурной раковинной. Ко времени максимального распространения бакинской трансгрессии состав фауны был богат таксономически и обилен количественно. В Южном Каспии, на его западных мелководьях, наряду с парвулоидными и катиллоидными дидакнами, значительно увеличившимися в размерах, существовали *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. mingetchsaurica*, имевшие крупные массивные раковины, вместе с ними обитали редкие, только появившиеся *D. subcatillus* и *D. vulgaris*. У восточных берегов Южного Каспия, при том же составе из *D. parvula*, *D. catillus*, *D. rudis*, отсутствовали *D. eulachia* и *D. mingetschaurica*, довольно широко распространенные в Куринской депрессии, но широко расселились *D. pravoslavlevi*, имеющие также мощную раковину. За исключением локальных участков с местным опреснением, приуроченным к приустьевым районам рек и ручьев, индикаторами которых выступают пресноводные и слабо солоноватоводные виды (униониды, шаровки, вальваты, корбикули, дрейссены, адакны, монодакны), воды южной части Каспия отличались высокой соленостью (14–16‰) и высокой температурой мелководий. Здесь в условиях хорошего прогревания, перемешивания воды с насыщением всех ее слоев кислородом, высокой продуктивности питательных веществ, испытывала расцвет бакинская малакофауна. Отложения этой эпохи отличаются высокой насыщенностью раковинами моллюсков.

Не уступали Южному Каспию по обилию видами и биоценозы Среднего Каспия. На мелководьях у азербайджанских берегов были распространены моллюски с крупными массивными раковинами *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*. Севернее, у берегов Дагестана, их состав был обогащен за счет появления редких форм, близких к тригоноидным дидакнам, – *D. golubyatnikovii*, *D. kovalevskii*; как и на Апшеронском участке, существовали редкие *D. subcatillus*, *Didacna lindleyi*, *D. vulgaris*, в примеси – *Dreissena rostriformis pontocaspica*. Несмотря на таксономическое богатство, биоценоз отличался более мелкими раковинами, чем распространенный южнее, хотя встречаемость моллюсков была высокая. Это вызвано географическим положением ценоза в северных прибрежных районах с меньшей температурой воды. На восточном побережье Среднего Каспия обитали многочисленные *D. rudis*, *D. catillus*, *D. pravoslavlevi*. Аналогичные сообщества были распространены и в Карабогазской области.

В Северном Каспии в максимум трансгрессии у подножья Ергеней обитали *Didacna rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. lindleyi*. Первые два вида существовали и в центральных районах Северного

Каспия. В районе оз. Баскунчак наряду с ними были многочисленны *Didacna catillus grimmi*. В долине р. Урал, куда довольно глубоко заходила бакинская трансгрессия, обитали *D. parvula*, *D. eulachia*, *D. catillus grimmi*, *D. catillus volgensis*, *D. rudis*, *D. praetrigonoides inderana*, *D. pallasi*, *D. vulgaris*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*. Состав сообщества весьма необычен: наряду с типичными для других районов Каспия бакинскими формами, здесь встречены новые для фауны элементы – довольно большое количество крупных тригоноидных дидакн *D. praetrigonoides inderana*. Близкая картина наблюдалась и в Бузачи-Эмбенском районе бассейна. Здесь впервые среди неоплейстоценовых дидакн появились типичные тригоноидные формы (рис. 32).

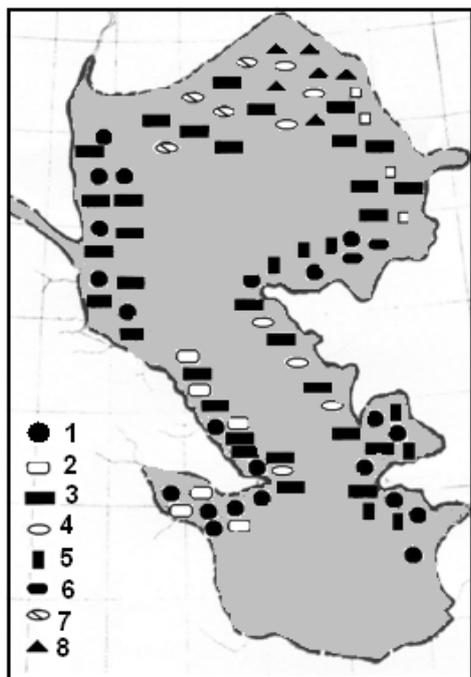


Рис. 32. Ассоциации позднебакинских дидакн.
1-*Didacna carditoides*, 2-*D. eulachia*, 3-*D. rudis*,
4-*D. catillus*, 5-*D. pravoslavlevi*, 6-*D. subrudis*,
7-*D. catillus grimmi*, 8-*D. ex gr. trigonoides*

Широко распространившиеся по всему бассейну *Didacna rudis*, возможно, образовались как промежуточные формы между крассоидной и катиллоидной группами в условиях обмеления, потепления вод бассейна и нарастания их карбонатности. Ген. И. Поповым (1961) и П.В. Федоровым (1978) предполагалось происхождение этого вида от апшеронского *Didacnomya didacnoides* (= *Didacnoides didacnoides*, согласно Невесской и др., 1997). Ген. И. Поповым (1961) отмечалась и генетическая связь между апшеронским видом *Irinia distorta* и *Didacna pravoslavlevi*, впервые появившимся в восточном секторе бакинского моря (судя по размерам и мощности раковины – в соленых и теплых водах). Что касается крассоидных бакинских дидакн, то их происхождение, несомненно, следует вести от вида *D. parvula*, давшего вспышку видообразования в новых экологических условиях бассейна. Морфологическая близость молодых экземпляров крассоидных видов подтверждает этот вывод. *D. mingetschaurica* являются производной формой от *D. eulachia*: подобное «оттягивание» крыла с удлинением раковины, по наблюдениям палеонтологов и биологов (Ковалевский, 1939; Карпевич, 1953 и др.), у кардиид наблюдается в случае увеличения солености водной среды. Д.М. Раузер-Черноусова (1929) описала ряд мутаций кардиумов: удлинение раковин на тонком илистом дне (удлинение заднего сифонального конца), а также увеличение числа ребер.

Виды *D. subcatillus* и *D. vulgaris*, очевидно, произошли от *D. catillus* как формы, приспособленные к жизни в динамичной среде прибрежного мелководья: отбор признаков происходил в данном случае в сторону увеличения толщины раковины и ее большей «компактности», округлости. Автор этих видов Н.И. Андрусов изначально и описывал их как разновидности вида *Didacna catillus*. Тригоноидные дидакны, чье появление в бакинском бассейне было самым поздним, по-видимому, появились в условиях опреснения в результате видового отбора из крассоидных дидакн: принятием раковинной треугольной формы с более резким килевым перегибом. Местом их зарождения стала опресненная водами палеорек Урала и Эмбы восточная часть Северного Каспия. В северо-западном Каспии, также значительно опресненном, некоторая «тригоноидность» (начальные изменения) у катиллоидных дидакн наблюдались при образовании подвида *D. catillus volgensis*. Воды северной части бакинского Каспия, как и ныне, были самыми холодными и опресненными, о чем свидетельствует сравнение общего габитуса раковин одних и тех же видов из разных частей Каспия. Большее развитие в северо-западной и северной областях Каспия катиллоидных форм, более приспособленных к дефициту кислорода, свидетельствует и о большей мутности воды, вызванной потоками, поступающими с суши.

В целом для бакинских дидакн характерно развитие двух групп – крассоидной и катиллоидной, давших вспышку видообразования в условиях нестабильной среды, с господством крассоидной группы. При этом дидакны этой группы и близкие к ней имели крупные массивные раковины. Развитие фауны свидетельствует о высокой для Каспия солености бакинского моря в целом в эпоху его максимального развития и сравнительно высоких температурах воды, об улучшении питательной среды для моллюсков. Помимо дидакн в бакинском бассейне были распространены слабо солоноватоводные и пресноводные виды, занимающие определенные ареалы в бассейне. Распространение на сильно опресненных участках

теплолюбивых корбикул, ныне обитающих лишь в южных районах Каспийского региона (Жадин, 1952), также свидетельствует о водах, не холоднее современных каспийских. Значения Са/Mg отношения в раковинах моллюсков показывают прогрев придонных вод до температуры 20–21°, что близко к летней температуре воды у побережий Туркмении и Азербайджана (Алескеров, 1990). По палеотемпературным оценкам (Султанов, Халифа-Заде, 1969), среднегодовые температуры воды были более 10–12°C. Наши данные о высокой солености позднебакинского бассейна подтверждаются материалами микрофаунистического анализа: отложения содержат богатый солоноватоводный комплекс остракод (Мандельштам и др., 1962; Яхимович и др., 1986; Мамедова, 1984); В.В. Янко (1989) по фораминиферам из осадков этой эпохи оценила соленость бассейна у его западного побережья в 13–14‰.

Косвенным подтверждением потепления каспийских вод служат спорово-пыльцевые данные. Уже упоминавшиеся наши материалы по разрезу Нефтяная балка (Свиточ и др., 1998) свидетельствуют о развитии в этом районе Азербайджана лесостепи с участием дуба, каракаса, хмелеграба, указывающих на умеренно теплый и относительно влажный климат в эпоху седиментации осадков с *Didacna carditoides*. Т.А. Абрамовой (1974, 1977) для спектров этих отложений для западного побережья на общем фоне преобладания пыльцы травянистых ксерофитов отмечено участие пыльцы широколиственных пород и вечнозеленых кустарников (иглица, падуб), обилие пыльцы розоцветных. По данным Б.Д. Алескерова (1990) в предгорьях Большого и Малого Кавказа среднегодовые температуры были на 1,5–2,0°C выше. В.П. Гричук (1954) для бакинских отложений с подобной фауной у Баскунчака определил смещение двух комплексов – лесного и степного, а среди лесного – обилие пыльцы широколиственных, и здесь же – большое содержание полыней в степном компоненте. В долине р. Урал (Калмыково) было довольно тепло и сухо, преобладали безлесные ландшафты (Яхимович и др., 1986). По материалам Н.Ю. Филипповой (1997) южные области Каспия характеризовались палиноспектрами с господством *Chenopodiaceae* и *Artemisia*, отвечающим аридизации климата во второй половине бакинской эпохи.

Н.А. Лебедевой (1974, 1978) в прибрежно-морских отложениях с позднебакинскими дидакнами были обнаружены костеносные слои с остатками *Archidiskodon* cf. *wusti*, носорога и других животных тираспольского фаунистического комплекса, что также служит подтверждением теплых бакинских вод. Потепление климата достигло максимума в конце позднебакинского времени. Прибрежные равнины были заняты степями и полупустынями, по долинам рек распространялись лиственные леса с участием широколиственных пород (Алескеров, 1990).

По мнению исследователей (Федоров, 1953, 1957, 1978, 1994, 1999 и др.; Попов, 1970, 1983; Векилов, 1969; Рычагов, 1977, 1997 и др.) бакинская эпоха характеризовалась двумя трансгрессиями – раннебакинской и позднебакинской, разделенными регрессией. Эта регрессия была, согласно некоторым из них (Федоров, 1978, 1994, 1999) незначительной по глубине и времени, а по мнению других (Горецкий, 1966; Рычагов, 1997) – весьма существенной. Ряд исследователей (Жуков, 1945; Хаин, 1950; Хаин, Шарданов, 1952; Аристархова и др., 1961; Горецкий, 1966; Свиточ, 1967, 1973; Ализаде и др., 1978; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1998) указали на невозможность расчленения бакинских отложений на осадки двух трансгрессий.

Ревизия изученных стратотипических разрезов и заключенной в их отложениях малакофауны показала отсутствие каких-либо следов размыва или перерыва в осадконакоплении в бакинском бассейне и постепенную смену одних малакофаунистических сообществ другими. Правда, надо отметить, что изученные нами наиболее полные разрезы бакинских отложений находятся в депрессивных районах, в которых осадконакопление могло быть непрерывным и не отразить незначительные подвижки уровня. В других же районах побережья нигде не отмечено разрезов, в которых бы в совместном залегании находились нижнебакинские и верхнебакинские осадки, охарактеризованные фауной. П.В. Федоровым (1978) отмечаются следы незначительного размыва в бакинских осадках в разрезах Прибалханской низменности Западной Туркмении. В.П. Гричук (1954), изучавший растительную пыльцу из бакинских отложений Нижнего Поволжья, выделил среди них два горизонта: нижний «поволжский» и верхний – «узеньский», отличающиеся типом спектров и свидетельствующие о одновременности отложения этих осадков. Эти факты нельзя игнорировать. Возможно, все же было незначительное, как по масштабу, так и во временном отношении, понижение уровня, когда из-под уровня моря вышли отдельные участки побережья, позволяющее говорить о двух этапах развития бакинской трансгрессии.

Г.И. Рычагов (1997) считает, что находки в пределах дагестанского побережья раковин нижнебакинских моллюсков только в переотложенном состоянии позволяют сделать вывод о довольно продолжительной и, по-видимому, довольно значительной по глубине регрессии, отделявшей раннебакинское море от позднебакинского. На это надо заметить, что раннебакинские виды дидакн (*Didacna parvula*, *D. ex gr.*

catillus) существовали не только в раннебакинское время. Даже в стратотипическом разрезе видно их распространение в малых количествах в составе позднего бакинского подкомплекса. Поэтому в тафоценозах Дагестана они, по нашему мнению, не переотложены, а являются их составной частью. Г.И. Горецким (1966) к регрессии между двумя бакинскими бассейнами относится значительное переуглубление долин Волги и Камы и накопление мощных аллювиальных свит. Согласно нашей интерпретации опубликованных фактологических данных, венедская аллювиальная свита накапливалась в послебакинскую регрессивную эпоху, что согласуется с выводом П.В. Федорова (1978).

Нельзя согласиться и с выводом П.В. Федорова о небольшой продолжительности позднебакинской трансгрессии (позднебакинского этапа трансгрессии), который он делает на основании литологических (небольшая мощность отложений) и палеонтологических (переживание *Didacna parvula* в позднебакинскую эпоху) материалов. Изучение бакинских осадков в Куринской депрессии показало их значительную мощность, а переживание видов не является показателем длительности или кратковременности солоноватоводного бассейна. Видообразование в них может происходить очень быстро, что наблюдается, например, при жизни одного поколения в Аральском море (Андреева, 2001). В плейстоценовом же Каспии, обратный пример, вид *Didacna subcatillus*, впервые появившись в раннем плейстоцене, существовал вплоть до голоцена. Можно привести целый ряд аналогичных примеров.

По мнению П.В. Федорова (1957 и др.) раннебакинская трансгрессия имела невысокий уровень, вследствие чего следы береговой линии этой трансгрессии не сохранились, а ее прибрежные отложения повсеместно оказались перекрытыми осадками более поздних и более высоких трансгрессий. Согласно представлениям Г.И. Рычагова (1977) уровень был ниже нулевой отметки. Уровень позднебакинского моря, по мнению П.В. Федорова (1957), Ю.М. Васильева (1961, 1975), Г.И. Рычагова (1977, 1997) вряд ли превышал отметки 5–10 м абсолютной высоты. Г.И. Горецкий (1966) считает, что из двух бакинских трансгрессий (если допустить их наличие, в чем он сомневается) максимальной была раннебакинская. А.В. Мамедов и Б.Д. Алескеров (1988) бакинскую трансгрессию считают максимальной в плейстоценовой истории Каспия.

Высотное положение фаунистически охарактеризованных бакинских отложений на севере между речья Волги и Урала на отметках 30 м позволяет высказать предположение о более высоком стоянии вод бакинского моря (даже если учесть нахождение разреза в солянокупольном районе). Судя по тому, что в местонахождении Александров-Гай бакинские отложения представлены лиманно-морскими, сильно опресненными (это подтверждается и материалами исследований Н.Я. Жидовинова и др., 1984), очевидно, ингрессия моря в долину реки образовала здесь опресненный лиман, граница же моря проходила несколько южнее. На более высокое положение уровня моря указывают и находки его фаунистически охарактеризованных осадков вблизи подножья Ергеней (Жуков, 1945; Попов, 1983). На Кавказском побережье море выработало террасу, ныне расположенную на высоте 200–220 м. На Мангышлаке, Бузачах и Краснодарском полуострове бакинские прибрежные отложения залегают на абс. высотах от -10 – -15 м до +20 м, а у северного чинка Устюрта предположительно бакинская терраса наблюдается на абсолютной высоте 95–100 м. Палеогеоморфологическое описание берегов бассейна выполнено Г.И. Рычаговым (1977, 1997), О.К. Леонтьевым и др. (1977).

О времени существования бакинского моря можно судить по данным физико-химических методов. Так, палеомагнитные исследования (Свиточ, Куликов, 1971; Асадуллаев, Певзнер, 1973; Трубихин, 1987) показали прямую остаточную намагниченность бакинских отложений во всех изученных разрезах, свидетельствующую об их образовании в эпоху Брюнес – т.е. позднее 780 тыс. лет. Возраст вулканического пепла в осадках разных разрезов Куринской депрессии, включающих раковины позднебакинского фаунистического подкомплекса, определен как 510 тыс. лет (Кошкин, 1984) и 600 тыс. лет (Ганзей, 1984); нижебакинская трековая дата – ~ 700 тыс. лет (Кошкин, 1984), тюркские даты – от 950 до 1050 тыс. лет (Ганзей, 1984).

Венедская регрессия

В конце раннего неоплейстоцена бакинское море регрессировало. Это же время сопровождалось тектоническими движениями, скорость и знак которых зависел от геотектонической обстановки каждого конкретного района. Почти всюду бакинские отложения отделены от вышележащих среднеплейстоценовых перерывом и угловым несогласием (10–15°). П.В. Федоровым (1978), относившим следующий, урунджикский, этап развития Каспия к завершающей стадии развития бакинской трансгрессии, предполагается неглубокая и непродолжительная послебакинская регрессия. Большинство исследователей, не выделяющих самостоятельный урунджикский этап развития Каспия, предполагает глубокую и продолжительную бакинско-хазарскую регрессию. В послебакинское – предурунджикское время произошло глубо-

кое врезание Волги. Аллювий (венедский), сформировавшийся в это время, глубоко погребен и вскрывается только бурением (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966). Его палинологические характеристики свидетельствуют о том, что в эпоху его накопления в составе лесов были значительно распространены сосна, ель, береза и ольха, присутствовали широколиственные породы (Горецкий, 1966). В Закавказье была сформирована ушталская континентальная свита (Ковалевский, 1936); по А.В. Мамедову и Б.Д. Алескерову (1988) – верхнеушталская свита Аджинаурской области. О малакофауне венедского регрессивного каспийского бассейна сведений нет.

4.1.2. Понт

Чаудинская трансгрессивно-регрессивная эпоха

В Черноморской области в начале неоплейстоцена, судя по положению палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес (Зубаков, 1986), проходящей внутри чаудинских осадков, существовал чаудинский бассейн. О времени, предшествующем этому бассейну, сведения довольно отрывочны и противоречивы. Так, Т.И. Крыстевым и др. (1990) по материалам скважин на шельфе Болгарии зафиксировано, что смена гурийского бассейна чаудинским сопровождалась определенным перерывом, нашедшим отражение в смене фаций и в существенном изменении комплексов моллюсков. Предчаудинская регрессия просматривается (Федоров, 1978) во врезе, предшествовавшем накоплению нижнечаудинских отложений в обнажении мыса Чауда. Существует мнение (Димитров и др., 1979), что шельф Черного моря в это время осушался до изобаты 80-100 м. В Приазовье при переходе от плиоцена (эоплейстоцена) к неоплейстоцену (около 1-0,8 млн. лет назад) отмечалась проградация дельты Дона (Додонов и др., 2006) и иссушение северных областей аридной зоны. В Северном Причерноморье предчаудинскую эпоху «великого размыва» реконструируют Бондарчук и Трашук (1977). На значительное сокращение морского бассейна в самом конце гурия и в начале неоплейстоцена указывает П.Н. Куприн (История геологического..., 1988).

На Кавказе развивалось раннеоплейстоценовое оледенение. Помимо общепланетарного климатического похолодания, по мнению (Милановский, 1966; Думитрашко и др., 1977), на его развитие оказали большое влияние новейшие тектонические движения. Оледенение достигало наибольших размеров на Центральном Кавказе, где поднятия были максимальными, в более низких областях Кавказа существовали плювиальные условия при небольших отрицательных температурах (Думитрашко и др., 1977). П.Н. Куприн (1982) считает, что в пределах горных систем, обрамляющих Черное море, наиболее активные фазы складчатости и горообразования проявились между плиоценом и плейстоценом (валахская фаза).

В то же время, по данным Т.Г. Китовани (1967, 1975, 1976; Китовани и др., 1980), в Гурии (условия древнего залива) отложения плиоценового гурийского солоноватоводного бассейна постепенно сменились чаудинскими осадками. Здесь же появились самые древние дидакны *Didacna Eichwald s. str.* (Янина, 2005), предками которых, очевидно, явились моллюски, обитавшие в Гурийском заливе. Именно здесь прослеживается возникновение чаудинской фауны. Первыми дидакнами плейстоценового облика, по-видимому, были *D. guriensis* и *D. supsae*, появившиеся в этом заливе и сосуществовавшие вместе с плиоценовыми реликтами *Didacna (Pontalmyra) digressa (Tschaudia digressa)*, *Didacna tschaudae (Tschaudia tschaudae)*, *Didacna pleistopleura (Submonodacna pleistopleura)*. В начале плейстоцена при его заполнении водами чаудинской трансгрессии от первых крассоидных дидакн, по-видимому, и произошли широко распространенные по площади бассейна виды *D. pseudocrassa* и *D. baericrassa*. Из этих двух крассоидных видов второй был, вероятно, более терпим к опресненным и более холодным условиям. На это указывает характер распространения этих видов: в северных районах чаудинского бассейна на его начальных этапах были широко распространены *D. baericrassa*, а в южных районах (например, в Рионском заливе) оба эти вида обитали вместе (Цертели, 1966). По мере развития трансгрессии крассоидные дидакны широко распространились по всей площади чаудинского бассейна. Судя по известным местонахождениям, в его максимальную фазу обитали *D. baericrassa*, *D. pseudocrassa*, *D. olla*. В Таманском и Керченском опресненных районах это были в основном *D. baericrassa*, а в лиманно-морских условиях северо-западного Причерноморья существовали *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*. Наряду с ними были многочисленны слабо солоноватоводные виды монодакн и дрейссен (рис. 33).

Многочисленные споры вызывает вопрос о так называемой «болгарской чауде», отраженной в мелководных крупнозернистых осадках, вскрытых на глубинах от -80 до -120 м в зоне валов внешнего шельфа Болгарии (Димитров, Говберг, 1978, 1979). Этот бассейн был отнесен к регрессивному раннечаудинскому (Чепальга, 1980; Чернышова, 1980; Федоров, 1982; Куприн и др., 1982), верхнечаудинскому (Димитров, Говберг, 1978, 1979).

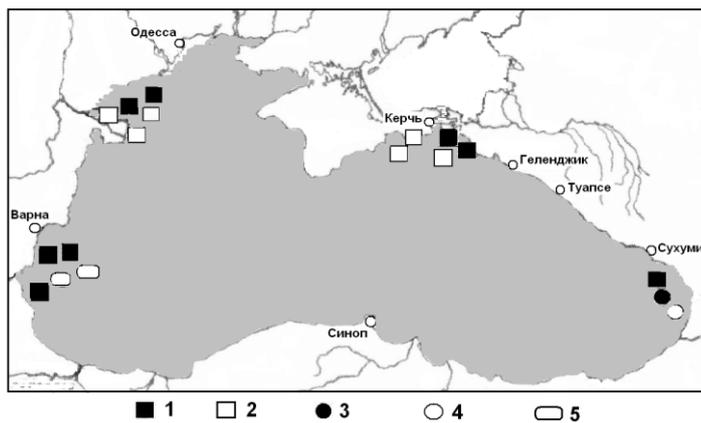


Рис. 33. Ассоциации раннечаудинских дидакн.

1-*Didacna pseudocrassa*, 2-*D. baericrassa*, 3-*D. guriensis*, 4-*D. supsae*, 5-*D. olla*

режья и холодолюбивым комплексом диатомовых водорослей. На границе гурийского и чаудинского времени в прибрежной Грузии происходит обеднение состава споровых и покрытосеменных растений, исчезают наиболее термофильные формы (Шатилова, 1974). Состав хвойных испытывает менее существенные изменения. В эпоху существования раннечаудинского бассейна в верхнем и среднем горном поясе Грузии господствовали монодоминантные леса из тсуги, пихты, таксодиевых и бука; в нижнем поясе, а также в предгорьях, были многочисленны орех, граб, дуб, магнолия, фатсия и др. По спорово-пыльцевым спектрам, полученным А.Т. Артюшенко и др. (1972, 1973), в Причерноморье переход к нижнему антропогену происходил в условиях увеличивавшейся сухости и широком развитии степей.

По результатам анализа фораминифер (Янко, 1989) раннечаудинский бассейн, осадки которого вскрыты в стратотипическом разрезе Чауда, был опресненным солоноватоводным с соленостью 7–8‰. Малакофаунистические материалы, по нашему мнению, свидетельствуют о более высокой его солености (9–10‰), что доказывается присутствием крассоидных дидакн, не переносящих опресненные условия среды.

Во вторую половину чаудинского века уровень бассейна повысился. Состав дидакн в бассейне практически не изменился. У кавказских берегов это были *Didacna baericrassa*, *D. pseudocrassa*, а также дидакны, характерные для Каспия (*D. parvula*, *D. rudis*, *D. carditoides*). В Керченском районе состав дидакн был сходным, его обогатил лишь вид *D. olla*. В Дунайско-Днестровских лиманах обитали те же черноморские дидакны (*D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*). В Таманском районе появился новый крассоидный вид *D. tamanica*. Совместно с черноморскими дидакнами существовали многочисленные каспийские формы: *Didacna parvula*, *D. rudis*, *D. catillus*, *D. lindleyi* (рис. 34).

Для этого этапа развития чаудинских дидакн характерно влияние каспийской фауны, элементы которой проникли в Азово-Черноморский бассейн из Каспия по Манычу и внесли существенные изменения в состав чаудинских моллюсков. Судя по находкам в местонахождениях Маныча видов, характерных для позднего этапа бакинской трансгрессии, в позднечаудинский бассейн поступили каспийские позднебакинские воды. Степень распространения бакинских дидакн в чаудинском бассейне наиболее высока в Таманском районе и значительно снижается по мере удаления от него. Судя по фаунистическому составу бакинского и чаудинского бассейнов, условия обитания в них моллюсков в целом были сходными. Однако в Черно-

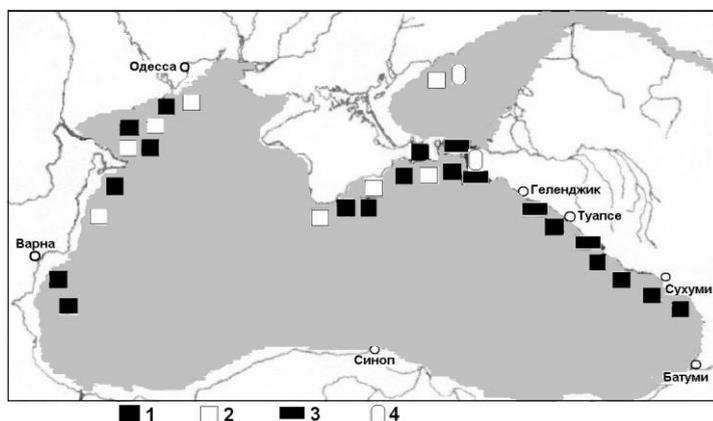


Рис. 34. Ассоциации позднечаудинских дидакн.

1-*Didacna pseudocrassa*, 2-*D. baericrassa*, 3-*D. rudis*, 4-*D. tamanica*

Исследования геологов Московского университета на болгарском шельфе (История геологического..., 1988; Маев и др., 1990) показали, что окраинные валы не маркируют береговую линию чаудинского водоема, и формирование мелководных прибрежных осадков в этой полосе шельфа связано с существованием здесь линейно вытянутых островных цепей – т.е. береговая линия реконструируемого бассейна располагалась существенно западнее, и водоем имел более высокий уровень.

Согласно спорово-пыльцевым и диатомовым данным (Жузе и др., 1980; Чернышова, 1980), это была холодная климатическая эпоха с перигляциальной растительностью северо-западного побережья

морско-Азовскую котловину поступала масса опресненной каспийской воды (северокаспийские воды с пониженной соленостью, дополнительно распресненные реками и другими водотоками в проливе). Существовать в этих условиях были более приспособлены каспийские виды; по мере удаления от устья Маныча влияние каспийских вод уменьшалось, уменьшалось и количество каспийских моллюсков, поскольку в этом экологическом пространстве более конкурентоспособными были уже черноморские формы.

Согласно малакофаунистическим данным, соленость позднечаудинского бассейна была в среднем 12–13‰. В.В. Янко (1989) по анализу фораминифер поздней чауды стратотипа реконструирует соленость 8–9‰, с чем мы не можем согласиться, основываясь на очень широком распространении в позднечаудинском бассейне дидакн группы *crassa*, являющейся самой галофильной среди солоноватоводных видов.

На периферии бассейна и особенно вблизи устьев крупных рек образовывались лагуны. Так, произошла ингрессия моря в низовья Дуная, образовались лиманы и лагуны. Положение уровня дунайских лагун было на 10–15 м выше современного, а их площадь в 1,5–2 раза превышала площадь современных дунайских лиманов (Михайлеску, 1990). Лагуны были заселены разнообразной фауной солоноватоводных моллюсков (*Didacna pseudocrassa*, *D. baericrassa* и др.). На опресненных участках вблизи русла обитала теплолюбивая фауна пресноводных моллюсков родов *Pseudunio*, *Crassiana*, *Viviparus* и др. (Чепалыга, 1985; Михайлеску, 1990). Климат был жаркий и влажный, близкий к климату современных субтропиков. На окружающей суше господствовали лесостепные сообщества с преобладанием широколиственных пород среди лесной растительности (Арап и др., 1990). В составе фауны крупных млекопитающих обитали лесной слон, этрусский носорог, лошадь Мосбаха, широколобый лось, бизон. Среди мелких млекопитающих преобладали степные формы (Александрова, 1976). В небольших массивах леса обитали лесные полевки (Маркова, 1989). Описаны находки обломков минерализованных яиц страуса (Михайлеску, 1990). Грузинское побережье позднечаудинского бассейна отличалось господством хвойных формаций, на всех уровнях гор преобладали елово-пихтовые группировки (Шатилова, 1974, 1980). В чауде Колхиды находился рефугиум древних реликтов, здесь обитали более 30 родов хвойных, с преобладанием *Tsuga*, обилием секвойи (Чочиева, 1982).

Н.И. Андрусов (1926), А.А. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) считали, что чаудинский бассейн имел отрицательные отметки уровня. По мнению П.В. Федорова (1978, 1982 и др.) чаудинское море не достигало уровня современного бассейна. П. Димитров (1978) проводит береговую линию чаудинского бассейна на отметке около -100 м по подводным береговым валам. Х.Г. Хрисчев и В.Л. Шопов (1979) придерживаются аналогичной точки зрения. Калинин и др. (1984) проводят береговую линию примерно в середине болгарского шельфа. Уровень моря, по предположению П.Н. Куприна (История геологического ..., 1988), располагался в нижнечаудинское время выше отметки -90 м, а в позднюю стадию был выше -73 м. Доказательства более широкого распространения чаудинского бассейна описаны и на северо-западном шельфе (Трашук, 1972; Палатная, 1984; Пазюк, 1972 и др.). Это свидетельствует о том, что размеры чаудинского бассейна в его максимальную стадию развития приближались к современным границам Черного моря. Бассейн распространился в дельту Дуная, Северное Приазовье, на Керченский и Таманский полуострова, на Кавказское побережье. В Колхидской низменности располагался глубокий залив (Мамаладзе, 1982), осадки которого прослежены восточнее г. Кутаиси. Узкий залив протягивался от устья Дона довольно далеко по Западному Манычу. Воды чаудинского бассейна проникали через Босфор в Мраморное море и Дарданеллы. Очевидно, что на протяжении длительного чаудинского времени уровень моря менялся неоднократно. Анализ строения чаудинской толщи на детальных сейсмоакустических профилях (Лимонов, Крыстев, 1990; Крыстев и др., 1990) показал многочисленные несогласия внутри слоев и фациальные замещения, говорящие об очень сложной эволюции чаудинского бассейна.

В максимальную фазу его развития, очевидно, произошло первое в плейстоценовой истории Понта поступление средиземноморских морских вод, повлекшее за собой распространение морских эвригаллиных моллюсков (эпичаудинский подкомплекс) и микрофауны (Андрусов, 1929; Keraudren, 1970, 1971; Федоров, 1978, Чепалыга и др., 1984; Янко и др., 1984). Этот этап в истории чаудинского бассейна назван П.В. Федоровым (1978) эпичаудой; А.Л. Чепалыга (1980) назвал его морем Карадениз; В.А. Зубаков (1986) – патрайским бассейном. Солоноватоводные моллюски отступили в наиболее опресненные участки бассейна: приустьевые районы и Азовскую впадину.

Г.И. Горещкий (1970), Н.А. Лебедева (1978) выделили глубокую регрессию между раннечаудинской и позднечаудинской трансгрессиями – «венедскую», одноименную аллювиальным свитам пра-Дона и пра-Днепра. При этом Н.И. Лебедева помещает эту регрессию в основание приазовского плейстоцена, сопоставляя морские слои нижнего плейстоцена Приазовья с верхней чаудой стратотипа. В Приазовье она выделяет два уровня террас (платовский и рожковский), отвечающих этому возрасту и содержащих пресно-

водные моллюски и костные фрагменты животных тираспольского комплекса (*Archidiskodon wusti*, *Bison schoetensacki*, *Equus mosbachensis*). Морские отложения верхнечаудинского бассейна Н.А. Лебедева (1972, 1974, 1978) прослеживает в низовьях Дона, по Салу и Манычу, где они выполняют переуглубление долины и прислоняются к водораздельной «киевской» террасе. Ранней чауде, по данным А.В. Зайцева и Е.П. Зариной (2006) соответствуют прослеженные от Цимлянского водохранилища аллювиальные отложения палео-Дона с раннетираспольским комплексом млекопитающих, а в районе Донского ледникового языка – подморенный аллювий.

В постчаудинское время, по-видимому, произошла крупная регрессия, внесшая существенные изменения в состав малакофауны и приведшая к перестройке рельефа континентальной окраины (История геологического развития..., 1988; Крыстев, Григорьев, 1990). В конце раннего плейстоцена отмечается глубокий врез речных долин – до -40 – -50 м (Гожик и др., 1987). Лиманы опреснились и превращались в мелководные озера, из которых исчезли солоноватоводные моллюски и остракоды (Михайлеску, 1990), распространились стагнофилы без теплолюбивых элементов. В максимум регрессии озера обмелели и прекратили свое существование, о чем свидетельствует мощный горизонт гидроморфной почвы на озерных осадках. На северных и северо-западных побережьях шло накопление мощной толщи лессов и врезание долин Прута, Дуная и других рек. Среди древесной растительности господствовали сосна, ольха, береза. Прослой алевритовых глин, выделенный Е.В. Кореновой (1980) в керне скважины из глубокой котловины моря, содержащий перигляциальный спорово-пыльцевой комплекс, относится автором к эпохе глубокой постчаудинской регрессии.

4.1.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в раннем неоплейстоцене в максимум развития бакинской трансгрессии открылся Манычский пролив. Распространение в его осадках представителей позднебакинского малакофаунистического подкомплекса – *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. carditoides* и др. – свидетельствует о сбросе каспийских вод по проливу в позднебакинскую фазу развития бакинской трансгрессии. Находки Г.И. Поповым (1983) на участке Восточного Маныча раковин *Didacna pseudocrassa*, руководящего вида чаудинского бассейна Понта, не только подтверждают связь бакинского и позднечаудинского бассейнов, но и, по мнению Г.И. Попова, указывают на миграцию чаудинских дидакн в бакинский бассейн Каспия. В бакинских отложениях Каспия нами раковины этого, а также других видов эвксинского происхождения, не обнаружены.

В бакинском Манычском проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были каспийские дрейссены и слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna* и *Hupanis*. Встречались пресноводные моллюски *Dreissena polymorpha*, *Viviparus diluvianus*, *V. duboisianus* и др., содержание которых, судя по таблицам, опубликованным Г.И. Поповым (1983), не превышало 10%. Такой таксономический состав малакофауны отвечает сравнительно высоким (для Каспия) условиям солёности – у входа в пролив она составляла около 11–12‰. В проливе воды распреснились впадающими в него реками, ручьями и прочими водотоками. Доно-Манычский участок пролива был существенно опреснен. Доказательством этому служит обилие раковин пресноводных видов в бакинских осадках по берегам Таганрогского залива (Бондарчук, 1931; Лебедева, 1965, 1972; Попов, 1983). В аллювиальных осадках нижней части бакинских разрезов описаны (Лебедева, 1972; Попов, 1983) костные остатки млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. В них же встречаются редкие раковины солоноватоводных моллюсков, свидетельствующие о близости береговой линии моря. Водный поток из Каспия был существенным и достаточно продолжительным, судя по его влиянию на фаунистический облик позднечаудинского бассейна Понта.

Таким образом, ранний неоплейстоцен как Каспия, так и Понта, охарактеризован каждой крупной трансгрессивно-регрессивной эпохой – бакинской и чаудинской, развивавшимися по-разному. В начале раннего неоплейстоцена Каспий и Понт представляли изолированные солоноватоводные бассейны с отрицательными отметками уровня: тюркянский в Каспийской и раннечаудинский в Черноморской котловине. Сильное глобальное похолодание климата к середине раннего неоплейстоцена (16 изотопно-кислородная стадия – ИКС) по-разному отразилось на состоянии этих бассейнов. Начальные стадии похолодания, очевидно, вызвавшие уменьшение испарения как с акватории бассейнов, так и на их водосборных территориях, привели к подъему уровня в обоих водоемах. В изолированном Каспии дальнейшее похолодание продолжило трансгрессивную тенденцию: произошла раннебакинская холодноводная с пониженной солёностью ингрессия в долины рек и депрессивные формы рельефа. В Понте уровень бассейна не мог быть вы-

соким из-за сброса воды через Босфор в регрессирующее вслед за Океаном (ледниковая эпоха) Средиземное море.

В фазу максимального развития оледенения чаудинский бассейн опустился до своих наинизших отметок. Он представлял собой регрессивный холодный (перигляциальные спектры растительности) опресненный (фаунистические и микрофаунистические сообщества) водоем. В условиях холодного и сухого климата подъем уровня в Каспии, очевидно, должен был прекратиться, а море регрессировать. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект.

Развитие бакинской трансгрессии было «поддержано» стоком вод в условиях деградирующего оледенения при начавшемся потеплении климата. О некотором повышении температуры воды бакинского бассейна говорит увеличение размеров и мощности парвулоидных дидакн. Широкое развитие катиллоидных дидакн, менее требовательных к содержанию кислорода, по-видимому, свидетельствует об увеличении мутности бассейна в результате поступления в него большого количества речных вод, насыщенных взвесью. Эти же причины, очевидно, возобновили трансгрессивную тенденцию и в чаудинском бассейне (позднечаудинская трансгрессия), однако, из-за сброса вод в Средиземное море, уровень которого еще находился на низких отметках, позднечаудинский бассейн на этом этапе своего развития также имел низкий уровень.

Развитие бакинской трансгрессии вступило во вторую фазу – позднебакинскую, воды которой при достижении уровня Манычского порога стали поступать по Манычам в позднечаудинский водоем (бакинский этап его развития). Началось функционирование Манычского пролива. Из позднечаудинского бассейна воды по-прежнему сбрасывались в Средиземное море, уровень которого еще не достиг порога Босфора (местонахождение малакофауны Галлиполи).

Межледниковый трансгрессивный подъем Средиземного моря привел сначала к подпору позднечаудинского бассейна и поднятию его уровня, а затем – к поступлению в него морских вод и развитию в Черноморской котловине морского (полуморского) эпичаудинского бассейна (или моря Карадениз). В то же время межледниковое потепление и последовавшее за ним уменьшение увлажненности привели в Каспии к понижению уровня бакинского бассейна и прекращению функционирования Манычского пролива.

С наступлением новой ледниковой эпохи (ИКС 12) вслед за падением уровня океана отступили средиземноморские воды, эпичаудинский бассейн начал сброс своих вод через Босфор – наступила постчаудинская регрессивная эпоха. Такой нам видится общая схема развития Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене. Безусловно, на развитие событий в регионе влияли и многие другие факторы (например, тектонический), но основополагающими для развития трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов были изменения климата.

Дискуссионным вопросом, связанным с ранней неоплейстоценовой историей двух бассейнов, является возникновение руководящего для них рода *Didacna*. Предки дидакн *Didacna (Pontalmyra) novarossica* (Barb.) известны с нижнего понта. Как в Эвксинском, так и в Каспийском бассейнах, наиболее пышное их развитие (многочисленные виды и подвиды *Pontalmyra* и *Crassadacna*) отмечалось в верхнепонтических слоях. Однако в области Каспия к началу среднего плейстоцена они исчезли. В Эвксинском бассейне верхнепонтические формы сменились киммерийскими, также сравнительно разнообразными, но это богатство резко снизилось в конце среднего плейстоцена, в куяльницкое время. Область распространения предковых форм дидакн сократилась до Западного Закавказья (Эберзин, 1962). Верхнеплейстоценовые гурийские *D. (P.) digressa* Livent., по заключению большинства исследователей, дали начало чаудинским дидакнам (Андрусов, 1910; Невеская, 1958; Эберзин, 1962; Китовани, 1976; Чепалыга, 1980, 1987). По мнению К.Д. Михайлеску (1990; Михайлеску, Маркова, 1992) первые дидакны современного облика произошли от рода *Submonodacna*. Скачкообразное изменение в строении ребер (их уплощение и сглаживание) привело к появлению представителей *Didacna* s. str. По мнению В.В. Богачева (1926, 1932), чаудинские дидакны в постлеапшеронское время проникли в область Каспия, где получили широкое развитие. Этими формами были дидакны типа *Didacna parvula* и *D. catillus*. В дальнейшем многие исследователи предполагали, что каспийские четвертичные *Didacna* возникли из эвксинских иммигрантов в бакинский век (Ливенталь, 1931; Колесников, 1950; Попов, 1954; Невеская, 1958; Эберзин, 1962; Китовани, 1976 и др.). В качестве родоначальников бакинских дидакн (*D. parvula*) назывались чаудинские *D. pseudocrassa* (Ливенталь, 1931) и *D. baericrassa* (Вассоевич, 1928; Эберзин, 1962; Китовани, 1976). Несмотря на широко распространенное мнение о происхождении *Didacna* s. str. от *D. digressa*, некоторые исследователи (Колесников, 1950; Невеская, 1958) не отрицали возможность возникновения этой группы и от каспийских (апшеронских)

предков. Такая версия допускалась для тригоноидных и катиллоидных дидакн (Вассоевич, 1928; Колесников, 1950). Л. А. Невеская (1958) не исключала возможность происхождения и крассоидной группы дидакн в Каспийском бассейне. В настоящее время она вновь вернулась к этому предположению (Nevesskaja, 2007; Nevesskaja et al., 2001). Ген. И. Попов (1961), отрицая связь Каспийского и Эвксинского бассейнов в послепонтическое время, находит возможным происхождение каспийских дидакн от апшеронских моллюсков. По мнению Г.И. Попова (1983) неоплейстоценовые дидакны имеют полифилическое происхождение. Находки *Didacna pseudocrassa* в бакинских отложениях Западного и Восточного Маныча указывают, по его мнению, путь их миграции в Каспийский бассейн и являются доказательством эвксинского происхождения группы *D. crassa*. Дидакны же секции *D. satillus* происходят от других предковых форм и появились, вероятно, в Каспийском бассейне, откуда мигрировали в Азово-Черноморский водоем. Э.Г.-М. Алиева (1990) предполагает происхождение всех каспийских дидакн от вида *Didacna rudis*, самого пластичного, по ее мнению, представителя рода.

История развития бассейнов Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене показывает, что бакинская трансгрессия имела место существенно позже (доказательством этому служит положение палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес) чаудинского бассейна, уже заселенного дидакнами современного облика. Анализ развития дидакн в Понте показал, что их первые представители появились в Гурийском заливе раннечаудинского водоема. Это были *Didacna guriensis* и *D. supsae*, очень близкие по строению раковин раннебакинским *Didacna parvula*, самое раннее появление которых отмечено в Куринском заливе. Предположение большинства исследователей о происхождении неоплейстоценовых дидакн от *Didacna (Pontalmyra) digressa* опровергается Л.А. Невеской (Nevesskaja, 2007).

Согласно нашим представлениям (Янина, 2005) предковыми формами для *Didacna parvula* могли быть позднеапшеронские *Didacnoides bakuanus* (= *Monodacna bacuana* = *Pseudocatillus bakuanus*) или *Didacnoides caucasicus* (= *Monodacna caucasica* = *Didacnomya caucasica* = *Didacnomya pluricostata*). Большую близость к *Didacna parvula*, на наш взгляд, проявляет вид *Didacnoides caucasica* (рис. 35), распространенный в верхнеапшеронских отложениях Азербайджана и Дагестана. Можно предположить два пути появления и развития дидакн. (1). В конце апшерона каспийские дидакноидные формы проникают в Понт

и здесь, у его юго-западных берегов, в раннечаудинском бассейне дают начало неоплейстоценовым дидакнам. Эти первые крассоидные виды дидакн (*Didacna guriensis*, *D. supsae*), видоизменяясь, образуют крассоидные виды, расселившиеся по площади чаудинского водоема. (2). Возникновение крассоидных дидакн в Каспии (*Didacna parvula*), скорее всего, произошло параллельно от этих же предковых форм в аналогичных условиях среды. Второе предположение – проникновение *Didacna guriensis* юго-восточным путем в Южный Каспий кажется менее вероятным.

Тригоноидные дидакны, исходя из анализа появления и распространения видов в неоплейстоцене Понто-Каспия, зародились в опресненных районах Северного Каспия в результате процесса видообразования у крассоидных дидакн. Очевидно, одной из основных причин этого являлась различная соленость бассейна. Приспособление к новым условиям привело к дивергенции отдельных признаков и формированию устойчивых генотипических различий вплоть до образова-

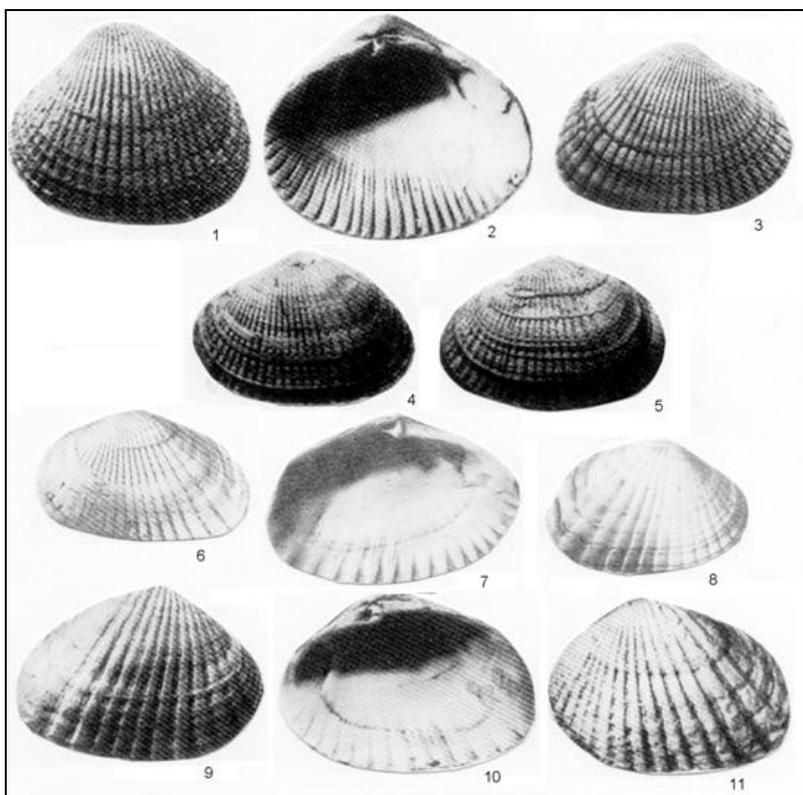


Рис. 35. Вероятные предки каспийских дидакн.

1-3 – *Didacnoides caucasicus*, 4, 5 – *D. bakuanus*,
6-8 – *D. transcaspicus*, 9-11 – *D. deltocurtus*

ния новых видов. По Манычскому проливу они мигрировали в Эвксин.

Предками катиллоидных форм, вероятно, являются *Didacnoides deltocurtus* (= *Didacnomya deltocurta* = *Pseudocatillus deltocurtus*) из верхнеапшеронских отложений Челекена или *Didacnoides transcaspicus* (= *Monodacna transcaspica* = *Pseudocatillus transcaspicus*) из этих же отложений (рис. 35). Скорее всего, местом появления катиллоидных дидакн стала туркменская часть Каспия, откуда они распространились по всему бассейну и эволюционировали в изменчивых условиях среды. Б.М. Логвиненко и Я.И. Старобогатовым (Атлас беспозвоночных..., 1968) катиллоидные дидакны выделены в секцию *Protodidacna*, образовавшуюся наряду с секцией *Didacna* s str., к которой относятся все остальные виды плейстоценовых дидакн. Это объясняет наличие разных предковых форм у этих двух ветвей дидакн. Они развивались параллельно, дав начало разным группам дидакн, и продолжают существовать в настоящее время.

4.2. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В СРЕДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.2.1. Каспий

Урунджикская трансгрессия

В Каспии в эпоху длительной послебакинской регрессии отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия, отделенная регрессиями как от бакинского моря, так и от раннехазарского. Впервые об урунджикском бассейне написал П.В. Федоров (1946, 1948), считая его отложения самостоятельной стратиграфической единицей; позже (Федоров, 1957, 1959) он стал рассматривать его как начальную фазу хазарского этапа развития Каспия в начале среднего плейстоцена; затем (Федоров, 1963, 1972) как бассейн, существовавший в конце раннего плейстоцена непосредственно после бакинской трансгрессии. В своих последних работах (Федоров, 1994, 1999) он рассматривает урунджикскую трансгрессию как заключительную стадию бакинского трансгрессивного цикла. Вслед за П.В. Федоровым существование урунджикской трансгрессии признали Л.А. Невеская (1958), А.И. Москвитин (1961), Г.И. Горецкий (1966), Б.Г. Векилов (1969), Г.И. Рычагов (1977, 1997), Г.И. Попов (1983), А.А. Свиточ, Т.А. Янина (1997 и др.). Категорически против выделения урунджикского этапа в развитии Каспия выступили А.В. Мамедов, Б.Д. Алескеров (1987), Н.И. Лебедева (1977). Особенно активно выступления «против» звучат в настоящее время, когда пересматривается региональная стратиграфическая схема каспийского плейстоцена (Шкатова, 2005, 2006). Автором диссертации проведены малакофаунистические исследования в Куринской депрессии, результаты которых позволяют утверждать, что в плейстоценовой истории Каспия и его побережий выделяется самостоятельный урунджикский этап развития, которому в стратиграфической схеме отвечает урунджикский горизонт (Янина, 2005, 2007, 2008).

Судя по ареалу и гипсометрии распространения урунджикских отложений, море не на много превышало площадь современного Каспия. Вглубь побережий оно проникало лишь по Куринской и Западно-Туркменской депрессиям. По представлениям П.В. Федорова (1957) уровень урунджикского моря не уступал бакинскому, а может быть, даже несколько превосходил его. По нашему мнению такие представления вызваны ошибочным отнесением отложений Аджинаура (Дуздаг, Караджа и др.), включающих раковины *Didacna eulachia*, к урунджикским.

В развитии урунджикского бассейна четко выделяются два этапа: ранний урунджикский и поздний урунджикский. Урунджикский водоем на раннем этапе своего существования был заселен богатыми сообществами моллюсков. Среди дидакн, обитавших в нем, часть видов унаследована из бакинского бассейна. В Куринском заливе распространились *D. eulachia*, завоевавшие этот ареал еще в эпоху максимального развития бакинской трансгрессии. Этот же вид освоил и обширные пространства Туркменского залива, заняв там господствующее положение. А *D. pravoslavlevi*, обитавшие в бакинском бассейне лишь у его восточных берегов, сравнительно широко распространились в Куринском заливе и смежном с ним Апшеронском прибрежном участке моря. В Куринском заливе продолжили свое существование *D. carditoides*, *D. lindleyi*, *D. kovalevskii*, *D. mingetchaurica*. Появились новые крассоидные виды дидакн – *D. colossea* и *D. shirvanica*, чей ареал распространения ограничился только этой областью. Первый из них имеет очень крупные размеры, часто гигантские для Каспия, и мощную толстостенную раковину; его образование произошло, по-видимому, под влиянием *D. pravoslavlevi*. Второй вид – типичная крассоидная форма, очевидно, производная от *D. eulachia*. Как результат видообразования у *D. rudis* с преобладанием отбора признаков в сторону большей “собранности” раковины (уменьшения оттянутости заднего крыла, а в результате этого – неравностронности раковины и ее удлинненности, а также увеличения выпуклости) появились *D. celekenica*, существенно повлиявшие на фаунистический облик бассейна своей многочисленностью.

Урунджикская фауна Куринского залива имеет четко выраженную преемственность от бакинской.

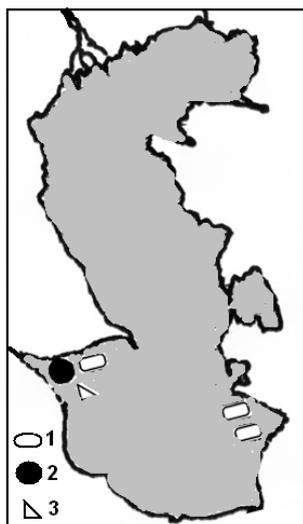


Рис. 36. Ассоциации раннеурунджикских дидакн.
1-*Didacna eulachia*, 2-*D. colosseae*,
3-*D. celekenica*

По сравнению с ней, богатой как таксономически, так и количественно, урунджикские дидакны представлены еще более крупными, массивными формами, свидетельствующими об очень благоприятных для их расцвета условиях – оптимальной солености бассейна, его хорошей аэрации, тепловодности и насыщенности питательными веществами. Соленость бассейна, по-видимому, была близкой, либо немного превышала, соленость Куринского залива в позднебакинский этап развития трансгрессии (15–16%). Средняя температура воды была, очевидно, выше, о чем свидетельствуют как большие размеры раковин одних и тех же видов, так и высокая карбонатность осадков. У берегов Апшерона среди дидакн господствовали *D. eulachia*, встречались *D. celekenica*, *D. rudis*, *D. pravoslavlevi*. В Туркменском заливе, помимо занявших здесь господствующее положение *D. eulachia*, сохранились редкие представители бакинской фауны – *D. rudis* и *D. carditoides*. Раковины этих видов здесь также отличались большими размерами и толстостворчатостью, свидетельствуя о максимально благоприятных для видов условиях среды. Это наиболее общие черты в распространении дидакн в урунджикском бассейне на ранних этапах его существования. Разумеется, на каждом этапе неоднократно возникали местные опресненные условия (кратковременное увеличение стока рек и многочисленных ручьев), что выражено в фаунистическом составе каждого местонахождения, но они слабо влияли на облик бассейна в целом.

Во втором периоде существования бассейна произошли заметные изменения в составе населявшей его фауны. В Куринском заливе резко увеличилось количество *D. kovalevskii*, он стал господствующим здесь видом. Появились редкие моллюски видов *D. aff. nalivkini*, *D. pallasi*, *D. trigonula*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. vulgaris*, *D. gurganica*. Раковины этих дидакн обладают гораздо меньшими размерами, заметное количество среди них получили тригоноидные формы. Такая тенденция в развитии малакофауны отражает изменение условий ее обитания в сторону опреснения и сближает ее с раннехазарской. В строении осадков прослоями с обилием грубозернистого материала и раковин пресноводных моллюсков также выражено периодическое поступление пресных вод с суши. Наблюдаемая в Куринском заливе урунджикского моря картина развития его фауны отражает завершение крупной эпохи существования бакинских дидакн и зарождение новой – хазарской – фауны при смене условий их существования.



Рис. 37. Ассоциации позднеурунджикских дидакн.
1-*Didacna kovalevskii*,
2-*D. celekenica*, 3-*D. pravoslavlevi*

В Туркменском заливе урунджикского моря господствующие в начале его существования *D. eulachia* сменились широко распространившимися *D. celekenica*, *D. pravoslavlevi*, менее многочисленными *D. kovalevskii*, *D. lindleyi*, редкими *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. bergi*, *D. porsugelica*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovii*. Наряду с местными видами, зародившимися в этом водоеме, обращает на себя внимание появление здесь тригоноидных дидакн, что отражает тенденцию, аналогичную Куринскому заливу, однако, с меньшим опреснением последнего. Здесь также наблюдается переход от бакинской малакофауны к хазарской.

Судя по таксономическому составу малакофауны и ее габитусу, составу вмещающих осадков, первый этап развития урунджикской трансгрессии характеризовался теплыми и солеными (очевидно, самыми теплыми и самыми солеными среди плейстоценовых трансгрессивных бассейнов Каспия) водными массами, прекрасной питательной средой для моллюсков. Во второй половине его существования условия в бассейне сменились на опресненные. Неоднородные палеогеографические условия на побережье Куринского залива в течение существования урунджикского моря показали и результаты палинологического анализа разреза Нефтяная балка (Свиточ и др., 1998). Н.Ю. Филипповой (1997) в основании урунджикских отложений выделен палинокомплекс «ксерофитного типа».

В Северном Прикаспии достоверные урунджикские морские отложения не установлены. Возможно, небольшая полоса урунджикских осадков неболь-

шой мощности была размыта последующими трансгрессиями, как это предполагает Г.И. Рычагов (1997). Было высказано обоснованное стратиграфически предположение о синхронности сингильской эпохи в Нижнем Поволжье урунджикскому бассейну Каспия (Седайкин, 1988). Материалы наших исследований привели к аналогичному заключению (Свиточ, Янина, 1997, 2007; Янина, 2005, 2007, 2008). Согласно им, сингильские пресноводные осадки отлагались в условиях подпора урунджикским бассейном. Это преимущественно отложения озер и лиманов, стариц и болот, в которых обитали пресноводные моллюски родов *Unio*, *Sphaerium*, *Lithoglyphus* и др. Г.И. Кармишиной (Седайкин, 1988) в них описан пресноводный комплекс остракод, среди которых встречаются единичные солоноватоводные формы. Согласно П.И. Дорофееву (1963, стр. 62), «Ландшафт сингильского времени нам представляется прибрежной озерно-аллювиальной равниной с многочисленными водными (протоки, старицы, ильмени), часто заболоченными участками, где изобиловала водно-болотная растительность. Естественно, с юга эта равнина ограничивалась морем, а с севера – степным пространством». По данным спорово-пыльцевого анализа Н.И. Кузнецовой (Седайкин, 1988), территорию Поволжья характеризовало распространение степных пространств, в одних случаях – с господством маревых и примесью злаков, бобовых и гречишных, в других – с ведущей ролью разнотравья. Энтомологические материалы по сингильским отложениям из стратотипических разрезов Райгород и Черный Яр (Бидашко, 2005, а также его письменное сообщение автору монографии) свидетельствуют об обитании здесь в сингильскую эпоху теплолюбивых степных насекомых, свойственных современному Волго-Донскому междуречью. Ф.Г. Бидашко высказано недоумение по поводу им же полученных результатов, ибо в стратиграфическом отношении он ориентировался на работы П.В. Федорова (1957, 1978), который относит сингильские осадки к нижнехазарским, отлагавшимся в эпоху днепровского оледенения. Энтомологические данные подтверждают, таким образом, наш вывод о формировании сингильских отложений в теплую межледниковую эпоху. В отложениях многочисленны костные остатки крупных млекопитающих, выделенные в сингильский комплекс (Алексеева, 1977): *Palaeoloxodon antiquus*, *Equus* ex gr. *caballus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Camellus knoblochi*, *Megaloceros* sp., *Cervus* ex gr. *elaphus*.

Судя по характеристике ландшафтов Нижнего Поволжья в сингильскую эпоху, выходящие на поверхность отложения синхронны скорее второму этапу развития урунджикской трансгрессии, соответствующему фазе увлажнения в Каспийском регионе. П.В. Федоровым (1978) формирование как венедской аллювиальной свиты, так и сингильской озерно-лиманной, относится к раннехазарской эпохе. Дораннехазарский возраст этих осадков ранее убедительно доказан Ю.М. Васильевым (1961), Г.И. Горецким (1966), В.К. Шкатовой (1973, 1975).

Таким образом, в самом конце раннего – начале среднего плейстоцена Каспий испытал крупный бакинско-хазарский регрессивный этап своего развития, осложненный небольшой урунджикской трансгрессией, во время которой закончила свое существование бакинская малакофауна и зародилась раннехазарская. Стока вод по Манычу в Черноморскую котловину не было.

Нижнекривичская регрессия

Урунджикский век закончился регрессией моря и значительными тектоническими подвижками в регионе, о чем свидетельствует поднятие урунджикских отложений на значительную высоту (Азербайджан) и угловое несогласие между ними и залегающими выше нижнехазарскими образованиями. В долинах рек произошел глубокий врез, аллювий этого времени (нижнекривичская свита) вскрыт бурением в Поволжье (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966). На палинологической диаграмме нижнекривичского аллювия, по заключению Г.И. Горецкого (1966), представлена заключительная фаза лихвинского межледниковья, с преобладанием пыльцы древесных, преимущественно хвойных (сосна, ель, пихта), со значительным участием широколиственных пород – дуба, вяза, липы, заметным развитием граба, орешника и ольхи. П.И. Дорофеевым (1959) по этим аллювиальным осадкам реконструирована флора лихвинского межледниковья. Их аналогами являются нижняя часть верхней каракумской подсвиты в Западной Туркмении (Федоров, 1978) и пролювиально-аллювиальные галечники, супеси и суглинки верхнеушталской свиты (Векилов, 1969).

В разрезах брахиантиклинальных структур Прибалханской депрессии между урунджикскими и нижнехазарскими морскими отложениями развиты пресноводные аллювиальные и озерные осадки, свидетельствующие о перемещении устья Аму-Дарьи на запад в связи с регрессией. По данным о переуглублении долины Волги для северо-запада Каспийской области глубина предраннехазарской регрессии оценивается в 40–50 м ниже современного уровня Каспия. По мнению Г.И. Рычагова (1997) глубина регрессии была довольно значительной, о чем свидетельствует развитие пресноводно-континентальных образований в основании хазарских отложений непосредственно вблизи берегов современного Каспийского моря, а

также отсутствие бакинских и урунджикских отложений в прибрежной части дагестанского шельфа.

Раннехазарская трансгрессивная эпоха

Наступившая вслед за регрессией раннехазарская трансгрессивная эпоха характеризовалась тремя трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями. В целом эту эпоху от предшествующих отличает широкое распространение в бассейнах тригоноидных дидакн. Практически все исследователи каспийской малакофауны (Федоров, 1953, 1957, 1978, 1999; Попов, 1983; Векилов, 1969; Свиточ, 1967, 1991) отмечают коренной перелом в ее развитии, произошедший в предхазарскую регрессивную эпоху. Действительно, облик раннехазарской фауны сильно отличается от бакинской, но нами прослежен переход к ней в осадках урунджикского моря. Именно в этом водоеме во вторую половину его существования уже сформировалось основное ядро раннехазарской фауны. А первые ее элементы зародились еще в опресненных районах бакинского бассейна. Таким образом, преемственность в развитии фаун не была нарушена.

Раннехазарская фауна дидакн включает 15 видов, обитавших ранее в Каспийских бассейнах. Крассоидные и близкие к ним формы (*D. eulachia*, *D. pravoslavlevi*), являющиеся характерными видами для более древних фаун, в хазарском бассейне заканчивают свое существование. Тригоноидные дидакны, появившиеся в опресненных районах бакинского и урунджикского морей, напротив, в нем получили очень широкое развитие. Появился ряд новых видов, часто имеющих локальное распространение. Раннехазарские бассейны отличались обилием видов населявшей их малакофауны, большой изменчивостью многих из них; меньшей массивностью раковин и часто – малыми размерами. Состав фауны по группам дидакн предполагает существенное опреснение бассейнов по сравнению с бакинским и урунджикским. По-видимому, воды раннехазарской трансгрессии имели меньшую соленость (на 2–3‰), чем нынешний Каспий. Результаты анализа фораминифер (Янко, 1989) по предоставленным нами образцам из местонахождений раннехазарской малакофауны подтверждают это: раннехазарский комплекс почти не содержит сильно солоноватоводных видов; соленость трансгрессии определяется в среднем до 10‰ у берегов Азербайджана и 7–8‰ – в Северном Каспии. Аналогичные результаты показал анализ остракод (Седайкин, 1988; Свиточ и др., 1995, 1997). Пресноводные ракушковые особенно многочисленны в осадках прибрежных районов моря в зоне проникновения речных вод.

Ранняя раннехазарская трансгрессивная стадия. В Куринском заливе первыми его пространство заселили *D. trigonula*, *D. subpyramidata*, *D. gurganica*. Появление этих видов в заливе отмечено на поздних этапах развития урунджикской трансгрессии. Пережив эпоху регрессии, они вновь осваивают уже хазарский водоем. По мере развития трансгрессии и расширения мелководий его прибрежные части заселились *D. nalivkini*, *D. pallasi*, *D. kovalevskii*, *D. subpyramidata*, – сообществом, представленным как тригоноидными дидакнами, так и более редкими крассоидными. В соседнем апшеронском районе на песчано-глинистых приглубых грунтах появились *D. delenda*, *D. kovalevskii*, *D. paleotrigonoides*, *D. trigonula*, *D. gurganica*, *D. nalivkini*. На прибрежных осадках в этом же районе в эпоху максимального развития трансгрессивной стадии расселились многочисленные *D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*. Севернее, у берегов Дагестана, в это же время обитали многочисленные *Didacna subpyramidata* и редкие *D. pallasi*. Эти же виды освоили и пространства северо-западного Прикаспия, распространившись здесь в основном на песчано-глинистом субстрате. В северных районах Северного Прикаспия, где опреснение было наибольшим, расселились тригоноидные дидакны *Didacna trigonoides chazarica*, наряду с которыми обитали обильные слабо солоноватоводные *Dreissena*, *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*. Водами Амударьи были затоплены понижения севера Западной Туркмении, что было связано с подпором речных вод в условиях начавшейся раннехазарской трансгрессии.

В целом для моллюсков ранней стадии раннехазарской трансгрессии характерно широкое распространение тригоноидных дидакн – сравнительно тонкостенных и мелких на самых начальных этапах ее развития и несколько увеличивающихся в размерах по мере подъема уровня моря и освоения ими новых мелководных пространств. Для прибрежных осадков отмечено обилие гравийно-галечного материала дальнего переноса, что свидетельствует об усилении поступления пресных вод в морской бассейн.

Средняя стадия раннехазарской трансгрессии характеризовалась сходным фаунистическим составом. После регрессивной стадии, о продолжительности и глубине которой мы не можем судить по известным материалам, в Куринском заливе расселились обильные *Didacna paleotrigonoides*, *D. charamica*, *D. aff. delenda*, *D. nalivkini*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. kovalevskii*. При этом в динамичных прибрежных условиях на песчаных грунтах господствовали *Didacna subpyramidata* и *D. paleotrigonoides*, а в спокойных, ближе к застойным, на глинистом субстрате – *Didacna pallasi* и *D. vulgaris*. На Апшероне на

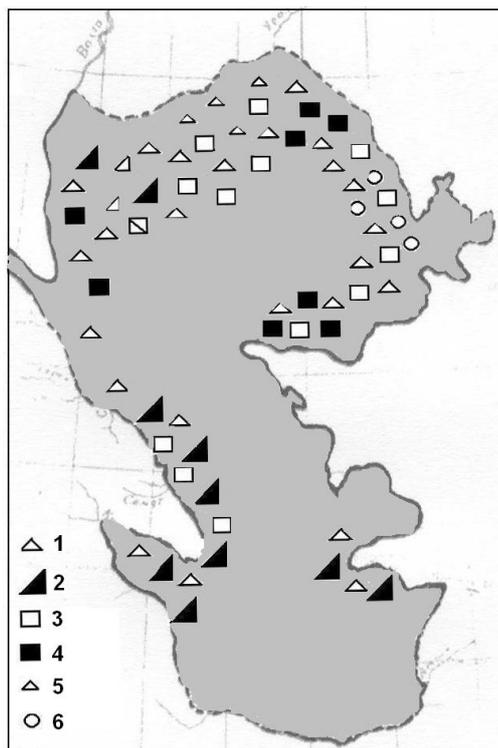


Рис. 38. Ассоциации раннехазарских дидакн.
 1- *Didacna subpyramidata*, 2-*D. paleotrigonoides*,
 3-*D. nalivkini*, 4-*D. pallasi*, 5-*D. trigonoides chazarica*,
 6-*D. vulgaris*

грубозернистых прибрежных осадках были распространены *D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*. Несколько севернее на прибрежных мелководьях кавказского побережья существовали обильные *Didacna paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, *D. subpyramidata*. У берегов Дагестана прибрежную часть моря населяли моллюски несколько иного состава – это были доминирующие *Didacna schuraosenica*, довольно многочисленные *Didacna apsheronica*, *D. vulgaris*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, единичные *D. lindleyi*, *D. paleotrigonoides*. На западе Северного Прикаспия преобладали эти же тригоноидные виды, в примеси к которым существовали близкие к ним формы, а также катиллоидные дидакны, часть из которых имела локальное распространение. Дидакны крассоидной группы были редки: *D. delenda*, *D. subcrassa*, *D. nalivkini*. Большую роль в этих биоценозах играли слабо солоноватоводные и пресноводные виды. На опресненных Волгой пространствах Северного Прикаспия распространились многочисленные *Didacna subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. schuraosenica*, *D. cristata*, *D. ovatocrassa*, *D. subcrassa*, редкие *D. pontocaspia*, *D. pallasi*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*, *D. trigonoides chazarica*, *D. nalivkini*. При этом в прибрежных районах наблюдалось единоличное господство среди дидакн тригоноидных видов. На более удаленных от впадения Волги участках встречались и крассоидные дидакны. В центральных районах Северного Каспия в биоценозах обычными были *Didacna nalivkini*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. trigonoides chazarica*, *D. subcatillus*. В восточной части раннехазарского бассейна среди обильных моллюсков пресноводных и слабо солоноватоводных

видов были распространены лишь редкие *D. subpyramidata*. Большая часть бассейна здесь была подвержена влиянию пра-Амударьи.

Вторая стадия раннехазарской трансгрессии, по-видимому, была наиболее обширной, ее осадки на каспийских побережьях имеют наибольшее распространение и лучшую выраженность. Ее донные биоценозы были самыми богатыми в видовом и количественном отношении. Они включали в свой состав представителей всех групп дидакн: хотя так же, как и в раннем раннехазарском бассейне, наибольшим развитием здесь пользовались тригоноидные дидакны, в его составе появились многочисленные катиллоидные формы, особенно в северо-западной области и долине Волги; сравнительно широкое распространение получают и некоторые крассоидные и близкие к ним дидакны. При этом таксономическим богатством отличаются районы с наиболее неустойчивой средой, характеризующиеся разнообразием фациальных обстановок палеобассейна. Обращает на себя внимание присутствие раковин *D. pontocaspia*, свидетельствующее об их проникновении из Понта и акклиматизации в раннехазарском бассейне.

Поздняя стадия раннехазарской трансгрессии отличалась составом обитавших в бассейне моллюсков. В Куринском заливе были распространены многочисленные *D. paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, более редкие *D. pallasi*, *D. aff. pravoslavlevi*, *D. subpyramidata*, *D. charamica*, *D. mishovdagica*. В апшеронском районе на грубозернистых прибрежных осадках существовали многочисленные *Didacna nalivkini*. У дагестанского побережья также были многочисленны моллюски этого вида, наряду с которыми обитали *Didacna paleotrigonoides*, а также редкие местные формы как крассоидной, так и тригоноидной групп. В прилегающих к Волге районах Северного Прикаспия распространились *D. schuraosenica*, *D. cristata*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, редкие *D. subcrassa*, *D. pontocaspia*, *D. pallasi*, *D. trigonoides chazarica*, *D. catillus volgensis*, в приустьевых районах были многочисленны слабо солоноватоводные и пресноводные виды, характеризующие в основном аллювиально-морские и лиманные (эстуарные) условия бассейна.

В целом в составе малакофаунистических группировок заключительной раннехазарской стадии отмечается небольшое разнообразие видов, сравнительно широкое развитие дидакн крассоидной группы и близких к ним форм, распространенных совместно с тригоноидными дидакнами. Здесь также продолжали

свое существование черноморские крассоидные дидакны *D. pontocaspia*. Фаунистический состав свидетельствует о возросшей солености бассейна и, вероятно, некотором повышении температуры воды.

Максимальный уровень раннехазарской трансгрессии, согласно П.В. Федорову (1957) и Ю.М. Васильеву (1961), располагался примерно на 35–40 м выше современного; в своей более поздней работе Ю.М. Васильев (1975) приводит отметки 0 – +5 м абсолютной высоты. В.А. Николаев (1965) и Г.И. Попов (1983) считают, что максимальный уровень раннехазарской трансгрессии располагался на высоте 15–20 м. Г.И. Рычаговым (1997) высказано предположение об уровне моря в 10 м (абс.). По нашему мнению в максимум своего развития раннехазарская трансгрессия превосходила бакинскую и уступала (не очень сильно) хвалынской трансгрессии. Это была вторая (после хвалынской) по высоте уровня и площади плейстоценовая трансгрессия Каспия. Об этом свидетельствует распространение осадков с раннехазарской фауной, в частности, местонахождение Калинова балка (Православлев, 1908; Москвитин, 1962), в котором на широте Камышина встречены нормальные солоноватоводные моллюски. Уровненный режим трансгрессии был неустойчив, помимо трех крупных стадий, разделенных регрессиями, отмечались неоднократные колебания более мелкого масштаба, что выражено в строении разрезов Нижней Волги, в частой смене в них солоноватоводных и слабо солоноватоводных, с большой примесью пресноводных, тафоценозов моллюсков и остракод.

Судя по распространению отложений с малакофауной, а также форм рельефа, во время своего максимального развития трансгрессия затопила огромные пространства Северо-Каспийской низменности, образуя ингрессионные заливы по долинам рек; на восточной окраине Прикаспийской низменности располагались широкие ингрессионные заливы значительной протяженности (Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1997). Куринская депрессия, впадина Карагие и Кара-Богаз-Гол представляли собой открытые заливы. В Краснодарский залив впадала Пра-Амударья, строившая обширную дельту. Геоморфология берегов максимального распространения раннехазарской трансгрессии полно описана О.К. Леонтьевым (1961), О.К. Леонтьевым, Е.Г. Маевым, Г.И. Рычаговым (1977), Г.И. Рычаговым (1977, 1997).

Раннехазарская трансгрессивная эпоха оставила после себя ряд террас на Кавказском побережье. Наиболее обычны уровни с отметками береговых линий на высотах (абс.) 170–160, 150–140, 130–120, 100–105 м. П.В. Федоров (1957), Б.Г. Векилов (1969), Б.А. Будагов (1973) относят к раннему хазару также террасу высотой 80–90 м. Г.И. Рычаговым (1997) доказан ее позднехазарский возраст. К позднему хазару он относит и два уровня более высоких террас. Результаты выполненного нами малакофаунистического анализа подтверждают позднехазарский возраст террасы 80–90 м. Два более высоких уровня мы отнесли к террасам раннехазарской трансгрессии (Янина, 1981, 1983, 2005). Приводимые Г.И. Рычаговым (1970, 1977, 1997) для доказательства позднехазарского возраста террас данные минералогического и спорово-пыльцевого анализов, а также геоморфологический анализ предгорий Кавказа, свидетельствуют о значительном перерыве в морском осадконакоплении перед их формированием. Малакофаунистические данные подтверждают это: террасы были сформированы во время самостоятельной трансгрессивной стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи.

П.В. Федоров (1972, 1978) коррелирует осадки, слагающие эти террасы, с аллювиально-лиманскими и аллювиально-морскими свитами Нижней Волги. Отложения террасы 160–170 м он сопоставляет с венедской аллювиальной и «палеосингильской» озерно-лиманной свитами. Террасу 120–130 м – с кривичской и сингильской свитами. Черноярские пески (аллювиальную свиту) и косожские лиманные отложения – с 80–90 м террасой. Как было показано ранее, венедские – сингильские отложения отлагались в дораннехазарское время, и это ставит под сомнение подобные корреляции. Вызывает также недоумение сопоставление черноярских песков, всегда относимых П.В. Федоровым к позднему хазару, с нижнехазарской, по его мнению, террасой. Результаты наших исследований позволяют коррелировать самые высокие террасы, включающие ранний раннехазарский комплекс моллюсков, с морскими отложениями, залегающими в основании нижнехазарского разреза в долине Волги (Копановка) и включающими представителей того же фаунистического комплекса. Средний уровень террас по составу включенных в них раковин моллюсков хорошо коррелируется со средним подгоризонтом (Сероглазовка). Террасы низкого уровня – с верхним подгоризонтом (Сероглазовка).

Раннехазарская трансгрессия развивалась в условиях холодного климата, более мягкого в эпоху ее заключительной стадии. Литологическими свидетельствами холодного климата являются проявления мерзлоты (трещины и котлы) в нижнехазарских отложениях Северного Прикаспия. Эта область представляла собой перигляциальную зону лесотундры (Гричук, 1952, 1953, 1954; Москвитин, 1962; Жидовинов и др., 1984). На территории Азербайджана климат, по пыльцевым данным, был холодным и влажным. Осадки почти в два раза превышали современные. В высокогорной зоне Большого и Малого Кавказа существо-

вали ледники (Милановский, 1966; Думитрашко и др., 1977; Алескеров, 1990), а среднегодовые температуры опускались до минус 10°C и ниже (Алескеров, 1990). Спорово-пыльцевые спектры, полученные В.А. Вронским (1976) из нижнехазарских отложений глубокой скважины в Южном Каспии, характеризуются господством травянистых растений (маревые, полыни, злаки); среди древесных отмечена сосна, ель, береза, ольха, ива. По данным Т.А. Абрамовой (1971, 1972, 1974) на западном побережье была развита преимущественно лесная растительность, среди которой наряду с низинными гигрофильными лесами (ольха, лапина, тополь, ива) были распространены и мезофильные широколиственные и лиственные леса, при участии в растительном покрове также лугово-степных ценозов. Согласно эколого-ареалогическому анализу ископаемого комплекса, проведенному этим автором, в эпоху раннехазарской трансгрессии среднегодовые температуры были ниже по сравнению с современными на 6–7°, средние температуры января – на 6–9°, июля – на 7–10°, среднее годовое количество осадков превышало современное на 200–300 мм.

Как показывают строение и малакофаунистический состав хазарских отложений Маньчской депрессии, раннехазарские бассейны по Маньчскому проливу имели сообщение с Эвксином. Это сообщение, вероятно, судя по появлению и довольно широкому распространению в Каспии *Didacna pontocaspia* (руководящего вида древнеэвксинского бассейна), периодически было двустороннее. Об этом же свидетельствует проникновение в северо-западный Прикаспий эвксино-узунларских моллюсков *Didacna baericrassa*, *Dreissena pontocaspica*, *Cerastoderma glaucum*, находки которых сделаны в нижнехазарских отложениях (Алферьев, Алферьева, 1952; Горещкий, 1966; Николаев, 1958).

О возрасте раннехазарской трансгрессивной эпохи можно судить по урано-иониевым датировкам, полученным в Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского (Ленинградского) университета (Рычагов, 1997). Датировка из отложений разреза Ачи-Су, отвечающим, по нашим представлениям, второй стадии раннехазарской трансгрессии, составляет около 250 тыс. лет. Датировки отложений высоких нижнехазарских террас (180 и 160 м) в Азербайджане, относимых нами к ранней стадии раннехазарской трансгрессии, имеют значения 300 или более тыс. лет. К сожалению, в настоящее время нельзя считать достоверными результаты термолюминесцентного анализа, единая методика которого не принята специалистами (Шаховец, 1987; Шаховец, Шлюков, 1989; и др.).

Послераннехазарское время характеризовалось активными тектоническими движениями, о чем свидетельствует высотное положение нижнехазарских береговых линий, поднятых на разные высоты в предгорьях Дагестана, Северного Азербайджана, Апшеронского полуострова и Талыша, в Эмбенском районе и на Устюрте (Ширинов, 1973; Аристархова и др., 1961; Федоров, 1957, 1978; Рычагов, 1977, 1997; Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977; Мамедов, Алескеров, 1988 и др.) и погруженных на значительную глубину в Терско-Кумской, Куро-Араксинской и Западно-Туркменской низменностях (Федоров, 1957; Будагов, 1973; Векилов, 1969; Ализаде и др., 1978; и др.).

4.2.2. Понт

Эвксино-узунларская трансгрессивно-регрессивная эпоха

В Черноморском регионе после постчаудинской регрессии началась эвксино-узунларская эпоха, включающая несколько разнозначных крупных событий.

Древнеэвксинский бассейн. Судя по распространению осадков, максимальный уровень бассейна несколько превышал современный уровень Черного моря. Малакофаунистический состав отличался от чаудинского. В нем отсутствовали плиоценовые реликты, из видов дидакн, обитавших в чаудинском бассейне, сохранился лишь *Didacna baericrassa*. Как результат видообразования *Didacna pseudocrassa* появился крассоидный вид *D. pontocaspia*, получивший широкое развитие в древнеэвксинском водоеме, а также ряд видов с ограниченным территориальным распространением. Довольно широко расселились каспийские *Didacna pallasii*, *D. subpyramidata*, *D. subpallasii*. Основу палеоценозов составляли виды черноморского происхождения – *Didacna baericrassa* и *D. pontocaspia*. Основным их отличием друг от друга являлось присутствие каспийских элементов: *D. pallasii*, *D. aff. nalivkini*, *D. subpyramidata* – у кавказского побережья, Таманского и Керченского полуостровов; в Приазовье – помимо этих видов, *D. carditoides*, *D. eulachia* (рис. 39). В низовьях Дуная существовал обширный мелководный залив (Михайлеску, 1990). В нем обитали крассоидные дидакны, имеющие родство с *D. pontocaspia*, *D. tschepalygae* и *D. poratica*. В опресненных районах расселились тепловодные пресноводные моллюски *Corbicula*.

Судя по таксономическому составу малакофауны, соленость древнеэвксинского бассейна на ранних стадиях его существования была ниже, чем соленость позднечаудинского водоема – 11–12‰; в приустье-

вых участках она была существенно ниже – около 7%. По результатам анализа фораминифер В.В. Янко (1989) реконструирует соленость древнеэвксинского бассейна в 7%. По нашему мнению, это заниженная цифра для всего бассейна, ибо основу древнеэвксинского фаунистического подкомплекса составляли крассоидные дидакны черноморского происхождения (*Didacna pontocaspia*).

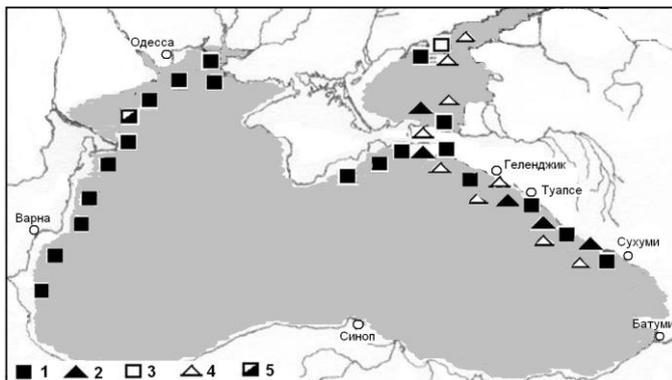


Рис. 39. Ассоциации древнеэвксинских дидакн.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. pallasi*, 3-*D. nalivkini*, 4-*D. subpyramidata*,
5-*D. tschepalygae*

но А.П. Жузе, Е.В. Кореновой, В.В. Мухиной (История геологического развития..., 1988), отложения, включающие солонатоводные и морские виды диатомей, свидетельствующие о поступлении средиземноморских вод в Черноморский бассейн.

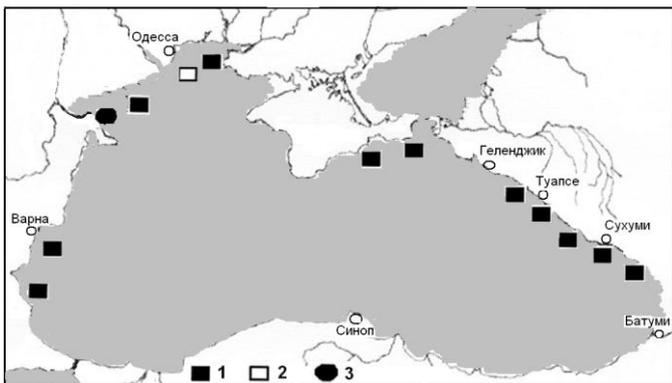


Рис. 40. Ассоциации узунларских дидакн.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. nalivkini*, 3-*D. uzunlarica*

крытые пространства были заняты злаково-разнотравными степями. Среди крупных млекопитающих встречались *Palaeoloxodon antiquus* Falc et Gaut., *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeger.), *Equus* sp. и др. В фауне мелких млекопитающих преобладали степные виды (Маркова, 1989). Среди растительности Грузии сократилось видовое разнообразие пихты, кедра, ели и тсуги. По сравнению с позднечаудинским временем ареал таксодиевых расширился, они вновь стали доминантой (Шатилова, 1974, 1982). Климат был в целом теплее, чем в поздней чауде.

В конце палеоузунлара наметилось похолодание. На северо-западном побережье стали преобладать сосна и береза, отмечалась незначительная примесь широколиственных пород. Степные участки были заняты злаково-разнотравными, маревыми и полынными группировками. В Приазовье широколиственные леса исчезли, широко распространилась холодная степь с небольшими участками сосны и березы (Артюшенко и др., 1972). Похолодание отразилось и на растительности Грузии (Шатилова, 1982). Уровень моря понизился. На месте Дунайского залива образовались озера, во время регрессии высохшие. Произошло глубокое (до -45 – -50 м) врезание долины Дуная (Михайлеску, 1990). На побережье Кавказа регрессия отразилась в распространении террас на разных уровнях; в прибрежных разрезах – в строении отложений. Снижение уровня составляло 12-13 м (Федоров, 1978). Согласно материалам Г.И. Попова (1983), переуг-

В максимальную фазу развития бассейна произошло второе в плейстоценовой истории Понта поступление средиземноморских морских вод, приведшее к развитию в Черноморской котловине **палеоузунларского моря**. В нем распространились морские эвригалинные и умеренно эвригалинные моллюски (палеоузунларский подкомплекс), вытеснившие солонатоводную малакофауну в наиболее опресненные участки бассейна. Соленость палеоузунларского бассейна, по-видимому, увеличилась до 16–17%. Аналогичную соленость реконструирует В.В. Янко (1989) по составу фораминифер. В керне глубоководных скважин в основании среднего плейстоцена выделены палеоузунларские, или лихвинские, соглас-

В северном Причерноморье и Приазовье на начальных этапах развития древнеэвксинского бассейна господствовали холодные степи, в защищенных местах существовали небольшие березово-сосновые участки леса. В максимум развития трансгрессии широко распространились широколиственные породы, открытые пространства были заняты луговой растительностью (Артюшенко и др., 1972, 1973). В максимум трансгрессии теплый климат (теплее современного) реконструирован К.Д. Михайлеску (1990). На северо-западном побережье господствовали степные и лесостепные ландшафты (Арап и др., 1990). Среди древесных пород отмечены дуб, граб, липа, клен. От-

лубление дна Керченского пролива произошло до отметки -63 м. В разрезе глубоководной скважины тепловодные виды диатомей сменились холодноводными, предпочитающими опресненные воды. В Понте наступило развитие следующей трансгрессивно-регрессивной стадии – *узунларской*.

На начальных этапах развития трансгрессии бассейн, судя по характеру населявших его моллюсков (эвксинский фаунистический подкомплекс), был солоноватоводный (10–11%) каспийского типа (*поздний древнеэвксинский*, или *эвксинский*, бассейн). Состав дидакн в нем изменился мало, по-прежнему господствующим видом был *Didacna pontocaspia*. Значительное представительство в бассейне получили каспийские раннехазарские виды, что свидетельствует о широком проникновении вод раннехазарской трансгрессии в Черноморскую котловину. Влияние каспийской малакофауны было значительным в северо-восточном и восточном секторе бассейна, постепенно уменьшаясь к юго-западу. Некоторыми исследователями Азова (Маков, Молявко, 1939; Геология Азовского моря, 1974) было высказано предположение о широком соединении Азовского моря с Черным в районе Сиваша. Фактологических данных, однозначно подтверждающих это предположение, нет. Косвенным свидетельством этого события могут служить многочисленные находки каспийских моллюсков в осадках этого бассейна у северного побережья Черного моря. Произошли незначительные изменения в составе малакофауны лиманно-морских районов Дуная (здесь появился и расселился новый вид *Didacna poratica*).

В фазу максимального развития эвксинского (позднего древнеэвксинского) бассейна началось поступление в него средиземноморских вод, вызвавшее третью в плейстоцене морскую трансгрессию – *узунларскую*. Произошла постепенная смена солоноватоводной малакофауны морскими эвригалинными моллюсками (узунларский фаунистический подкомплекс). Соленость повысилась до 17–18%. Солоноватоводные элементы были вытеснены в окраинные опресненные участки моря; в некоторых из них влияние средиземноморской фауны не ощущалось вовсе. Так, в лиманах северо-западного Причерноморья, в устье Днепра, в Рионском заливе солоноватоводная фауна продолжала существовать в течение всего среднего плейстоцена. Более разнообразный состав фораминифер за счет появления солонолюбивых каспийских форм и средиземноморских элементов отмечает для узунларской трансгрессии В.В. Янко (1989), а соленость открытых частей бассейна оценивает в 18%. Анализ диатомей показывает смену вверх по разрезу солоноватоводных холодноводных видов, отвечающих эвксинскому бассейну, смешанным составом из пресноводных и морских видов, указывающих на поступление средиземноморских вод (Жузе и др., 1980).

В дельте Дуная вновь образовался залив, населенный солоноватоводной малакофауной, а в опресненных участках – пресноводными теплолюбивыми моллюсками *Corbicula fluminalis* и др., свидетельствующими о климате более теплом, чем ныне. По мере накопления речных выносов залив распался на ряд лагун, их уровень на 4–5 м превышал современный (Михайлеску, 1990). Среди крупных млекопитающих района отмечались осел, степные формы лошади, олени. Среди мелких млекопитающих, относящихся к хазарскому комплексу, преобладали степные виды (Маркова, 1989). В Северном Причерноморье и Приазовье обедненная степная растительность ксеротического типа с улучшением климата приобрела более мезотический облик. Кроме господствующих злаково-разнотравных степей в балках, долинах произрастали ольха, береза, дуб, липа, лещина (Артюшенко и др., 1973, 1974). На территории Грузии К.И. Чочиева (1980) проследила вспышку развития кипарисовых лесов и постепенную их смену ольховыми лесами. П.В. Федоров (1978) между двумя фазами трансгрессии – поздней древнеэвксинской и узунларской – установил небольшой перерыв.

Узунларская трансгрессия вновь сменилась регрессией, давшей начало третьей эвксино-узунларской трансгрессивной стадии – *ашейской*. Палеогеографические свидетельства этой стадии сохранились на кавказском побережье (Островский и др., 1977; Несмеянов, Измайлов, 1995) в виде выдержанной террасы, отложения которой содержат представителей средиземноморской эвригалинной и умеренно эвригалинной малакофауны (ашейский фаунистический подкомплекс). Имеются редкие свидетельства того, что в ашейских местонахождениях морские сообщества сменяют солоноватоводные (Несмеянов, Измайлов, 1995), давая тем самым основание для выделения (пока условно) солоноватоводного этапа в развитии трансгрессии. Возможно, ашейской трансгрессивной стадии отвечают китейские слои (включающие, наряду с солоноватоводными видами, морские *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Mytilaster lineatus*), установленные А.Л. Чепалыгой и др. (1986) в разрезе Узунларского профиля между узунларскими и карангатскими отложениями.

Регрессией ашейского бассейна завершилась среднеплейстоценовая эвксино-узунларская эпоха развития Понта. Регрессия зафиксирована во многих районах обрамляющей суши. Произошли эрозионные врезы долин палеорек. Пролив Босфор углубился до -100 м (Федоров, 1978). Однако на болгарском и северо-западном шельфе перерыв между эвксино-узунларом и карангатом отсутствует (Хрисчев, Шопов,

1979; Григорьев и др., 1985; История геологического развития..., 1988). Постепенный переход узунларских отложений в карангатские зафиксирован и нами (Свиточ и др., 1998).

В глубоководной котловине илы этого времени содержат спорово-пыльцевой спектр, свойственный похолоданию и регрессии (Коренева, 1980). В озерах дельты Дуная расселились холодостойкие пресноводные стагнофилы родов *Planorbis*, *Sphaerium*, *Pisidium* и др. (Михайлеску, 1990). На берегах среди древесной растительности господствовали сосна, береза, ольха, ель. Происходило врезание долины Дуная. В.А. Зубаковым (1986) установлен «челядинцевский криохрон» с появлением в Приазовье тундро-степной фауны млекопитающих с *Mammuthus chosaricus*. В Черноморской котловине в эту эпоху существовал опресненный бассейн, согласно Г.И. Попову (1983). В Керченском проливе были распространены в основном пресноводные виды *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus fluviatilis*, *Lithoglyphus naticoides*, указывающие на существование проточного лимана. Среди остракод в его осадках обнаружены только пресноводные виды (Попов, Супрунова, 1977). В разрезе глубоководных скважин этому бассейну отвечает комплекс холодноводных диатомей (Жузе и др., 1980).

4.2.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в среднем неоплейстоцене открылся Манычский пролив. В строении его осадков прослеживаются древнеэвксинские и нижнехазарские образования, имеющие двучленное строение, соответствующее двум стадиям раннехазарской и эвксинской трансгрессий. Состав фауны в них близок. Среди дидакн это многочисленные каспийские раннехазарские виды *Didacna subpyramidata*, *D. delenda emendata*, *D. pallasi*, *D. subcrassa*. Широкое распространение этих же видов в древнеэвксинских бассейнах ни у кого из исследователей не вызывало сомнения в сбросе вод из Каспия в Черноморскую котловину. Утвердилось представление об одностороннем сбросе каспийских вод. Таксономический состав дидакн в эвксино-хазарских отложениях Маныча показал, что на всем протяжении древнего пролива в осадках встречаются раковины черноморских дидакн *D. pontocaspia*, что может свидетельствовать о двусторонней связи между Каспием и Понтом в среднем плейстоцене. Моллюски этого вида акклиматизировались в Северном Каспии. Там же, претерпев видообразовательный процесс в опресненных условиях этой части Каспия, они образовали новый подвид *Didacna pontocaspia tanaitica*. Вид существовал в Каспии до конца хазарской эпохи.

Таксономический состав малакофауны отвечает сравнительно низким условиям солености – у входа в пролив она составляла не более 8-9‰. В проливе воды распределялись впадающими в него реками, ручьями и прочими пресными водотоками.

Доно-Манычский участок пролива по содержанию малакофаунистических элементов отличался от Западного и Восточного Манычей. Здесь также прослеживаются осадки двух эпох существования среднеплейстоценового пролива. Однако, если в раннюю эпоху здесь был распространен биоценоз из моллюсков родов *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissena*, то в позднюю помимо моллюсков этих родов в проливе обитали наиболее эвригалитные средиземноморские («азовские») виды – преимущественно *Cerastoderma glaucum*. Малакофауна такого состава была распространена вплоть до Западного Маныча. Возможно, именно в эту эпоху в Каспий проник морской вид *Cerastoderma glaucum*, на находки которого в приманычском районе северо-западного Прикаспия неоднократно указывается в литературе (Алферьев, Алферьева, 1952; Николаев, 1958; Горецкий, 1966). Несмотря на широко распространенное мнение об их переотложенности из плиоценовых осадков, мы склонны считать их привнесенными в хазарско-эвксинскую эпоху функционирования пролива. Возможность этого подтверждается распространением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*, а также определением П.В. Федоровым (Горецкий, 1966) в совместном залегании с церастодермой у Чолон-Хамура древнеэвксинских видов *Didacna baericrassa* и *Dreissena rostriformis pontocaspia*.

Судя по строению отложений в Манычской депрессии, пролив был широким, водный поток устойчивым, действующим в течение длительного времени. Влияние каспийских вод на бассейны Эвксина было существенным, более значительным, чем в бакинско-чаудинскую эпоху. Влияние же эвксинских вод на Каспий мало заметно.

Таким образом, в среднем неоплейстоцене Каспий испытал четыре разнопорядковых трансгрессии: «малую» урунджикскую трансгрессию, осложнившую крупный бакинско-хазарский регрессивный этап его развития, и три стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи, разделенные регрессиями. В Понте имели место три трансгрессии, составляющие эвксино-узунларскую эпоху его развития.

На глобальное потепление климата (ИКС 11), характеризующее начало среднего плейстоцена, Каспий отреагировал продолжительной регрессивной эпохой, внутри которой отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия – самый тепловодный и солоноводный трансгрессивный бассейн Каспия, отвечающая фазе похолодания и увлажнения внутри продолжительного и сложного по структуре лихвинского межледниковья. Она была отделена как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской, трансгрессий, регрессиями – венедской и нижнекривичской. Холодные эпохи среднего неоплейстоцена (ИКС 10, 8 и 6) отразились в Каспии тремя раннехазарскими трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями.

Понт, как и в раннем неоплейстоцене, на эпохи оледенений реагировал установлением регрессивного режима и развитием в его котловине солоноватоводных бассейнов каспийского типа с отрицательными отметками уровней: древнеэвксинского (ИКС 12), эвксинского (ИКС 10) и позднеэвксинского (ИКС 8). В межледниковые эпохи в результате подпора со стороны трансгрессирующего Средиземного моря уровень солоноватоводных бассейнов достигал современных отметок, дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии приводило к ее распространению в Черноморском регионе. Средиземноморские воды вызывали осолонение бассейнов Понта, превращая их в полуморские, заселенные морской эвригалинной и умеренно эвригалинной (иногда – умеренно стеногалинной) малакофауной: палеоузунларский (ИКС 11), узунларский (ИКС 9) и ашейский (ИКС 7) бассейны.

Урунджикский водоем Каспия был изолированным. Раннехазарская трансгрессия сбрасывала свои воды в эвксинские бассейны Понта, вызывая в них повышение уровня и изменяя их фаунистический облик распространением своих представителей малакофауны. Проникновение эвксино-узунларских элементов фауны в Каспий было незначительным; сравнительно широкое распространение в Северном Каспии получил солоноватоводный эвксинский вид *Didacna pontocaspi*, его морские эвригалинные элементы погибли, очевидно, из-за низкой солености водоема.

Схема развития Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене представлена на рис. 46.

4.3. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.3.1. Каспий

Черноярская регрессия

Раннехазарская трансгрессивная эпоха сменилась продолжительной регрессией, когда уровень моря располагался ниже современного. Это неоднократно отмечали многие исследователи каспийского плейстоцена (Николаев, 1956; Федоров, 1957, 1978; Москвитин, 1962; Попов, 1983; Свиточ, 1991; Рычагов, 1997 и другие). Нашими исследованиями также выявляется несогласное залегание верхнехазарских отложений на нижнехазарских. По-видимому, к этой эпохе относится отложение «черноярского аллювия» Волги, наиболее ярко представленного в разрезе Черный Яр-Нижнее Займище. Черноярский аллювиальный комплекс подразделяется на русловые и пойменные (а также старичные) осадки, тесно связанные друг с другом. Русловая фация состоит из светло-серых и серых, часто желтоватых и буроватых, косо-слоистых песков, залегающих на размытой поверхности обычно сингильских, иногда – нижнехазарских, отложений. В основании эти пески переполнены раковинами пресноводных моллюсков (преобладают *Viviparus duboisianus*, многочисленны представители родов *Valvata*, *Sphaerium*, *Dreissena*), гравием и галькой, вместе с которыми встречаются кости млекопитающих и переотложенные раннехазарские (*Didacna pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. nalivekini*) и (реже) апшеронские раковины. Довольно многочисленны раковины и по всей толще песков. Пойменная и старичная фации представлены бурыми и серыми песчанистыми глинами и суглинками мощностью до 4–5 м. В этих аллювиальных песках в разрезе Черный Яр-Нижнее Займище были найдены череп *Mammuthus trogontherii*, кости *Equus caballus chosaricus*, *Bison priscus longicornis* и других представителей крупных млекопитающих хазарского фаунистического комплекса (Громов, 1935). Здесь же встречены обильные остатки фауны мелких млекопитающих (Александрова, 1976; Кириллова, Свиточ, 1994; Кириллова, Тесаков, 2004).

Временное положение черноярских отложений до сих пор вызывает споры у исследователей. Их раннехазарский возраст определяется В.А. Николаевым (1956, 1958), Ю.М. Васильевым (1961), А.И. Москвитиным (1962), Г.И. Горецким (1966), В.К. Шкатовой (1975). Соответствие аллювиальной свиты регрессии между раннехазарской и позднехазарской трансгрессиями признано В.И. Николаевым (1953), А.А. Свиточем и др. (1997, 1998). К позднехазарской эпохе их отнесли П.В. Федоров (1957) и Г.И. Попов (1983).

Наши исследования в долине Нижней Волги привели к заключению, что чернорский комплекс аллювиальных отложений соответствует частично регрессивной эпохе между хазарскими трансгрессиями, а также отлагался одновременно с осадками позднехазарской трансгрессии. К этому заключению автора монографии привели следующие факты: (1) Чернорский аллювий содержит переотложенные раннехазарские дидакны, а значит, несомненно, отлагался позже развития в этом районе раннехазарского бассейна, размыв отложенные им осадки; (2) Положение аллювиальной толщи (высокое по сравнению с более древними аллювиальными отложениями) подводит к выводу о «подпоре» со стороны Каспия бассейном со сравнительно невысоким уровнем. В случае же глубокой регрессии произошло бы переуглубление долины и отложение аллювия на существенно более низких отметках; (3) Фауна грызунов из аллювиальной толщи разреза Черный Яр, проанализированная И.В. Кирилловой и А.С. Тесаковым, предполагает по уровню эволюционного развития ее позднеплейстоценовый (позднехазарский) возраст (неоднократные устные выступления этих исследователей на научных форумах разного уровня); (4) Прослеживается (насколько это возможно в сложном фациальном строении долины Волги) переход аллювиальных в дельтово-морские и морские фации позднего хазара; (5) Спектры степного облика с господством пыльцы полыней и лебедовых, с подчиненным значением разнотравья и злаковых, свидетельствующие о жарком сухом климате эпохи, больше характерном для позднего хазара, нежели для раннего.

Позднехазарская трансгрессия

Позднехазарская трансгрессия развивалась двумя самостоятельными стадиями: ранней – позднехазарской и поздней – гирканской. Позднехазарская трансгрессивная стадия была значительно меньше раннехазарской, её площадь, судя по распространению отложений, ненамного превосходила современный Каспий, а уровень не превышал -10 м абс. высоты. О высоте уровня можно судить по положению верхнехазарских отложений на Мангышлаке и в Нижнем Поволжье (-10 – -20 м абс.), а в Южном Каспии – ниже уровня нынешнего моря. Границы моря и его берега обстоятельно описаны в работах О.К. Леонтьева (1961), О.К. Леонтьева, Е.Г. Маева, Г.И. Рычагова (1977), Г.И. Рычагова (1977, 1997).

Моллюски позднехазарской трансгрессивной стадии представлены позднехазарским фаунистическим комплексом, основу которого составляют крассоидные дидакны, характерными из которых являются *D. nalivkini* и *D. surachanica* (рис. 41). Отличительная черта малакофауны этого бассейна – большие размеры и массивность раковин, особенно часто наблюдавшиеся в южных районах Каспия. Заметное распространение тригоноидных и катиллоидных дидакн в водах позднехазарского бассейна отмечалось лишь в опресненных районах Северного Прикаспия, где сказывалось влияние Волги. Здесь же со времени раннехазарской эпохи продолжали свое существование редкие *D. cf. pontocaspia*. Наряду с дидакнами были распространены слабо солоноватоводные и пресноводные виды моллюсков родов *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*, численность которых в биоценозах определялась уровнем опресненности того или иного района бассейна.

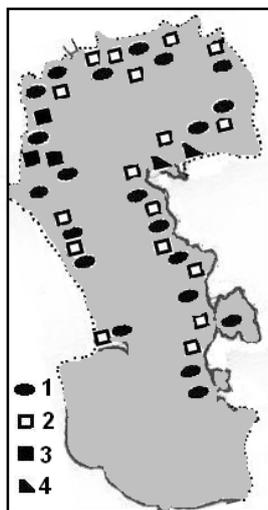


Рис.41. Ассоциации позднехазарских дидакн.
1-*Didacna surachanica*,
2-*D. nalivkini*,
3-*D. ex gr. crassa*,
4-*D. celekenica*

Часто встречающийся гигантизм раковин, высокая карбонатность осадков, присутствие оолитов, позволяют сделать вывод о теплом климате позднего хазара. Теплые, насыщенные карбонатом кальция воды бассейна, имели, очевидно, соленость выше солености современного Каспия: от 10–12‰ в Северном до 14–15‰ в Южном Каспии. Обилие раковинного материала (наряду с большими размерами и массивностью створок) свидетельствует о хорошо аэрируемом и прогреваемом бассейне с обилием питательного материала для моллюсков. Выдержанность их состава по всей площади бассейна указывает на большую однородность условий их обитания, нежели в раннехазарскую эпоху. Согласно данным В.В. Янко (1989), в позднехазарском комплексе фораминифер усиливается значимость солонолюбивых форм, что позволило автору оценить соленость бассейна в Северном Прикаспии в 12–13‰, что хорошо согласуется с нашими выводами.

Отсутствие галечного материала дальнего приноса, вероятно, свидетельствует о слабой обводненности водосборного бассейна, что также подтверждает теплый и сухой климат эпохи. В местонахождении Ветлянка озерные осадки с многочисленными крупными раковинами корбикул отнесены нами, вслед за А.И. Москвитиным (1962), к позднему хазару. К сожалению, пыльца из этих отложений не изучена, но облик теплолюбивых раковин свидетельствует о высокой температуре воды. Тепловодность бассейнов косвенно подтверждается данными палинологии.

Пыльцевые спектры, полученные Т.А. Абрамовой (1974), свидетельствуют о климатической фазе переходного типа, достаточно мягкой для сохранения некоторой лесной растительности, но недостаточно влажной и прохладной для развития типичных лесных формаций, как это имело место в раннехазарское время. На Нижнем Урале было много площадей, занятых теплыми засушливыми степями. В составе травянистого покрова было много ксерофитов, местами – солончаков. Преобладали полынно-маревые степи с разнотравьем (Яхимович и др., 1986). Позднехазарские флоры, изученные из бассейна р. Урал П.И. Дорофеевым (1960) палеокарпологическим методом, также отражают степные ландшафты, близкие по видовому составу к современным прикаспийским.

Особенностью моря было преобладание аккумулятивных берегов (Леонтьев, 1961) и значительных по объему аккумулятивных тел. Это может свидетельствовать о продолжительном стоянии уровня при незначительном его колебании. Позднехазарские воды ингрессировали в долину Восточного Маньча, но стока в Азово-Черноморский бассейн, очевидно, не было. Бассейн представлял собой изолированное озеро-море, не имеющее связи с Эвксином.

Позднехазарская трансгрессивная стадия сменилась регрессивной. О ней свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении (Дагестан), размывы и почвообразование (долина Волги) (Янина, 1981, 2005; Янина, Свиточ, 1988, 1990; Свиточ, Янина, Братанова, 1993, 1995). Стратиграфические перерывы в разрезах верхнехазарских отложений отмечены П.В. Федоровым (1957), Г.И. Рычаговым (1977, 1997), Г.И. Поповым (1983). В настоящее время нет прямых данных, по которым можно было бы судить о масштабе позднехазарской регрессивной фазы. Судя по изменениям в составе малакофауны, она была незначительной.

Наступившая вслед за регрессивной стадией вторая трансгрессивная позднехазарская стадия оставила свои следы не на всех побережьях. Ее отложения отмечены в Дагестане, северо-западном Прикаспии, Краснодарском полуострове, в Западной Туркмении. Состав малакофауны этого трансгрессивного бассейна мало отличался от более раннего. В нем также господствовали крассоидные дидакны с преимущественным развитием *Didacna surachanica* и *D. nalivkini*. В долине Волги наблюдалась смесь дидакн крассоидной и тригоноидной групп, наряду с которыми были многочисленны слабо солоноватоводные и пресноводные (среди которых – теплолюбивый вид *Corbicula fluminalis*) виды, свидетельствующие о поступлении пресных вод в солоноватоводный бассейн.

Нижний горизонт «нижнехвалыньских» отложений, выделенный Л.А. Невеской (1958) в Западной Туркмении, автор монографии относит к осадкам поздней стадии позднехазарской трансгрессии. Нижнехвалыньские отложения этой области Л.А. Невеская (1958) расчленила на два горизонта, разделенные резким угловым несогласием. Верхний горизонт, по мнению исследователя, отвечает максимуму хвалыньской трансгрессии. В нижнем определены *Didacna subcatillus*, *D. praetrigonoides* (к этому виду Л.А. Невеская относит и *D. cristata*), *D. umbonata*, *D. pallasi* и *Corbicula fluminalis* – виды, которые скорее составляют палеоценозы опресненного района позднехазарского тепловодного бассейна. Ю.М. Васильевым и П.В. Федоровым (1965) также отмечалось, что Л.А. Невеская отнесла к хвалыньскому ярусу осадки, залегающие стратиграфически ниже хвалыньских («в общепринятом понимании»). От позднехазарских с многочисленными *Didacna nalivkini* и *D. surachanica* они отделены стратиграфическим перерывом, выраженным отложениями с пресноводными моллюсками.

По материалам скважин в северо-западной области Каспийского региона Г.И. Горецким (1957, 1958, 1966) и Г.И. Поповым (1967, 1972, 1977, 1983) реконструирован сильно опресненный солоноватоводный бассейн, выделенный этими исследователями как самостоятельная обширная гирканская трансгрессия Каспия, имевшая место после позднехазарской трансгрессии, отделенная от хвалыньской трансгрессии ательской регрессией. Бассейн был заселен «хвалыньноподобной» фауной, из-за чего вначале рассматривался как самая ранняя стадия хвалыньской трансгрессии (Попов, 1955, 1957, 1961). Наличие мощной толщи ательских субаэральных осадков, отделяющих гирканские отложения от хвалыньских, привело Г.И. Попова (1967, 1983) к заключению о самостоятельной крупной трансгрессии Каспия, следы которой пока не обнаружены в других областях региона.

С резкой критикой этой позиции выступили Ю.М. Васильев и П.В. Федоров (1965), П.В. Федоров (1978), В.К. Шкатова (1975), А.А. Свиточ и др. (1993, 1997, 1998). Основное возражение заключается в том, что гирканские слои Нижней Волги являются лишь опресненной фацией верхнехазарских отложений, в которой группа *Didacna trigonoides* занимает господствующее положение, тогда как *D. surachanica* крайне редки и представлены угнетенными формами. Согласно выводам А.А. Свиточа и др. (1995, 1997, 1998), за гирканскую Г.И. Поповым была принята хазарская малакофауна разного возраста (как ранне-, так и позднехазарская), отложения с которой занимают различное положение в разрезах плейстоцена

Нижней Волги. Автор монографии не столь категорична в этом вопросе (Янина, 2005). По нашему мнению, гирканский сильно опресненный бассейн, описанный Г.И. Поповым в северо-западном Прикаспии, представляет собой обширную лагуну (лиман), «подпертую» позднехазарской трансгрессивной стадией Каспия, с одной стороны, и карангатской ингрессией в Кумо-Маньчскую депрессию, с другой. Влияние пресных вод Волги, Терека, других мелких рек и пресных водотоков, привело к ее значительному опреснению и расселению в ней многочисленных лиманно-каспийских видов родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*, с большой примесью пресноводных моллюсков. Из дидакн здесь остались только виды, переносящие значительное опреснение (тригоноидная группа) и мягкие грунты с относительным недостатком кислорода (катиллоидная группа). Такой состав моллюсков привел к «хвалыноподобному» облику малакофауны. Она, по-видимому, и явилась «прародительницей» хвалынской малакофауны, вопрос о происхождении которой относится к «загадкам» древнего Каспия (Свиточ, 2008). О том, что гирканский бассейн носил лиманный характер, свидетельствует и тонкий глинистый состав отложений. Характерной пресноводной формой для него является *Corbicula fluminalis*, широкое распространение которой доказывает тепловодный характер водоема и принадлежность к позднехазарской трансгрессии.

Очевидно, к этому же бассейну относятся отложения с *Didacna* cf. *praetrigonoides*, *D.* aff. *parallella*, известные на Терско-Кумской равнине как «переходные от хазарского яруса к хвалынскому» (Ильинский, 1947). Для них также характерно обилие дрейссен и присутствие *Corbicula fluminalis*. Последнее обстоятельство служит важным аргументом против раннехвалынского (холодноводный бассейн) возраста осадков.

По-видимому, поздняя позднехазарская (гирканская) трансгрессивная стадия развивалась во влажную эпоху, с более обильным, нежели в предыдущий бассейн, стоком рек. Воды гирканского бассейна образовывали глубокий залив в Маньчской долине, куда со стороны Азово-Черноморского бассейна также ингрессировала карангатская трансгрессия. Сложное соотношение гирканских и карангатских отложений в долине Маньча (Попов, 1983) доказывает одновременность этих событий. Реконструируемая нами природная обстановка подтверждается данными карпологиического анализа (Яхимович и др., 1986): в конце позднего хазара флоры еще сохраняют типично хазарский облик, но отмечается снижение разнообразия разнотравья, увеличение роли маревых, а в лесных группировках – уменьшение примеси широколиственных пород и количества их видов, т.е. отмечается нарастание похолодания.

Фаза понижения уровня моря и врез долины Волги наблюдаются и после второй стадии позднехазарской трансгрессии в разрезе Сероглазовка (Свиточ и др., 1995). Во многих разрезах Нижней Волги ярко выражена погребенная почва (микулинская, согласно А.И. Москвитину, 1961), являющаяся четким рубежом между хазарскими и более молодыми отложениями.

Гипсометрическое положение прибрежных верхнехазарских отложений свидетельствует о том, что в конце позднехазарского времени имели место тектонические движения: осадки в пределах кавказского побережья подняты до 80 м; террасы деформированы не только на Кавказе, но и на Устюрте (Аристархова и др., 1971). Тектонические движения, по-видимому, происходили и в областях устойчивого прогибания, об этом может свидетельствовать отсутствие выше уровня современного Каспия верхнехазарских отложений на берегах Южнокаспийской котловины. Г.И. Рычагов (1997) считает, что погружение в районе Терско-Кумской низменности могло быть причиной возникновения там опресненной зоны позднехазарского моря – гирканского бассейна Г.И. Попова (1967, 1983).

Согласно урано-иониевым датировкам (Рычагов, 1997), возраст позднехазарского трансгрессивного этапа от 114 до 76 тысяч лет. По результатам датирования методом электронно-прамагнитного резонанса – от 140 до 85 тыс. лет (Болиховская, Молодьков, 2000). Как результаты датирования, так и наши представления о палеогеографии позднехазарской трансгрессивной эпохи, говорят в пользу большего ее временного объема, чем это принято исследователями (Федоров, 1978 и др.). Вывод Г.И. Рычагова (1997) о том, что «начало позднехазарской трансгрессии имело место около 200 тыс. лет назад, то есть совпадало с первой половиной московского оледенения», вытекает из того, что средний уровень хазарских террас кавказского побережья (относимый нами к заключительной стадии раннего хазара) им относится к позднехазарской эпохе.

Ательская регрессия

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой регрессией. В это время осушаются обширные пространства каспийского шельфа, происходит интенсивное врезание рек (Шнитников, 1956; Рычагов, 1977, 1997 и др.). Из всех континентальных образований регрессивных эпох Каспия осадки этой эпохи наиболее широко развиты и отмечаются на всех каспийских побережьях. В Северном Прикаспии это ахтубинские пески и ательские супеси и суглинки; на западном побережье – разнообразные аллю-

виальные и пролювиально-делювиальные галечники, пески и суглинки со следами субаэрального выветривания и растительными остатками; на Апшеронском полуострове – кировые образования известного местонахождения фауны и флоры Бинагады; на восточном побережье – пролювиальные галечники и суглинки п-ова Мангышлак, отложения галечно-щебнистых шлейфов Балхана и Западного Копетдага и эоловые пески Машад (Свиточ, 1991).

В Нижнем Поволжье на освобождающейся от позднехазарского (гирканского) бассейна территории развилась хорошо выраженная автоморфная почва. Судя по палинологическим данным (Гричук, 1953, 1954; Чигуряева и др., 1961; Вронский, 1965, 1970, 1976; Сорокин и др., 1983), здесь господствовали степные ландшафты с преобладанием среди растительности маревых, злаков, полыни и разнотравья, с небольшими лесными массивами вдоль русел рек и в балках. Нижнее Поволжье было освоено мустьерским человеком. В стоянке Сухая Мечетка (Волгоград) остатки древних кострищ содержат обгорелую древесину хвойных пород, кости лошади, бизона, сайги.

Эти условия сменились сильным похолоданием и континентализацией климата. Свидетелями этому на Нижней Волге являются залегающие в основании регрессивной толщи ахтубинские отложения, впервые выделенные Г.И. Горецким (1958) и отнесенные им к перигляциальной формации. Они являются прекрасным маркирующим горизонтом в нижневолжских разрезах, часто глубокими клиньями вторгаясь в нижележащие осадки. Эти клинья и морозобойные трещины в основании ахтубинских песков, сингенетичные им, являются ярким свидетельством суровых климатических условий времени их отложения, распространения постоянной мерзлоты. Согласно материалам В.П. Гричука (1954 и др.), растительность была представлена тундрово-степными ассоциациями. По данным А.И. Москвитина (1961), в ахтубинское время в Нижнем Поволжье господствовала темнохвойная тайга. Индикатором холодного сухого климата является образование в песчинках ахтубинских осадков пленки из кристаллов люблинита.

Ахтубинские осадки согласно перекрываются ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощностью до 20 м) самого разнообразного генезиса, образовавшимися в континентальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины моллюсков как пресноводной (*Valvata*, *Planorbis*), так и наземной экологической группы, имеющие угнетенный облик. Встречаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса, включающего мамонта, лошадь, северного оленя и других животных, свидетельствующих о холодном климате ательской эпохи. Об этом же говорят и тундрово-степные спорово-пыльцевые спектры из ательских осадков (Гричук, 1954; Чигуряева, Хвалина, 1961; Москвитин, 1962). По мнению В.К. Шкатовой (2004) среднегодовая температура воздуха в Северном Прикаспии была на 2–3° ниже современной и составляла всего 5–6°. Ательская толща осложнена несколькими (до четырех) горизонтами в разной степени выраженных погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий в регионе в сторону их смягчения (потепление и увлажнение). К концу ательской эпохи климат становится теплее и мягче. Среди растительности увеличивается доля древесных пород, наряду с березой, сосной и елью появляются вяз, дуб, липа; в травяных сообществах уменьшается доля ксерофитов, появляются злаковые и разнотравье. Господствуют степные и лесостепные ландшафты.

Наши исследования на Нижней Волге не выявили границы четкого стратиграфического перерыва между ахтубинскими и перекрывающими их ательскими отложениями. Однако Г.И. Горецкий (1966) подчеркивает, что они не составляют один слой с ательскими, и иногда даже отделены от последних погребенной почвой.

Во время максимума регрессии уровень моря был, по представлениям О.К. Леонтьева (1948, 1959, 1967), на отметках около -48 – -53 м. В скважине 1 в Северном Каспии (Свиточ и др., 2007) прибрежные верхнехазарские отложения находятся на отметках около -58 м, что свидетельствует об отступании моря на большие глубины, чем определено О.К. Леонтьевым. Согласно материалам сейсмоакустического профилирования (Лохин, Маев, 1990; Маев, 1994), уровень бассейна опустился до -120 – -140 м. Каспий отступил в среднюю и южную котловины. О малакофауне этого бассейна данных нет. В нем произошли крупные фаунистические изменения: почти полностью вымерли многочисленные хазарские дидакны группы *caspa* и близкие к ней виды. Из гирканской фауны сформировались основные компоненты хвалынской фауны, предпочитающие менее соленые местообитания. По материалам изучения скважины 1, в Северном Каспии в эпоху образования этих осадков обитали еще представители позднехазарской фауны (*Didacna naliykini*), наряду с которыми встречались и элементы, составляющие более позднюю хвалынскую фауну (*Didacna subcatillus*, *D. parallella*).

Судя по большой мощности ахтубинских и ательских отложений, наличие в них не менее трех горизонтов ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длитель-

ный и многофазный. Его началом является отступление с территории позднехазарского (гирканского) бассейна, что произошло, по-видимому, позже 76 тыс. лет назад. Радиоуглеродная датировка регрессивных осадков, вскрытых скважиной, составляет около 35 тыс. лет.

Хвалынская трансгрессия

Ательская регрессия сменилась «великой» хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия. В отличие от более ранних трансгрессий следы развития хвалынского моря отмечаются на всех побережьях Каспия. Особенно четко в рельефе прослеживается уровень максимального стояния хвалынского моря, располагающийся, за некоторым исключением, на отметках 46–50 м (абс) по всему периметру древнего бассейна. Площадь хвалынского моря оценивается в 950 тыс. км² (Квасов, 1975), объем бассейна – в 129 тыс. км³ (Варушенко и др., 1987).

Почти все исследователи, занимавшиеся историей Каспия, пришли к заключению о двух хвалынских трансгрессиях – ранне- и позднехвалынской, разделенных енотаевской регрессией (Федоров, 1957, 1978; Рычагов, 1977 и другие). Результаты биостратиграфического анализа, выполненного нами, показали, что раннехвалынский и позднехвалынский этапы развития хвалынской трансгрессии представляют ее трансгрессивные стадии.

Раннехвалынская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48–50 м. Ее берега обстоятельно описаны в работах (Леонтьев, 1961, 1968; Леонтьев и др., 1971, 1977; Рычагов, 1977, 1997). Эти исследователи обращают внимание на большое сходство берегов раннехвалынского бассейна с морфологией берегов раннехазарского моря: преобладание абразионных берегов и широкое распространение ингрессионных форм.

Бассейн заселила сравнительно бедная фауна, корни которой прослеживаются в позднехазарском (гирканском) водоеме. Широкое распространение в раннехвалынском бассейне получило ограниченное число видов. В нем расселились многочисленные *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. ebersini*, *D. cristata*, *D. zhukovi*. Более редко встречались *D. subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. praetrigonoides*; причем *D. subcatillus* и *D. praetrigonoides* в малых количествах обитали почти во всех прибрежных областях, а *D. vulgaris*, *D. umbonata*, *D. pallasii* продолжали существование только в его восточных областях в благоприятных для них экологических нишах. Такое “переживание” несвойственных для хвалынской трансгрессии видов отмечалось П.В. Федоровым (1978) и для северо-западной области, где в заливах хвалынского моря, образовавшихся в результате затопления небольших речных и балочных долин, в составе хвалынской фауны было много хазарских элементов. В основном составе фауны нет крассоидных дидакн. Отличают ее и тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров. Состав малакофауны свидетельствует о солености в целом для бассейна более низкой, нежели в более древних плейстоценовых бассейнах. Однако распределение солености по площади бассейна и ее ход во времени в его различных природных областях были различными. Об этом свидетельствует и разнообразие раннехвалынских малакофаунистических ассоциаций.

Распространение *D. protracta* и *D. ebersini* приурочено в основном к территории Северного Каспия. Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как на мелководье, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где соленость превышала современную на 3–4%. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым опресненным (6–7‰) и холодноводным районам Северного Каспия. Подобная закономерность уже отмечалась для более древних каспийских бассейнов: близкие к катиллоидным и мелкие тригоноидные дидакны занимали их наиболее опресненные и холодноводные ниши. Катиллоидные формы приспособлены к плохой аэрации среды, ибо именно они осваивали илистые грунты в древних бассейнах. Установленные для Северного Прикаспия сообщества, отражающие определенные этапы в развитии трансгрессивных фаз, подтверждают эту закономерность: на начальных этапах трансгрессии распространение *D. ebersini*, при ее максимуме – *D. protracta* и *D. parallella*, при спаде вод – вновь *D. ebersini*. Результаты малакофаунистического анализа находятся в согласии с микрофаунистическими данными. Г.И. Кармишина и В.М. Седайкин (1978) описали в низах хвалынских отложений солоноватоводные и пресноводные остракоды, а в их средней части – только солоноватоводные. Н.Н. Найденой (1976) в осадках максимального распространения раннехвалынской трансгрессии определен комплекс остракод, близкий по составу к современному, выше по разрезу количество пресноводных видов увеличивается.

Вид *D. parallella* был распространен в сравнительно приглубых западных предгорных районах на хорошо аэрируемых песчаных грунтах. Заметная тонкостенность раковин, по-видимому, также свидетель-

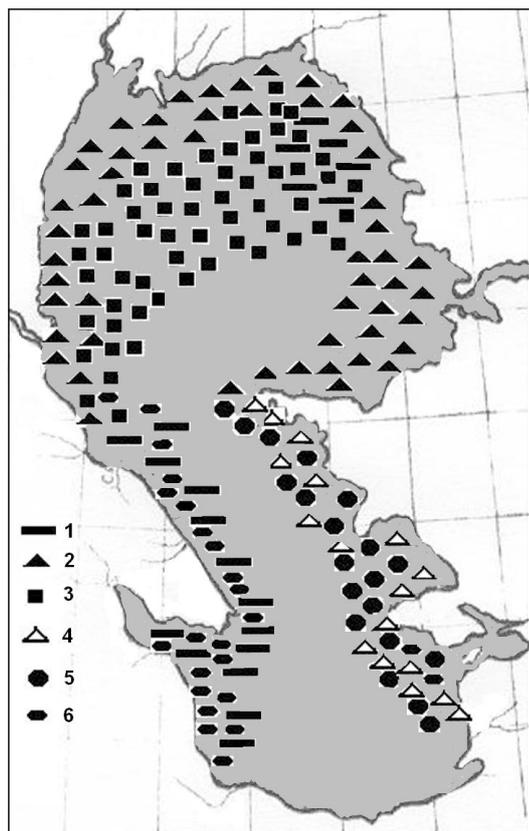


Рис. 42. Ассоциации раннехвалынских дидакн.
 1-*Didacna parallella*, 2-*D. ebersini*, 3-*D. protracta*,
 4-*D. cristata*, 5-*D. zhukovi*, 6-*D. subcatillus*

стует о пониженной солености воды (около 11‰) и их более низких температурах по сравнению с древними бассейнами и нынешним Каспием. На глинистом субстрате появлялись *D. subcatillus*, что еще раз подтверждает приспособленность катиллоидных форм к обитанию на мягких грунтах в неблагоприятном кислородном режиме. Господство в восточных районах Каспия *D. cristata* и *D. zhukovi* приурочено к разным районам: вблизи дельты обитали *D. cristata*, на открытых площадях моря в удалении от дельты – *D. zhukovi*. Соленость была ниже современной – около 10–11‰.

Первую попытку установить закономерность распределения солености в бассейне предпринял М.М. Жуков (1936), связав ее с тектонической ситуацией в регионе: в межорогеническую фазу трансгрессирует соленое море, затем в Северном Каспии наступает опреснение, вызванное тальми ледниковыми водами. П.В. Федоров (1978) соленость раннехвалынского моря оценил в 6–8‰, отметив прогрессирующее осолонение в ходе его регрессии. Г.И. Попов (1955, 1963 и др.) и Г.И. Горецкий (1966) реконструировали соленость раннехвалынского бассейна в его максимум близкой к современной. Согласно А.А. Свиточу (1967, 1977 и др.) она была около 12–13‰; по Д.Д. Квасову (1975) – 11‰. В.Я. Тобояковой (1979) соленость открытых районов Северного Каспия оценена в 8–10‰, в волжском лимане – до 5–0,5‰. А.Л. Чепальгой (Динамика..., 2002) значения солености оцениваются от 11–12‰ на основной акватории раннехвалынского Каспия до 10–5‰ в Северном Каспии, в Куринском заливе и у входа в Узбойский залив и до 5‰ и ниже – в прибрежных водах

Северного Каспия и Манычского залива. В его последних работах (2004–2011) соленость раннехвалынского Северного Каспия оценивается выше. Разные значения солености для разных областей Каспия были предположены Г.И. Рычаговым (1976, 1977 и др.), А.А. Свиточем и др. (1992, 1997, 1998), Т.А. Яниной (2005).

Фораминиферы раннехвалынской эпохи отличались исключительным однообразием и доминантной ролью слабо солоноватоводных форм. Морфология фораминифер практически неотличима от голоценовых и современных. В.В. Янко (1989) предполагает сильное опреснение раннехвалынского моря (до 7‰), причем повсеместное. Наиболее опресненные условия она реконструирует для акватории Нижнего Поволжья.

Ю.А. Лаврушиным и др. (2001) по данным изучения стабильных изотопов реконструирована соленость трансгрессивной фазы ранней хвалыни в Северном Каспии: в эстуарии или небольшом заливе она составляла 10–12‰; в обширных заливах и в открытом море достигала 20–24‰. Исследователями отмечен кратковременный момент, когда соленость открытого бассейна достигала 34‰ (!). Причину столь высокой и неравномерной солености они видят в поступлении тяжелых соленых вод из соляных куполов Северного Прикаспия. Более того, анализ волжских разрезов позволил авторам реконструировать очень быстрые, по их мнению «катастрофические», смены обстановки суша-море с резкой сменой ландшафтов. По нашему мнению, подобная палеогеографическая обстановка реконструирована Ю.А. Лаврушиным и др. (2001) из-за неправильного «посыла» для нее: шоколадные глины Нижней Волги ими тракуются как глубоководные осадки открытого моря, а переслаивание по разрезу прослоев шоколадной глины и песчаных отложений рассматривается как отражение смены глубоководных условий на прибрежные. Если трактовать условия образования шоколадных глин как ингрессионно-эстуарно-лиманные, то вопрос о катастрофически быстрых поднятиях и падениях уровня хвалынского бассейна снимается. В таком случае находит объяснение и столь необычно высокая для Каспия соленость бассейна: она может возникнуть в закрытой лагуне.

Предполагаемые нами по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами. Так, в бассейне р. Урал раннехвалынская эпоха отмечена максимальным для всего позднего плейстоцена развитием лесных массивов (Яхимович и др., 1986). В начале ранней хвалыни в хвойных лесах доминировали ели, роль которых во вторую половину этого времени сократилась. На западном побережье Каспия нижнехвалынские отложения в основании разреза содержат обильную пыльцу древесных пород (дуб, вяз, ольха, береза, клен, граб, липа, сосна, ель) (Абрамова, 1974). Для более высоких горизонтов разреза характерно преобладание пыльцы травянистой (доминант – маревые) и кустарничковой растительности. Среди пыльцы древесных пород присутствует пыльца сосны (*Haploxyylon* и *Diploxyylon*), ели, березы, ольхи, дуба и лапины. К концу раннехвалынской эпохи климат стал более мягким. Согласно А.И. Москвитину (1962) надхвалынский сток происходил в степных условиях.

Практически всеми исследователями признается факт существования стадияльных береговых линий в эпоху существования раннехвалынского бассейна. К настоящему времени кроме максимальной на побережье Каспия выделены несколько береговых линий на отметках 34–36 (талгинская, Рычагов, 1970), 28–30, 20–22 (буйнакская, Федоров, 1956), 14–15 (туркменская, Федоров, 1957), 4–6 м. Их образование связано с трансгрессивными фазами, разделенными регрессиями, по мнению одних исследователей (Леонтьев, Фотеева, 1965; Рычагов, 1970; Чепалыга, 2006), по мнению других – задержками уровня на фоне регрессии (Федоров, 1953, 1957, 1961; Васильев, Федоров, 1961; Мякокин, 1963). Кроме описанных выше раннехвалынских террас, Г.И. Рычаговым (1977) на дагестанском побережье описаны террасы, образование которых он связывает или с задержкой регрессировавшего моря на определенной высоте, или с незначительными положительными подвижками уровня моря на фоне общей регрессии. Характерной чертой их является невыдержанность по простиранию. В.А. Ковда (1950), М.П. Брицына (1954), Архипов (1958) и Ю.М. Васильев (1961) на основе анализа строения нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия сделали вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной Ю.М. Васильевым (1961) эльтонской. А.Л. Чепалыгой (Chepalyga et al., 2008, 2009) поддерживается эта точка зрения: трансгрессивную стадию, сформировавшую террасы на отметках около 50 и 35 м, он считает раннехвалынским бассейном; стадию, оставившую террасы на отметках около 22 и 14 м, – среднехвалынским бассейном, разделенными регрессией.

Материалы изучения нижеволжских разрезов, выполненного нами, не выявили следы стратиграфического перерыва между нижней песчаной пачкой нижнехвалынских отложений и шоколадными глинами. Более того, очень часто переход между ними постепенный, по наращиванию тонких прослоев глин внутри песчаной толщи. Однако анализ скважины № 1 показал, что во вскрытых ею нижнехвалынских отложениях наблюдаются отчетливые следы регрессий моря, выраженные в прослоях крупнозернистых отложений среди глинистой толщи (Свиточ и др., 2008).

В строении разреза зафиксировано пять трансгрессивно-регрессивных фаз. Первый послеледниковый подъем уровня моря охарактеризован редкими *Didacna protracta submedia*, *D. profundicola*, *Dreissena grimmi*, *Dr. rostriformis distincta*, *Caspia baeri*, *Pseudoamnicola* sp. Вторая длительная (судя по мощности отложений) трансгрессивная фаза отмечена развитием в Северном Каспии малакофаунистической группировки, включающей на начальных этапах развития *Didacna subcatillus*, *Adacna laeviuscula*, *Theodoxus pallasi*, *Dreissena rostriformis distincta*, сменяющейся *Didacna ebersini*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. caspia*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*. Она сменилась глубокой регрессивной фазой: прибрежные отложения регрессивного водоема находятся на отметках около -65 м. Они включают фаунистическое сообщество, в состав которого входят единичные экземпляры *Didacna surachanica*, *D. protracta*, *D. ex gr. trigonoides* (ювенильные формы), *D. subcatillus*, многочисленные *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. rostriformis grimmi*, *Dr. andrusovi*, *Dr. polymorpha*, *Theodoxus pallasi*, *Micromelania caspia*, редкие *Micromelania turricula*, *M. spica*, *Pseudoamnicola* sp., *Caspia gmelini*, *C. baeri*, *Clessiniola variabilis*, обломки *Adacna laeviuscula* а также тонкостворчатых уплощенных дидакн катиллоидной группы. Особенностью этой группировки является присутствие, наряду с видами, более характерными для хвалынской фауны, единственного экземпляра позднехазарского вида *Didacna surachanica*, очевидно, переотложенного. Последовавшая затем трансгрессивная фаза, очевидно, была очень продолжительной. В разрезе скважины ей отвечают глубоководные глинистые осадки с прослоями и пятнами гидротроилита. В бассейне на начальных этапах его развития обитали преобладающие *Dreissena rostriformis distincta*, более редкие *Dr. rostriformis grimmi*, *Micromelania caspia*, немногочисленные *M. turricula*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus pallasi*, *Pseudoamnicola* sp., *Anisus kolesnikovii*, *Caspia gmelini*, *Didacna* sp. (обломки тонкостенных не определимых до вида раковин). В дальнейшем фауна в бассейне была редка, это были спокойные (застойные)

условия глубоководного солоноватоводного (около 12‰) трансгрессивного бассейна. Последующие фазы раннехвалынской стадии в керне малакофауны не охарактеризованы.

По-видимому, в осадках Нижней Волги отражены не все трансгрессивные фазы развития раннехвалынского бассейна. Явно выражена его максимальная фаза и следующая за ней этапность трансгрессивно-регрессивного развития бассейна на фоне тенденции к снижению уровня.

Характерной фацией Северного Каспия хвалынской эпохи являются шоколадные глины, вопрос о генезисе которых является предметом дискуссий до настоящего времени. П.А. Православлев (1901) рассматривал шоколадные глины как наиболее глубоководные осадки хвалынской трансгрессии и отметил их замещение к берегам, а также вниз и вверх по разрезу более мелководными песчаными осадками. Е.В. Шанцер (1951) считал, что накопление шоколадных глин происходило в хвалынском бассейне ниже «иловой линии» моря, где взмучивающее влияние волнения не отражалось на накоплении осадка. Подобного мнения придерживался и А.И. Москвитин (1961). К лиманно-морским осадкам шоколадные глины отнесли Г.И. Попов (1983) и В.М. Седайкин (1988). К отложениям серии лагунных террас как раннехвалынского, так и позднехвалынского возраста, их относит Е.Н. Бадюкова (2000).

Результаты наших наблюдений в Северном Прикаспии сводятся к следующему. Глубина залегания шоколадных глин разная: отметки их подошвы повышаются к северу примерно от -25 м (абс.) у Сергиевки (Астраханская обл.) до 35 м у Духовицкого (Саратовская обл.). Кровля глин несет следы размыва. Часто вверх по разрезу они замещаются маломощной толщей суглинков и супесей. Иногда на границе замещения наблюдаются проявления постоянной мерзлоты; внедрение в шоколадные глины смятых прослоев песчаного материала. Глины залегают в виде линз различной протяженности с непостоянной высотой их подошвы: так, у Светлого Яра она располагается на уровне 4 м (абс.), ниже по течению отметки поднимаются до 11 м, а еще ниже, у Райгорода, до 16 м (абс.). В основании глин размыва не наблюдается, их переход в нижележащие пески обычно постепенный. В некоторых разрезах (Светлый Яр, Копановка) наблюдается «внедрение» глин в песчаную толщу, их замещение супесчаными и песчаными осадками. Наибольшей мощности (до 10-12 м) шоколадные глины достигают в понижениях дохвалынского рельефа (Светлый Яр); наименьшей – на участках повышенной кровли подстилающих отложений (Черный Яр), иногда они отсутствуют (Каменный Яр, Соленое Займище). Малакофауна в шоколадных глинах не встречена (высокая мутность воды и плохая аэрация грунта), все ее находки приурочены к песчаным прослоям внутри слоя глин: это могут быть и самые галлофильное и глубоководные сообщества, включающие *Didacna protracta submedia*, и слабо солоноватоводные группировки из монодакт и дрейссен.

Такие характеристики шоколадных глин свидетельствуют о том, что они не являются типичными морскими осадками. Их полных аналогов не встречено в более древние трансгрессивные эпохи. Некоторое сходство с хвалынской глинистой толщей имеют ритмично слоистые гирканские (лиманного облика) отложения северо-западного Прикаспия. Интересная версия Е.Н. Бадюковой (2000, 2007) об их разновозрастном лагунном генезисе не может ответить на вопрос о происхождении достаточно глубоководной малакофауны внутри толщи глин. Особенности строения шоколадных глин и распределения в них малакофаунистических сообществ, по нашему мнению, отражают условия глубоководной эстуарии и лиманов, образованных Волгой, Уралом и их притоками, а также другими реками и речушками Прикаспия в условиях хвалынского подпора. По долине Волги их отложение шло вплоть до Самарских ворот, далее они замещались алевритистыми осадками.

Литологические особенности глин обусловлены обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Последнему есть как литологические свидетельства (проявления мерзлоты), так и биологические (тундрово-степная и таежная растительность, реконструированная В.П. Гричуком (1952, 1954). Ленточность шоколадных глин – также признак перигляциальных условий, согласно А.И. Москвитину (1961). Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема. Отложение шоколадных глин завершилось накоплением небольшого слоя суглинков и супесей, свидетельствующих об обмелении лиманов и начавшейся регрессии.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался **енотаевской регрессией**, уровень которой оценивается О.К. Леонтьевым (1966), Г.И. Рычаговым (1977, 1997) в -43 – -45 м. С.И. Варуценко и др. (1987) предполагают снижение уровня до -64 или до -84 м. Еще большее снижение уровня – до -105 – -110 м отмечается М.Ю. Лохиным и Е.Г. Маевым (1990; Маев, 1994). Полученные нами данные по скважине свидетельствуют о снижении уровня по меньшей мере до отметок -51 м. На побережьях Каспия мы не обнаружили континентальных енотаевских отложений, однако, отметили многочисленные следы перерывов в морском осадконакоплении. На каспийском шельфе енотаевские слои выделены нами в керне скважины 1. Представлены они здесь песком алевритистым с обломками и детритом толстостворчатых и тонкоствор-

чатых раковин в нижней части; среди целых раковин – *Clessiniola variabilis*, *Micromelania turricula*, *M. lincta*, *Theodoxus pallasi* – опресненный солоноватоводный танатоценоз. Енотаевские осадки установлены на востоке Среднего Каспия (Маев и др., 1989). Это мелкоалевритовые илы с господством *Dreissena rostriformis*, редкими *Didacna protracta*, обычно характерными для раннехвалынского бассейна. Полученная по ним радиоуглеродная датировка 22230 ± 450 лет (ИВП-203) на основании малакофаунистического состава не дает твердой уверенности в ее принадлежности именно к енотаевским отложениям. Согласно пыльцевым данным (Сорокин и др., 1983) это была эпоха сухого прохладного климата.

Наступившая после енотаевской регрессии **позднехвалынская трансгрессивная стадия** в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. высоты. Площадь ее достигала 661 тыс. км², объем – 93 тыс. км³ (Варущенко и др., 1987). Ее берега достаточно подробно описаны (Леонтьев, 1961; Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1977, 1997).

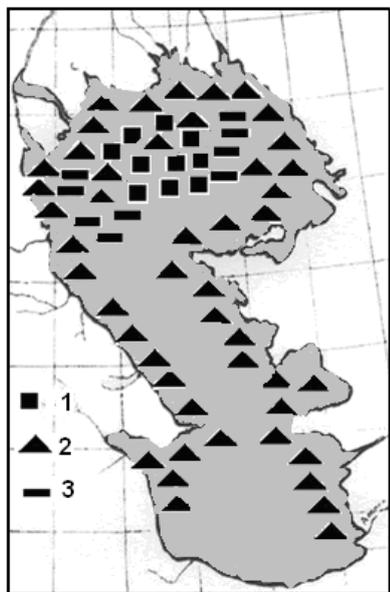


Рис. 43. Ассоциации позднехвалынских дидакн.
1-*Didacna protracta*, 2-*D. praetrigonoides*,
3-*D. parallella*

Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. На последних этапах существования позднехвалынского моря в нем появляются редкие *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata*. Параметры водной среды в позднехвалынском бассейне были, очевидно, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Во всех природных областях здесь широко расселились *Didacna praetrigonoides*, причем в Среднем и Южном Каспии наблюдалось господство этого вида; в Северном Каспии наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в биоценозах играли *D. parallella* (северо-западный сектор, придельтовые районы Волги и Урала), *D. protracta* (центральная часть Северного Каспия), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор) (рис. 43). По материалам К.Н. Глазуновой (1971) на восточном шельфе Среднего Каспия на алевритах и алевритистых илах в позднехвалынское время (которое она неудачно назвала эльтонским) обитали многочисленные формы *D. protracta protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*, единичные *Hypanis plicatus*. В прибрежной зоне было развито сообщество с *Didacna praetrigonoides* и *D. subcatillus*. Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11–12‰; в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3–4 ‰.

Относительное обилие моллюсков в бассейне, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Об этом свидетельствуют и крупные более массивные раковины позднехвалынских видов. Благоприятное влияние на жизнь моллюсков, видимо, оказывала хорошая вертикальная циркуляция вод. Бурые и желто-бурые цвета хвалынских отложений позволяют предположить существование обстановки, благоприятствующей окислению. Состав фораминифер (Янко, 1989) говорит о более высокой солености, чем в раннехвалынском бассейне – о ее увеличении до 12–14‰. Повышение температуры воды косвенно подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа (Абрамова, 1974; Вронский, 1963, 1974; Яхимович и др., 1986), свидетельствующими об общем потеплении в регионе.

Снижение уровня позднехвалынского моря происходило неравномерно, оно сопровождалось останковками и вторичными трансгрессиями: сартаской на абс. высоте -10 – -12 м, дагестанской на высоте -16 – -18 м, и самурской – на 3–4 м ниже уровня (Леонтьев, Федоров, 1953). Стратиграфическая обособленность дагестанской террасы отмечалась всегда (Губкин, 1914; Рейнгард, 1932; Леонтьев, Федоров, 1953). Г.И. Рычаговым (1977) был доказан ее новокаспийский возраст. Анализ малакофауны из отложений этой стадии подтвердил этот вывод (Янина, 1981). А.А. Свиточем (2011) дагестанской стадии придан статус самостоятельной голоценовой трансгрессии. Регрессивная тенденция началась, очевидно, на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой (1974), в нижней части верхнехвалынских осадков относительно многочисленна и разнообразна пыльца древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб, лапина, ива) и спор (зеленые мхи, папоротники). Выше по разрезу тип спектров существенно меняется и доминирующее положение занимает пыльца травянистой (до 30% ксерофитов) и кустарничковой растительности, пыльца древесной растительности единична, споры практически от-

сутствуют. Спорово-пыльцевым спектрам конца позднехвалынского времени присуще абсолютное преобладание пыльцы травянистых ксерофитов, а среди неё полыни и маревых, что свидетельствует о распространении полупустынно-степной растительности.

Возраст хвалынской трансгрессии и ее стадий являлся и до настоящего времени остается предметом дискуссий (Геохронология СССР, 1974; Арсланов и др., 1978, 1988; Бадюкова, 2007; Каплин и др., 1972, 1977; Рычагов, 1977, 1997; Мамедов, Алескеров, 1985, 1988, 1989; Леонов и др., 2002; Безродных и др., 2004; Бадюкова, 2007; Свиточ, 1991, 2007 и др.; Чепалыга, 2004, 2006, 2008 и другие). Автор монографии также участвовала в этой дискуссии, отстаивая «молодой» возраст хвалыни (Янина, 1981; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1989, 1994, 1998), поэтому подробно освещать ее на этих страницах нет необходимости. В последние годы появился ряд публикаций (Леонов и др., 2002; Безродных и др., 2004; Свиточ и др., 2008, 2010; Cherpalyga et al., 2008, 2009; Arslanov, Yanina, 2008, 2010), содержащих новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии Каспия; ряд радиоуглеродных датировок был получен по нашим материалам. В связи с этим автор считает необходимым скорректировать свои взгляды на возраст этого события.

Большой интерес представляют материалы бурения и датировки, полученные по раковинному материалу и органике из керна скважин (Безродных и др., 2004). Возраст хвалынских отложений, полученный радиоуглеродным методом, лежит в диапазоне 30 (>30) – 9 тысяч лет. Мы умышленно не приводим расчленение блока датировок на ранне- и позднехвалынские, ибо анализ фактологического материала, приведенного авторами статьи, не убеждает нас в правильности такого расчленения. В Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета Х.А. Арслановым было выполнено радиоуглеродное датирование раковинного материала, отобранного автором монографии из керна скважины №1 в Северном Каспии. Датировка нижнехвалынских *Didacna subcatillus* оказалась равной 29200 ± 1220 лет (ЛУ-5953), калиброванный возраст (значения получены на основании калибровочной программы "CalPal" Кёльнского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke, сайт www.calpal.de) 33860 ± 1490 лет назад. Учитывая сложное строение толщи хвалынских осадков, вскрытых скважиной, показавшей значительную подводную часть «айсберга», а также радиоуглеродную датировку ательских осадков 34640 ± 1000 лет (ЛУ-5951), 40230 ± 1070 лет (калиброванный возраст), мы пришли к заключению о начале трансгрессивной тенденции Каспия около 35 тысяч лет назад. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, мы не имеем радиоуглеродных датировок достоверно максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадияльному уровню около 22 м. Датировки, полученные нами (Свиточ и др., 2008, 2010; Arslanov, Yanina, 2008, 2010) по нижнехвалынским отложениям Манычской долины, лежат в интервале 11–12 тыс. лет. Они также не отражают время максимальной фазы трансгрессии, а датируют время существования бассейна на отметках около 22 м.

По заключению Х.А. Арсланова (Arslanov, Yanina, 2008), тонкостворчатые хвалынские раковины Маныча подверглись загрязнению более молодыми карбонатами, что привело к омоложению истинного возраста раковин. Аналогичное явление отмечено им ранее при датировании тонкостенных раковин *Didacna parallella* из нижнехвалынских отложений Дагестана. Тем не менее, трудно представить, что истинный возраст раннехвалынских раковин древний (более 40000 лет) и все количество содержащегося в них С-14 (около 23-27% от содержания в современном стандарте С-14) привнесено извне. Вследствие последующего загрязнения более молодыми карбонатами содержание С-14 в тонкостенных раковинах увеличилось от первоначального количества 10–12% до 23-25% от содержания в современном стандарте, придавая им кажущийся возраст около 11 тыс. лет. Для экспериментального подтверждения этой гипотезы нами были датированы толстостенные раковины моллюсков *Didacna praetrigonoides* из нижнехвалынских отложений Мангышлакского побережья Каспия. Были получены даты: по внешней фракции раковин 12020 ± 130 (ЛУ-5800А), калиброванный возраст 14040 ± 280 ; по внутренней фракции тех же раковин 12550 ± 210 (ЛУ-5800В), калиброванный возраст 14840 ± 450 лет. По мнению Х.А. Арсланова, отчетливо больший возраст, полученный по толстостворчатым раковинам, объясняется их меньшим загрязнением молодыми карбонатами. Внутренняя фракция толстостенных раковин более устойчива к загрязнению и полученный возраст по этой фракции ближе к реальному возрасту. Стратиграфическое положение отложений, содержащих датированные раковины моллюсков, примерно одинаковое: и на Маныче и на Мангышлаке они отвечают стадияльному уровню около 20-22 м. Приводимая Ю.Г. Леоновым и др. (2002) радиоуглеродная дата 13225 ± 65 , полученная новейшей методикой (AMS) датирования по раковинам из разреза Средняя Ахтуба, также датирует этот стадияльный уровень.

Таким образом, автор монографии пришла к заключению о начале хвалынской трансгрессии Каспия примерно 35 тысяч лет назад; о трансгрессивной фазе с отметками 20–22 м примерно 14 тысяч лет назад (радиоуглеродный возраст 12–13 тысяч лет).

4.3.2. Понт

Карангатская трансгрессия

В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена предкарангатское понижение уровня сменилось карангатской трансгрессией. Ее отложения распространены широко, и поэтому палеогеография этого бассейна достаточно полно изучена (Андрусов, 1903, 1904, Архангельский, Страхов, 1938; Горечкий, 1959, 1970; Невеская, 1965; Невеская, Ильина, 1966; Федоров, 1963, 1977, 1978; Коюмджиева, 1964; Джанелидзе, 1975; Мамаладзе, 1975; Островский и др., 1977; Чепалыга, 1980, 1997; Чепалыга и др., 1989; Попов, 1983; Геология шельфа..., 1983, 1984; Григорьев и др., 1985; Зубаков и др., 1982; Зубаков, 1986, 1987; История геологического развития..., 1988; Долуханов, 1988; Янко и др., 1984, 1990; Крыстев и др., 1990; Маркова, Михайлеску, 1990; Михайлеску, 1990; Несмеянов, Измайлов, 1995; Свиточ и др., 1998, 1999, 2000, 2001; Динамика ландшафтных..., 2002; Dodonov et al., 2000 и многие другие).

Все исследователи черноморского плейстоцена единогласны: карангатская трансгрессия – значительная веха в истории Черного моря, крупная межледниковая трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Анализ карангатской малакофауны и ее распределения в разрезе (главы 5 и 6) показал, что трансгрессия развивалась двумя трансгрессивными стадиями, разделенными регрессией – собственно карангатской и тарханкутской, охарактеризованными одноименными фаунистическими комплексами, в составе которых различно содержание стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков.

Карангатская стадия трансгрессии была двухфазной. В раннюю фазу ее развития – тобечикскую (Невеская, 1965) – в области Черного моря распространились виды, свойственные для него и в наши дни (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Paphia* и др.). Поскольку осадки этой трансгрессивной фазы в основном вскрыты бурением и очень редко встречаются в области современной суши, следует предположение об отрицательных отметках уровня карангатского бассейна в эту фазу его развития. Палеомагнитные исследования выявили в тобечикских слоях аномальный эпизод Блейк (Dodonov et al., 2000). ЭПР датировки расположились в интервале 121–127 тыс. лет. Отмечаются находки млекопитающих шкурлатовского комплекса (Динамика ландшафтных..., 2002).

С продолжающимся развитием средиземноморской трансгрессии и поступлением ее вод в Черноморскую котловину, наступила вторая фаза трансгрессии – собственно карангатская. Состав моллюсков обогащался более солонолюбивыми видами. В максимум трансгрессии наряду с формами, ныне живущими в Черном море, распространились стеногалинные виды, ныне здесь отсутствующие (*Cardium tuberculatum*, *Dosinia lupinus*, *D. exoleta*, *Ensis ensis*, *Barbatia barbata* и др.), свидетельствующие о солености бассейна в открытой его части около 30‰ (Невеская, 1965). Высокая соленость была характерна не только для открытой части моря, но и для южной части Азовского моря, Манычского пролива и Донского лимана. Карангатская трансгрессия отличалась также тепловодностью, о чем свидетельствует не только таксономический состав малакофауны, но и тепловодные субтропические виды диатомей (Жузе и др., 1980). Спорово-пыльцевые спектры также указывают на значительное потепление (Коренева, 1980, 1982; Вронский, 1976; Артюшенко и др., 1972, 1973).

В эту фазу трансгрессии границы моря превышали границы современного Азово-Черноморского бассейна, оно проникало на десятки километров вверх по долинам равнинных рек (в частности, по долинам Дуная и его притоков – более чем на 70–80 км, Михайлеску, 1990). По данным Г.И. Попова (1955, 1961, 1970, 1983), залив максимальной фазы карангатского моря распространялся на восток до водораздела Восточного и Западного Манычей. В нем обитали *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus*. Серия торий-урановых датировок показала возраст максимальной (эльтигенской) стадии трансгрессии в 70–140 тыс. лет (Арсланов и др., 1975, 1983; Tchepalyga, 1998; Динамика..., 2002). А.Л. Чепалыгой (Динамика ландшафтных..., 2002) в развитии карангатской трансгрессии выделяются трансгрессивные фазы с возрастом 140–150, 125, 100 и 80 тыс. лет, разделенные регрессиями.

Вторая стадия карангатской трансгрессии – тарханкутская – охарактеризована одноименным фаунистическим комплексом, в составе которого средиземноморская малакофауна бедного видового состава, без галофильных элементов, с господствующими *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*. Судя по распространению его осадков, тарханкутский бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость, очевидно, не превышала 14–15‰. Согласно А.Л. Чепалыге (Динамика ландшафтных..., 2002) тарханкутская заключительная стадия карангатской трансгрессии имеет возраст около 63 тыс. лет назад.

Для нас особый интерес представляет солоноватоводная фауна карангатского бассейна. Большинство исследователей считает, что карангатское осолонение моря привело к полному исчезновению в составе его малакофауны солоноватоводных элементов. Согласно результатам бурения (Чепалыга и др.,

1984, 1989; Михайлеску, 1990), вся дельта Дуная была морским заливом, заселенным в основном эвригаллиными средиземноморскими моллюсками, а в прилегающих к дельте лиманах Ялпуг, Кахул, Катлабух и др. существовали полуизолированные лагуны солоноватоводного типа. К.Д. Михайлеску (1990 и др.) выявил здесь распространение солоноватоводной фауны, среди которой *Didacna danubica*, отмечавшиеся в составе древнеэвксинско-узунларской фауны этих районов. Это, а также находки раковин дидакн в местонахождениях карангатской фауны Таманского полуострова Тузла и Малый Кут (Свиточ и др., 1998, 2000, 2001; Янина, 2005), косы Чушка (Попов, 1973), донных осадках Керченского пролива (Андрусов, 1918; Федоров, 1978; Попов, 1983), в отложениях карангатской террасы у г. Гудаута (Эберзин, 1940; Чепалыга, Михайлеску, 1986), очевидно, свидетельствуют о «переживании» трансгрессии некоторыми древнеэвксинскими дидакнами в опресненных приустьевых районах бассейна (*Didacna pontocaspia*, *D. borishenica*, *D. danubica*), а также о проникновении через Маныч позднехазарских (гирканских) дидакн (*D. cristata*, *D. subcatillus*, *D. ex gr. protracta*, *D. subprotracta*) вслед за отступающим карангатским бассейном и расселившихся на очень ограниченных участках (рис. 44).

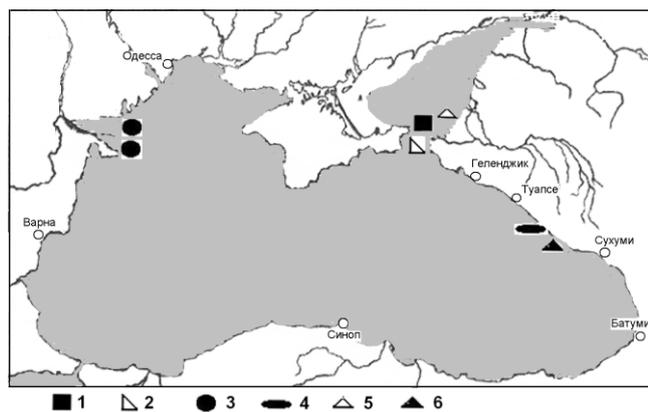


Рис. 44. Дидакны в карангатских отложениях.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. borishenica*, 3-*D. danubica*,
4-*D. subcatillus*, 5-*D. cristata*, 6-*D. ultima*

Очевидно, дидакны карангатского бассейна представляли собой две группы: (а) представители древнеэвксинско-узунларской фауны, отступившие в благоприятные для них опресненные устьевые участки рек или лиманы, где они смогли пережить осолонение бассейна; (б) вселенцы из гирканского бассейна Каспия, появившиеся в регрессировавшем карангатском бассейне. Первая группа существенно древнее.

Спад карангатской трансгрессии и начавшееся опреснение бассейна, вызванное прекращением связи со Средиземным морем, повлекли за собой обеднение малакофауны. Характер перехода от карангатского бассейна к новоэвксинскому является предметом дискуссий. По мнению П.В. Федорова (1978) это была глубокая регрессия, отложения ко-

торой отражены в Керченском проливе в виде аллювиальных и аллювиально-морских образований со смешанной морской, солоноватоводной и пресноводной фауной. Некоторыми авторами (Pffannenstiel, 1949, 1955; Bonifay, Mars, 1959) указывается возможность падения уровня до -80 – -100 м; другими (Denizot, 1949, 1951) – до -25 – -30 м. В районе Пицунды были обнаружены отложения регрессивного бассейна на отметках от -90 до -110 м (Островский и др., 1977; Балабанов, Измайлов, 1988). Последними исследователями в осадках этого бассейна отмечаются находки раковин *Didacna* sp. П.Н. Куприным (История геологического развития..., 1988) описаны мощные пачки перемытых морских отложений на северо-западном шельфе, которые он относит к посткарангату. Послекарангатские отложения представлены аллювиальными, пролювиальными и склоновыми отложениями. Виды диатомей засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабо минерализованным водоемам. Морские условия сменились солоноватоводными, а затем пресноводными (История геологического развития..., 1988). Произошло значительное похолодание климата, на что указывают спорово-пыльцевые комплексы (условия сухих холодных степей в Причерноморье, согласно Щербакову и др., 1979).

По данным Г. И. Попова (1955, 1956, 1959, 1961 и др.) и Г. И. Горецкого (1953, 1955, 1957), в этот период черноморский бассейн пережил еще одну трансгрессию – сурожскую или аланскую, отложения которой находятся внутри современной акватории моря. Следы этой трансгрессии ими обнаружены в долине Западного Маныча и Приазовье. Терраса этого возраста описана на кавказском побережье А.Б. Островским и др. (1977) и Г.И. Поповым (1983). Осадки этого трансгрессивного бассейна, достигшего уровня -25 – -20 м, обнаружены на шельфе (Димитров и др., 1979; История геологического развития..., 1988; Куприн, Сорокин, 1982; Щербаков, 1982). Принадлежность отмеченных отложений на побережьях сурожскому бассейну не признается многими исследователями (Федоров, 1978; Невеская, 1965 и др.). Мы также считаем их выделение «искусственным». Более доказательны находки отложений подобного бассейна на шельфе, и даже в глубоководной котловине (История геологического развития..., 1988). Спорово-пыльцевые спектры указывают на потепление климата (Щербаков и др., 1979). Время существования су-

рожского бассейна оценивается в 40–25 тыс. лет назад (Щербаков, 1982).

По нашему мнению, отложения шельфа, охарактеризованные эвригалинной средиземноморской малакофауной, с размытом залегающие на карангатских, относятся к заключительной стадии карангатской трансгрессии – тарханкутской. Это было последнее проникновение средиземноморской фауны в Черноморский бассейн в позднем неоплейстоцене. В сурожском бассейне, после посткарангатского «кризиса опреснения», она не могла появиться без его связи со Средиземным морем. Материалы по палеогеографии Мраморного моря (Сағатау et al., 2009) свидетельствуют о существовании здесь солоноватоводных опресненных бассейнов между последним межледниковьем и голоценом и отсутствии какого-либо влияния на них со стороны Средиземного моря. Это подтверждает невозможность проникновения средиземноморской фауны в Черноморскую котловину.

«Умеренно теплые» спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в скважинах, по нашему мнению, действительно регистрируют потепление посткарангатского бассейна, очевидно, и некоторое повышение его уровня. По-видимому, этот бассейн с отрицательными отметками уровня можно назвать сурожским, но средиземноморская фауна, якобы характерная для него, в поздней плейстоценовой истории Черного моря не выделяется.

Новоэвксинский бассейн

Новоэвксинская эпоха началась с регрессивного этапа – озерной стадии с односторонним стоком черноморских вод в Мраморное море. Время его существования оценивается в 22–17 тыс. лет (Щербаков и др., 1977); 22–16 тыс. лет (Балабанов, Измайлов, 1989); около 23 тыс. лет назад (Серебрянный, 1971); 22–25 тыс. лет (Degens, Ross, 1972). К более позднему времени – 12–14 тысяч лет назад – относят максимум регрессии А.Б. Островский и др. (1977). Минимальный уровень Черного моря во время регрессии оценивается в -80 м (Щербаков и др., 1977); -90 м (Федоров, 1978), в -100 – -110 м (Островский и др., 1977); до -140 – -150 м (Rayan et al., 1997).

Большинством исследователей предполагается полная изоляция озерного новоэвксинского регрессивного бассейна. По мнению Д.Д. Квасова (1975) новоэвксинский бассейн был сточным озером-морем на отметках около -100 м. По данным (Sholten, 1974) врез долины Босфора достигает 100 м, что свидетельствует либо о постоянном одностороннем сбросе воды из новоэвксинского бассейна, либо о его кратковременной изоляции. Признаков сероводородного заражения нет. По данным изотопии стронция и кислорода химические условия морского бассейна начались около 9,4 тыс. лет назад. В интервале времени с 25 до 9,4 тысяч лет назад геохимический анализ состава воды показывает влияние на бассейн только пресных вод и отсутствие какого-либо морского влияния. Соленость, благоприятная для расселения морских (средиземноморских) моллюсков образовалась около 7,5 тысяч лет назад (Major et al., 2006). По данным анализа динофлагеллят новоэвксинский трансгрессивный бассейн был солоноватоводным, с соленостью 7–12‰ (Marreta, 2009). Морские условия возникли, согласно материалам этого анализа, около 9,3 тыс. лет назад.

На месте черноморских котловин, континентального склона и нижней части шельфа существовал пресноводный водоем, заселенный малакофауной, резко отличной от предшествующей средиземноморской – ранним новоэвксинским подкомплексом, в составе которого пресноводные виды *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Valvata piscinalis* и др. Детальная реконструкция палеогеографических условий и характер развития берега в период наибольшей регрессии принадлежит П.А. Каплину и Ф.А. Щербакову (1983, 1986). Азовское море в период наибольшей регрессии представляло собой низменную прибрежную равнину, пересекаемую долиной Дона. Устье р. Дона располагалось на 50 км южнее Керченского пролива, а устье рек Днепра и Дуная в 200 км от современного положения. На осушенных участках шельфа и Азовского моря и низменных побережьях располагались ландшафты, близкие к перигляциальным. Вся территория северо-западного шельфа представляла собой в основном озерно-аллювиальную равнину (Куприн и др., 1975; Осадконакопление..., 1978). Отмечены значительные переуглубления рек (Соколов, 1895; Федоров, 1963; Островский, 1967; Варущенко, 1975; Скиба и др., 1975 и др.). Произошло слияние устьевых частей рек Днепра, Днестра и Дуная с образованием огромного каньона и единой дельты.

Флора диатомовых (Забелина, Щербаков, 1975) является свидетелем сильного похолодания. По данным (Шимкус и др., 1977; Degens, Ross, 1972), наибольшее похолодание в регионе наступило 22-23 тыс. лет назад. Холодный и сухой климат реконструирован по спорово-пыльцевым данным (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969; Гричук, 1970; Шатилова, 1967; Артюшенко, 1972; Beug, 1967; Vozilova, 1973; Вронский, 1977; Комаров, 1979; Пахомов, 1993 и др.). На холодные климатические условия указывают и находки в отложениях костных остатков песцов, белых куропаток и северных оленей (Хрусталева, Щербаков, 1974).

Согласно И.П. Балабанову и Я.А. Измайлову (1989) с 16 до 12,5 тыс. лет назад отмечался подъем уровня. С.И. Варущенко (1975) выделяет этот этап развития бассейна как средненовоэвксинский с подъемом уровня до -45 м, которому в северо-западной части Черноморского бассейна соответствует подводная терраса. Исследователи (Джанелидзе, 1980; Балабанов, Измайлов, 1988; Динамика ландшафтных... Valabanov, 2006; Мурдмаа и др., 2006) отмечают довольно сложную трансгрессивно-регрессивную ритмику новоэвксинского бассейна, зависящую от соотношения составляющих водного баланса, а также от функционирования Манычского и Средиземноморско-Черноморского проливов. Заключительная трансгрессивная фаза новоэвксинской стадии, в ходе которой уровень поднялся до -25 м, датирована в 9,8 тыс. лет назад (Ковалюх и др., 1977; Valabanov, 2006). Начало интенсивной новейшей трансгрессии с накоплением единой трансгрессивной серии осадков, по (Щербаков и др., 1977; Осадконакопление..., 1978) относится к интервалу 12–15 тыс. лет назад. Поздненовоэвксинский (12-9 тыс. лет; уровень -45 – -30 м) бассейн, охарактеризованный подводной террасой, выделяет и С.И. Варущенко (1975). И.О. Мурдмаа и др. (2006) в эпоху 18–17 тыс. лет назад выделяют Антский бассейн, уровень которого к 13 тыс. лет назад поднялся до -30 м, что связывается авторами со сбросом хвалыньских вод и интенсивным таянием последнего ледникового щита.

Новоэвксинская трансгрессивная стадия достигла наибольшего уровня в -15 – -20 м (Федоров, 1982); по данным (Горецкий, 1970; Палатная, 1982) он мог достигать отметок, близких к современным. Верхняя граница распространения песчано-галечных и ракушечных береговых форм новоэвксинского возраста в северной части Черного моря не превышает -29 – -30 м (Щербаков, 1983).

Новоэвксинский бассейн был заселен солоноватоводной фауной, причем большую часть из моллюсков составляли слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*. Характерно полное отсутствие эвригаллиных средиземноморских видов. Наши исследования на шельфе Болгарии показали распространение здесь в новоэвксинскую эпоху господствовавших *Dreissena polymorpha*, *Clessiniola variabilis*, более редких *Dreissena rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Caspia gmelini*, *Lithoglyphus naticoides*, *Monodacna caspia*; иногда отмечается примесь *Viviparus* sp. В Керченском проливе новоэвксинская фауна представлена каспийскими и пресноводными моллюсками: *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Valvata piscinalis*, с господством солоноватоводных видов. Для верхней части глиен характерно почти постоянное присутствие мелких *Cerastoderma glaucum* (Попов, 1973, 1983).

Это свидетельствует о сильном опреснении водоема. Происхождение новоэвксинской фауны П.В. Федоров (1978) и др. связывают с древнеэвксинским бассейном, наиболее эврибионтные элементы которого, пережив карангатское осолонение в устьях рек, впадающих в Черноморскую котловину, смогли расселиться в новоэвксинском бассейне. Зоологи (Мордухай-Болтовской, 1970 и др.) утверждают, что в том случае, если бы в современном бассейне существовали остатки древнеэвксинской фауны, видовой состав каспийской фауны двух бассейнов (Каспийского и Азово-Черноморского) сильно бы различался: изоляция является мощным фактором видообразования, тем более что каспийские виды имеют широкую индивидуальную изменчивость, склонность к образованию экологических и географических форм, и уже в пределах современного Азово-Черноморского бассейна существуют подвиды, занимающие разные ареалы. Нынешняя каспийская фауна, по их мнению, в Азово-Черноморском бассейне существует с самого конца плейстоцена, и поэтому виды в двух изолированных бассейнах близки.

Г.И. Поповым (1983) предполагается, что раннехвалыньские каспийские моллюски (кроме дидакн), обитавшие в сурожском трансгрессивном бассейне, пережили его в лиманах, а затем расселились в новоэвксинском бассейне. Этим же он объясняет и развитие хвалыньских остракод в новоэвксинском бассейне.

По нашим представлениям, те редкие дидакны, которые еще существовали в карангатском море в опресненных лиманах, в новоэвксинском бассейне, в условиях практически полного опреснения водоема, прекратили свое существование. Редкие раковины дидакн хвалыньского вида *D. ebersini* (?), встречающиеся в новоэвксинских осадках, свидетельствуют о сбросе хвалыньских вод в этот бассейн. Столь ограниченное распространение дидакн в нем, очевидно, было вызвано как сильным опреснением хвалыньских вод в Манычском проливе, миновать который смогли лишь представители одного вида, так и неспособностью этого вида приспособиться к обитанию в новых экологических условиях. Представители же слабо солоноватоводной фауны свободно преодолели Маныч и расселились в новоэвксинском водоеме. Примечательно, что П.В. Федоровым (1963) среди моллюсков указана *Didacna moribunda*. В нем определены и хвалыньские виды остракод (Попов, Супрунова, 1977) и фораминифер (Янко, 1989).

Количественные и изотопные данные по сульфату, полученные С.Д. Николаевым (1995), подтвердили, что во время накопления осадков нижних слоев новоэвксинского бассейна водоем был практически

пресным. Но около 15,6 тыс. лет назад отмечено поступление средиземноморских вод, богатых сульфатом с характерным для него «тяжелым» изотопным составом. Появлением в составе малакофауны каких-либо самых эвригалинных средиземноморских элементов, согласно нашим данным, это событие не отмечено. Однако, в прибосфорском районе моря В.В. Янко (1989) обнаружены средиземноморские фораминиферы. Продолжалось это несколько сот лет; после чего бассейн вновь распреснился. Около 13,5 тыс. лет назад в него вновь стали поступать средиземноморские воды, распространявшиеся в силу своей большей плотности сначала в придонной части. Объем поступающих вод был еще незначителен относительно массы вод моря, чтобы заметно отразиться на солености поверхностных вод и на изменении состава малакофауны. В глубоководных же осадках этого периода резко возросло содержание сульфата, увеличились значения его изотопного состава. В системе $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}$ возникла изотопная инверсия. Интенсивно накапливался гидротроилит. Значительного притока каспийских вод за последние ≈ 17 тыс. лет С.Д. Николаевым (1995) по изотопным данным состава сульфатной серы в западной халистазе не отмечено. В то же время им не опровергается возможность поступления незначительного объема каспийских вод в восточную часть моря. По данным С.Д. Николаева и др. (1980) заключительные этапы существования новоэвксинского бассейна датируются около 9 тыс. лет назад.

Находки морских форм диатомовых водорослей позволили предположить периодическое кратковременное поступление средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн в эпоху его трансгрессивного поднятия (Забелина, Щербаков, 1975). Резкое изменение водного баланса в пользу средиземноморских вод произошло, по мнению этих исследователей, 7–8 тыс. лет назад. По данным (Андреева и др., 1979) первое вторжение средиземноморских вод произошло около 9 тыс. лет назад. Согласно материалам по юго-западной части Черного моря А.Е. Аксу и др. (Aksu et al., 2006), отмечено два этапа сброса новоэвксинских вод в Мраморное море – около 16 тыс. и около 10 тыс. лет назад. Средиземноморские воды проникли в новоэвксинский бассейн около 8,4 тыс. лет назад; двусторонний обмен с этим морем начался около 7,5 тыс. лет назад.

К рубежу 8–9 тыс. лет назад уровень моря достиг отметки примерно -30 м. Трансгрессия подтопила долины рек, в результате чего аллювиальные и озерные отложения выполнили значительную часть Азовской котловины. Значительно потеплело. В истории Понта начался черноморский этап его развития.

4.3.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в начале позднего плейстоцена в максимум развития карангатской трансгрессии в ней существовал ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Распространение в его осадках представителей карангатской фауны – *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*, *Paphia senescens* – свидетельствует о довольно высокой солености вод залива, примерно равной современной солености Черного моря (около 18–20‰). Вершина карангатского залива находилась у устья р. Калаус. Судя по преимущественному распространению *Cerastoderma glaucum* и исчезновению более соленолюбивых видов моллюсков, воды залива здесь были опреснены довольно сильно (до 10‰).

Г.И. Поповым (1983) определены два этапа ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского бассейна, имевшего низкие отметки уровня. Второму этапу ингрессии отвечало развитие второй стадии позднехазарской трансгрессии – гирканской, образовавшей довольно глубокий залив в долине Восточного Маныча. В эпохи спада вод карангатского бассейна и сокращения ингрессионного залива в пролив со стороны Каспия ингрессировали гирканские воды, вместе с которыми расселялись *Didacna cristata*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*. Ближе к устью Дона в составе моллюсков появлялось много пресноводных видов. Гирканский пролив, согласно обитавшей в нем малакофауне, имел соленость 8–10‰. Его воды распреснялись впадающими в него реками, ручьями и прочими пресными водотоками. Опреснение не было достаточно сильным, о чем свидетельствует сравнительно невысокий процентный состав пресноводных видов. Водный поток из Каспия не был существенным, судя по его влиянию на фаунистический облик карангатского бассейна Понта.

Регрессия карангатского моря и сток в него вод гирканского бассейна произошли в эпоху значительного похолодания. Судя по материалам Г.И. Горецкого (1953), в составе семенных флор наряду с *Salvinia natans*, *Azolla interglacialica*, часто встречаются *Bryales*, *Picea* – спутники ледниковых флор. В конце гирканского века в долине Маныча возникло огромное озеро, названное Г.И. Горецким (1953) Буртасским. Судя по постепенному переходу гирканских отложений в буртасские озерные, озерные условия

сменили гирканский пролив постепенно, по-видимому, при обильном поступлении пресных вод. В начале своего существования Буртасское озеро было проточным, что доказывается распространением в нижней части его отложений реофильных пресноводных моллюсков *Lithoglyphus naticoides*, *Viviparus duboisianus* и др. Сток был направлен от Каспия к Черному морю. Уровень воды в озере был примерно на 20 м выше уровня современного моря (Горецкий, 1953). Большие массы пресной воды, по-видимому, были связаны с ранневалдайским похолоданием (оледенением?). О синхронности этих событий могут свидетельствовать ледяные клинья в нижней части долины р. Сал, выполненные аллювием II надпойменной террасы (Горецкий, 1966). Вода в озеро могла поставляться и кавказскими ледниками по рекам Калаусу и Егорлыку.

Буртасское озеро существовало долго, судя по мощной толще его осадков (до отметок 40–45 м). В верхней части буртасских отложений на Доно-Сало-Маньчском междуречье развиты погребенные почвы лугово-болотного типа, свидетельствующие о колебаниях уровня озера. В нем обитали моллюски *Dreissena polymorpha*, *Pisidium amnicum*, *Sphaerium rivicola*, *Sph. solidum*, *Theodoxus fluviatilis*, *Unio pictorum*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia leachi*, *Planorbis spirorbis*, *Pl. planorbis*, *Galba palustris*, а также пресноводные остракоды. В озерных осадках определена пыльца хвойных (Горецкий, 1958).

Буртасское озеро начало свое развитие в заключительный этап гирканского стока. При регрессии гирканского бассейна причиной существования озера, по мнению Г.И. Попова (1983), было погружение Маньч-Гудиловского прогиба, ограниченного склонами Сальского и Зунда-Толгинского поднятий. Озеро стало бессточным. Каспий в эту эпоху находился в состоянии глубокой (ательской) регрессии. В Черноморской котловине развивалась посткарангатская регрессия.

Открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м. Об этом свидетельствуют геоморфологическое строение Маньчской депрессии, а также палеонтологическое содержание ее отложений. В настоящее время этот факт в истории Маньча признается всеми без исключения исследователями каспийского и черноморского плейстоцена. Однако по другим вопросам, касающимся этого этапа плейстоценовой истории, а именно: время и длительность функционирования пролива, его гидрологические характеристики, палеогеографическая ситуация в смежных регионах, единства во мнениях среди исследователей нет.

Так, суждения о катастрофическом сбросе водных масс в котловину Понта из хвалынского Каспия высказаны Д.Д. Квасовым (1975), Ю.Г. Леоновым и др. (2001), А.Л. Чепалыгой (2004, 2005, 2006). По мнению Г.И. Горецкого (1958, 1966), Г.И. Попова (1983), И.В. Менабде и др. (1991), А.А. Свиточа (Свиточ и др., 2010, 2011) это был далеко не катастрофический процесс, приведший к выработке профиля равновесия с уклонами, характерными для равнинных рек.

Согласно материалам наших исследований, первый этап развития пролива был эрозионный. Воды раннехвалынского бассейна, достигшего уровня Маньчского порога, проложили себе путь к Черноморской котловине в буртасских озерных отложениях и перекрывающих их субаэральных осадках. Об этом этапе развития пролива свидетельствуют сохранившиеся в наши дни ложбины стока и грядовый рельеф Маньчской долины. Нами не были обнаружены хвалынские осадки этого этапа развития пролива – абескунские, по Г.И. Горецкому (1953). Однако, им и Г.И. Поповым (1983) отмечены редкие находки этих отложений с единичными тригоноидными дидакнами, перекрывающих буртасские образования и отвечающих максимальной фазе развития раннехвалынской трансгрессивной стадии. Возможно, этому этапу отвечает толща нижнехвалынских отложений у хут. Маньч-Балабино, в которой многочисленны переотложенные раковины бакинских, древнеэвксинских, раннехазарских, карангатских и гирканских моллюсков, что свидетельствует об активной эрозионной деятельности Маньча, а присутствие значительного количества раковин пресноводных видов (*Unio*, *Viviparus*, *Sphaerium* и др.), большей частью реофилов, – о большом вкладе речных вод в хвалынский Маньчский пролив.

Второй этап развития пролива, очевидно, был аккумулятивный, отложивший тонкие осадки между грядами и сформировавший террасу на высоте 22–25 м. Отложения и малакофауна этого этапа нами изучены в обнажениях у Чограйской плотины, у с. Зунда-Толга, на о. Левом и др. Отложения, залегающие на более низком гипсометрическом уровне, отражают условия спокойного, иногда застойного, водоема, с господством среди раковин моллюсков *Hypanis plicatus*. Верхняя часть нижнехвалынского разреза (обычно сортированные пески) отражает более динамичную обстановку осадконакопления. Среди моллюсков встречаются *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena rostriformis distincta*. Геологическое строение разрезов отмечает последовательную смену гидрологической обстановки в проливе от спокойного (застойного) режима к мелководному слабо проточному и весьма динамичному проточному. Такое строение отложений указывает на ингрессионный тип пролива: проникновение вод в выработанную долину, и постепенное усиление

потока. Очевидно, что такого типа пролив мог возникнуть при трансгрессивной стадии раннехвалынского бассейна до отметок около 22 м, произошедшей после фазы регрессии его максимальной стадии; или же при поднятии уровня после длительной его задержки на этих отметках. Строение разреза хвалынских осадков, вскрытых скважиной № 1 в Северном Каспии, свидетельствует о фазе регрессии после накопления отложений максимальной стадии.

Представления по вопросу о солености вод Манычского пролива в хвалынскую эпоху варьируют от сильно опресненных тальми ледниковыми водами (Квасов, 1975; Федоров, 1978) до солоноватых с нормальной каспийской соленостью (Менабде, Свиточ, 1990; Чепалыга, 2006; Янина, 2005, 2006), опреснявшихся речным стоком. Выполненный нами сравнительный анализ таксономического состава фаунистических сообществ в различных их местонахождениях свидетельствует о том, что в Манычский пролив в аккумулятивный период его развития поступали воды раннехвалынской трансгрессии с соленостью 11–12‰, близкой солености современного Среднего Каспия (распространение *Didacna protracta*). К западной части пролива они были опреснены впадающими в него водотоками.

Что касается первого, эрозионного, этапа развития пролива, по-видимому, из дидакн в нем были распространены *Didacna ebersini*, найденные как в абескунских слоях Г.И. Горецким и Г.И. Поповым, так и нами в местонахождении Маныч-Балабино. Здесь же господствовали дрейссены, слабо солоноватоводные виды монодакн и адакн. Ископаемые сообщества моллюсков указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия в Черноморскую котловину. Очевидно, до наиболее западных участков пролива могли мигрировать лишь виды, наиболее приспособленные к неблагоприятным условиям среды – опреснению, мутности воды и т.п., вызванными стоком вод рек и ручьев, впадающих в Манычский палеопролив. Об опресненной обстановке свидетельствуют и многочисленные пресноводные реофилы, находящиеся в совместном залегании с солоноватоводными видами. В устье Дона и Азовской котловине солоноватоводная каспийская фауна исчезает, уступая место слабо солоноватоводным и пресноводным видам. Исключение составляют редкие тригоноидные дидакны (*Didacna moribunda*=*D. ebersini*?), отмеченные по материалам бурения в новоэвксинских отложениях Керченского пролива и в Азовском море (Андрусов, 1918; Семенов, Сиденко, 1979).

Согласно представлениям ряда исследователей (Попов, 1955, 1957, 1977; Менабде, 1989; Менабде, Свиточ, 1990; Рычагов, 1997; и др.), раннехвалынская трансгрессия Каспийского моря сбрасывала свои воды по Манычскому проливу в сурожский трансгрессивный бассейн Черного моря. Оно поддерживалось в более ранних работах и автором монографии (Свиточ и др., 1998; Янина, 2000). П.В. Федоровым (1978) высказано мнение о стоке хвалынских вод в эпоху глубокой послекарангатской регрессии. Автором монографии после тщательного анализа малакофауны из местонахождений Маныча (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006; Янина, 2005, 2006) сделан вывод о впадении хвалынского Маныча в новоэвксинский бассейн. Подобная точка зрения высказана в настоящее время в работах (Чепалыга, 2004, 2005, 2006, 2007; Чепалыга, 2006, 2007; Свиточ, 2005, 2006, 2007, 2008; Svitoch, 2006, 2007 и др.).

Не имеет единой точки зрения и вопрос об «абсолютном» возрасте хвалынского пролива. Поскольку он тесно связан с проблемой возраста максимальной стадии хвалынской трансгрессии, все нерешенные проблемы перенесены и на него.

Нами продатирован ряд образцов раковин моллюсков (табл. 28). Даты с индексом ЛУ получены радиоуглеродным методом Х.А. Арслановым (Лаборатория палеогеографии и геохронологии СПбГУ), им же определен калиброванный возраст; с индексом МГУ – тем же методом О.Б. Паруниным (Географический факультет МГУ); с индексом GrA – методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) Й. ван дер Плихтом (Университет г. Гронингена, Голландия; калиброванный возраст рассчитан Я.В. Кузьминым). Продатированы в большинстве раковины, отвечающие второму этапу развития пролива

Таблица 28. Датировки хвалынских отложений Маныча

Местонахождение	Номер образца	Вид раковин	Возраст ¹⁴ C	Калиброванный возраст
Зунда-Толга	ЛУ-5725	<i>Didacna protracta</i>	10670±140	12570±170
Зунда-Толга	ЛУ-5726	<i>D. ebersini</i>	11420±220	13320± 220
Зунда-Толга	GrA-33717	<i>D. ebersini</i>	12740±50	14030 - 14670
Чограй	ЛУ-5768	<i>Hypanis plicatus</i>	11470±180	13360±200
Левый остров	ЛУ-5769	<i>Didacna protracta</i>	10930±370	12750±460
Маныч-Балабино	МГУ-1491	<i>D. ebersini, Monodacna caspia</i>	14300±680	
Маныч-Балабино	МГУ-1489	<i>D. ebersini, Monodacna caspia, Cerastoderma glaucum</i>	25690±300	

По заключению Х.А. Арсланова (Arslanov, Yanina, 2008) датировки, выполненные в его лаборатории, несколько омоложены. Учитывая его поправки, а также опираясь на AMS-датировку, можно датировать аккумулятивный этап хвалынского Манычского пролива временем около 12,5–12,7 тыс. лет (C^{14} даты) или около 14,3–14,8 тыс. лет назад (календарный возраст). Раннему этапу предположительно отвечает малакофаунистическое сообщество из местонахождения Маныч-Балабино. Если это так, то он датируется временем около 14,3–14,5 тысяч лет (радиоуглеродный возраст); календарный возраст не рассчитан, но он будет несколько древнее 16 тыс. лет назад. Примечательно, что дата, полученная только по каспийским хвалынским раковинам – 14300±680 лет, существенно отличается от даты, полученной по смеси этих же раковин с черноморскими *Cerastoderma glaucum* – 25690±300, что подтверждает сделанный нами вывод (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006) о смешанном составе танатоценоза и о разновозрастности хвалынских и «сурожских» моллюсков.

Таким образом, начало позднего плейстоцена (ИКС 5) – теплая межледниковая эпоха – в Каспии было отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первую фазу межледникового похолодания и увлажнения (Болиховская, 1995) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным солончатодонным бассейном с отрицательными отметками уровня, заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена послеузунларское понижение уровня сменилось крупной межледниковой карангатской трансгрессией с наивысшей в плейстоцене соленостью, с широким развитием стеногалинной средиземноморской малакофауны. В долине Маныча она образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием.

Регрессия раннего позднехазарского бассейна, по-видимому, произошла в термоксеротическую стадию (Болиховская, 1995) межледниковья. В условиях сменившего ее похолодания конца межледниковья получила развитие вторая позднехазарская трансгрессивная стадия – гирканская, образовавшая глубокий залив (возможно, лиман) в долине Восточного Маныча. Продолжающееся похолодание, приведшее к ледниковой эпохе, привело к регрессии карангатского моря, но «поддержало» гирканский трансгрессивный бассейн, чьи воды ингрессировали в долину Маныча, а затем и в Азовскую котловину. Регрессивная тенденция карангатского моря была осложнена трансгрессивным тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, распредившего бассейн. Наши представления о палеогеографии как карангатской, так и позднехазарской трансгрессивных эпох, произошедших в эемское (микулинское) межледниковье, говорят в пользу большего его временного объема (ИКС 5), чем это принято большинством исследователей.

Пик ранневалдайского похолодания (ИКС 4), очевидно, вызвал регрессию в Каспии: в Нижнем Поволжье этой эпохе отвечают ахтубинские слои с проявлением мерзлоты (клинья, трещины, котлы) в основании. Сменившие их ательские субаэральные осадки, судя по их мощности, образованию нескольких (до четырех) горизонтов погребенных почв, свидетельствуют о длительной эпохе их накопления. А тундровостепные спорово-пыльцевые спектры (Гричук, 1954; Москвитин, 1961 и др.), костные остатки мамонта и северного оленя – о холодном климате ательской эпохи, с неоднократной, судя по нескольким ископаемым почвам, его сменой в сторону смягчения (потепления и увлажнения). Часть ательских отложений, очевидно, накапливалась одновременно с развитием хвалынской трансгрессии: в строении ядра скважины 1 в Северном Каспии отмечены трансгрессивные фазы, отложения которых скрыты под уровнем моря. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской толщи Маныча (Москвитин, 1961; Федоров, 1978; Попов, 1983), также большой мощности, с горизонтами погребенных почв.

Внутривалдайский межстадиал (ИКС 3), с которым ряд исследователей (Попов, 1983 и др.) связывает сурожскую трансгрессию Понта, по нашим реконструкциям, отразился подъемом уровня и распространением в бассейне умеренно теплолюбивых видов диатомей и микрофауны, а на его побережьях сменой ландшафтов на межстадиальные. Однако распространения в бассейне морских моллюсков, которое связано с притоком средиземноморских вод, не было. В Каспии также отмечался подъем уровня – начало раннехвалынской стадии хвалынской трансгрессии. В бассейне расселилась малакофауна, корни которой прослежены в гирканском водоеме, преимущественно *Didacna subcatillus*. Облик раковин (относительная толстостенность по сравнению с более поздней хвалынской фауной), экологические характеристики видов указывают на невысокий уровень бассейна и его сравнительную тепловодность. Можно сделать вывод, что как Каспий, так и Понт, прореагировали на усиление стока в бассейны в результате межстадиального потепления климата подъемом их уровня – развитием трансгрессий каспийского типа (сурожской – в Понте и ранней раннехвалынской – в Каспии).

Холодный сухой климат максимума поздневалдайского похолодания (ИКС 2) привел к глубокой

регрессии в Понте – изолированному пресноводному ранненовоэвксинскому бассейну. В Каспии он, очевидно, вызвал регрессивную стадию раннехвалынского бассейна (эльтонскую?), после которой, в условиях деградации оледенения, началась максимальная фаза раннехвалынской трансгрессивной стадии. Трансгрессия каспийского типа началась и в Эвксине, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Раннехвалынская максимальная фаза трансгрессии, достигнув уровня Маньчского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в новоэвксинский бассейн. В Каспии сброс вод по Манычу вызвал падение уровня раннехвалынского моря. Его новый подъем выше 22 м привел к ингрессии каспийских вод в уже разработанную на первом этапе функционирования пролива долину и следующему этапу их стока в новоэвксинский водоем. Поступление каспийских вод, наряду с «каспийским» развитием новоэвксинского водоема, привели к подъему уровня последнего – новоэвксинской трансгрессивной фазе, «подпертой» начавшейся трансгрессией Средиземного моря. О близком уровне этих бассейнов свидетельствуют показатели кратковременного поступления морских вод в новоэвксинский водоем (Николаев, 1995; Янко, 1989). На эпоху развития новоэвксинской трансгрессии Понта приходится и позднехвалынская достаточно кратковременная трансгрессивная стадия Каспия, развивавшаяся изолированно.

Новые данные о хвалынской трансгрессии Каспия, полученные по материалам морского бурения, свидетельствуют о более сложном ее развитии, чем это отражено в строении каспийских побережий и чем предполагалось нами ранее. Очевидно, в хвалынской трансгрессивной истории отмечен ее самый ранний этап, имевший место до поздневалдайского оледенения. Климатические условия последнего гляциального максимума прервали трансгрессивное развитие хвалынского бассейна, которое вновь возобновилось в условиях деградации этого оледенения.

Падение уровня Каспия ниже 22 м привело к прекращению функционирования Маньчского пролива – судя по имеющимся в настоящее время геолого-геоморфологическим и палеонтологическим материалам, окончательному.

Такова, согласно нашим представлениям, в общих чертах схема развития бассейнов Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене (рис. 47).

4.4. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

4.4.1. Каспий

Мангышлакская регрессия

Конец хвалынского этапа развития Каспия завершился регрессией моря, названной М.М. Жуковым (1941) мангышлакской. Глубина падения уровня оценивается исследователями по-разному. Так, в -48 – -50 м ее оценили М.М. Жуков (1941), Е.Г. Маев (1961, 1963, 1975), О.К. Леонтьев и др. (1974), В.И. Артамонов (1976). В.Г. Рихтер (1954, 1962) оценил падение уровня до -64 – -68 м (красноводская фаза). Е.Г. Маев (1994, 2009), основываясь на данных по строению разрезов донных отложений и рельефа дна Каспийского моря, предполагает многофазность регрессии и снижение уровня до отметок, близких к -90-100 м (абс.). Фазы регрессии, согласно его материалам, имели уровни около -50, -70 и -90 м; максимум регрессии имел место ближе к концу мангышлакской эпохи. Самой древней из них, согласно Е.Г. Маеву (2009), возрастом около 10 тыс. лет, является 50-метровая фаза; к 70-метровой фазе относится радиоуглеродная датировка 9,3 тыс. лет; максимальная, 90-метровая, фаза имеет возраст около 8,5–9 тыс. лет.

В эпоху регрессии Северный Каспий, прибрежные участки западного и восточного шельфов были осушены. Реконструирована резкая аридизация климата (Абрамова, 1974; Абрамова, Маев, 1977; Вронский, 1974, 1976; Хрусталева и др., 1974 и др.), в Северном Прикаспии были развиты полупустынные и пустынные ландшафты.

Сведения о малакофаунистическом облике мангышлакского бассейна немногочисленны. В.И. Артамоновым (1976; Артамонов, Маев, 1979; Артамонов, Черенов, 1977) определены малакофаунистические группировки, по видовому составу сходные с новокаспийскими, но без морского вселенца *Cerastoderma glaucum*: у берегов Дагестана расселились многочисленные *Didacna baeri*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *Dreissena elata*, редкие *Monodacna albida*; в районе Мангышлакского порога была развита мелководная опресненная ассоциация из *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *Hypanis plicatus*, *Adacna vitrea*, *Dreissena polymorpha*. Нами в мангышлакских осадках Северного Каспия (скважина 1) определены многочисленные *Theodoxus pallasii*, *Caspia gmelini*, *Monodacna edentula* и единичные *Didacna subcatillus*. Появление крассоидных дидакн и резкое сокращение тригоноидных с очевидностью свидетельствует о повыше-

нии солености Среднего (по-видимому, и Южного) Каспия в мангышлакскую эпоху по сравнению с хвалынской трансгрессией. Одновременно Северный Каспий с понижением уровня опреснялся волжскими водами, в результате чего в нем исчезали относительно стеногалинные виды дидакн (*D. protracta*). По данным анализа фораминифер (Янко, 1989) мангышлакская регрессия отличалась распространением более солонолюбивых их форм. Вполне очевидно и повышение температуры воды, обусловленное общепланетарным потеплением в голоцене.

Новокаспийская трансгрессия

Регрессивное состояние Каспия, в котором он находится начиная с раннего голоцена, было прервано «малой» новокаспийской трансгрессией, осложненной рядом регрессивных и трансгрессивных фаз. Уровень ее не поднимался выше -19м. Осадки новокаспийской трансгрессии развиты как в пределах акватории Каспия, так и на всех его побережьях, где участвуют в строении низких морских террас, береговых валов и других аккумулятивных форм. Берега новокаспийского бассейна обстоятельно описаны в многочисленных работах (Леонтьев, 1959, 1961; Леонтьев и др., 1971, 1977; Рычагов, 1977, 1997; Варушенко и др., 1987; и др.). Голоценовая история Каспия очень полно рассмотрена Г.И. Рычаговым (1975, 1977, 1993, 1994, 1997). Помимо трех трансгрессивных стадий, выделенных большинством исследователей (Федоров, 1957, 1978; Леонтьев, 1959, 1961, 1964, 1965; Никифоров, 1960, 1963; Маев, 1962; Мякокин и др., 1964 и др.), он выделил еще четыре. Согласно полученным Г.И. Рычаговым данным, после максимального пика трансгрессии имели место, по крайней мере, еще три крупные стадии, разделенные регрессивными стадиями, в свою очередь они состояли из более мелких колебаний уровня.

В новокаспийском бассейне распространились представители 10 видов рода *Didacna*. Из них *D. parallella*, *D. protracta*, *D. praetrigonoides* были широко развиты в хвалынском бассейне. *D. crassa*, *D. trigonoides* и *D. pyramidata* появились в малых количествах в поздних хвалынском бассейне на заключительных этапах его существования. *Didacna longipes* и *D. barbotdemarnyi* впервые появляются в эпоху мангышлакской регрессии. Среди дидакн, развитых в новокаспийском бассейне, заметную роль играют крассоидные формы (*D. crassa*, *D. baeri*), хотя тригоноидные дидакны также распространены довольно широко. По сравнению с моллюсками, заселявшими хвалынские водоемы, новокаспийские дидакны более разнообразны и обладают более массивными раковинами. Помимо дидакн в составе фауны многочисленны представители родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*, *Dreissena*, довольно часто в опресненных приустьевых районах встречаются пресноводные виды. Характерной чертой фаунистического облика новокаспийского моря, отличающего его от всех древнекаспийских, является широкое расселение в нем морского вида *Cerastoderma glaucum*, пути проникновения которого в Каспий пока достоверно не установлены, а на заключительном (современном) этапе развития – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*, появившихся здесь благодаря человеку.

В прибрежных областях Южного Каспия господствуют *Cerastoderma glaucum*, среди дидакн преобладают крассоидные формы (*Didacna crassa*, *D. baeri*), количество тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных видов невелико. У берегов Среднего Каспия также преобладают *Cerastoderma glaucum*, в составе дидакн присутствуют все известные новокаспийские виды, увеличивается количество слабо солоноватоводных форм. В северо-западной и северной областях число тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных монодакн, адакн, дрейссен резко возрастает, *D. crassa* встречаются сравнительно редко; в районах, прилегающих к долинам Волги, Урала и Эмбы, сопутствующими являются пресноводные элементы – униониды, вивипары. Лагунные осадки характеризуются в основном церастодермой. Распространение современной малакофауны подвержено тем же закономерностям, что и новокаспийской, с учетом изменений, произошедших в связи с вселением *Mytilaster* и *Abra* (Богачев, 1928; Арнольди, 1938; Алигаджиев, 1965; Логвиненко, 1965; Логвиненко, Глазунова, 1971; Янина, 1981, 2001, 2005, 2007; Абдурахманов и др., 2002; Алигаджиев и др., 2002; Гаджиев, 2002; Гаджиев и др., 2003). Их вселение (особенно случайное проникновение с военными судами митилястера в начале прошлого века) привело к существенному сокращению ареалов каспийских видов, преимущественно дрейссены. Вид *Cerastoderma glaucum*, распространившийся в новокаспийском бассейне, к настоящему времени существенно расширил свои площади, вытеснив виды *Didacna* из обычных для них биотопов (Янина, 2001, 2005, 2007; Абдурахманов и др., 2002).

Сложная история новокаспийского бассейна отражена в сводном разрезе Турали (Дагестан): нами на основании смены фаунистических сообществ разной фаунистической принадлежности во времени, зафиксированы отдельные трансгрессивно-регрессивные фазы (не менее трех циклов) в развитии бассейна. Еще более мелкая ритмика выражена в строении отдельных циклов и слоев. Во время новокаспийской трансгрессии происходит существенная перестройка береговых процессов – усиление вдольберегового пере-

мещения с юга на север грубообломочного материала приводит к формированию системы крупных береговых валов, образовавших Туралинскую пересыпь, и системы лагун. Во временной последовательности прослеживается смена (по-видимому, неоднократная) экологической обстановки – от открытых участков с динамичными условиями с нормальной каспийской соленостью к условиям спокойных полузакрытых участков с периодическим изменением солености, сменяющимися закрытыми солеными лагунами. Судя по строению разреза и данным радиоуглеродного анализа, лагуны в течение изученного нами отрезка времени существовали дважды - около 1900 (МГУ-1607) и 1700 (МГУ-1605) лет назад. При этом более древняя лагуна возникла после осушения с образованием гидроморфной почвы, а более молодой лагуне предшествовал мелководный открытый к Каспию залив с несколько повышенной соленостью и хорошо прогреваемыми водами (Янина и др., 2005). Три стадии развития бассейна выявлены нами в строении пересыпи Анзали на побережье Ирана (Свиточ, Янина, 2006).

В развитии фауны в настоящее время намечается тенденция сокращения крассоидных дидакн при постоянстве количественного состава тригоноидных дидакн; стабильное количество *Cerastoderma*, увеличение биомассы *Mytilaster* и *Abra*. Говорить о тенденции увеличения или понижения солености по фиксируемым изменениям на данном этапе исследований преждевременно, ибо они отражают в основном специфику образования тафоценозов, а также появление и расселение с вытеснением каспийских аборигенов черноморских вселенцев.

Голоценовая малакофауна дельты Волги включает многочисленные пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Limnaea*, *Radix*, *Galba*, *Planorbis*, *Anisus*, *Valvata*, *Viviparus*. Из каспийских присутствуют лишь *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus* – виды, обладающие наибольшей эвригалинностью. Распределение их в водоемах дельты аналогично современному. Отличием биоразнообразия голоценовых водоемов дельты от современных является отсутствие в них видов, имеющих азово-черноморское происхождение (*Monodacna colorata*, *Dreissena bugensis*), появившихся в дельте антропогенным путем: первый вид был акклиматизирован в волжских водохранилищах, второй – проник в низовья Волги на судах через Волго-Донской канал. В последовательности осадков, вскрытых в дельте скважинами, нами выделены три стадии ее развития, вызванные колебаниями уровня Каспия, а также выявлено нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты (Янина, 2007, 2008; Янина, Свиточ, 2007). Особенность новокаспийской фауны, как уже отмечалось, – появление в ее составе морского (средиземноморского) вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на фаунистический облик бассейна. Убедительные доказательства путей проникновения этого вида в Каспий отсутствуют. Никаких геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования Манычского пролива между Понтом и Каспием в послехвалыинскую эпоху в настоящее время не существует. Автор склоняется к предположению, что *Cerastoderma glaucum* проникли в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии Понта, когда в долине Западного Маныча существовал морской залив, заселенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии – ряд остаточных соленых озер. Такие озера существовали вплоть до затопления их водами построенных в прошлом веке водохранилищ, а их первые исследователи находили в них раковин церастодерм. Из морского залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи человека, употребляющего эти моллюски в пищу, а также использующего их для ритуальных целей (автором монографии определялись образцы раковинного материала из археологических раскопок, в них господствовали церастодермы), этот эврибионтный вид попал в новокаспийский бассейн. Один из способов его проникновения – лодки древнего человека, доставлявшиеся по рекам из моря в озеро и т.д., о которых упоминается в археологических публикациях. Таким образом, проникновение морского вида в Каспий было связано с антропогенным фактором еще в первой половине голоцена. Влияние его на каспийскую фауну было существенным: все фации новокаспийских отложений сводного разреза Турали с разной степенью насыщенности содержат раковины этого вида (Янина и др., 2011), что объясняется его эвригалинностью и эврибионтностью.

Таким образом, существенный вклад в структуру биоразнообразия новокаспийского бассейна и водоемов дельты Волги внес антропогенный фактор. Уже в первой половине голоцена в Каспии произошло увеличение количества таксонов за счет биологической инвазии средиземноморского вида *Cerastoderma glaucum*. Существенные изменения произошли в количественном распределении таксонов: постепенное увеличение количества особей *Cerastoderma glaucum* и уменьшение каспийских эндемиков рода *Didacna*. На современном этапе развития фауны имели место биологическая инвазия средиземноморского вида *Mytilaster lineatus* и акклиматизация средиземноморского вида *Abra ovata*. К настоящему времени эти три вида стали господствующими в составе донных биоценозов у берегов Дагестана. Биологическая инвазия азово-черноморских моллюсков *Monodacna colorata*, *Lithoglyphus naticoides*, *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena*

bugensis в водоемы дельты Волги также привела к изменению структуры их биоразнообразия с активным завоеванием господствующих позиций.

Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Очевидно, в результате эволюционного развития от малого числа родственных видов каспийские автохтоны стали обладать универсальными качествами, но слабой специализацией видов, что обеспечило стабильность и относительную устойчивость сообществ к изменениям факторов среды, но сделало их неконкурентоспособными к морским вселенцам.

Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распределении отдельных видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора. Для каспийских эндемиков фактический ареал распространения много меньше, чем их потенциальный ареал, что является важной особенностью современного биоразнообразия малакофауны Каспийского моря.

Можно утверждать, что современное развитие малакофауны Каспия, приводя к кажущемуся увеличению биоразнообразия моллюсков за счет появления новых таксонов, на самом деле ведет к потере биоразнообразия на глобальном уровне, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за 800 тыс. лет его плейстоценовой истории, в подобие азово-черноморских.

Н.С. Болиховской (2011) установлены особенности изменений ландшафтно-климатических условий на территории Нижней Волги в голоцене. Палинологическими данными установлено не менее 26 фаз в эволюции голоценовых ландшафтов и климата этой территории. В раннем и среднем голоцене, в интервале ~ 10000—2500 л.н. в климате более благоприятном и гумидном, чем современный климат исследуемого района, здесь доминировали лесостепные и степные ландшафты, которые в ходе своего развития прошли не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в позднем голоцене в период ~ 2500—900 л.н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. В последние 900 лет территория Нижнего Поволжья стала ареной развития пустынно-степных и пустынных ландшафтов, для которых, как и по историко-архивным данным, выявлены не менее 4-х климато-фитоценологических смен, отражающих колебания тепло- и влагообеспеченности.

Основная специфика протекания климатических процессов на этой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения. Главным из них был позднеатлантический оптимум (~ 6100—5000 л.н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов. Смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*, *C. caucasica*), бука восточного (*Fagus orientalis*), различных видов вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Близкие друг другу позднебореальный (~ 8500—8300 л.н.) и среднесуббореальный (~ 4200—3700 л.н.) оптимумы характеризовались меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и, в некоторые фазы, – степей. Однако они отличались от оптимума атлантического периода менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Эти три этапа с наибольшим основанием могут соответствовать максимальным трансгрессивным состояниям новокаспийского бассейна.

Вопросу о возрасте новокаспийской трансгрессии и ее стадий посвящено большое количество работ (Арсланов и др., 1978, 1988; Каплин и др., 1977; Карпычев, 1992; Леонтьев и др., 1975; Свиточ и др., 1994, 1997, 1998, 2006; Свиточ, Янина, 1997), основанное в основном на многочисленных данных радиоуглеродного датирования, а также на исторических материалах. Не излагая повторно материал авторов этих работ, остановимся лишь на следующем. Почти все определения дают возраст 8 тысяч лет и моложе. Большинство исследователей этот возраст принимают. Одним из сторонников существенно более позднего начала новокаспийской трансгрессии является А.А. Свиточ (Svitoch, 2005 и др.), отбрасывающий в своих реконструкциях даты, полученные по отложениям, не содержащим *Cerastoderma glaucum*. Согласно нашим исследованиям, а также материалам фаунистического анализа В.И. Артамонова (1976 и др.), в составе новокаспийской фауны выделяется ранний подкомплекс, не содержащий этот морской вид. Из этого следует, что и эти даты необходимо учитывать при определении наиболее древнего возраста новокаспийской трансгрессии.

4.4.2. Понт

В Черноморской котловине в голоцене развивалась *черноморская трансгрессия*, связанная с поступлением в него вод трансgressирующего Средиземного моря. Проблеме реконструкции уровня Черноморского бассейна, его палеогидрологии и палеоэкологии в голоцене посвящены многочисленные публикации (Балабанов и др., 1981; Балабанов, Измайлов, 1988, 1989; Благоволин, 1976; Баландин, Трашук, 1982; Варущенко, 1975; Вронский, 1976; Гожик и др., 1987; Джанелидзе, 1980; Измайлов, 1982, 2005; Каплин и др., 2001; Михайлеску, 1990; Невеская, 1965; Невеский, 1961; Николаев, 1995; Островский, 1967; Островский и др., 1977; Палатная, 1982; Федоров, 1959, 1977; Шилик, 1977; Шнюков и др., 1981; Щербаков и др., 1977; Winguth et al., 2000; Yanko-Hombach et al., 2007 и многие другие). В последние годы большинство исследователей сходятся в том, что в голоцене бассейн пережил завершение крупного регрессивно-трансгрессивного цикла развития, начавшегося с предновоэвксинской регрессии. Отмечается расхождение взглядов на количество, время проявления и размах колебаний уровня, осложнявших общий ход развития трансгрессии. Существует точка зрения (Невеский, 1967; Хрусталева, Щербаков, 1974 и др.) о региональной изменчивости хода трансгрессии, когда на фоне замедления темпов повышения уровня возросло влияние неотектонических движений на различных в структурно-тектоническом отношении участках побережья. Широко распространено и мнение о незначительном вкладе неотектонических деформаций на высотные отметки голоценовых береговых линий, на основе которых строятся кривые изменения уровня бассейна (Федоров, 1978; Shilik, 1997 и др.).

Нет единого мнения о ходе солёности бассейна, вызвавшем смену во времени фаунистических группировок разного экологического типа. Так, Л.А. и Е.Н. Невеские (1961 и др.) считают, что с момента окончания новоэвксинской эпохи уровень моря повышался непрерывно и солёность бассейна увеличивалась постепенно вплоть до нашей эпохи. П.В. Федоров (1978, 1982) в развитии черноморской трансгрессии выделил новочерноморскую фазу – с уровнем на 2–2,5 м выше современного и с наивысшей в голоцене солёностью бассейна.

Проблематичным остается вопрос о раннеголоценовой регрессии Черного моря, последовавшей за новоэвксинским этапом его развития и обусловленной резким сокращением притока талых ледниковых вод и увеличением испарения с поверхности водоема. Размытая поверхность новоэвксинских отложений описана на шельфе вблизи Керченского пролива (Федоров, 1978), а также у побережья Болгарии (Khrischev, Georgiev, 1991). В условиях голоценовой трансгрессии Мирового океана и Средиземного моря в раннем голоцене произошел прорыв вод последнего в Черное море, датирuemый 11 тыс. (Балабанов, 2006, 2007), 10 тыс. (Островский и др., 1977), 9 тыс. (Degens, Ross, 1972), 8-9 тыс. (Виноградов и др., 1963; Куприн, Сорокин, 1982), 7-8 тыс. (Федоров, 1978; Квасов, 1975) лет назад. Согласно (Ryan et al, 1997; Ryan, Pitman, 1999), в результате очень быстрой океанической трансгрессии и прорыва ее вод через Босфорский порог около 7,2 тыс. лет назад, средиземноморские воды с огромной скоростью заполнили черноморскую котловину, подняв уровень моря на 100 м в течение двух лет. Катастрофическое затопление более чем 100000 кв. км прибрежно-морских равнин (обнаженного черноморского шельфа), разрушившее поселения Неолита, являлось Библейским Всемирным Потопом. Эта гипотеза вызвала огромный интерес публики, научных сообществ и СМИ, что способствовало зарубежным исследованиям в Черном море и смежных бассейнах. С обоснованным опровержением выступили многие исследователи (Aksu et al., 2002, 2006; Yanko-Hombach et al., 2007; Cherpalyga, 2006 и другие). В настоящее время нет единой точки зрения на геологические и географические события в регионе.

Большинство исследователей (Балабанов и др., 1982; Балабанов, 1988; Янко, 1989 и др.) полагают, что уровень моря повышался постепенно в возвратно-поступательном режиме, с различной скоростью, в зависимости от различных причин. За последние 10000 лет отмечено не менее 5 трансгрессивно-регрессивных фаз, в свою очередь осложненных более мелкой ритмикой с периодичностью 1,5 - 2,3 и 0,5 - 0,7 тыс. лет (Арсланов и др., 1982, 1983; Балабанов, 2006).

Направленное повышение уровня моря и постепенное возрастание солёности характеризовалось постепенной сменой новоэвксинской слабо солоноватоводной малакофауны морской средиземноморской. Первые заметные изменения в составе фауны (солёность около 8–9‰) произошли в бугазскую фазу ее развития (Невеская, 1965): отмечено появление в палеоценозе наряду с новоэвксинскими моллюсками *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*; а также средиземноморской микрофауны (Янко и др., 1987). Согласно построениям И.П. Балабанова (2006), бугазская фаза делится на три трансгрессивных осцилляции. Однако в составе малакофауны эти колебания уровня не отразились. В течение следующей фазы развития трансгрессии – витязевской (Невеская, 1965) малакофаунистический облик бассейна изменился в сторону увеличения числа эвригалинных морских видов, их преобладания над

солонатоводными элементами; соленость увеличилась до 10–11%. Витязевская стадия завершилась, по данным Я.А. Измайлова (1982) и И.П. Балабанова (2006) падением уровня моря до -20 м. Другие исследователи (Невесская, 1965; Федоров, 1978 и др.) отмечают постепенный подъем уровня.

Каламитская трансгрессивная фаза была осложнена не менее чем двумя осцилляциями (Балабанов, 2006), с отметкой трансгрессивной береговой линии около -3 – -4 м. Согласно П.В. Федорову (1963, 1978, 1982; Федоров, Скиба, 1960; и др.) в эту эпоху (новочерноморскую) отмечался максимум голоценовой трансгрессии, образовавший 2–3 метровую террасу. Соленость бассейна была максимальной в голоцене. Отмечалось наибольшее разнообразие видов моллюсков с присутствием в их составе галлофильных средиземноморских элементов. По представлениям Л.А. Невесской (1965 и др.) состав малакофауны был несколько обеднен по сравнению с современной. Широкое распространение средиземноморских видов моллюсков привело к вытеснению солонатоводной фауны в опресненные районы. В эту эпоху в бассейне обитал наиболее богатый комплекс диатомовых, а спорово-пыльцевой спектр характеризует условия конца климатического оптимума в атлантическом периоде (Жузе и др., 1980).

Многочисленные радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что новочерноморская трансгрессия развивалась во второй половине среднего голоцена. На побережье Болгарии ее возраст определен нами в 5–3 тыс. лет назад (Свиточ и др., 1990, 1994, 1995, 1998). Возможно, уровень моря поднимался до отметки около +2 м дважды, 5,5–5 и 4,5–4 тыс. л.н. (Федоров, 1982; Селиванов, 1996) или около 4,2 и 3,8 тыс. лет назад (Арсланов и др., 1982). Минимальная оценка возраста новочерноморской террасы вблизи г. Гагра получена по находкам керамики кобаньской культуры, датируемой II тысячелетием до н.э. (Островский и др., 1977).

В начале голоцена отмечалось максимальное ускорение трансгрессии. Поступление больших масс тяжелых соленых средиземноморских вод, богатых сульфатами, привело к затруднению вертикального водообмена в черноморской котловине и образованию мощного слоя сероводородного заражения (Николаев, 1995). Трансгрессирующими водами был затоплен дунайский эстуарий, на месте которого возникла открытая лагуна, заселенная солонатоводной фауной моллюсков, остракод и фораминифер (Михайлеску, 1990; и др.). Глубокие эстуарии возникли и на побережье Болгарии. Высокие скорости седиментации отмечаются для морского осадконакопления, местами превышавшие 2,5 м за 100 лет. В котловинах Черного моря в начале голоцена активно накапливались ленточные глины и осадки, обогащенные сапропелем (История ..., 1988).

В джеметинскую фазу в море расселились биоценозы малакофауны, аналогичные современным, свидетельствующие о максимальной для Черного моря солености в голоцене (Невесская, 1965). Джеметинская фаза, согласно построениям (Арсланов, Балабанов и др., 1982; Балабанов и др., 1981; Балабанов, 2006), была сложной в своем развитии и характеризовалась тремя осцилляциями, разделенными довольно значительными понижениями уровня моря. Уровень моря достиг современных отметок, а соленость бассейна повысилась до современных значений (18–22‰). Солонатоводная фауна была окончательно вытеснена в опресненные участки. К настоящему времени в Азово-Черноморском бассейне она представлена видами *Dreissena rostriformis*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Monodacna colorata*, *M. caspia pontica* (Мордухай-Болтовской, 1970), обитающими в нескольких сильно опресненных участках бассейна, разделенных областями открытого моря. Прежде всего это эстуарные системы крупных рек – Дуная, Днестра, Днепра с Бугом, Дона и Кубани. За пределами эстуариев солонатоводные моллюски обитают в Азовское море – в Таганрогском заливе (7–8‰) и в восточной части моря за пределами залива (мезогалинный водоем с соленостью 10–11‰). В целом в азовских биоценозах представители каспийской фауны играют подчиненную роль, что связывается с избытком взвесей и в целом неблагоприятным гидрологическим режимом. Черное море, за исключением опресненных районов перед дельтой Дуная и северных частей Одесского залива, полигалинное (не менее 17–18‰), каспийские моллюски в нем отсутствуют.

П.В. Федоровым (1963) в этот временной интервал установлены фанагорийская регрессия (~2,7–2,4 тыс. лет назад) и последовавшая за ней нимфейская трансгрессия. До настоящего времени не все исследователи признают существование фанагорийской регрессивной фазы. А среди тех, кто ее признает, дискусионен вопрос о ее глубине. Ряд геологических (Островский и др., 1977) и археологических (Шилик, 1972, 1977; Балабанов и др., 1987) данных свидетельствуют не менее чем о 7–8-метровой ее глубине. По П.В. Федорову (1978, 1982 и др.) уровень моря понижался на 5–7 м ниже современных отметок, а по другим авторам еще ниже: до -8 – -10 м (Островский и др., 1977), -10 м (Шилик, 1977), -13 м (Арсланов и др., 1982). Последовавшая за ней нимфейская трансгрессивная фаза (Федоров, Скиба, 1961; Федоров, 1963) отличается близким к современному положением уровня моря и характеризуется его основными

параметрами: это опресненный морской водоем, заселенный эвригалинной средиземноморской фауной, с соленостью около 19‰ в открытой части акватории, 7–12 ‰ - в полуизолированных проливах и лагунах и до 20–22‰ в придонных участках котловин.

В Азовском море, в его южной части, в начале голоцена образовался бассейн лиманного типа (Благоволин, 1960). Дальнейшее поступление черноморских вод привело к трем этапам развития бассейна. Древнеазовский характеризовался широким распространением солоноватоводных моллюсков с примесью самых эвригалинных морских видов. Казантипский этап (Невесская, 1965) отражает эпоху обильного поступления черноморских вод и широкого распространения в бассейне морских видов – это был этап повышенной (самой высокой в голоцене – до 16–17‰) солености Азовского моря, соответствующий каламитской фазе в голоценовой истории Черного моря. Бассейн превышал по размерам современный водоем. Связь с Черным морем осуществлялась через серию проливов на территории современного Таманского полуострова (Хрусталева, Щербаков, 1974). Отмечена ингрессия моря в понижения более древнего рельефа, выработанного при низком уровне новоэвксинского бассейна; образование лиманов в переуглубленных реках (Молочная, Бейсуг, Салгир) и залива в пределах современной дельты Кубани (Хрусталева, Щербаков, 1974). В новоазовский этап своего развития бассейн принял современные очертания и параметры водной среды.

Наши малакофаунистические исследования черноморского голоцена в целом подтвердили схему развития малакофауны, предложенную Л.А. Невеской для Азовского моря. Что касается развития Черного моря, данные наших исследований (Керченский и Таманский полуострова, побережье Болгарии) подтверждают вывод о новочерноморском пике трансгрессии, выявляют несколько повышенную в эту фазу соленость бассейна (правда, достаточно явно проявляющуюся лишь локально); подтверждают существование фанаторийской регрессивной и нимфейской трансгрессивной фаз в позднем голоцене.

Примером палеогеографических реконструкций позднего голоцена служат проведенные нами комплексные исследования в северо-восточной области региона (Каплин и др., 2001; Горлов и др., 2003; Поротов и др., 2004; Karlin et al., 2005). Материалы бурения в Таманском заливе показали, что поверхностный чехол (7 м) отложений представлен однородными мелкоалевритовыми илами с прослоями раковинного материала и залегает на верхнеплейстоценовых образованиях, поверхность которых несет отчетливые следы длительного пребывания в субаэральных условиях. Общая однородность илистого слоя и гипсометрические отметки (-10 – -11 м) залегания его основания свидетельствуют об относительной стабильности условий седиментации во внутренних частях залива с начала ингрессии моря в эрозионно-тектоническое понижение Таманского залива. Об этом же говорит и состав раковинного материала. Преобладающие в нижних 80 см мелкие гастроподы *Rissoa parva*, *Bittium reticulatum*, довольно многочисленные *Cardium exiguum*, более редкие *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Retusa truncatula*, являются самыми эвригалинными морскими видами, проникшими в Черное море из Средиземного с началом голоценовой трансгрессии. Они свидетельствуют об условиях закрытого от волнений и течений водоема с соленостью 8–10‰, с зарослями водной растительности. В верхних 6 метрах они сменяются несколько иным малакофаунистическим сообществом – увеличивается количество *Cerastoderma glaucum*, появляются новые морские виды – редкие раковины *Loripes lacteus*, *Paphia discrepans*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chrissalida interstincta*, *Nassa reticulata*. Отмеченные виды – более стеногалинные по сравнению с описанными в низах голоценовых отложений, что свидетельствует о постепенном проникновении в залив морских вод и медленном повышении его солености. Время превращения депрессии в полуизолированный морской залив нами оценивается примерно в 5,5–6 тыс. лет назад (Karlin et al., 2005).

Такова оценка первого пика новочерноморской трансгрессии, во время которого очертания залива были близки современным. В толще голоценовых отложений Таманского залива отсутствуют следы как собственно кубанского аллювия и каких-либо пресноводных видов, так и влияния опресняющего воздействия речных вод на видовой состав морских моллюсков, что, по-видимому, свидетельствует о том, что Кубань не впадала в Таманский залив в позднем голоцене.

Существование изолированного (или сильно отчлененного) бассейна на месте Таманского залива в конце голоцена подтверждается анализом осадков Маркитанской банки. Нижняя часть колонок представлена илистым песком с раковинами, среди которых многочисленны *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Cerastoderma glaucum* и мелкие гастроподы *Rissoa* sp., *Bittium reticulatum*, единичны *Gastrana fragilis*, *Mytilaster lineatus*. Выше постепенно увеличивается песчанистость осадков, появляется галька, еще выше ее количество увеличивается, отмечено много детрита раковин, их обломков. Среди раковин появляются *Corbula mediterranea* и *Chione gallina*, редкие (все со следами окатанности) раковины *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Mytilus galloprovincialis*, единичные *Mytilaster lineatus*, *Cardium exiguum*. Вверх по колонке грубо-

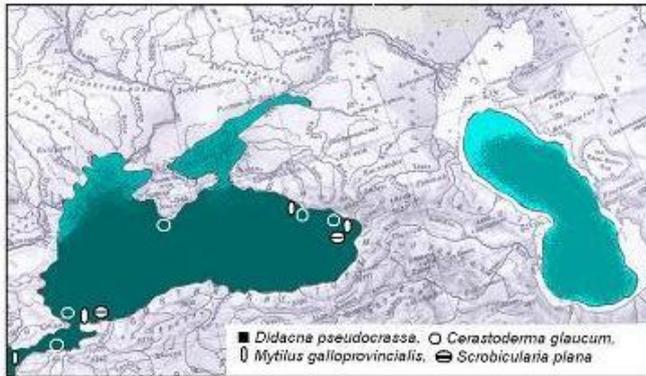
зернистость осадков увеличивается, обильны детрит, обломки раковин, галька. Целые раковины обычно окатаны, среди них многочисленны *Cerastoderma glaucum*, *Loripes lacteus*, *Bittium reticulatum*, редкие *Abra ovata*, *Cardium exiguum*, *Chione gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mytilaster lineatus*, *Corbula mediterranea*. Верхние 60–40 см колонки представляют собой раковинный детрит с окатанными обломками и редкими целыми окатанными раковинами *Corbula mediterranea*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Bittium reticulatum*.

Вскрытые осадки по их фациально-литологическому составу и малакофаунистическому содержанию подразделяются на три части, характеризующие разные этапы развития бассейна: от условий морского залива лагунного типа до динамичного режима формирования аккумулятивного тела Маркитанской банки. Самая верхняя часть колонки – современные донные осадки на вершине банки. Разрез имеет трансгрессивное строение, отражающее надвигание тела палеокосы вслед за повышающимся уровнем моря на залегающие бережнее мелководные отложения. В нем отражен этап ее эволюции при положении уровня моря на 5–6 м ниже современного. Датирование образцов из основания толщи песчано-раковинного материала, слагающего Маркитанскую банку (около 2,5 тыс. лет назад) позволило отнести ее формирование к периоду фанагорийской регрессивной фазы.

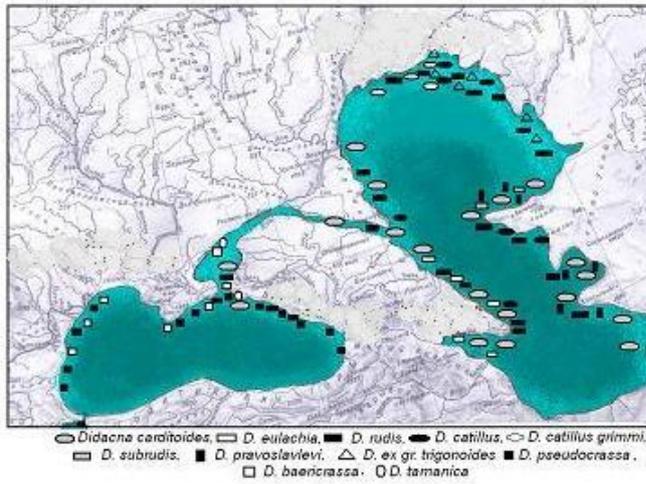
Интересно отметить последовательность заселения малакофауной Таманского залива, аналогичную в целом для голоцена Черного моря, только со значительным запаздыванием во времени: первыми вместе с водами из Керченского пролива в него проникли и широко расселились самые эврибионтные виды моллюсков. Из всех видов, обитавших к этому времени в Керченском проливе, только *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata* смогли приспособиться к условиям морского лимана.

Последний, голоценовый, этап в черноморской истории, несмотря на свою непродолжительность, является важнейшим в формировании основных черт современного моря и его побережья. По своим основным характеристикам он резко отличается от предыдущего новоэвкийского водоема и существенно – от более древних бассейнов. В плейстоценовой истории Понта Черноморский бассейн по его параметрам (соленость, разнообразие малакофауны) занимает промежуточное положение между карангатским и тарханкутским водоемами.

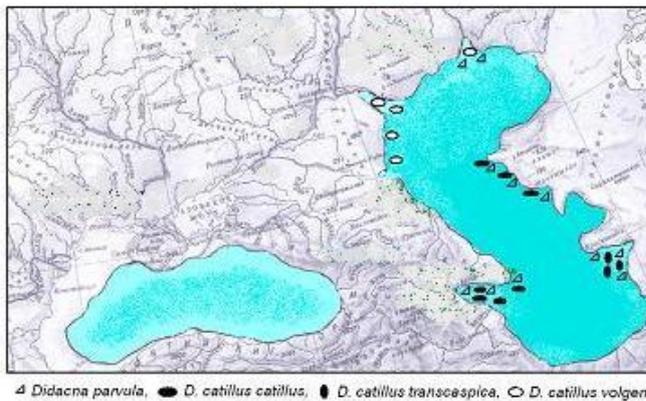
Таким образом, в голоцене (ИКС 1) – теплая межледниковая эпоха – в Каспии была отмечена его регрессивным состоянием. Мангышлакская регрессия, сменившимся в первую фазу межледникового похолодания и увлажнения (атлантический период) новокаспийской трансгрессией – тепловодным солонатоводным бассейном с отрицательными отметками уровня (до -19 – -20 м), заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией с соленостью 18–20, с широким развитием средиземноморской малакофауны (от эвригалинной до умеренно стеногалинной). Такова, согласно нашим представлениям, в общих чертах схема развития бассейнов Понто-Каспия в голоцене (рис. 48).



Г Эпичаудинский бассейн Понта и послебакинская регрессия Каспия



В Позднечаудинский бассейн Понта и максимум бакинской трансгрессии Каспия

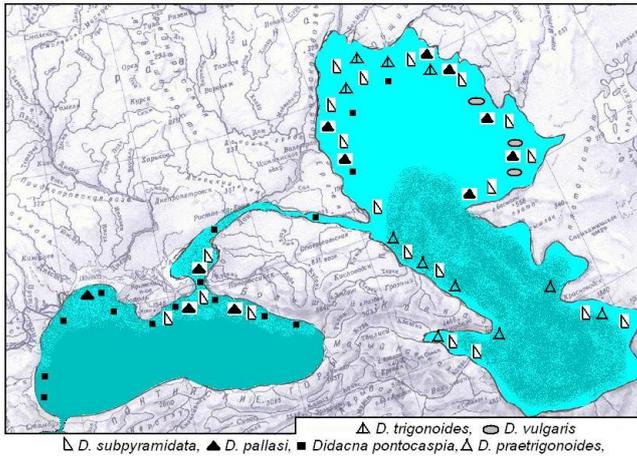


Б Раннечаудинская регрессия Понта и ранний этап бакинской трансгрессии Каспия

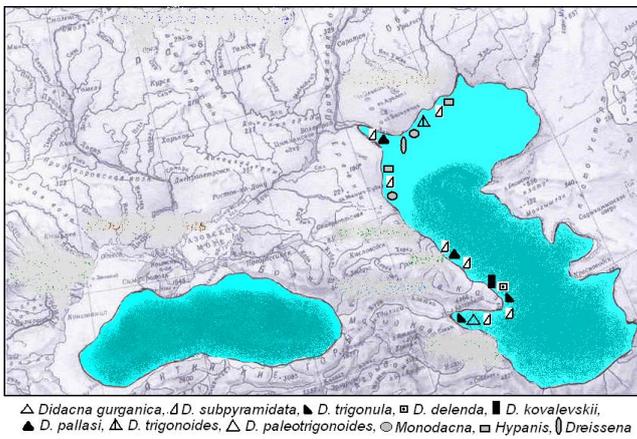


А Раннечаудинский бассейн Понта и тюркянский бассейн Каспия

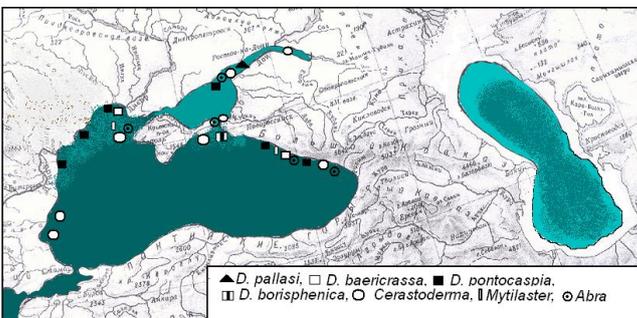
Рис. 45. Бассейны Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене



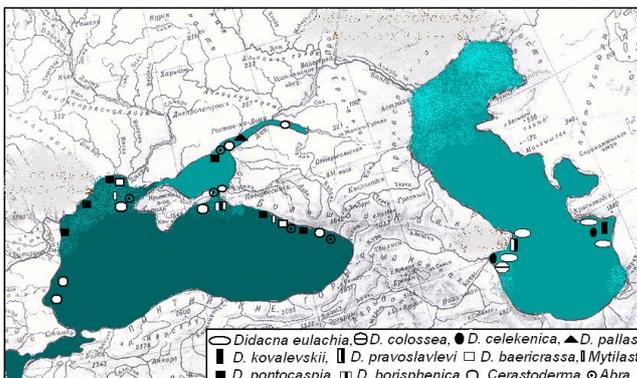
Г Эвксинская трансгрессия Понта и максимум ранней раннехазарской трансгрессии Каспия



В Эвксинская регрессия Понта и развитие ранней раннехазарской трансгрессии Каспия

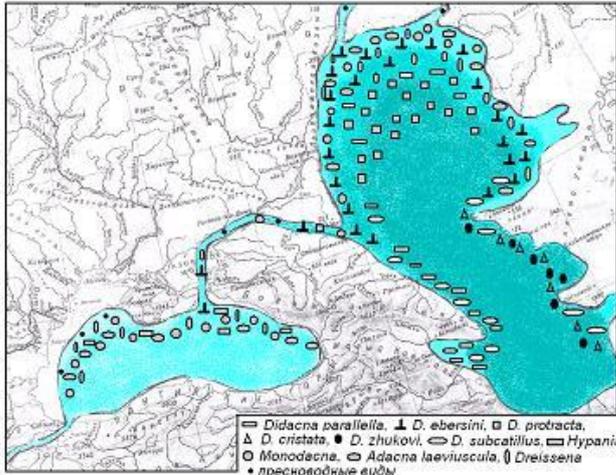


Б Палеозунларский бассейн Понта и регрессия Каспия



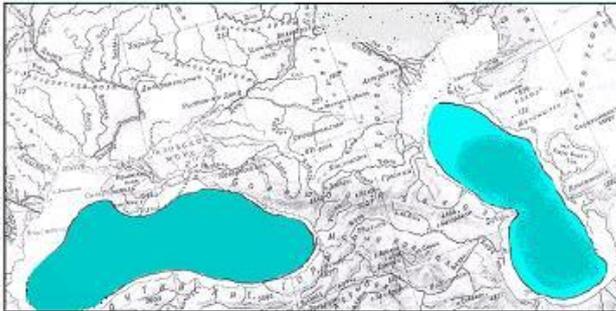
А Палеозунларская трансгрессия Понта и урунджикский бассейн Каспия

Рис. 46. Бассейны Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене



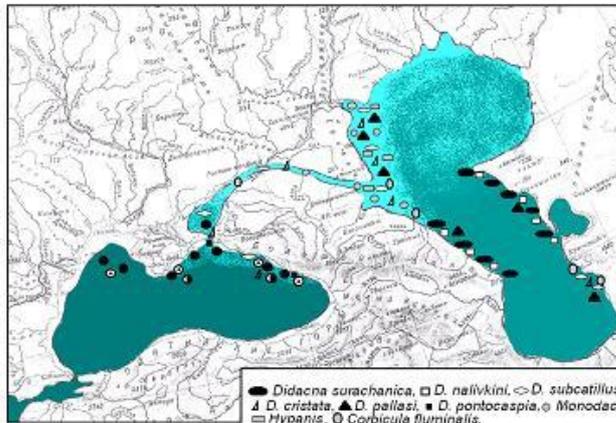
Г

Новозэвксинский бассейн Понта и максимальная стадия хвалынской трансгрессии Каспия



В

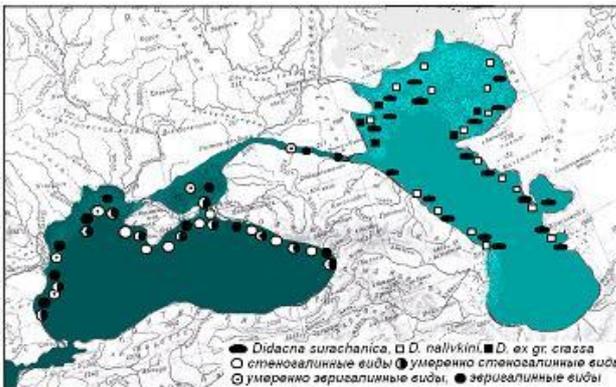
Посткарангатская регрессия Понта и ательская регрессия Каспия



Б

Начало карангатской регрессии Понта и позднехазарская (гирканская стадия) трансгрессия Каспия

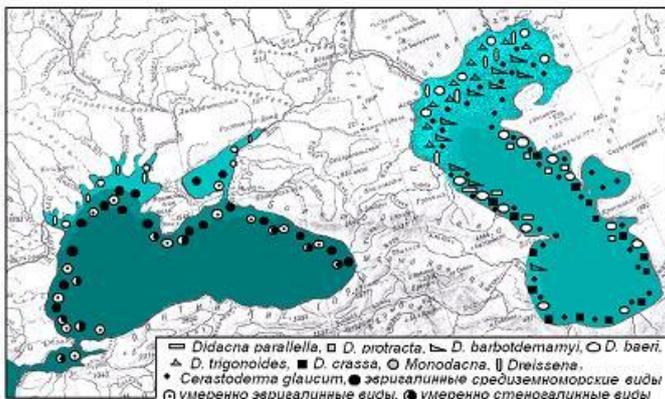
● умеренно стеногалинные виды, ○ умеренно эвригалинные виды, ● эвригалинные виды



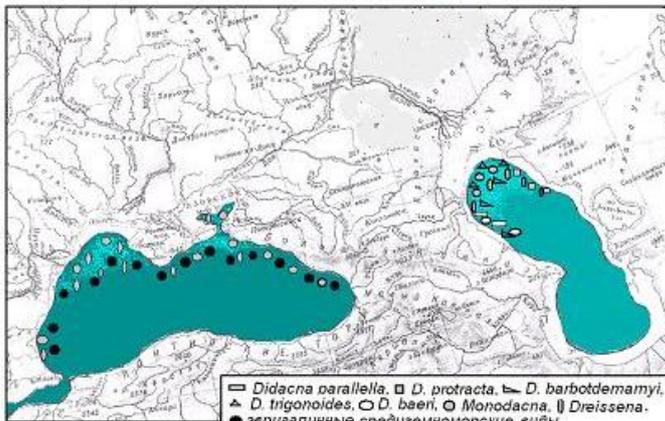
А

Карангатская трансгрессия Понта и позднехазарская (ранняя стадия) трансгрессия Каспия

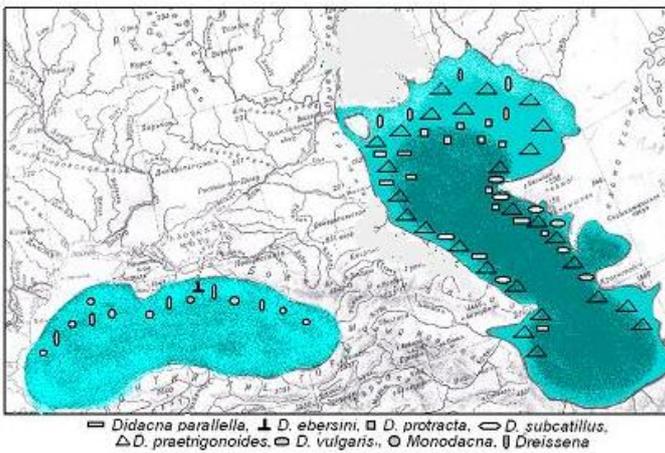
Рис. 47. Бассейны Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене



В Черноморская трансгрессия Понта и новокаспийская трансгрессия Каспия



Б Начало черноморской трансгрессии Понта и мангышлакская регрессия Каспия



А Новозвксинская трансгрессия Понта и позднехвалынская трансгрессивная стадия Каспия

Рис. 48. Бассейны Понто-Каспия в предголоценовую эпоху и в голоцене

4.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗВИТИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ (ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И РАЗЛИЧИЯ)

Каспий и Понт, входящие некогда в единый бассейн Восточный Паратетис, в неоплейстоцене представляли разные по типу (полуизолированные и изолированные) бассейны, значительно различавшиеся по характеру изменений уровня моря, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны (табл. 29).

Таблица 29. Неоплейстоценовые бассейны Понто-Каспия

Время	Каспийское море	Азовское море	Черное море		
Голоцен	Новокаспийский солонатоводный (11-13‰), тепловодный; уровень до -19 м; изолированный	Азовский полуморской опресненный (до 15 ‰), тепловодный; связь с Чер- ным морем ←	Черноморский полуморской (18-20‰), тепловодный; уровень до +2 м; ограни- ченная связь со Средиземным морем <i>Cerastoderma, Chione, Mytilus</i> и др. ←		
	Мангышлакская регрессия (от -50 до -90 м)				
Поздний неоплейстоцен	Позднешвалынский солонатоводный (11-12‰); умеренно тепловодный; уровень до 0 м; изолированный	Регрессия	Новозвксинский солонатоводный опресненный (5- 7‰), холодноводный; уровень до -30-20 м; сток в Мраморное море, приток из Каспия →		
	Енотаевская регрессия (от -45 до -110 м)				
	Раннешвалынский (II) → солонатоводный (10-12‰), холодноводный; уровень до 50 м; сток в Понт			<i>Didacna ebersini, Monodacna,</i> <i>Hypanis, Dreissena</i> →	
	Эльтонская (?) регрессия			Новозвксинский регрессивный (до -150 м); пресноводный, холодноводный; изолированный	
	Раннешвалынский (I) солонатоводный (10-12‰), умеренно тепловодный; сток в Понт отсутствует				
	Ательская регрессия; -120 – -140 м			Посткарангатская регрессия (до -100 м)	
	Гирканский Солонатоводный, умеренно тепловодный; сток в Понт <i>D. cristata, D. subcatillus</i> →			Регрессивная стадия; приток из Каспия	
	Регрессия			Карангатский морской опресненный, тепловодный; приток из Черного моря; глубокая ингрессия по Манычу ←	Карангатский морской (до 30‰), тепловодный; уро- вень до +7 м; приток из Средиземного моря
	Позднешазарский солонатоводный (12-14‰), тепловодный; уровень до -10 м; изоли- рованный			←	← <i>Cardium tuberculatum, Ostrea</i> и др. ←
	Регрессия				Тобечикский морской опресненный (до 20‰); приток из Средиземного моря <i>Cardium, Paphia, Mytilus</i> и др. ←
	Раннешазарский поздний солонатоводный (10-11‰), умеренно тепловодный и холодноводный, ин- грессия в Маныч	Регрессия			

Средний неоплейстоцен	Регрессия	Позднеэвксинский ? в основном солоноватоводный; приток из Каспия; водообмен с Черным морем; ингрессия по Манычу <i>D. pallasi, D. subpyramidata, D. nalivkini</i>	Ашейский морской опресненный (17-18‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Mytilaster</i>	
	Раннехазарский средний солоноватоводный (7-10‰), холодноводный; уровень до 35-40 м.		Позднеэвксинский солоноватоводный (12-13‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор	
	Регрессия	Регрессия		
	Регрессия	Узунларский морской сильно опресненный (12-13‰), тепловодный; водообмен с Черным морем	Узунларский морской опресненный (15-16‰), тепловодный; приток из Средиземного моря. <i>Cerastoderma, Chione</i>	
	<i>D. pontocaspia</i> Раннехазарский ранний солоноватоводный (7-10‰), холодноводный; периодически водообмен по Манычу	Эвксинский солоноватоводный (9-10‰); холодноводный; приток из Каспия; водообмен с Черным <i>D. subpyramidata, D. pallasi</i>	Эвксинский солоноватоводный (10-11‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор	
	Регрессия (до -75 м)	Регрессия		
	Урунджикский солоноватоводный (15-16‰), тепловодный; уровень до -15 м; изолированный	Палеоузунларский опресненный морской (16-17‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Chione, Paphia</i>		
	Регрессия	Древнеэвксинский солоноватоводный (11-12‰); холодноводный и умеренно тепловодный; сток через Босфор		
	Ранний неоплейстоцен	Регрессия	Регрессия	
		Позднебакинский солоноватоводный (13-14‰), умеренно тепловодный; уровень до 20 м; сток в Понт	Чаудинско-бакинский солоноватоводный; приток из Каспия; сток в Черноморскую котловину <i>Didacna rudis, D. catillus, D. eulachia, D. pallasi, D. carditoides, D. subpyramidata</i>	Эпичауда полуморской (16-17‰), тепловодный; уровень близок современному; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Abra, Chione</i>
Раннебакинский солоноватоводный (8-9‰), холодноводный; изолированный			Позднечаудинский солоноватоводный (12-13‰), умеренно тепловодный; отрицательный уровень; приток из Каспия; сброс через Босфор	
Тюркянский регрессивный -150 (до -200) м; инверсия Матуяма-Брюнес			Регрессия	
			Раннечаудинский солоноватоводный (9-10‰); отрицательный уровень; инверсия Матуяма-Брюнес	

Примечание: цветом показана относительная соленость бассейнов – чем выше соленость, тем интенсивнее оттенок серого; стрелками показано направление стока и миграции малакофауны.

Каспий большую часть неоплейстоцена был бессточным водоемом. Пятикратно (в позднебакинское время, дважды в раннехазарскую трансгрессивную эпоху, в позднехазарскую (гирканскую) и в раннехвалынскую трансгрессивные стадии) возникал кратковременный (в масштабах геологического времени) сток в Азово-Черноморские бассейны через Маньчский пролив. Приток (возможный) черноморских вод в Каспий зафиксирован в составе малакофауны раннехазарской трансгрессии. Неоплейстоценовая история Черного моря состояла в периодической смене проточного, сточного и бессточного режимов. Проточные условия возникали в солонатоводных бассейнах каспийского типа в эпохи поступления в них каспийских вод по Маньчскому проливу и сброса их вод по Босфору в Мраморное море и Дарданеллы. Проточными были позднечаудинский, эвксинский, позднеэвксинский и новоэвксинский бассейны. Сточным (сток по Босфору) был режим солонатоводных бассейнов, не принимавших воды Каспия. Это раннечаудинский, древнеэвксинский, начальные фазы эвксинского, позднеэвксинского и новоэвксинского бассейнов. Бессточные водоемы, очевидно, существовали в максимальные стадии регрессий. Двусторонний обмен с Каспием, вероятно, был лишь в эвксино-узунларскую эпоху. Притоком средиземноморских вод было вызвано развитие морских (карангатский) и морских опресненных (эпичаудинский, палеоузунларский, узунларский, ашейский и черноморский бассейны).

В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался до абсолютной отметки +50 м. При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча. Во время регрессий уровень Каспия опускался до отметок -100 (и ниже) м абс. Размах колебаний превышал 150 м. В трансгрессивные эпохи уровень Понта поднимался незначительно – не выше 7 м, а площадь акватории увеличивалась в основном за счет затопления устьевых частей речных долин. Высота трансгрессий контролировалась уровнем Средиземного моря. Понижение уровня во время регрессий достигало -100 (-150) м – размах колебаний составлял около 100 м.

Каспийское море в течение неоплейстоцена представляло солонатоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солености – не более 6–7‰ (мы не имеем в виду лиманы, лагуны и т.д.). Отмечается закономерность: обширные трансгрессивные бассейны (раннехазарский, раннехвалынский) отличались несколько пониженной соленостью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них: в Северном Каспии отмечалось увеличение солености в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение). Небольшие трансгрессивные бассейны («малые трансгрессии») внутри регрессивных эпох (урунджикский, позднехазарский, новокаспийский) характеризовались самой высокой среди каспийских трансгрессий соленостью. Резкой смены условий солености бассейнов не было. В Понте в течение неоплейстоцена происходила неоднократная смена бассейнов разного типа: практически пресноводного и опресненного солонатоводного (новоэвксинский), солонатоводного (чаудинские, и эвксинские), полуморского (эпичауда, палеоузунларский, узунларский, ашейский, тобечикский, тарханкутский, черноморский) и морского (карангатский). Размах колебаний солености составил около 30‰.

Каспийские бассейны в неоплейстоцене были заселены солонатоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды, за исключением эвксинского вида *Didacna pontocaspi*, являются каспийскими автохтонами. В приустьевых районах была велика примесь пресноводных элементов. Лишь в голоцене в Каспии распространился эвригалинный средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*, а уже в наше время антропогенным путем занесены *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В черноморских бассейнах обитала фауна разных типов – от пресноводного до морского. Солонатоводные бассейны характеризовались двустворчатыми кардиидами и дрейссенами. Наряду с видами черноморского происхождения в позднечаудинском, древнеэвксинском и эвксинском бассейнах были распространены каспийские моллюски, проникшие в них по Маньчскому проливу. Новоэвксинский бассейн в максимум регрессии был заселен пресноводными моллюсками, которые сменились с развитием трансгрессии слабо солонатоводными видами каспийского происхождения; очень редко в приманьчском районе отмечались каспийские дидакны. На заключительных этапах существования солонатоводных водоемов, в условиях превращения их в полуморские бассейны, появлялись эвригалинные средиземноморские моллюски. Полуморские бассейны были заселены в основном эвригалинными и умеренно эвригалинными, реже умеренно стеногалинными, средиземноморскими, а в опресненных районах – солонатоводными моллюсками. Морской (карангатский) бассейн отличался средиземноморской фауной, в составе которой были стеногалинные виды, ныне в Черном море отсутствующие. В лиманах и опресненных эстуариях обитали редкие солонатоводные виды.

Солонатоводные моллюски рода *Didacna* Eichw. в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием

трех обладающих различными условиями среды частей Каспия и их разобщением в эпохи регрессий. Дидакны Понта менее разнообразны и менее изменчивы, что объясняется, по-видимому, менее длительной историей их развития (каждый бассейн каспийского типа сменялся полуморским с вытеснением дидакн в ограниченные районы), а также большей однородностью условий в бассейнах, не стимулирующих видообразование.

Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий в бассейне – наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий, для которого характерно непостоянство условий существования биоты, обусловленное влиянием волжских вод. В неоплейстоценовых бассейнах Понта биоразнообразие моллюсков зависело от инвазии в них либо каспийских, либо средиземноморских элементов фауны. Наивысшим биоразнообразием отличался морской карангатский бассейн.

В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» и «теплые» трансгрессии. «Холодными» были бакинский, раннехазарские, раннехвалынский обширные трансгрессивные бассейны; «теплыми» – «малые» трансгрессии, осложнявшие крупные регрессивные эпохи: урунджикская, позднехазарская, новокаспийская. Более теплыми были поздние стадии трансгрессивных эпох: позднебакинский, поздний раннехазарский, позднехвалынский бассейны. В составе малакофауны отмечается закономерность: «холодные» трансгрессивные бассейны были населены господствующими тригоноидными дидакнами; в «теплых» же господствовали крассоидные виды дидакн. «Холодные» трансгрессивные бассейны отличались пониженной соленостью. Все морские трансгрессии Понта были «теплыми»; наиболее холодными водами отличались регрессивные бассейны. Трансгрессии каспийского типа развивались в переходных температурных условиях.

Различие палеогидрологического и палеоэкологического режимов бассейнов Каспия и Понта в неоплейстоцене связано со степенью изолированности водоемов и причинами колебаний уровня.

В вопросе о **причинах каспийских трансгрессий** в настоящее время господствует климатическая концепция (Андрусов, 1900; Ковалевский, 1933; Туголесов, 1948; Федоров, 1956, 1957; Шнитников, 1963; Леонтьев, 1961; Марков и др., 1965; Квасов, 1975, 1976; Мамедов, Алескеров, 1987; Рычагов, 1977, 1997; Свиточ, 1991 и многие другие). Ряд исследователей считают, что трансгрессии Каспия вызваны таянием ледников Русской равнины и окружающих гор (Рейнгард, 1931; Ковалевский, 1952 и др.). С оледенениями Русской равнины по времени сопоставляли трансгрессии (Москвитин, 1958, 1962; Васильев, 1961). Согласно К.К. Маркову (2005), наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий происходили в тот период, когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники. А.А. Величко (1973, 1991 и др.), Д.Д. Квасов (1975) считают крайне неблагоприятными климатические условия для развития трансгрессий во вторую половину ледниковых эпох. Заключение о развитии трансгрессий в конце межледниковых – начале ледниковых эпох сделано Г.И. Рычаговым (1977, 1997). Близкие взгляды высказаны Т.А. Абрамовой (1974) и Н.Ю. Филипповой (1997). Развитие хвалынской трансгрессии с «эпохой экстремальных затоплений» связывает А.Л. Чепалыга (2004, 2005, 2006 и др.). Расчеты водного баланса (Аполлов, 1956; Зайков, 1946; Туголесов, 1948; Калинин и др., 1966) подтвердили вывод о климатической причине колебаний уровня Каспия. Тектонической концепции придерживаются (Православлев, 1926; Герасимов, 1937; Колесников, 1939; Варданянц, 1948 и др.). Геологические факторы в качестве причины каспийских трансгрессий рассматривают Ю.А. Лаврушин и др. (1991, 2001, 2004). С подземным бассейном связывает колебания уровня Каспия Б.Н. Голубов (1984; Голубов и др., 1998).

Анализ малакофаунистических данных, подтвержденный результатами микрофаунистического, спорово-пыльцевого, изотопного анализов, показал, что обширные каспийские трансгрессии развивались в холодных климатических условиях. Наряду с ними в течение крупных регрессивных эпох происходили трансгрессивные подъемы уровня существенно меньшей величины, с отрицательными отметками уровня. Причины, вызывающие эти трансгрессии, очевидно, разные, но, судя по отмеченной закономерности, они вызваны климатическими факторами.

Развитие природной обстановки в Северном полушарии, как известно, в течение плейстоцена носило ритмический характер, в разных широтах и регионах выраженный по-разному. Для Каспия он выражен в чередовании трансгрессивных и регрессивных эпох, отражающих пльвиальные и аридные условия в регионе. Для развития как «холодной», так и «теплой» трансгрессии, обязательным условием является состояние водного баланса с существенным превышением его приходной составляющей. Существование во время глобальных похолоданий климата «пояса пльвиальности» доказано для аридной зоны всей Азии (Девяткин, 1989, 1993). Выполнены реконструкции повышенной влажности на кавказском побережье с одновременным понижением температуры (пльвиалы) в ледниковые эпохи и пониженной влажности и повышенной температуры в межледниковые эпохи (Марков, Лазуков, 1965; Марков, 2005; Шнитников,

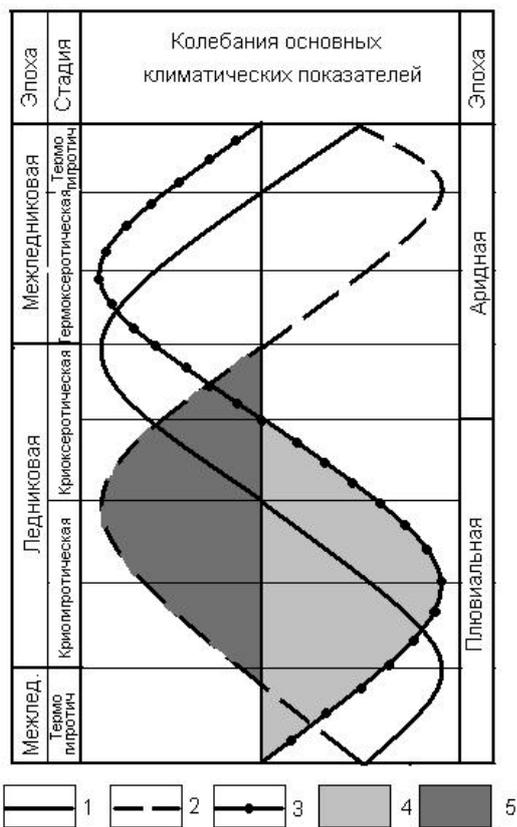


Рис. 49. Схема зависимости трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от глобальных климатических изменений.

1-увлажненность на Русской равнине, 2-теплообеспеченность, 3-увлажненность в Каспийском регионе, 4-трансгрессии, 5-покровные оледенения (использованы материалы В.П. Гричука, 1969 и Н.Ю. Филипповой, 1997).

глобальной климатической ритмики. На нее неизбежно накладываются многочисленные дополнительные факторы. К ним относятся размер и контуры покровного оледенения, динамика оледенений Кавказа, в свою очередь вносящие коррективы в развитие климатических показателей в регионе. Деграция оледенений и сток талых вод «продлевает жизнь» трансгрессии или отражается в ее динамике более мелкой ритмикой, опять же в зависимости от размеров оледенения и его положения в водосборном бассейне Каспия. Несомненно, свою лепту в развитие каспийских бассейнов вносит перестройка гидрографической сети. Д.Д. Квасов (1975) вообще считал этот фактор главным в развитии, например, хвалынской трансгрессии. Одним из факторов, влияющим на состояние бассейнов, была перестройка речной сети Аму-Дарьи и ее полноводность, зависящая от увлажненности региона в водосборном бассейне. Многоводность кавказских рек также зависела от наличия ледников на Кавказе. Тектонические факторы (неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и т.д.) также играют определенную роль в динамике бассейнов. Такой фактор, как высота Манычского порога, играл определяющую роль в положении максимального уровня «холодных» трансгрессий, не позволяя им сбрасывать излишек воды в Понт. В то же время он не позволял трансгрессивным морским водам Понта проникнуть в Каспий во время крупных межледниковых трансгрессий. Таким образом, на развитие трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия влияет множество причин, основной из которых является глобальная климатическая ритмика.

Рассмотрим возможные причины, вызывающие трансгрессивно-регрессивную ритмику в Понте. Трансгрессии в этом бассейне происходили двух типов: каспийского и морского (океанического). Поскольку Понт находится примерно в одинаковых широтах с Каспием, для него логично рассматривать в качестве причин для развития трансгрессий каспийского типа те же факторы, что и для Каспия, а именно,

1963; Абрамова, 1974 и др.).

В плейстоценовом ритме для Русской равнины В.П. Гричук (1969) выделил теплую и холодную фазы, а в каждой фазе по признаку увлажненности – стадии: в теплой – термоксеротическую и термогигротическую; в холодной – криогигротическую и криоксеротическую (рис. 43). Но если кривые увлажненности и теплообеспеченности на Русской равнине сдвинуты относительно друг друга на полфазы, то в находящемся существенно южнее Каспийском регионе они сдвинуты на три четверти (Гричук, 1969; Филиппова, 1997; Алисов, Полтораус, 1962), и чем южнее, тем очевиднее зависимость между понижением температуры и увеличением влажности. В Каспийском регионе, значительно вытянутом в субмеридиональном направлении, по-видимому, расхождения в соотношении влажности и температуры были разными, но тенденция должна была быть одинаковой.

Анализируя ход увлажнения в регионе, являющимся решающим фактором для развития трансгрессий (рис. 49), можно заключить, что «холодные» трансгрессии происходили в криогигротические фазы, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине. Однако, пик увлажненности на Каспии достигал своих максимальных значений раньше максимального развития оледенения (примерно к середине криогигротической фазы); к максимуму оледенения на Русской равнине (конец гиротической фазы) должен был отмечаться спад уровня моря. Максимум регрессии соответствовал середине термоксеротической фазы, когда межледниковые условия еще не достигли своей кульминации. «Теплые» трансгрессии, по-видимому, происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных сложных по структуре межледниковий.

Это идеализированная схема зависимости развития трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от гло-

в первую очередь – ход увлажненности региона. Логично предположить, что трансгрессии здесь должны развиваться синхронно каспийским. Вероятно, так оно и было. Трансгрессии каспийского типа, а именно, солоноватоводные бассейны, развивались одновременно, но результирующая составляющая в регионах была разная. Если в Каспии (изолированный водоем) уровень бассейна мог подниматься достаточно высоко, то в Понте (ограниченная связь с океаном) он, при достижении уровня Босфорского порога, сбрасывал свои воды в Мраморное море. Серьезная составляющая положительного водного баланса в виде сброса в Понт каспийских вод не оказывала должного влияния на значительный подъем уровня. О сбросе солоноватых вод свидетельствуют отложения с солоноватоводной черноморской фауной в Мраморном море и на берегах Дарданелл. По этой причине трансгрессии каспийского типа (чаудинские, древнеэвксинские, новоэвксинская) имели отрицательные отметки уровня. Позднечаудинская и эвксинские трансгрессии достигли своего максимального уровня при подпоре со стороны средиземноморских вод в условиях межледниковой трансгрессии океана. Таким образом, трансгрессия каспийского типа перетекала в морскую фазу трансгрессии. Морские трансгрессии и их размах зависели от уровня океана и развивались одновременно (логично предположить лишь незначительное запаздывание) с трансгрессиями океана.

Как и в случае с Каспием, это *идеализированная* схема. Свои коррективы вносят развитие оледенений на Русской равнине и в горных областях, их объем и площадное распространение, сток талых ледниковых вод, перестройка речной сети. Тектонический фактор играет роль неотектоническими движениями в регионе, осадконакоплением и т.п. Таким образом, для развития в Понте трансгрессий каспийского типа определяющим фактором является климатическая ритмика. Высоту их уровня контролирует Босфорский порог. Для развития морских трансгрессий определяющей причиной является уровень Средиземного моря. Продвижение их по Маньчу в сторону Каспия контролируется Сальским и Маньчским порогами.

В ритмике колебаний водоемов, особенно трансгрессивных серий, достаточно явно прослеживается иерархия уровней: стадия, фаза и т.д., особенно четко это видно на лучше изученных колебаниях позднелайстоценового и голоценового трансгрессивных этапов.

Вопрос об **изменении солености** в ходе трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов Каспия также не имеет однозначного решения. Ряд исследователей (Федоров, 1953, 1957; Шнитников, 1963; Квасов, 1974, 1975 и др.) считали, что во время трансгрессий происходило опреснение моря, в эпохи регрессий – осолонение. Причины этого они видят в увеличении притока пресных речных вод, увеличении количества выпадающих осадков, уменьшении испарения и сбросе части солей через Маньч. Другие исследователи (Колесников, 1940; Попов, 1961; Свиточ, 1976 и др.) пришли к выводу об опреснении в эпохи регрессий и осолонении в эпохи трансгрессий. Согласно выводам Г.И. Рычагова (1976, 1977, 1997), соленость в разных частях бассейна менялась по-разному: в Северном Каспии отмечалось ее увеличение в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение.

Ряд авторов апеллируют в решении вопроса о солености к ископаемой малакофауне. Наши исследования показали, что резких скачков в развитии фауны при переходе от одного бассейна к другому не было. Формирование элементов каждой фауны прослеживается в предыдущих (более древних) фаунах. Во время регрессий они претерпевали эволюционные изменения, появлялся ряд новых видов, но этот процесс был достаточно постепенным. Примечательно, что именно в выделенных нами «малых трансгрессиях», которые по существу являются регрессивными бассейнами, развивались переходные фауны: в урунджикской завершено существование большей части бакинских элементов и началось развитие раннехазарских; в позднехазарской (гирканский комплекс) фауне появились и стали достаточно активно развиваться элементы хвальнской фауны. Новокаспийская фауна включает как представителей хвальнской, так и, очевидно, будущей фауны Каспийского бассейна. Эти же виды описаны В.И. Артамоновым и для мангышлакской регрессии. Вероятно, что при новом значительном подъеме уровня моря широкое распространение получат не все современные виды, уже сейчас среди дидакн отмечается некоторое увеличение количества тригоноидных форм. Правда, существенные коррективы в процесс распределения моллюсков и их численность в современном Каспии вносит антропогенный фактор. Анализ развития плейстоценовых фаун приводит к выводу о повышении солености в Северном Каспии и ее понижении в Среднем и Южном в эпохи трансгрессий (Менабде и др., 1991, 1992; Янина, 2005, 2006). Микрофаунистический анализ (Янко, 1989) и материалы по изменению изотопного состава кислорода раковин моллюсков (Горбаренко, 1972) подтвердили этот вывод.

В плейстоценовых бассейнах Понта соленостные условия бассейнов существенно различались, однако и в них в большинстве случаев смена солености происходила достаточно постепенно. В эпохи существования солоноватоводных бассейнов их ранние этапы были существенно опреснены; в дальнейшем, с поступлением в бассейн солоноватых вод Каспия, солей с водами суши, их минерализация повышалась,

соленость была близка каспийской. Морские трансгрессии, вызванные притоком средиземноморских вод, поднимали соленость, превращая бассейны в морские опресненные или полуморские. Скорость увеличения солености, как и конечная соленость бассейнов, напрямую зависела от скорости и объема поступающих морских вод. И если трансформация солоноватоводных позднечаудинского и эвксинских бассейнов в полуморские происходила достаточно постепенно, о чем свидетельствует постепенное появление и увеличение числа эвригалинных морских элементов фауны, а часто сосуществование представителей солоноватоводной и морской малакофауны, то развитие морской карангатской трансгрессии было более быстрым, а значит, и более катастрофичным для малакофауны. Также катастрофичным для моллюсков было превращение карангатского морского бассейна в пресноводный водоем. Такие изменения экологической обстановки – кризис осолонения (карангатский) и кризис опреснения (новоэвксинский) – были губительны для малакофаунистических сообществ, вызывая в них необратимые изменения.

4.6. РОЛЬ МАНЫЧСКОГО ПРОЛИВА В РАЗВИТИИ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ

Маньчский пролив, периодически функционировавший между Каспием и Понтом, является уникальным событием палеогеографии региона. Согласно нашим исследованиям, в неоплейстоцене отмечается по меньшей мере пять эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в бакинскую эпоху, в среднем – дважды в эвксино-раннехазарскую эпоху и в позднем неоплейстоцене – в карангатско-позднехазарскую и хвалынскую эпохи (см. табл. 29).

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Маньчской долины, в раннем неоплейстоцене Маньчский пролив открылся в максимум развития бакинской трансгрессии. Распространение в его осадках представителей позднебакинского малакофаунистического подкомплекса свидетельствует о сбросе каспийских вод по проливу в чаудинский бассейн Понта в позднебакинскую фазу развития бакинской трансгрессии. По данным Г.И. Попова (1983) водообмен между двумя бассейнами был двусторонний. Нигде в Каспийском регионе в бакинских осадках нами свидетельства поступления чаудинских вод – раковины видов эвксинского происхождения – не обнаружены. В проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были каспийские дрейссены и слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna* и *Hupanis*, процент пресноводных видов был невысоким. Состав малакофауны отвечает сравнительно высоким (для Каспия) условиям солености – у входа в пролив она составляла около 11–12%, несколько уменьшаясь по ходу благодаря впадающим в него рекам и прочим пресным водотокам. Водный поток из Каспия был существенным и достаточно продолжительным, судя по его влиянию на фаунистический облик позднечаудинского бассейна Понта.

В среднем неоплейстоцене открытие Маньчского пролива происходило дважды. В строении пролива прослеживаются эвксинские и нижнехазарские образования с близким составом малакофауны, имеющие двучленное строение, соответствующее двум стадиям раннехазарской и эвксинской трансгрессий. Широкое распространение раннехазарских видов в эвксинских бассейнах привело к прочно утвердившемуся среди исследователей представлению об одностороннем сбросе каспийских вод в Черноморскую котловину. Распространение черноморских дидактн *D. pontocaspia* в эвксино-хазарских отложениях Маньча на всем протяжении древнего пролива, а также их довольно частая встречаемость в хазарских отложениях Северного Каспия, может свидетельствовать о двусторонней связи между раннехазарским и эвксинским бассейнами. Об этом же могут свидетельствовать и находки церастодерм в приманьчском районе северо-западного Каспия. В хазарско-эвксинском проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были дрейссены и слабо солоноватоводные виды, сравнительно часто встречались пресноводные моллюски. Состав малакофауны отвечает сравнительно низким условиям солености – у входа в пролив она составляла не более 8–9 %, очевидно, периодически повышаясь при ингрессии эвксино-узунларских вод в пролив. Судя по строению отложений в Маньчской депрессии, пролив был широким, водный поток устойчивым, действующим в течение длительного времени. Влияние каспийских вод на бассейны Эвксина было существенным, более значительным, чем в бакинско-чаудинскую эпоху. Влияние же эвксинских вод на Каспий мало заметно.

В начале позднего неоплейстоцена в максимум карангатской трансгрессии в Маньчской долине существовал ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Состав в его осадках представителей карангатской фауны свидетельствует о довольно высокой солености вод залива, примерно равной современной солености Черного моря (около 18%). Г.И. Поповым (1983) определены два этапа

ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского моря, имевшего низкие отметки уровня. Второму этапу ингрессии отвечало развитие второй стадии позднехазарской трансгрессии – гирканского, образывавшего довольно глубокий залив в долине Восточного Маныча. В эпоху регрессии карангатского бассейна в пролив ингрессировали гирканские воды, с которыми в черноморскую котловину проникли свойственные этому бассейну моллюски. Водный поток из Каспия не был существенным, судя по его влиянию на фаунистический облик карангатского бассейна Понта.

Последнее открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м. Об этом свидетельствуют геоморфологическое строение Манычской депрессии, а также палеонтологическое содержание ее отложений. Согласно материалам наших исследований, отмечалось двухэтапное развитие пролива: эрозионный, о котором свидетельствуют ложбины стока и грядовый рельеф Манычской долины, а также абескунские хвалынские отложения; и аккумулятивный, отложивший ингрессировавшими хвалынскими водами в выработанную долину тонкие осадки между грядами, сформировавшие террасу на высоте около 22 м. Анализ таксономического состава фаунистических сообществ аккумулятивного периода развития пролива свидетельствует о солёности его вод в восточной части около 11–12‰, уменьшающейся в западной части пролива благодаря опресняющему влиянию впадающих в него водотоков. Этот этап развития пролива датируется нами календарным возрастом 14,3–14,8 тыс. лет назад (C^{14} даты 12,5–12,7 тысяч лет). Ископаемые сообщества моллюсков указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия в новоэвксинский бассейн Понта.

В неоплейстоценовой истории как Каспия, так и Понта, Манычский пролив играл существенную роль. В Каспии он осуществлял контроль уровня обширных «холодных» трансгрессий. В Понте контролировал распространение морских «теплых» бассейнов. Принимая воды каспийских трансгрессий и доставляя их в бассейны Понта, пролив способствовал увеличению их водной массы, изменению их гидрологических, гидрохимических и экологических параметров, а также изменял фаунистический облик водоемов не только распространением в них каспийских видов, но и образованием новых видов и подвидов (*Didacna borisphenica*, *D. rudis euxinica*). На бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался понижением их уровня, а также сбросом части солей в водоемы Понта. Предполагаемое нами поступление эвксиноузунларских вод в раннехазарский бассейн Каспия сказалось на акклиматизации в Северном Каспии черноморского вида дидакн *Didacna pontocaspia* и образовании от него здесь нового подвида *Didacna pontocaspia tanaitica* (Л.А. Невеская (Nevesskaja, 2007) описывает его как вид). Распространение в Северном Каспии крассоидных дидакн, возможно, является свидетелем некоторого увеличения здесь солёности благодаря поступлению черноморских вод.

С историей Манычского пролива тесно связана и проблема появления в Каспии морского эвригаллиного вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на малакофауну бассейна. Малакофаунистический анализ каспийских отложений показывает, что временем появления церастодермы является новокаспийская эпоха. В регрессивных мангышлакских осадках этого моллюска нет, как нет и в составе раннего новокаспийского подкомплекса (возможно, просто вид был еще распространен на очень ограниченных участках, не охваченных исследованиями). Никаких геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования пролива в эту эпоху в настоящее время не существует. Б.А. Федоровичем высказано предположение о заносе личинок или самих раковин из Черного моря птицами. П.В. Федоровым (1957) предложен путь проникновения церастодерм с помощью древнего человека. Подобное предположение сделано в ряде докладов и А.Л. Чепалыгой.

Версия о существовании Манычского пролива в позднехалынскую и мангышлакскую эпоху как пути проникновения *Cerastoderma* в Каспий, высказана Е.Н. Бадюковой (2001, 2006). Она предполагает, что первое проникновение моллюсков *Cerastoderma* в Каспийский бассейн могло произойти в конце позднехвалынской эпохи, когда по широкому проливу со спокойным течением воды позднехвалынского моря сбрасывались в новоэвксинский водоем, существовавший в это время в области Черноморской котловины. Автором монографии высказаны возражения (Янина, 2005). По существующим представлениям средиземноморские воды, а вместе с ними и первые эвригаллинные морские моллюски, стали поступать в черноморскую котловину 7–8 тысяч лет назад, во время послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Существуют свидетельства (в частности, изотопные) более раннего проникновения средиземноморских вод в Эвксин, но и в этом случае появление в нем морских моллюсков, а тем более распространение их в северо-восточной части Азово-Черноморского бассейна, должно было произойти гораздо позже, уже в послехвалынское время. Поэтому, даже если предположить отсутствие Манычского порога и существование пролива между позднехалынским и новоэвксинским бассейнами, проникновение *Cerastoderma*

glaucum в Каспий по нему в этот период исключается по причине отсутствия этого вида в азовской и приазовской области Эвксина. Основная волна проникновения моллюсков в Каспий отнесена исследователем к максимуму новочерноморской трансгрессии Черного моря, когда течение по Манычскому проливу уже осуществлялось из Черного моря в Каспий, находящийся в состоянии регрессии (мангышлакской). Биологические характеристики *Cerastoderma glaucum* в принципе могут позволить этому виду преодолеть Манычский пролив. Однако большинством исследователей пик новочерноморской трансгрессии определяется в 5–4,5 тысячи лет, когда в Каспии уже развивалась новокаспийская трансгрессия.

Е.Н. Бадюковой (2001, 2006) собран очень интересный материал, представляющий собой практически все имеющиеся сведения о находках раковин вида на отметках выше –20 м, они приводятся как доказательства проникновения *Cerastoderma* в Каспий в домангышлакское время. Ни в коей мере не подвергая сомнению фактологический материал, мы пока не можем согласиться с выводами автора, сделанными на его основе. Относительно находок новокаспийских дидакн на высоких уровнях можно отметить следующее: действительно, как показали наши полевые исследования, в верхнехвалынских отложениях последних этапов развития трансгрессии довольно часты находки дидакн, получивших в дальнейшем широкое развитие в новокаспийских отложениях. Раковины *Cerastoderma* в отложениях высоких уровней встречены не были. Вполне возможно, что эти уровни и относятся к домангышлакской эпохе, но они вовсе не доказывают существование пролива. Это относится и к приводимым абсолютным датировкам: они констатируют время появления церастодерм в Каспийское море, но отнюдь не пути или способ их проникновения.

Автор монографии склоняется к пути проникновения *Cerastoderma glaucum* в максимум новочерноморской трансгрессии, когда в долине Западного Маныча существовал залив, населенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии – ряд остаточных соленых озер. Из залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи древнего человека, этот достаточно эврибионтный вид прошел путь до новокаспийского бассейна. Вполне возможно, что одним из способов его проникновения были плавательные приспособления (лодки), о которых упоминается в археологических публикациях, которые могли перетаскиваться (а скорее, доставляться по рекам) из моря в озеро и т.д. – аналогичным способом проник в Каспий в прошлом веке другой эвригалинный морской вид *Mytilaster lineatus*. Хотя и эта версия остается лишь предположением. Можно заключить, что вопрос о пути и способе проникновения средиземноморского вида *Cerastoderma glaucum* в Каспий, ставшего здесь руководящим видом, на данном этапе исследований, до получения убедительных доказательств, остается открытым.

Часть III. КОРРЕЛЯЦИЯ

5. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Проблема сопоставления трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия и Понта в неоплейстоцене с ледниковыми событиями на Русской равнине является важнейшей и сложнейшей в палеогеографии. Ей уделено большое внимание исследователей (Милановский, 1932; Мирчинк, 1936; Николаев, 1953; Федоров, 1957, 1978; Васильев, 1959, 1969, 1982; Москвитин, 1962; Марков и др., 1965; Величко, 1975, 1982, 1991; Зубаков и др., 1977; Зубаков, 1985, 1986; Рычагов, 1977, 1997; Динамика..., 2002 и др.). К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии и Понте с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет.

5.1. БАСЕЙНЫ КАСПИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Среди исследователей Каспийского региона распространена точка зрения, что трансгрессии Каспия вызваны таянием ледников Русской равнины и окружающих гор (Рейнгард, 1931; Ковалевский, 1952 и др.). С оледенениями Русской равнины сопоставляли трансгрессии А.И. Москвитин (1962), Ю.М. Васильев (1961) и др. Согласно К.К. Маркову (2005), наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий происходили в тот период, когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники. А.А. Величко (1973, 1991 и др.), Д.Д. Квасов (1975) считают крайне неблагоприятными климатические условия для развития трансгрессий во вторую половину ледниковых эпох. Заключение о развитии трансгрессий в конце межледниковых – начале ледниковых эпох сделано Г.И. Рычаговым (1977, 1997). Близкие взгляды высказаны Т.А. Абрамовой (1974) и Н.Ю. Филипповой (1997). Развитие хвалынской трансгрессии с «эпохой экстремальных затоплений» связывает А.Л. Чепалыга (2004, 2006 и др.).

К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет (табл. 30). Как нет и единства во взглядах на событийные схемы этих регионов в плейстоцене.

Таблица 30.

Представления исследователей о корреляции палеогеографических событий в Каспийском регионе и на Русской равнине

Поздний плейстоцен Каспия	Москвитин А.И. 1962	Кожевников А.В. 1971	Рычагов Г.И. 1977	Федоров П.В. 1978	Свиточ А.А. 2008-2010
Новокаспийская трансгрессия	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен
Мангышлакская регрессия					
Хвалынская трансгрессия	Позднешхвалынская стадия	Осташковский ледниковый век	Крестецкая стадия	Поздневалдайское оледенение	Осташковское оледенение
	Енотаевская регрессия		Интерстадиал		
		Раннешхвалынская стадия	Молого-шекснинский межледниковый век	Вепсовская стадия	Ранневалдайское оледенение
	Калининский ледниковый век		Соминский интерстадиал		
Ательско-ахтубинская регрессия	Микулинский межледниковый век	Калининское оледенение	Молого-шекснинское межледниковье	Калининское оледенение	Ранний, средний валдай и первая половина поздневалдайской ледниковой эпохи
Позднехазарская трансгрессия					

Глобальные изменения климатических условий в неоплейстоцене оказывали решающее влияние как на трансгрессивно-регрессивное состояние Каспийских бассейнов, так и на образование ледников и их деградацию на Русской равнине. В свою очередь последние также оказывали региональное влияние на развитие бассейнов Каспия. В части II автором предложена идеализированная схема развития каспийских трансгрессий под влиянием глобальных климатических изменений. Сопоставление ее со схемой В.П. Гричука (1969) для развития оледенений Русской равнины показало, что условия, благоприятные как для развития оледенений, так и каспийских трансгрессий, примерно совпадали. Прекращение подъема уровня Каспия, а также его регрессивная фаза, наступали с максимумом оледенения, в холодных и сухих климатических условиях. Сток талых ледниковых вод, особенно в раннем и среднем неоплейстоцене после образования самых крупных покровных ледников (донского и днепровского), также оказывал влияние на состояние уровня бассейнов, «продлевая жизнь» трансгрессии уже в условиях начавшегося межледниковья. На эти условия водного баланса накладывалось много других факторов регионального значения, о которых сказано в разделе 5. В этих условиях развивались «холодные» трансгрессии Каспия – бакинская, раннехазарская и хвалынская (палеогеографическая характеристика бассейнов дана в разделе 4).

Реконструкция палеогеографических событий в Каспии показала, что помимо «холодных» обширных трансгрессий в истории Каспия существовали и «теплые» трансгрессии, имевшие отрицательные отметки уровня («малые» трансгрессии), развивавшиеся в межледниковых условиях: урунджикская, позднехазарская и новокаспийская.

На основании комплексного анализа палеогеографических данных автором предлагается схема сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий в Понто-Каспии с ледниково-межледниковой ритмикой на Русской равнине (табл. 31) в неоплейстоцене.

Начало **раннего неоплейстоцена** в Каспийской котловине характеризовалось существованием регрессивного тюркянского бассейна. Основанием для нижней корреляционной границы служит инверсия палеомагнитных зон Матуяма-Брюнес, зафиксированная внутри тюркянских отложений Каспия (Мамедов, Алескерев, 1988) и в основании гремьячевских (нижнеильинских) (Болиховская, Молодьков, 2000) или над петропавловскими (Поспелова и др., 1998) отложениями Восточной Европы. Чередование потеплений и похолоданий начала раннего неоплейстоцена, безусловно, отражалось на колебаниях уровня тюркянского бассейна, но, по-видимому, ритмика такого ранга (не «экстраординарная») не приводила к значительному повышению уровня, зафиксированному в осадках выше современного уровня моря. Этому не способствовало и очень низкое положение уровня регрессивного бассейна. Лишь значительное увлажнение региона могло привести к трансгрессии с положительными отметками уровня. Таким событием, очевидно, стало изменение климатических условий (16 ИКС), приведшее к обширному донскому оледенению на Русской равнине. С ним сопоставлено начало «холодной» бакинской трансгрессии Каспия. Корреляция подтверждается материалами по распространению млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса.

Максимальное продвижение к югу ледника, приведшее к образованию в его периферической области сухих холодных степей (спорово-пыльцевые материалы по Северному Прикаспию), должно было бы привести к падению уровня Северного Каспия. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект. Увлажненность Восточного Предкавказья в эпоху донского оледенения подтверждается формированием там мощной почвы (Болиховская, 2005). Развитие бакинской трансгрессии было поддержано стоком вод деградирующего ледника в условиях потепления климата.

Поздняя фаза бакинской трансгрессии была умеренно тепловодной, развивалась в условиях, близких к межледниковым – им соответствовала обстановка продолжительного, с фазами потепления (15 и 13 ИКС) и похолодания (14 ИКС), самого влажного в плейстоцене (Болиховская, Молодьков, 2000) мучкапского межледниковья, вплоть до похолодания (12 ИКС), приведшего к развитию окского оледенения. Во время окского оледенения бакинский бассейн испытал регрессию. В отличие от донского, эпоха окского оледенения была криоксеротической, о чем свидетельствует образование лессов в Восточном Предкавказье (Болиховская, 2005).

Начало **среднего неоплейстоцена** на Каспии было ознаменовано «малой» урунджикской трансгрессией – самым тепловодным и соленым трансгрессивным бассейном Каспия. Мы его коррелируем с самым теплым (Болиховская, 2005) межледниковьем Русской равнины – лихвинским (11 ИКС). Такая корреляция исходит из последовательности развития событий, подкрепляется фаунистическими данными (сингильский комплекс млекопитающих). Трансгрессия была отделена регрессиями как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской трансгрессии.

Таблица 31. Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Каспия с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины

Время	Каспий	Русская равнина	ИКС шкала возраст границ
Голоцен	Новокаспийская трансгрессия	Послеледниковье	1 тыс. лет
	Мангышлакская регрессия		11
Поздний плейстоцен	Позднехвалынская трансгрессия (стадия)	Поздневалдайское оледенение	2
	Енотаевская регрессивная стадия		24
	Раннехвалынская трансгрессия (стадия)	Внутривалдайский межстадиал	3
	Ахтубинско-ательская регрессия	Ранневалдайское похолодание (оледенение?)	4
	Гирканская трансгрессия (стадия)	Микулинское межледниковье	5
	Регрессивная стадия		71
	Позднехазарская трансгрессия (ст.)		127
	Регрессия	Днепровское (московское) оледенение (стадия?)	6
	Средний плейстоцен	Поздняя раннехазарская трансгрессия (стадия)	Черепетьское (роменское, одинцовское) межледниковье
Регрессия		Жиздринское (орчикское) похолодание (днепровское оледенение, стадия?)	8
Средняя раннехазарская трансгрессия (стадия)		Чекалинское (каменское) межледниковье	9
Регрессия		Калужское (борисоглебское) похолодание	10
Ранняя раннехазарская трансгрессия (стадия)		Лихвинское межледниковье	11
Регрессия			127
Урунджикская трансгрессия			186
Регрессия	Окское оледенение	7	
Ранний плейстоцен	Бакинская трансгрессия	Мучапское (беловежское) межледниковье	8
		Донское оледенение	9
		Семилуksкое (позднеильинское) межледниковье	10
	Тюркянский регрессивный бассейн	Девическое (внутриильинское) похолодание	11
		Гремячевское (раннеильинское) межледниковье	12
		Покровское похолодание	13-15
		Петропавловское межледниковье	16
		712	17
		760	18
787	19		
21	20		

Цветом выделены «теплые» трансгрессии и синхронные им межледниковья

Развитие трех раннехазарских трансгрессий (или трех стадий раннехазарской трансгрессивной эпохи) сопоставляется нами с эпохами похолоданий (10, 8 и 6 ИКС), которым на Русской равнине отвечают калужское, жиздринское и днепровское оледенения. Эпохам потеплений (9 и 7 ИКС), коррелируемым с чекалинским и черепетьским межледниковьями Русской равнины, в Каспии отвечали раннехазарские регрессивные стадии.

Начало *позднего неоплейстоцена* на Русской равнине характеризовалось теплой микулинской межледниковой эпохой. Это палеогеографическое событие ни у кого из исследователей региона не вызывает сомнения. Однако о возрастных границах и длительности микулинского межледниковья нет единого мнения. Представления исследователей по этим вопросам обобщены Н.С. Болиховской и А.Н. Молодьковым (2008). Возраст микулинского межледниковья оценивается интервалом 100-70 тыс. лет (Заррина, Краснов, 1983), 128-116 тыс. лет (Арсланов, 1992; Спиридонова, 1991), 140-100 тыс. лет (Величко и др., 1999); 140-70 тыс. лет (Болиховская, Молодьков, 1999). Для территории Белоруссии это 130-115 (90) тыс. лет (Yelovicheva, Sanko, 1999), для Украины - 130-107 тыс. лет (Gerasimenko, 2001). По мнению многих исследователей межледниковье было непродолжительным, сопоставимым лишь с изотопной подстадией

5e по шкале SPECMAP (Imbri et al., 1984), с наиболее теплым периодом около 125 тыс. лет назад. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова (Болиховская, 1995; Болиховская, Молодьков, 2000, 2005, 2008; Молодьков, Болиховская, 2010 и др.), изотопной подстадии 5e отвечает лишь первый из трех термических максимумов микулинского межледникового. Внутри сложного по структуре межледникового, охватывающего, по их мнению, всю стадию 5, зафиксированы также два похолодания, названные эндотермалами.

Эпоха значительного потепления (5 ИКС) в Каспии отозвалась продолжительной регрессивной эпохой. В первую фазу похолодания и увлажнения (первый эндотермал) развилась «малая» позднехазарская трансгрессия – тепловодный бассейн с отрицательными отметками уровня. Во вторую фазу похолодания и увлажнения (второй эндотермал) в конце микулинской эпохи развилась вторая стадия позднехазарской трансгрессии – гирканская, которая продолжила свое развитие в условиях похолодания и увлажнения начала 4 ИКС. Такая корреляция подтверждается тепловодностью бассейна, его датировками, соотношением его осадков с карангатскими в Маныче, где отмечался сток гирканских вод в Черноморскую котловину при регрессии карангатского моря, произошедшей в условиях начавшегося оледенения. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской (2005, 2007), в центральных районах Восточной Европы наиболее высокая влагообеспеченность в позднем плейстоцене была свойственна именно этому интервалу.

Следует отметить, что наши исследования по Каспию находятся в согласии с точкой зрения исследователей (Молодьков, 1995; Болиховская, Молодьков, 2000; Болиховская, 2005; Чепалыга, 2002 и др.), сопоставляющих микулинское (эмское) межледниковье со всей стадией 5, а не 5e, как было принято после работ (Shackleton, 1969; Mangerud et al., 1979).

Согласно представлениям (Спиридонова, 1991; Арсланов, 1992; Величко и др., 2002; Судакова, 2005 и др.), около 110 тыс. лет назад уже началась валдайская ледниковая эпоха. Палеогеографические материалы по Каспийскому региону находятся в противоречии с ними, ибо в это время Каспий представлял собой теплый бассейн; характерным видом малакофауны его опресненных районов, в том числе и северо-западного, был *Corbicula fluminalis* – южный теплолюбивый вид. Подтверждением межледникового характера бассейна было и его одновременное существование с межледниковой карангатской трансгрессией Черного моря, о чем свидетельствует характер залегания отложений двух бассейнов в Манычской депрессии (Попов, 1983).

Существование ранневалдайского оледенения (или стадии оледенения) является предметом дискуссии. Согласно Н.Г. Судаковой (2000, 2005) в раннем валдае развивалось оледенение, и оно было более обширным, чем поздневалдайское. По данным А.А. Величко и др. (1981, 2000) оледенение в валдайскую эпоху было одно – поздневалдайское, а если ранневалдайское и существовало, то было очень незначительным. Согласно палеогеографическим реконструкциям Н.С. Болиховской (2005 и др.) валдайский этап характеризуют 10 холодных (стадиальных) интервалов, 9 межстадиалов и несколько межфазисов. В Нижнем Поволжье пик похолодания (4 ИКС) выражен глубокими ледяными клиньями в основании ахтубинских осадков, а также перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами. Каспийский бассейн отреагировал на эти условия регрессией. Надо отметить, что, в отличие от ранне- и среднеплейстоценовых оледенений, валдайская регрессия началась несколько раньше, была глубокой, слабо отреагировала (или не отреагировала) на сток ледниковых вод (если он существовал). Низкий уровень Каспия (ательский бассейн) продолжал держаться и в эпоху потепления (3 ИКС), которая ознаменовалась на Русской равнине межстадиалом.

Эпоха нового этапа похолодания (2 ИКС), приведшая к возникновению поздневалдайского (осташковская стадия) оледенения, отразилась в Каспии подъемом его уровня – хвалынской трансгрессией. Согласно нашим представлениям (материалы изучения скважины 1), первая раннехвалынская трансгрессивная фаза началась еще во второй половине средневалдайского потепления – в молодовский или днестровский межстадиал. Ее сменила регрессивная фаза в эпоху сухого и холодного климата максимума поздневалдайского оледенения. Эта эпоха, датированная 24-17 тыс. лет назад (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009), отличалась очень холодным и сухим климатом, наиболее суровым климатом плейстоцена (Величко, 1973). На Русской равнине сплошное распространение мерзлоты реконструировано до 57-58° с.ш., очагами она распространялась до берегов Каспийского моря. Среднегодовые температуры снижались до -10 – -5°C в южных областях Европы (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Такие климатические условия с очевидностью привели водный баланс бассейна Каспия к его отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня.

Последовавшее затем потепление и деградация оледенения привели к новой трансгрессивной фазе. Судя по материалам Г.И. Рычагова (1997), а также нашим данным по скважине 1, раннехвалынская стадия

характеризовалась пятью трансгрессивными фазами. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, в настоящее время нет радиоуглеродных датировок максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадияльному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15-14 тысяч лет назад. Это была эпоха начала деградации поздневалдайского оледенения, охарактеризованная значительным обводнением рек Русской равнины и усилением их стока в Каспий (Панин и др., 2005). Литологическими особенностями нижнехвалынских отложений являются шоколадные глины. Согласно представлениям А.И. Москвитина (1962) и Г.И. Горецкого (1966), их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Ленточность шоколадных глин – также признак перигляциальных условий (Москвитин, 1962). Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема.

Радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале 11-12 тыс. лет, полученные по нижнехвалынским отложениям Манычской долины (Свиточ и др., 2008; Arslanov, Yanina, 2010), также характеризуют время существования Манычского пролива при уровне Каспия на отметках около 22 м. Датировок первого этапа сброса вод раннехвалынской трансгрессии по Манычу при достижении ею отметок до 50 м в настоящее время нет.

Средний и поздний дриас позднеледниковья характеризовались крайне засушливыми и очень холодными условиями (Гричук, 1969; Величко, 1991). В Каспии им, по-видимому, соответствовали регрессивные фазы; обе, или одна из них – енотаевская между раннехвалынской и позднехвалынской стадиями трансгрессии. Согласно пыльцевым данным (Сорокин и др., 1983) это была эпоха сухого прохладного климата.

Снижение уровня позднехвалынского моря происходило неравномерно, оно сопровождалось останковками и вторичными трансгрессивными подъемами (Леонтьев, Федоров, 1953; Рычагов, 1997 и др.). Регрессивная тенденция началась на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой (1974) в нижней части верхнехвалыnskих осадков относительно многочисленна и разнообразна пыльца древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб, лапина, ива) и спор (зеленые мхи, папоротники). Выше по разрезу тип спектров существенно меняется, и доминирующее положение занимает пыльца травянистой (до 30% ксерофитов) и кустарничковой растительности, пыльца древесной растительности единична. Спорово-пыльцевым спектром конца позднехвалынского времени присуще абсолютное преобладание пыльцы травянистых ксерофитов, а среди неё полыни и маревых, что свидетельствует о распространении полупустынно-степной растительности.

Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией. Судя по реконструированной по результатам палинологического изучения разрезов Волго-Ахтубинской поймы континентализации климата (Болиховская, 1990), а также результатам радиоуглеродного датирования (Рычагов, 1997), это произошло в бореальный период голоцена. Увлажнение атлантического этапа привело к новокаспийской трансгрессии.

5.2. БАСЕЙНЫ ПОНТА И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

При сопоставлении трансгрессивно-регрессивной ритмики Понта и ледниково-межледниковой ритмики на Русской равнине в неоплейстоцене мы исходим из того, что морские (и полуморские) трансгрессии Понта, во время которых в бассейне распространялась средиземноморская малакофауна, могли быть связаны только с вторжением средиземноморских вод через проливы в Черноморскую котловину. Такие вторжения могли происходить в неоплейстоцене лишь в теплые межледниковые эпохи при глобальном повышении уровня Океана и Средиземного моря. В холодные ледниковые эпохи, когда происходили регрессии Океана и Средиземного моря, черноморские морские бассейны, сбрасывая воды через Босфор, должны были регрессировать вслед за Средиземным морем. В неоплейстоценовой истории Понта выделены морские или полуморские бассейны: эпичаудинский (Карадениз) в раннем неоплейстоцене, палеоузунларский, узунларский и ашейский в среднем неоплейстоцене; карангатский в позднем неоплейстоцене и черноморский в голоцене. Они являются «реперами», связывающими морские бассейны Понта с межледниковыми эпохами. Подтверждением служит наличие в осадках морских бассейнов тепловодных диатомей и межледниковых спорово-пыльцевых комплексов.

Регрессии Понта происходили вслед за регрессиями Океана в ледниковые эпохи. Подтверждением служат определения в отложениях регрессивных водоемов холодноводных видов диатомей и перигляциальных спорово-пыльцевых комплексов. Регрессивные бассейны Понта, начиная свое развитие по «каспийскому типу», не могли иметь высокий уровень из-за сброса вод через Босфор даже при поступлении в них по Манычу каспийских вод. Уровень мог быть высоким лишь в условиях подпора со стороны Среди-

земного моря, а именно, когда там начинала свое развитие межледниковая трансгрессия. Дальнейшее ее развитие приводило к поступлению морских вод в солоноватоводный трансгрессивный бассейн Понта – начиналась его морская трансгрессия. Известны трансгрессивные бассейны каспийского типа: позднечаудинский в раннем неоплейстоцене; два эвксинских в среднем неоплейстоцене; новоэвксинский в позднем неоплейстоцене. Глубоководными скважинами вскрыты отложения раннечаудинского и постчаудинского регрессивных водоемов в раннем неоплейстоцене; послеузунларских регрессивных водоемов в среднем неоплейстоцене; новоэвксинского регрессивного бассейна в позднем неоплейстоцене. На основании последовательности палеогеографических событий и их палеогеографическом анализе предложена схема сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины (табл. 31).

Ранний неоплейстоцен Понта начался с раннечаудинского бассейна (граница Матуяма-Брюнес расположена в чаудинских отложениях, согласно В.А. Зубакову, 1986 и др.) с отрицательными отметками уровня. Донское оледенение привело к его регрессии («болгарская» регрессивная чауда с перигляциальным спорово-пыльцевым спектром). Если уровень упал ниже Босфорского порога (данных для этого периода нет), то бассейн превратился в бессточный и начал свое развитие по «каспийским законам». Начавшийся подъем уровня, а также приток бакинских вод Каспия, привели к развитию позднечаудинского бассейна. Из-за стока вод в средиземноморский бассейн с низким уровнем (чаудинская фауна в Мраморном море) уровень позднечаудинского бассейна не мог быть высоким. Его подъем до близких современным отметок произошел с развитием межледниковой (мучкапское межледниковье, ИКС 15-13) трансгрессии Океана и Средиземного моря и подпором с ее стороны позднечаудинского бассейна. Отложения этого трансгрессивного бассейна каспийского типа выходят на мысе Чауда, на кавказском побережье и т.д.). Дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии привело к поступлению ее вод в чаудинский солоноватоводный водоем – началась эпичаудинская (море Карадениз) трансгрессия морского типа (распространение средиземноморских эвригалинных моллюсков). Каспий в эту эпоху регрессировал. Функционирование Маньчского пролива прекратилось. Глобальное похолодание (ИКС 12), приведшее к развитию окского оледенения на Русской равнине, вызвало понижение уровня эпичаудинского бассейна, регрессировавшего вслед за регрессией Океана и Средиземного моря – постчаудинская регрессия Понта (глубоководные регрессивные осадки с перигляциальным спорово-пыльцевым спектром и холодноводным диатомовым комплексом). В эту эпоху сброса каспийских вод не было.

В начале **среднего неоплейстоцена** межледниковая (ИКС 11, лихвинское межледниковье) трансгрессия Средиземного моря затопила черноморскую котловину, приведя к развитию в ней палеоузунларского морского (полуморского) бассейна с эвригалинной и умеренно эвригалинной средиземноморской малакофауной. Последующие среднелепистоценовые холодные эпохи (ИКС 10, 8 и 6), вызвавшие развитие оледенений на Русской равнине, в Понте отразились регрессиями и развитием солоноватоводных бассейнов каспийского типа с поступлением в них через Маньчский пролив вод раннехазарской трансгрессии Каспия. Сменявшие их теплые эпохи (ИКС 9 и 7), отразившиеся на Русской равнине чекалинским (каменским) и одинцовским (черепетьским, роменским) межледниковьями, приводили к вторжению в солоноватоводные эвксинские бассейны вод трансгрессировавшего Средиземного моря и развитию в Понте трансгрессивных бассейнов морского (полуморского) типа – узунларского и ашейского.

В начале **позднего неоплейстоцена** в эпоху значительного глобального потепления (ИКС 5) и микулинского межледниковья Русской равнины трансгрессия Океана и Средиземного моря вызвала затопление черноморской котловины средиземными водами и развитие в ней карангатской морской трансгрессии, глубоко ингрессировавшей в Маньчскую долину. С началом валдайского похолодания (ИКС 4) карангатское море регрессировало. Внутривалдайское межстадиальное потепление (ИКС 3) отразилось в Понте небольшим поднятием уровня и потеплением его вод (сурожский бассейн), но развития морской трансгрессии в нем в эту эпоху, очевидно, не было. Похолодание в конце позднего плейстоцена (ИКС 2), приведшее к поздневалдайскому оледенению (стадии), вызвало в Понте глубокую регрессию – новоэвксинский сильно опресненный или пресноводный озерный водоем. Развитие его как каспийского бассейна, а также сток вод хвалынской трансгрессии Каспия, привели к поднятию его уровня и сбросу вод в средиземноморский бассейн, имевший низкие отметки уровня. В условиях начавшейся послеледниковой трансгрессии Средиземного моря и подпора с ее стороны новоэвксинский водоем повысил свой уровень до -30 - -20 м. Дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии привело к поступлению ее вод в новоэвксинский сабо солоноватоводный бассейн и развитию в нем трансгрессии морского типа, приведшей к образованию современных Черного и Азовского морей.

Таблица 32. Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины

Время	Понт	Русская равнина	ИКС шкала возраст границ
Голоцен	Черноморская трансгрессия	Поспеледниковье	1 тыс. лет
	Новоэвксинская трансгрессия каспийского типа		11
Поздний плейстоцен	Новоэвксинский регрессивный бассейн	Позднечалдайское оледенение	2
	Сурожский бассейн	Внутривалдайский межстадиал	3 24
	Посткарангатская регрессия	Ранневалдайское похолодание (оледенение ?)	4 57
	Карангатская трансгрессия	Микулинское межледниковье	5 71
	Регрессия	Днепровское (московское) оледенение (стадия?)	6 127
Средний плейстоцен	Ашейская трансгрессия морского типа	Черепетьское (роменское, одинцовское) межледниковье	7 186
	Позднеэвксинская трансгрессия каспийского типа ?	Жиздринское (орчипское) похолодание (днепровское оледенение, стадия?)	8 242
	Регрессия		301
	Узунларская трансгрессия морского типа	Чекалинское (каменское) межледниковье	9
	Эвксинская трансгрессия каспийского типа	Калужское (борисоттебское) похолодание	10 334
	Регрессия		364
	Палеоузунларская трансгрессия морского типа	Лихвинское межледниковье	11 427
	Древнеэвксинская трансгрессия каспийского типа	Окское оледенение	12 474
	Регрессия		
	Эпичаудинская (Карадениз) трансгрессия морского типа	Мучкапское (беловежское) межледниковье	13-15 621
Ранний плейстоцен	Позднечаудинская трансгрессия каспийского типа	Донское оледенение	16 659
	Регрессия		712
	Ранечаудинский бассейн	Семилуцкое (позднечалдайское) межледниковье	17 760
		Девичье (внутрильдинское) похолодание	18 787
		Гремячевское (раннечалдайское) межледниковье	19
		Покровское похолодание	20
Петропавловское межледниковье	21		

Цветом выделены трансгрессии морского типа и синхронные им межледниковья.
Возраст границ изотопно-кислородных стадий дан по Bassinot et al. (1994)

Сравнительный анализ развития Каспия и Понта в условиях ледниково-межледниковой ритмики Русской равнины показал следующую закономерность и коррелятность их бассейнов. В эпохи развития оледенений уровень Каспия поднимался, а уровень Понта понижался вслед за регрессирующим Средиземным морем. В максимум оледенений оба бассейна испытывали регрессию, при этом в Понте отмечались самые низкие отметки его уровня, а бассейн, возможно лишь на короткое время, превращался в сильно опресненный озерный. На этой стадии и Каспий и Понт развивались по «каспийским законам». Трансгрессивное развитие Каспия и сброс его вод в черноморскую котловину, а также «каспийское» развитие самого бассейна Понта, приводили к поднятию его уровня, которое не могло быть значительным из-за сброса вод в средиземноморский бассейн, имевший низкие отметки уровня. В межледниковые эпохи трансгрессия Средиземного моря вызывала поднятие уровня солонатоводного бассейна Понта, а затем и развитие в нем морской трансгрессии. Каспий в эпохи максимального развития межледниковий находился

в регрессивном состоянии; в фазы похолодания и увлажнения в межледниковые эпохи в нем развивались «малые» трансгрессии с отрицательными отметками уровня, не имевшие стока в Понт.

Что касается сопоставления событий в Понто-Каспии с оледенениями Кавказа, то сделать это очень сложно из-за слишком разных взглядов на их число и временное развитие. Одни исследователи составили представление о трех оледенениях Кавказа: (Рейнгард, 1932; Варданянц, 1948; Хаин, 1950; Мамедов, Алескеров, 1988; Алескеров, 1990); другие - двух (Ковалевский, 1936; Думитрашко и др., 1977; Лилиенберг, 1962; Антонов, 1963; Будагов, 1973), но при этом нет совпадения мнений о возрасте этих оледенений и причинах их развития. Большинство геологов главными причинами оледенений считают поднятие Кавказа. А.В. Мамедов, Б.Д. Алескеров (1988) основную причину видят в общем планетарном изменении климата. Мнение о том, что оледенения Кавказа не были синхронны оледенениям Русской равнины, было обоснованно высказано К.К. Марковым и Г.И. Лазуковым (1965). Кажется очевидным, что развитие оледенений Кавказа должно было происходить в условиях, благоприятных и для развития трансгрессий каспийского типа, опережая развитие оледенений на равнине. Развитие оледенений Кавказа, очевидно, влияло на развитие трансгрессий региональным изменением климатических условий и изменением стока кавказских водотоков.

6. НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Сравнительная характеристика террас, плейстоценовых отложений и палеогеографических событий Понто-Каспия и Средиземноморья, начиная с Н.И. Андрусова (1904-1905), проводилась многими исследователями (Муратов, 1951, 1960; Кригер, 1962; Федоров, 1978, 1996; Зубаков, 1986; Свиточ и др., 1998, 2000, и др.).

Н.И. Андрусов (1904-1905) карангатскую террасу Черного моря сравнивал с тирренской террасой Средиземного моря; на основе анализа малакофауны сделал вывод о сбросе чаудинских вод в сицилийский бассейн Средиземного моря. М.В. Муратовым (1960) сицилийский бассейн коррелировался с чаудинским, милацкий – с древнеэвксинско-узунарским, тирренский – с карангатским. Корреляция плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья неоднократно проводилась П.В. Федоровым (1978, 1996 и др.). В ее последнем варианте милацкий Средиземного моря сопоставляется с черноморской чаудой и каспийскими баку и урунджиком, классический тиррен - с карангатом и поздним хазаром; максимум раннехвалынской трансгрессии, когда отмечался сброс вод в Черноморскую котловину, - с посткарангатской и гримальдийской регрессией. Сходные взгляды на корреляцию основных циклов развития Черного и Средиземного моря ранее высказаны Н.И. Кригером (1962). В.А. Зубаковым (1986) предложена корреляция палеогеографических событий Понто-Каспия и Средиземноморья, основанная на выделении и прослеживании глобальных климатических событий и отвечающих им отложений (ортоклиматом) с эталоном в виде изотопно-кислородных ярусов. На корреляционной схеме А.Б. Островского (1970) гляциостатическим повышением уровня Средиземного моря соответствует большинство трансгрессий Понто-Каспия. Практически всеми исследователями при корреляции бассейнов Средиземноморья и Понта проводятся прямые аналогии между сицилийским и чаудинским бассейнами и между тирренским и карангатским морями. При сравнении этих бассейнов с неоплейстоценовыми водоемами Каспия обычно они коррелируются с бакинской и позднехазарской трансгрессиями.

Нами (Свиточ и др., 1998, 2000) в истории бассейнов прослежен ряд палеогеографических реперов, представляющих связи в цепи ярких палеогеографических событий: тирренский – карангатский - позднехазарский; бакинский – позднечаудинский – сицилийский, древнеэвксинский – раннехазарский, хвалынский – сурожский, верзильский – черноморский трансгрессивные бассейны; послетирренская - новоэвксинская – послехвалынская регрессии. Автор монографии после критического анализа имеющихся ранее материалов и полученных новых данных скорректировала свои взгляды на корреляцию событий в Каспии, Понте и Средиземном море.

Логично в первую очередь рассмотреть вопрос о сопоставлении событий в Средиземноморье и Понте: режим Средиземного моря в неоплейстоцене целиком определялся колебаниями уровня океана, поскольку связь этого моря через Гибралтар с Северной Атлантикой не прерывалась; трансгрессивно-регрессивное состояние Понта зависело от уровня режима Средиземного моря. Как и в Понте, уровень Средиземного моря в эпохи трансгрессий лишь немного превышал современный (до 5-7 м). Во время регрессий падение уровня относительно современного многократно (в 20 и более раз) превышало его подъем при трансгрессиях. Амплитуда колебаний уровня превышала 100 м.

В средиземноморском неоплейстоцене выделены четыре крупных этапа его развития, охарактеризованные различными фаунами моллюсков: сицилийский, милацкий, тирренский и фландрский (верзильский) (Lamothe, 1899; Gignoux, 1913; Issel, 1914; Mars, 1956; Bonifay, 1973; Paskoff, Sanlaville, 1976, 1980; Goy, Zazo, 1982; Bruckner, 1982, 1986; Keraudren, Sorel, 1987; Castradori, 1993; Cita et al., 1994; и др.). Различия во взглядах исследователей не столь принципиальны, ибо сохраняется последовательность главных палеогеографических событий, а разногласия сводятся к выбору названия, стратотипа, ранга и хронологического объема события. Трансгрессивные этапы разделяются регрессиями разной глубины и продолжительности. Несмотря на очевидность этих событий, конкретный достоверно оцениваемый материал имеется только по регрессивным уровням Средиземного моря для эпохи посттирренской регрессии.

В раннем неоплейстоцене в Средиземном море развивался сицилийский бассейн, заселенный холодолюбивой фауной североатлантических иммигрантов (*Cyprina islandica*, *Mya truncata* и др.). Фаунистически охарактеризованные уровни сицилийского моря отмечаются на отметках от 15 - 30 м до 80 - 100 м и выше на побережьях Испании, Италии, Франции и Марокко. Обычно это 1 - 2 уровня высоких террас. На побережье Арабского залива Египта установлено (Цейнер, 1963) не менее пяти разноуровневых сицилийских поверхностей, свидетельствующих о стадийном колебании уровня моря. Судя по развитию в этом бассейне холодолюбивых (кельтийских) моллюсков, изотопным данным (Emiliani et al., 1961), море было достаточно прохладным и развивалось в холодном климате, включающем сочетание теплых и холодных фаз. Свидетельство влажно-жаркого тропического климата описал Форникью (Foarniquet, 1977). В это время на побережьях доминировала растительность средиземноморского типа с остатками более ранней плиоценовой тропической флоры. В эпохи похолоданий господствовали леса из мелколиственных пород (Грацианский, 1971). Уровень моря также, очевидно, не был постоянен. Оценки низкого положения уровня сицилийского бассейна (до 70 м) дает Цейнер (1963). Каких-либо элементов малакофауны этого бассейна в раннеоплейстоценовых бассейнах Понта не отмечается. Но в проливах отмечаются находки отложений с чаудинской (позднечаудинский комплекс) фауной. Это свидетельствует об отметках уровня в Средиземном море ниже, нежели в чаудинском бассейне. Климатическое сходство событий сицилийского и чаудинского, помимо их временного соответствия, позволяет коррелировать эти бассейны. Очевидно, что уровень океана был невысокий.

Поднятие уровня океана и Средиземного моря привело к вторжению средиземноморских вод в чаудинский бассейн (Карадениз, или эпичауда). Малакофауна была эвригалинная средиземноморская, уже современного типа. В Средиземном море такая фауна впервые появилась в раннем милацком бассейне (15-13 ИКС). Милацкий трансгрессивный этап - это обширный средиземноморский бассейн, заселенный "обыкновенной" фауной, близкой современной средиземноморской (Bonifay, 1980). По своему составу она занимает промежуточное положение между предшествующей "холодолюбивой" и последующей "теплолюбивой" фаунами. На побережье Лацио к милацкому бассейну относятся отложения террасы высотой около 65 м (Hearty, Dai Pra, 1986), на побережье Калабрии в Южной Италии - 115 - 130 м (Raffy et al., 1981); следы двух уровней милацкой трансгрессии отмечены (Malatesta, Zarlenga, 1988). Среднеплейстоценовая межледниковая трансгрессия океана в Средиземном море отражена поздней милацкой (тарквинийской) трансгрессией (ИКС 11), воды которой вызвали в Понте развитие палеоузунларского полуморского бассейна. По Ф. Цейнеру (1963) милацкая береговая линия соответствует основной среднеплейстоценовой межледниковой климатической фазе.

Палеотирренский трансгрессивный бассейн с обедненной тепловодной малакофауной без участия в ней *Strombus bubonius* мы, вслед за рядом исследователей (Keraudren, 1970, 1971; Федоров, 1978; Зубаков, 1986 и др.), считаем самостоятельным палеогеографическим этапом в истории моря (ИКС 9). В Черноморском бассейне ему отвечала узунларская трансгрессия, вызванная вторжением средиземноморских вод в эвксинский солонатоводный бассейн.

Тирренский этап - наиболее "яркая" палеогеографическая эпоха в плейстоцене Средиземноморья, характеризующаяся широким расселением тропической фауны сенегальского типа с ее главным представителем - брюхоногим моллюском *Strombus bubonius*. Установлено, что проникновение тропических элементов малакофауны началось еще в среднем неоплейстоцене, а эпоха ее существования охватывала и часть позднего неоплейстоцена (Brambati, De Muro, 1992; Ozer et al., 1980; Zazo, Goy, 1984; Paskoff, Sanlaville, 1980 и др.). На различных побережьях Средиземноморья известно до четырех морских террас, в отложениях которых в той или иной степени представлена тирренская малакофауна.

Обобщение малакофаунистических и геохронометрических данных по отложениям тирренских террас (Свиточ и др., 1998) позволяет сопоставить их не только с последним (эемским) (ИКС 5), как традиционно считалось, но и с предыдущим (ИКС 7) межледниковьем. Тирренский этап - сложная и длительная

трансгрессивно-регрессивная эпоха. Эвтирренская трансгрессия, отмеченная широким распространением в Средиземном море тепловодной сенегальской малакофауны, а также появлением (сразу же над горизонтом сапропеля 8) кокколитофорид *Emiliana huxleyi*, распространившись в свой максимум в позднеэвксинский солоноватоводный бассейн, привела там к развитию ашейской морской трансгрессии. Неотирренская трансгрессия, также характеризующаяся развитием в ней стромбусовой малакофауны, коррелируется нами с карангатской морской трансгрессией Понта (ИКС 5). В развитии неотирренской трансгрессии выделяется второй ее пик (менее значительный), названный В.А. Зубаковым (1986) эпитирренским. В событийной схеме Черного моря ему также отвечает вторая стадия карангатской трансгрессии. Начальным стадиям регрессии в ней отвечает тарханкутский бассейн.

Тирренская трансгрессия сменилась длительным снижением уровня моря (ИКС 4-2) с неравномерным ходом уровня. В глубоководных отложениях, относимых к раннему вюрму, отмечается чередование слоев, содержащих комплексы тепловодных и холодноводных фораминифер, соответствующих потеплениям и похолоданиям климата. Для средневюрмского горизонта установлено чередование пыльцевых спектров субтропической и суббореальной (бореальной) растительности, а также прослоев с разным содержанием тепловодных планктонных фораминифер. В эту эпоху потепления (ИКС 3) в регрессивном послетирренском бассейне отмечался трансгрессивный подъем уровня, достигший не более -40 м. В Черноморском бассейне это также был регрессивный посткарангатский бассейн, в котором в эпоху средневалдайского потепления отмечались подъем уровня (сурожский бассейн), развитие умеренно теплых диатомей и содержание в его осадках умеренно теплых спорово-пыльцевых спектров. Морской трансгрессии не было.

В верхневюрмском горизонте глубоководных осадков Средиземного моря преобладают холодолюбивые фораминиферы, а среди пыльники характерны микрофоссилии березы, сосны и полыни (Шимкус, 1981). Доказательств резкого и глубокого падения уровня моря от 100 до 300 (и даже до 500!) м в это время приведено множество (Муратов, 1960; Segre, 1969; Senatore, 1980; Asioli, Borsetti, 1989; Kranjc, 1987; Коренева, Саидова, 1969 и др.). В Понте этой регрессии синхронен новоэвксинский регрессивный озерный водоем.

Послеледниковое гляциоэвстатическое повышение уровня океана в Средиземном море носит название верзильской либо фландрской трансгрессии. Ее начало относится к раннему послеледниковью (около 17 - 15 тыс. лет назад), а ход достаточно хорошо изучен на разных побережьях Средиземноморья (Gou, Zazo, 1980, 1986; Ozer et al., 1980; Shackleton et al., 1984; Ulzega et al., 1986; Каплин, Селиванов, 1999 и др.). Практически единодушным считается представление о поднятии уровня до -30 м к 10-9 тыс. лет назад. Трансгрессия, начавшаяся с поступления большого объема северо-атлантических вод, привела к распространению современной средиземноморской фауны моллюсков, представленной относительно теплолюбивыми средиземноморско-лузитанскими и средиземноморско-канарскими формами (*Chlamys glabra*, *Mytilaster lineatus*, *Corbula mediterranea*, *Pitar rudis* и др.), умеренно теплолюбивыми кельтийскими (*Mytilus galloprovincialis*, *Cardium paucicostatum*, *Donax venustus* и др.), довольно холодолюбивыми кельтийскими (*Nucula nucleus*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Solen vagina* и др.) и более редкими холодолюбивыми (*Modiolus phaseolinus*) формами.

В максимум трансгрессии (4-6 тыс. лет назад) уровень моря превышал современное его положение на несколько метров, на берегах были образованы уровни низких (3-5 м) террас. Современный уровень моря был достигнут сравнительно поздно, не ранее 3-4 тыс. лет назад (Каплин, Селиванов, 1999). На основе анализа многочисленных археологических памятников в береговой зоне установлено, что между 3 и 1-1,5 тыс. лет назад в Средиземноморье происходило понижение уровня моря на 0,5-1 м. Проникновение вод верзильской трансгрессии в Черноморский бассейн вызвало в нем черноморскую трансгрессию с последовательностью трансгрессивно-регрессивных осцилляций, аналогичных Средиземноморским бассейнам.

Схема корреляции основных трансгрессивно-регрессивных бассейнов Средиземного и Черного морей в неоплейстоцене представлена на рисунке 50. Увязка с событиями в Каспии выполнена на основе сопоставления событий в последнем с Понтом. Коррелятивные особенности для них те же, что и для Черного моря – трансгрессии в Средиземном море развивались асинхронно с «холодными» обширными трансгрессиями Каспия; «малые» или «теплые» каспийские трансгрессии были синхронны средиземноморским.

Согласно К.М. Шимкусу (1981) низкому положению уровня Средиземного моря соответствуют сухие холодные эпохи, а пльвиалы совпадают с теплыми климатическими фазами, а значит, и высоким уровнем моря. Обратное утверждение высказано Ф. Цейнером (1963).

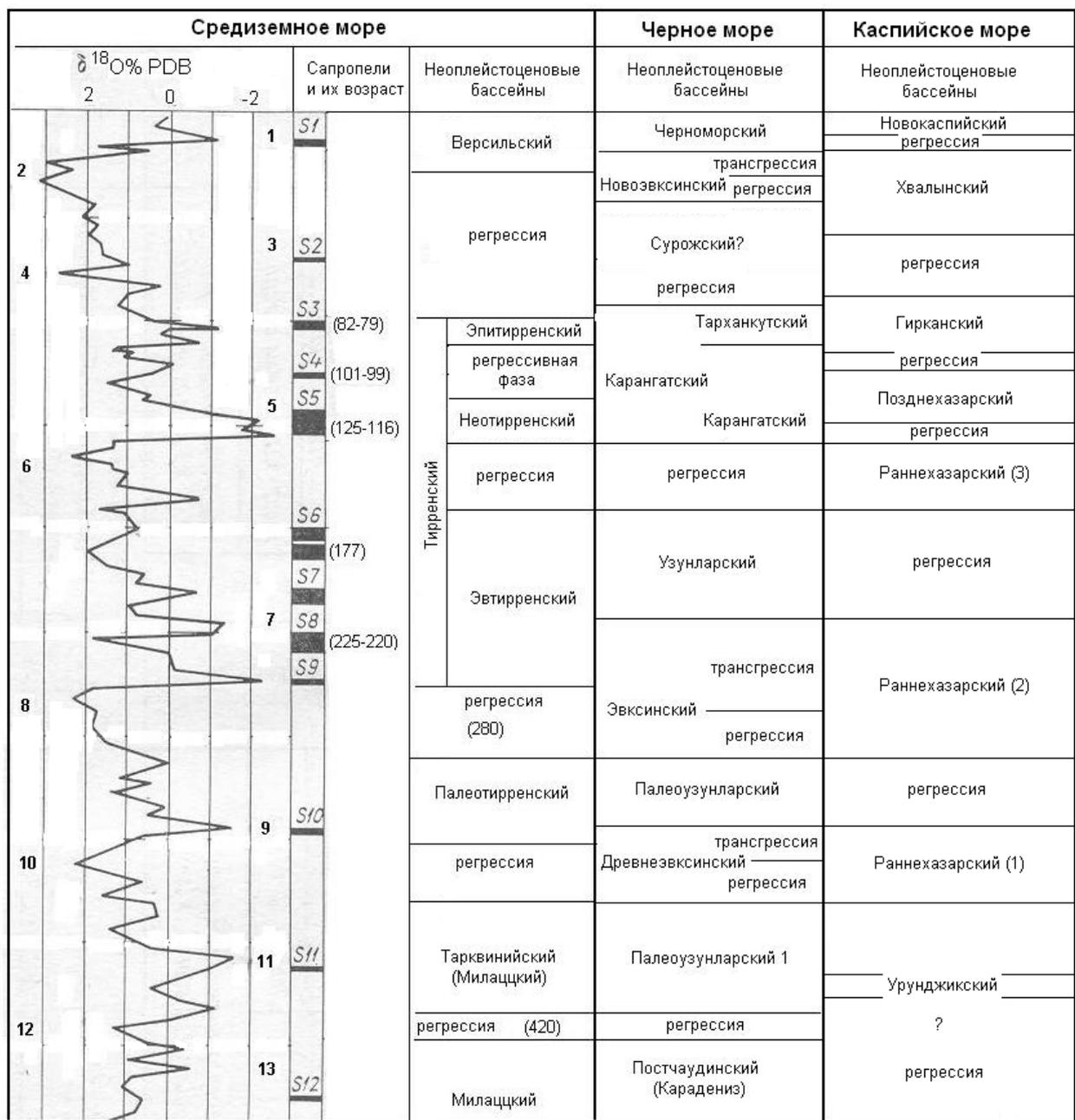


Рис. 50. Схема корреляции плейстоценовых бассейнов Средиземного, Черного и Каспийского морей. Левая часть рисунка – парастратотипический разрез глубоководного неоплейстоцена восточной части Средиземного моря (Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Зубаков, 1986), сапропелиевые горизонты (Parisi, Cita, 1982)

Согласно нашим корреляционным построениям, низкое положение уровня Средиземного моря совпадает с плювиалами. На это указывают многочисленные материалы изучения пещер побережий (Цейнер, 1963), а также африканских и малоазиатских озер (Варущенко и др., 1987). Так, например, в Северной Африке крупный плювиал, совпавший с поздневюрмским похолоданием, отмечался 32 - 14,5 тыс. лет назад. Примерно в эту эпоху уровень Мертвого моря повысился на 220 м, а площадь увеличилась втрое. В Каспии значительные повышения уровня происходили в плювиальные эпохи. На уровеньное состояние черноморских бассейнов оказывали влияния трансгрессивно-регрессивные события в смежных регионах (Средиземноморском и Каспийском). Более значительным было влияние Средиземного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ неоплейстоценовой и голоценовой малакофауны Каспийского региона показал, что ее основу составляют моллюски рода *Didacna*. Представители других родов и семейств – *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena* - являются сопутствующими видами широкого временного диапазона.

Род *Didacna* представлен 74 видами и подвидами, в составе которых выделены группы *catillus*, *crassa*, *trigonoides* и промежуточные между ними формы.

Дидакны в своем распределении по разрезу отложений образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую. Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн, присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. Для каждой из них присущ характерный набор видов, разные руководящие и (или) характерные (контролирующие) виды, а также продолжение существования отдельных видов в последующих фаунах (доживающие или исчезающие виды), или же первое появление редких форм, получивших свое широкое распространение в более поздних фаунах. Ряд видов являются транзитными для нескольких фаун. Форм, существовавших в течение всего неоплейстоцена и голоцена, нет.

Каждая из выделенных фаун характеризуется определенным соотношением основных групп дидакн и промежуточных между ними форм. В развитии групп дидакн во времени отмечается следующее: крассоидная группа, широко развитая в бакинской и урунджикской фаунах, пережив раннехазарскую эпоху, вновь широкое развитие получила в позднехазарской фауне; затем, пережив хвалынскую трансгрессию, широко распространилась в новокаспийской фауне и довольно многочисленна сейчас. Тригоноидная группа, напротив, появившись в бакинской и урунджикской фаунах, расцвела в раннехазарской, а затем, пережив позднехазарскую эпоху, вновь получила массовое развитие в хвалынской фауне; в новокаспийской фауне она также многочисленна. Эта тенденция в развитии групп фаун наглядно демонстрирует антагонизм групп *crassa* и *trigonoides*. Катиллоидная группа, широко развитая в бакинской, столь же широкое распространение получает в хвалынской фауне.

Между всеми фаунами существует неразрывная связь. Наиболее тесно взаимосвязанными являются бакинская – урунджикская, раннехазарская – позднехазарская фауны. Наименьшая близость наблюдается между позднехазарской и хвалынской фаунами.

Фауны представлены фаунистическими комплексами, тесно взаимосвязанными друг с другом, несущими общие для фауны признаки и характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, характерные и показательные виды.

Бакинская и урунджикская фауны представлены каждая одним комплексом: бакинским и урунджикским соответственно. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса: ранний, средний и поздний раннехазарские, характеризующие отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Позднехазарская фауна представлена двумя комплексами: ранним и поздним позднехазарскими, также характеризующими осадки разновысотных террас, либо отделенные друг от друга перерывом пачки отложений. Хвалынская фауна состоит из ранне- и позднехвалынского комплексов, характеризующих отложения, отделенные друг от друга континентальными (енотаевскими) образованиями, либо размывом. Новокаспийская фауна представлена одним комплексом – новокаспийским.

В составе большинства фаунистических комплексов выделены более мелкие фаунистические единицы – подкомплексы, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии. В составе бакинского комплекса выделены раннебакинский (характерные виды *Didacna parvula* и *D. catillus*) и позднебакинский (характерные виды *D. rudis* и *D. carditoides*) подкомплексы. Урунджикский фаунистический комплекс также представлен двумя подкомплексами: раннеурунджикским с характерным видом *D. eulachia* и позднеурунджикским с характерными видами *D. kovalevskii* и *D. pravoslavlevi*. Три подкомплекса выделены в составе новокаспийского комплекса: в свой состав они включают примерно одинаковый состав дидакн, однако, ранний из них отличается отсутствием в нем черноморского вида *Cerastoderma glaucum*; а поздний включает еще два черноморских вида – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Являясь составными частями фаунистических комплексов, подкомплексы имеют общие с ними характерные черты и связаны друг с другом постепенным переходом.

Отдельные природные области или районы Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды и палеогеографической историей каждого из них. На этом основании выделены фаунистические ассоциации в составе комплексов (подкомплексов). Наиболее разнообразны по площади региона позднебакинский подкомплекс, раннехазарские и раннехвалынский комплексы дидакн, в составе каждого из которых по площади региона установлено несколько ассоциаций дидакн.

Установленные фаунистические группировки разного таксономического состава и ранга явились основой для региональной биостратиграфической схемы неоплейстоцена Каспия, дополняющей и уточняющей существующие схемы. Каспийский неоплейстоцен представляет собой биоцону *Didacna*. По временному развитию в ней основных групп дидакн, образующих фауны, зона разделяется на шесть подзон, составляющих биостратиграфическое основание для выделения главной региональной стратиграфической единицы – горизонта. Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Каспий. Выделены бакинский, урунджикский, нижнехазарский, верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия: бакинской, урунджикской, раннехазарской, позднехазарской, хвалынской и еще не завершившейся новокаспийской эпохе, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков. Для горизонтов выделены руководящие и характерные (контролирующие) виды.

Более дробные биостратиграфические единицы – интервал-зоны – являются основой для выделения подгоризонтов. В историко-геологическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга комплексами моллюсков, являющимися составными частями фаун. В составе бакинского и урунджикского горизонтов подгоризонты не выделяются. Нижнехазарский горизонт мы расчлняем на нижний, средний и верхний нижнехазарские подгоризонты, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами. Верхнехазарский горизонт расчленяется на нижний и верхний подгоризонты, включающие соответственно ранний и поздний позднехазарские комплексы. Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынский и верхнехвалынский подгоризонты, охарактеризованные комплексами моллюсков – раннехвалынским и позднехвалынским соответственно. В составе новокаспийского горизонта подгоризонты не выделяются. Для подгоризонтов определены руководящие и характерные виды.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – выделены нами на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Мы выделяем: для бакинского горизонта – нижне- и верхнебакинские слои, для урунджикского – нижне- и верхнеурунджикские слои, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои. Для слоев определены характерные виды.

Еще более дробные стратиграфические единицы – пачки – выделены в составе отдельных подгоризонтов или слоев. Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкочастотные осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях.

Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фациальной разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Для всех установленных стратотипов предложены стратотипические местонахождения фаунистических сообществ разного таксономического ранга – фаун, комплексов, подкомплексов. Местонахождение Гора Бакинского яруса по представительности малакофаунистического материала может служить стратотипическим для выделения бакинской фауны моллюсков и в ее составе – двух фаунистических подкомплексов; парастратотипом – Нефтяная балка. Это же местонахождение может служить в качестве стратотипического для урунджикской фауны и ее подкомплексов. В Северном Прикаспии аналогом урунджика, где не обнаружены достоверные урунджикские отложения, являются осадки сингильской свиты со стратотипом Райгород и лимитотипом Нижнее Займище. Местонахождения Копановка и Сероглазовка предложены в качестве составного стратотипа для раннехазарской фауны и ее комплексов. Местонахождение Сероглазовка может служить в качестве стратотипического и для позднехазарской фауны. Местонахождение позднехазарской фауны в долине р. Шура-Озень предложены в качестве ее ареального лектостратотипа. Местонахождения Цаган-Аман – Копановка – Енотаевка на Нижней Волге рассматриваются как аре-

альный стратотип хвалынской малакофауны; а Бакай-Кичлик в Дагестане - в качестве парастратотипического для хвалынской малакофауны и ее комплексов. Местонахождение новокаспийских моллюсков Турали мы предлагаем в качестве стратотипического для новокаспийской фауны и ее подкомплексов.

Все выделенные местонахождения - стратотипы плейстоценовых фаун, фаунистических комплексов и подкомплексов находятся в хорошо стратифицированных разрезах, доступных для изучения, достаточно полно исследованных. Они содержат, помимо малакофауны, другие ископаемые остатки (остракоды, фораминиферы, пыльца, карпологический материал и др.), данные по которым, а также по палеомагнетизму, абсолютной хронологии, литологии и геоморфологии, учитывались при их выделении.

Анализ неоплейстоценовой и голоценовой малакофауны Черноморского региона показал, что она представлена элементами разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной (со слабо солоноватоводной подгруппой) и морской (эвригалинная, умеренно эвригалинная, умеренно стеногалинная и стеногалинная). Закономерности распределения представителей этих групп моллюсков по разрезу и площади отложений лежат в основе выделения фаун.

Фауны Черноморского региона характеризуются определенным сочетанием экологических группировок, отражающим палеоэкологические и палеогидрологические условия бассейнов их обитания и приуроченным к толще азово-черноморских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в морском осадконакоплении. Выделены фауны: чаудинская, эвксино-узунларская, карангатская, эвксино-черноморская. Их основу составляют моллюски разных экологических группировок: солоноватоводная чаудинская, смешанная солоноватоводно-морская эвксино-узунларская, морская карангатская, солоноватоводно-морская эвксино-черноморская фауны. Фауны отражают крупные палеогеографические эпохи в развитии Черноморского бассейна. В отличие от каспийских фаун, критерием выделения которых явилось распределение моллюсков одного рода – *Didacna*, связь между фаунами Понта слабая или отсутствует.

Фауны представлены фаунистическими комплексами, взаимосвязанными друг с другом, характеризующими разновозрастные толщи отложений, отвечающие отдельным стадиям развития бассейна. Чаудинская фауна состоит из двух фаунистических комплексов: раннечаудинского и позднечаудинского. Эвксино-узунларская фауна представлена тремя комплексами: древнеэвксинским, узунларским и ашейским, характеризующими отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Карангатская фауна включает карангатский и тарханкутский фаунистические комплексы, заключенные в отложениях, разделенных континентальным перерывом. Эвксино-черноморская фауна представлена новозэвксинским и черноморским комплексами.

В составе фаунистических комплексов выделены более мелкие фаунистические единицы – подкомплексы, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития бассейна. Раннечаудинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: ранний раннечаудинский, отвечающий начальным фазам развития раннечаудинской стадии, и поздний раннечаудинский, характеризующий ее максимальное состояние. В составе позднечаудинского комплекса выделяются три подкомплекса: собственно позднечаудинский, развивавшийся во время позднечаудинской стадии трансгрессии, бакинский, отвечающий эпохе поступления каспийских вод в чаудинский бассейн, и эпичаудинский подкомплекс, эвригалинные средиземноморские элементы которого свидетельствуют о вторжении морских вод в чаудинский бассейн.

Древнеэвксинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: древнеэвксинский и палеоузунларский. Более древний из них – древнеэвксинский – состоит из солоноватоводных видов и характеризует начальную, солоноватоводную, фазу развития трансгрессии. Палеоузунларский подкомплекс наряду с древнеэвксинскими дидакнами в своем составе имеет эвригалинные морские виды, что свидетельствует о поступлении средиземноморских вод в древнеэвксинский бассейн. Эвксино-узунларский комплекс также представлен двумя подкомплексами: эвксинским и узунларским, закономерность распространения видов моллюсков в которых аналогична более древним эвксино-узунларским подкомплексам, однако, с большим развитием в них представителей средиземноморской малакофауны. Эти подкомплексы также отражают смену солоноватоводного бассейна морским в условиях вторжения в эвксинский бассейн средиземноморских вод. Вероятно, что и в составе ашейского комплекса устанавливаются два подкомплекса: позднеэвксинский солоноватоводный (сведения о нем крайне скудные) и ашейский морской.

В составе карангатского фаунистического комплекса выделяются: тобечикский подкомплекс, в состав которого входит средиземноморская малакофауна бедного таксономического состава, и собственно карангатский подкомплекс, охарактеризованный обилием средиземноморских, как эвригалинных, так и

стеногалинных, видов, и отражающий эпоху самого широкого в плейстоцене поступления средиземноморских вод в черноморскую котловину.

Новоэвксинский комплекс включает в свой состав три фаунистических подкомплекса, отражающих этапы развития новоэвксинского бассейна от начала регрессии (каркинитский подкомплекс с редкими эвригалинными морскими элементами), максимально низкого положения уровня сильно опресненного бассейна (ранний новоэвксинский подкомплекс) и новоэвксинской трансгрессии с инвазией в бассейн каспийской хвалынской фауны (поздний новоэвксинский подкомплекс). В составе черноморского комплекса выделяются древнечерноморский (этап незначительного распространения средиземноморских видов) и новочерноморский (широкое развитие в Черном море эвригалинных и умеренно стеногалинных средиземноморских видов) подкомплексы. Каждый из этих подкомплексов включает в свой состав более дробные таксономические единицы: в составе древнечерноморского выделяются бугазская и витязевская фаунистические группировки; в составе новочерноморского – каламитская и джеметинская; они отражают степень развития в бассейне представителей средиземноморской малакофауны. В составе азовского фаунистического комплекса выделяются три подкомплекса: древнеазовский, казантипский и новоазовский, также отражающие степень распространения средиземноморских моллюсков в Азовском море.

Отдельные природные области или районы Черноморского региона в распространении представителей фаунистических комплексов имеют свои особенности, вызванные различием палеоэкологических обстановок каждого из них. На этом основании выделены фаунистические ассоциации в составе комплексов. В своем распространении по площади региона комплексы сравнительно устойчивы.

Анализ моллюсков рода *Didacna* в составе фаун Понта показал, что они представлены 32 видами и подвидами, в состав которых входят виды черноморского происхождения (15) и каспийского (17); среди последних выделяются подвиды (5), сформировавшиеся при смене экологической обстановки в Черноморских бассейнах. Дидакны входят в основной состав чаудинской и эвксино-узунларской фаун, являясь образующими видами для ее солоноватоводных комплексов и подкомплексов. В составе смешанных солоноватоводно-морских или морских подкомплексов дидакны имеют подчиненное значение. В морской карангатской фауне дидакны встречаются очень редко, территориально ограничиваясь опресненными участками моря. Еще более редкие моллюски этого рода входят в состав пресноводно-солоноватоводного новоэвксинского комплекса эвксино-черноморской фауны. В черноморском комплексе дидакн нет.

В распространении каспийской фауны в плейстоценовых бассейнах Черноморского региона отмечается ряд закономерностей: довольно тщательный отбор северокаспийских форм, способных мигрировать через Манычский пролив, и расселение ее на участках, подверженных наибольшему влиянию каспийских вод.

В плейстоценовой истории Черноморского региона отмечается два экологических кризиса для каспийской малакофауны. (1) Карангатское осолонение бассейна, приведшее к вымиранию каспийских представителей чаудинской и эвксино-узунларской фаун. После этого кризиса немногочисленные гирканские дидакны, мигрировавшие через Маныч вслед за регрессией карангатского моря, освоили очень ограниченные участки бассейна. (2) Новоэвксинское опреснение, в результате которого погибли все моллюски этого рода. Редкие хвалыньские дидакны, преодолевшие Манычский пролив, не смогли акклиматизироваться в новоэвксинском бассейне. Это привело к окончательному исчезновению дидакн из малакофауны Азово-Черноморского бассейна. Очевидно, представителей слабо солоноватоводной каспийской фауны в современном Азово-Черноморском бассейне следует считать не реликтами, как это распространилось среди исследователей после трудов И. Кесслера, А.А. Остроумова и В.К. Совинского, а вселенцами из другого бассейна, как предложено Ф.Д. Мордухай-Болтовским.

Установленные фаунистические группировки разного таксономического состава и ранга составили основу региональной биостратиграфической схемы неоплейстоцена Понта, дополняющей и уточняющей существующие схемы. Особенностью схемы является использование видов рода *Didacna* для биостратиграфических построений, что имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понто-Каспия.

Черноморский неоплейстоцен представляет собой, как и каспийский, одну биозону (генозону) – отложения времени существования моллюсков рода *Didacna*, прерываемого вторжением средиземноморской малакофауны современного облика. Биозона разделяется на подзоны по временному развитию в ней фаун: чаудинской, эвксино-узунларской, карангатской, эвксино-черноморской. Они образуют биостратиграфическое основание для выделения главного регионального стратиграфического таксона – горизонта. Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Понт. Выделя-

ются: чаудинский, эвксино-узунларский, карангатский и эвксино-черноморский горизонты. По палеогеографическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Азово-Черноморского бассейна, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков.

Более дробная биостратиграфическая единица – интервал-зона – является основой для выделения подгоризонтов. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга комплексами моллюсков. Чаудинский горизонт разделяется на нижнечаудинский и верхнечаудинский подгоризонты. В составе эвксино-узунларского горизонта выделены древнеэвксинский, узунларский и ашейский подгоризонты, включающие одноименные комплексы моллюсков. Карангатский горизонт расчленяется на карангатский и тарханкутский подгоризонты, охарактеризованные соответствующими комплексами. Эвксино-черноморский горизонт подразделяется на новоэвксинский и черноморский подгоризонты.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – выделены нами на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Для нижнечаудинского подгоризонта установлены нижние (эмонские, гурийские) и верхние (собственно нижнечаудинские) слои; для верхнечаудинского подгоризонта – верхнечаудинские, бакинские и эпичаудинские слои. Древнеэвксинский подгоризонт расчленяется на древнеэвксинские и палеоузунларские слои. В составе узунларского подгоризонта выделяются эвксинские и узунларские слои. В составе ашейского подгоризонта – позднеэвксинские и ашейские слои. Карангатский подгоризонт подразделяется на тобечикские и карангатские (эльтигенские) слои. В составе новоэвксинского подгоризонта можно выделить каркинитские, ниже- и верхненовоэвксинские слои. В составе черноморского подгоризонта – древнечерноморские и новочерноморские слои. По палеогеографическому содержанию слои отвечают отдельным этапам в развитии бассейна, отраженным в осадках, не разделенным стратиграфическим перерывом, с постепенной сменой малакофаунистического состава (фаунистических подкомплексов).

Еще более дробные стратиграфические единицы – пачки – выделяются в составе слоев: например, опукская и конекская пачки в узунларских слоях; бугазская и витязевская в древнечерноморских, каламитская и джеметинская в новочерноморских слоях. Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции либо фазы в развитии бассейна, нашедшие отклик в изменении таксономического состава фаунистических подкомплексов.

Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фаунистическом разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Биостратиграфическая схема черноморского неоплейстоцена показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения солончатоводных бассейнов каспийского типа, - чаудинского и эвксино-узунларского, охватывающих весь нижний и средний неоплейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Понто-Каспия. Верхне-неоплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не умаляет их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли.

В неоплейстоценовых отложениях Маныча дидакны содержатся практически во всех отложениях, исключая голоценовые: 47 видов и подвидов, разнообразных по происхождению и групповой принадлежности. Среди них доминируют (70%) виды каспийского происхождения, включающие руководящие и характерные формы неоплейстоцена Каспия: бакинские, раннехазарские, позднехазарские, хвалынские, а также ряд местных видов. Черноморские эндемики представлены единичными чаудинскими и сравнительно многочисленными древнеэвксинскими видами. Дидакны составляют основу трех группировок ископаемых сообществ, соответствующих понятию фауны: бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской. Условия залегания карангатских и верхнехазарских отложений и содержащихся в них представителей карангатской и позднехазарской фаун не позволяют нам выделить единую позднеплейстоценовую хазарско-карангатскую фауну. Очевидно, следует выделять две фауны: карангатскую, в состав которой входят элементы карангатской фауны Эвксина (среди дидакн - *D. pontocaspia*), а также иногда позднехазарские дидакны, и позднехазарскую, включающую представителей гирканского фаунистического комплекса позднехазарской фауны Каспия.

Установленные фаунистические группировки составили основу региональной биостратиграфической схемы Маныча. Манычский неоплейстоцен представляет собой биостратиграфическую зону, охваты-

вающую полный стратиграфический интервал распространения моллюсков рода *Didacna*. По временному развитию в ней дидакн разных групп и различного происхождения, составляющих основу солоноватоводных фаун или входящих в состав морских фаун, биозона разделяется на подзоны - биостратиграфическое основание для выделения горизонтов. На основании фаун – бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской – выделены одноименные горизонты. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия и Понта: бакинской, раннехазарской, эвксино-узунларской и хвалынской. Для горизонтов выделены руководящие и характерные (контролирующие) виды. Карангатские и верхнехазарские отложения, включающие представителей одноименных фаун и находящиеся в сложном взаимоотношении в разрезе, условно выделены в качестве карангатско-позднехазарского горизонта.

Интервал-зоны, включающие комплексы моллюсков, являются основой для выделения подгоризонтов. Двучленное строение эвксино-раннехазарского горизонта, в котором наблюдается четкий стратиграфический перерыв между отложениями со сходным малакофаунистическим составом (ранним и поздним фаунистическими комплексами), является основанием для его подразделения на два подгоризонта – древнеэвксино-раннехазарский и эвксино-раннехазарский.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – установлены на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. В составе хвалынского горизонта на основании заключенных в отложениях подкомплексов выделены нижние (абескунские) и верхние слои. В составе карангатско-хазарского горизонта на основании содержания в осадках элементов карангатской фауны, смешанной карангатско-позднехазарской и позднехазарской условно выделяются слои: карангатские, карангатско-хазарские и гирканские.

Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Понто-Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли. Основой для реконструкции событий и их корреляции послужили биостратиграфические (экостратиграфические) схемы Каспия, Понта и Маныча. Сравнительный анализ поведения уровня Черного, Азовского и Каспийского морей, отдельных компонентов их природной среды и в целом бассейнов в зависимости от глобальных изменений климата показал общие закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов.

Ранний неоплейстоцен как Каспия, так и Понта, охарактеризован каждый крупной трансгрессивно-регрессивной эпохой – бакинской и чаудинской, развивавшимися по-разному. В начале раннего плейстоцена Каспий и Понт представляли изолированные солоноватоводные бассейны с отрицательными отметками уровня: тюркянский в Каспийской и раннечаудинский в Черноморской котловине. Сильное глобальное похолодание климата к середине раннего неоплейстоцена (16 изотопно-кислородная стадия – ИКС) по-разному отразилось на состоянии этих бассейнов. Начальные стадии похолодания, очевидно, вызвавшие уменьшение испарения как с акватории бассейнов, так и на их водосборных территориях, привели к подъему уровня в обоих водоемах. В изолированном Каспии дальнейшее похолодание продолжило трансгрессивную тенденцию: произошла раннебакинская холодноводная с пониженной соленостью ингрессия в долины рек и депрессивные формы рельефа. В Понте уровень бассейна не мог быть высоким из-за сброса воды через Босфор в регрессирующее вслед за Океаном (ледниковая эпоха) Средиземное море.

В фазу максимального развития оледенения чаудинский бассейн опустился до своих наинизших отметок. Он представлял собой регрессивный холодный (перигляциальные спектры растительности) опресненный (фаунистические и микрофаунистические сообщества) водоем. В условиях холодного и сухого климата подъем уровня в Каспии, очевидно, должен был прекратиться, а море регрессировать. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект. Развитие бакинской трансгрессии было «поддержано» стоком вод в условиях деградирующего оледенения при начавшемся потеплении климата. О повышении температуры воды бакинского бассейна и об увеличении его мутности в результате поступления большего количества речных вод, насыщенных взвесью, говорит состав и габитус малакофауны. Эти же причины, очевидно, возобновили трансгрессивную тенденцию и в чаудинском бассейне (позднечаудинская трансгрессия каспийского типа), однако, из-за сброса вод в Средиземное море, уровень которого еще находился на низких отметках, позднечаудинский бассейн на этом этапе своего развития также имел низкий уровень.

Развитие бакинской трансгрессии вступило во вторую фазу - позднебакинскую, воды которой при достижении уровня Манычского порога стали поступать по Манычам в позднечаудинский водоем (бакинский этап его развития). Началось функционирование Манычского пролива. Из позднечаудинского бассейна воды по-прежнему сбрасывались в Средиземное море, уровень которого еще не достиг порога Бос-

фора. Межледниковый трансгрессивный подъем Средиземного моря привел сначала к подпору позднечаудинского бассейна и поднятию его уровня, а затем - к поступлению в него морских вод и развитию в Черноморской котловине морского (полуморского) эпичаудинского бассейна (или моря Карадениз). В то же время межледниковое потепление и иссушение в регионе привели в Каспии к понижению уровня бакинского бассейна и прекращению функционирования Маньчского пролива. С наступлением новой ледниковой эпохи (ИКС 12) вслед за падением уровня океана отступили средиземноморские воды, эпичаудинский бассейн начал сброс своих вод через Босфор – наступила постчаудинская регрессивная эпоха.

Безусловно, на развитие событий в регионе влияли и многие другие факторы (например, тектонический), но основополагающими для развития трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов были изменения климата.

Анализ развития дидакн показал, что их первые представители (*D. guriensis* и *D. supsae*) появились в Гурийском заливе раннечаудинского водоема. В Каспии первыми дидакнами были *D. parvula* Куринского залива. Предковым видом для них, скорее всего, был вид *Didacnoides caucasica* (верхний апшерон Азербайджана и Дагестана). Можно предположить два пути появления и развития дидакн. (1). В конце апшерона каспийские дидакноидные формы проникают в Понт и здесь, у его юго-западных берегов, в раннечаудинском бассейне дают начало плейстоценовым дидакнам. Видоизменяясь, они образуют крассоидные виды, расселившиеся по площади чаудинского водоема. Возникновение крассоидных дидакн в Каспии, скорее всего, произошло параллельно от этих же предковых форм в аналогичных условиях среды. (2). Второе предположение – проникновение *Didacna guriensis* юго-восточным путем в Южный Каспий кажется менее вероятным.

Тригоноидные дидакны зародились в опресненных районах Северного Каспия в результате процесса видообразования у крассоидных дидакн. Приспособление к новым условиям солености привело к дивергенции отдельных признаков и формированию устойчивых генотипических различий вплоть до образования новых видов. По Маньчскому проливу они мигрировали в Эвксин. Предками катиллоидных форм, вероятно, являются *Didacnoides deltocurtus* или *Didacnoides transcaspicus* (верхний апшерон Челекена). Таким образом, от разных предковых форм возникли две ветви дидакн, развивавшиеся параллельно.

В среднем неоплейстоцене Каспий испытал четыре разнопорядковых трансгрессии: «малую» урунджикскую трансгрессию, осложнившую крупный бакинский-хазарский регрессивный этап его развития, и три стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи, разделенные регрессиями. В Понте имели место три трансгрессии, составляющие эвксино-узунларскую эпоху его развития.

На глобальное потепление климата (11 ИКС), характеризующее начало среднего плейстоцена, Каспий отреагировал продолжительной регрессивной эпохой, внутри которой отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия – самый тепловодный и солоноводный трансгрессивный бассейн Каспия, отвечающая фазе похолодания и увлажнения внутри продолжительного и сложного по структуре лихвинского межледниковья. Она была отделена как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской трансгрессией, регрессиями – венедской и нижнекривичской. Холодные эпохи среднего неоплейстоцена (ИКС 10, 8 и 6) отразились в Каспии тремя раннехазарскими трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями.

Понт, как и в раннем плейстоцене, на эпохи оледенений реагировал установлением регрессивного режима и развитием в его котловине солоноватоводных бассейнов каспийского типа с отрицательными отметками уровней: древнеэвксинского (ИКС 12), эвксинского (ИКС 10) и позднеэвксинского (ИКС 8). В межледниковые эпохи в результате подпора со стороны трансгрессирующего Средиземного моря уровень солоноватоводных бассейнов достигал современных отметок, дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии приводило к ее распространению в Черноморском регионе. Средиземноморские воды вызвали осолонение бассейнов Понта, превращая их в полуморские, заселенные морской эвригаллиной и умеренно эвригаллиной (иногда – умеренно стеногаллиной) малакофауной: палеоузунларский (ИКС 11), узунларский (ИКС 9) и ашейский (ИКС 7) бассейны.

Урунджикский водоем Каспия был изолированным. Раннехазарская трансгрессия сбрасывала свои воды в эвксинские бассейны Понта, вызывая в них повышение уровня и изменяя их фаунистический облик распространением своих представителей малакофауны. Проникновение эвксино-узунларских элементов фауны в Каспий было незначительным; сравнительно широкое распространение в Северном Каспии получил солоноватоводный эвксинский вид *Didacna pontocaspia*, его морские эвригаллинные элементы погибли, очевидно, из-за низкой солености водоема.

Начало позднего плейстоцена (ИКС 5) – теплая сухая межледниковая эпоха – в Каспии было отмечено его регрессивным состоянием (черноярская регрессия), сменившимся в первую фазу межледникового

похолодания и увлажнения (Болиховская, 2005) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным солоноватоводным бассейном с отрицательными отметками уровня, заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена послеузунларское понижение уровня сменилось крупной межледниковой карангатской трансгрессией с наивысшей в плейстоцене соленостью, с широким развитием стеногалинной средиземноморской малакофауны. В долине Маныча она образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием.

Регрессия раннего позднехазарского бассейна, по-видимому, произошла в термодерогационную стадию межледниковья. В условиях сменившего ее похолодания конца межледниковья получила развитие вторая позднехазарская трансгрессивная стадия – гирканская, образовавшая глубокий залив (возможно, лиман) в долине Восточного Маныча. Продолжающееся похолодание и наступление ледниковой эпохи привело к регрессии карангатского бассейна, но «поддержало» гирканский трансгрессивный бассейн, чьи воды ингрессировали в долину Маныча, а затем и в Азовскую котловину. Регрессивная тенденция карангатского моря была осложнена трансгрессивным тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, расплывшего бассейн. Реконструированная палеогеография как карангатской, так и позднехазарской трансгрессивных эпох, произошедших в микулинское межледниковье, говорят в пользу большего его временного объема (вся ИКС 5), чем это принято большинством исследователей.

Пик ранневалдайского похолодания (ИКС 4), очевидно, вызвал регрессию в Каспии: в Нижнем Поволжье этой эпохе отвечают ахтубинские слои с проявлением мерзлоты в основании. Сменившие их ательские субаэральные осадки, судя по их мощности, образованию нескольких (до четырех) горизонтов погребенных почв, свидетельствуют о длительной эпохе их накопления, а палеонтологические свидетельства - о холодном климате ательской эпохи с неоднократной сменой в сторону смягчения. Часть ательских отложений, очевидно, накапливалась одновременно с развитием первых фаз хвалынской трансгрессии. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской толщи Маныча.

Внутривалдайский межстадиал (ИКС 3) отразился незначительным подъемом уровня Понта и расширением в бассейне умеренно теплолюбивых видов диатомей и микрофауны, а на его побережьях сменой ландшафтов на межстадиальные. Однако распространения в бассейне морских моллюсков, которое связано с притоком средиземноморских вод, не было.

Холодный сухой климат максимума поздневалдайского похолодания (ИКС 2) привел к глубокой регрессии в Понте – изолированному пресноводному раннеэвксинскому бассейну. В Каспии он, очевидно, вызвал регрессивную стадию раннехвалынского бассейна, после которой, в условиях деградации оледенения, началась максимальная фаза раннехвалынской трансгрессивной стадии. Трансгрессия каспийского типа началась и в Эвксине, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Раннехвалынская максимальная фаза трансгрессии, достигнув уровня Манычского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в новоэвксинский бассейн. В Каспии сброс вод по Манычу вызвал падение уровня раннехвалынского моря. Его новый подъем выше 22 м привел к ингрессии каспийских вод в уже разработанную на первом этапе функционирования пролива долину и следующему этапу их стока в новоэвксинский водоем. Поступление каспийских вод, наряду с «каспийским» развитием новоэвксинского водоема, привели к подъему уровня последнего - новоэвксинской трансгрессивной фазе, «подпертой» начавшейся трансгрессией Средиземного моря. Падение уровня Каспия ниже 22 м привело к прекращению функционирования Манычского пролива – судя по имеющимся в настоящее время геолого-геоморфологическим и палеонтологическим материалам, окончательно.

В голоцене падение уровня хвалынского бассейна завершилось в бореальный период континентализации климата мангышлакской регрессией. Увлажнение атлантического этапа привело к новокаспийской трансгрессии - тепловодным солоноватоводным бассейном с отрицательными отметками уровня (до -19 - -20 м), заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией с соленостью 18-20, с широким развитием средиземноморской малакофауны (от эвригалинной до умеренно стеногалинной).

Развитие природной обстановки в Северном полушарии в течение неоплейстоцена носило ритмический характер, в разных широтах и регионах выраженный по-разному. Сопоставление хода тепло- и влагообеспеченности на Русской равнине и в Каспийском регионе привело к заключению, что «холодные» трансгрессии происходили в криогигротические фазы климатического цикла, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине. Однако, пик увлажненности на Каспии достигал своих максимальных значений раньше максимального развития оледенения (примерно к середине

криогигротической фазы); к максимуму оледенения на Русской равнине (конец гигротической фазы) должен был отмечаться спад уровня моря. Максимум регрессии соответствовал середине термоксеротической фазы, когда межледниковые условия еще не достигли своей кульминации. «Теплые» трансгрессии, по видимому, происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных сложных по структуре межледниковий.

Трансгрессии в Понте происходили двух типов: каспийского и морского (океанического). Трансгрессии первого типа развивались синхронно каспийским. Однако, если в Каспии (изолированный водоем) уровень бассейна мог подниматься достаточно высоко, то в Понте (ограниченная связь с океаном) бассейны каспийского типа (чаудинские, древнеэвксинские, новоэвксинский) имели отрицательные отметки уровня, ибо при достижении уровня Босфорского порога, сбрасывал свои воды в Мраморное море. В этих условиях и сброс в Понт каспийских вод не оказывал должного влияния на подъем уровня. Позднечаудинская и эвксинские трансгрессии достигли своего максимального уровня при подпоре со стороны Средиземного моря в условиях межледниковой трансгрессии океана. Таким образом, трансгрессии каспийского типа сменялись морскими. Морские трансгрессии и их размах зависели от уровня океана и развивались одновременно (логично предположить лишь незначительное запаздывание) с трансгрессиями океана.

Манычский пролив, периодически функционировавший между Каспием и Понтом, является уникальным событием палеогеографии региона. В неоплейстоцене отмечается по меньшей мере пять эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в бакинскую эпоху, в среднем – дважды в эвксино-раннехазарскую эпоху и в позднем неоплейстоцене – в карангатско-позднехазарскую и хвалынскую эпохи.

В неоплейстоценовой истории как Каспия, так и Понта, Манычский пролив играл существенную роль. В Каспии он осуществлял контроль уровня обширных «холодных» трансгрессий. В Понте контролировал распространение морских «теплых» бассейнов. Принимая воды каспийских трансгрессий и доставляя их в бассейны Понта, пролив способствовал увеличению их водной массы, изменению их гидрологических, гидрохимических и экологических параметров, а также изменял фаунистический облик водоемов. На бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался понижением их уровня, а также сбросом части солей в водоемы Понта. Предполагаемое нами поступление эвксино-узунларских вод в раннехазарский бассейн Каспия сказалось на акклиматизации в Северном Каспии черноморского вида *Didacna pontocaspia*.

С историей Манычского пролива тесно связана и проблема появления в Каспии морского эвригаллиного вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на малакофауну бассейна. Автор монографии склоняется к пути проникновения *Cerastoderma glaucum* в новокаспийский бассейн Каспия в максимум новочерноморской трансгрессии по цепочке остаточных соленых озер при помощи человека, употреблявшего эти моллюски в пищу и для других бытовых нужд.

Показана возможность использования моллюсков одного рода - *Didacna* Eichw. (истории его развития, временного и пространственного распространения, межбассейновых миграций) для палеогеографических реконструкций и корреляции событий в Понто-Каспии.

Проведена корреляция и выявлены связи палеогеографических событий в Понто-Каспии с ледниковыми событиями на Русской равнине. Развитие «холодных» трансгрессий Каспия и каспийских трансгрессий Понта было коррелятно и связано с развитием оледенений на Русской равнине. «Теплые» трансгрессии Каспия и морские (океанические) трансгрессии Понта развивались в межледниковые эпохи.

Сопоставлена история развития понто-каспийских бассейнов с трансгрессивно-регрессивными событиями в Средиземном море. Трансгрессии в Средиземном море развивались асинхронно с «холодными» трансгрессиями Каспия и бассейнами каспийского типа Понта; синхронными им были «теплые» (или «малые») трансгрессии Каспия и трансгрессии морского типа Понта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов Г.М., Карпюк М.И., Пузаченко Ю.Г. и др. Современное состояние и факторы, определяющие биологическое и ландшафтное разнообразие Волжско-Каспийского региона России. М.: Наука, 2002. 415 с.
2. Абрамова Т.А. О нижнехазарском флористическом комплексе западного побережья Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 2. С. 5-19.
3. Абрамова Т.А. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 3. М.: МГУ, 1972. С. 134-146.
4. Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 1974. 24 с.
5. Абрамова Т.А. О нижнехвалынском спорово-пыльцевом комплексе Западного Прикаспия // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1974. № 1. С. 63-67.
6. Абрамова Т.А. Реконструкция палеоклиматических условий эпохи раннехазарской трансгрессии Каспийского моря (по данным палеоботанического анализа) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1975. № 1. С. 108-110.
7. Абрамова Т.А., Маев Е.Г. Палинологическая характеристика и условия формирования горизонта позднехвалынской (мангышлакской) регрессии Каспийского моря // Маринопалинологические исследования в СССР. М.: АН СССР, 1974. С. 117-125.
8. Абрамова Т.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А. Новые данные о хвалынских отложениях разреза Енотаевка (Нижнее Поволжье) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. 1. М.: МГУ, 1983. С. 52-62.
9. Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку: Азернешр., 1961. 419 с.
10. Азовское море в конце XX – начале XXI веков. Геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Апатиты, 2008. Т. 10. Отв. ред. Матишов Г.Г. 296 с.
11. Александров А.Н. Особенности современного осадконакопления в Азовском море. Ростов-на-Дону, 1965. 328 с.
12. Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Труды ГИН АН СССР. 1976. В. 291. 100 с.
13. Алексеева Л.И. Последовательность смены комплексов млекопитающих в антропогене Восточной Европы // Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969. С. 36-46.
14. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: АН СССР, 1977. 214 с.
15. Алескеров Б.Д., Мамедов А.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. и др. Новые данные по стратиграфии Мишовдагского разреза плейстоцена Азербайджана // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1987, № 4.
16. Алескеров Дж.А., Гаджиев Т.М., Баба-Заде А.Д. О границе между неогеном и антропогеном // Междунар. коллоквиум по проблеме границы между неогеновой и четвертичной системами. М.: Наука, 1973. Т. 4. С. 33-38.
17. Алигаджиев Г.А. Реконструкция донной фауны дагестанского района Каспийского моря в связи с массовым развитием в нем азово-черноморских вселенцев // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 166-199.
18. Алигаджиев Г.А., Гусейнов М.К. К изучению фауны Аграханского залива // Материалы науч. конфер. Дагестанского филиала Географ. об-ва СССР. Вып. 7. Махачкала, 1977. С. 43-45.
19. Алигаджиев М.М., Османов М.М., Амаева Ф.Ш. Азово-черноморские вселенцы макробентоса Каспия в новых экологических условиях // Голоценовые колебания уровня моря и биологич. разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 22-23.
20. Алиев А.Д., Пятакова Г.М. Видовой состав и распределение зообентоса Среднего и Южного Каспия // Биология Среднего и Южного Каспия. М.: Наука, 1968. С. 80-104.
21. Алиева Э.Г.-М. Филогения, систематика и палеоэколого-биогеохимическая характеристика антропогеновых моллюсков дидакна западного борта южно-каспийской впадины. Автореф. диссерт. Баку, 1990. 20 с.
22. Али-Заде А.А. Апшерон Азербайджана. М.: Недра, 1973. 227 с.
23. Али-Заде А.А., Пашалы Н.В., Мамедов А.В. и др. Азербайджан // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 89-95.
24. Ализаде А.А., Ализаде Д.А., Алескеров Д.А., Асадуллаев Э.Н. Путеводитель экскурсий по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М., 1972.
25. Ализаде К.А., Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М., Карягды С.К. Стратиграфия морских антропогеновых (четвертичных) отложений Азербайджана // Геология четверичного периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977. С. 61-67.
26. Ализаде К.А., Векилов Б.Г., Гейвандова Е.Х. Руководящие окаменелости плиоценовых и четвертичных отложений Азербайджана. Баку: АН АзССР, 1957. 145 с.
27. Ализаде К.А., Гаджиев Т.М., Халилбейли Ч.А. и др. Стратиграфическое расчленение антропогеновых отложений Ба-

- кинского архипелага и его акватории // Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле. 1974. № 2.
28. Ализаде С.А., Байрамов А.А., Мамедов А.В. Ширинов Н.Ш. Геология четвертичных отложений Азербайджана. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1978.
 29. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1962. 226 с.
 30. Алферьев Г.П., Алферьева А.М. Последние страницы геологической истории Терско-Кумской низины // Географ. сборник. 1952. Сб.1.
 31. Андреева С.И. Двустворчатые моллюски Аральского моря в условиях экологического кризиса. Автореф. диссерт. М., 2001. 47 с.
 32. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Керченском полуострове // Записки Новоросс. Об-ва естествоиспыт., 1884. Т. 9. В. 2. С. 1-198.
 33. Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей / Изв. Русск. Геогр. об-ва. Т. 24. Вып. 1-2. 1888. С. 91-114.
 34. Андрусов Н.И. О верхнеплиоценовых отложениях мыса Чауда на Керченском полуострове / Труды СПб Об-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минерал. Т. 20. 1889. С.11.
 35. Андрусов Н.И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции // Изв. Русск. Геогр. об-ва. 1890. Т. 26. В. 2(5). С. 380-409.
 36. Андрусов Н.И. Экспедиция «Селяника» на Мраморное море // Мраморное море. Экспедиция Русского географического общества в 1894 г. СПб., 1896. С. 153-171.
 37. Андрусов Н.И. О древних береговых линиях Каспийского моря // Ежегодник по геол. и минерал. России. Т. 4. 1900. № 1-2. С. 3-16.
 38. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове / Материалы для геологии России. Т. XXI. 1903. №2. С. 257 - 283.
 39. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минерал. России. Т. 7. Вып. 6. 1904-1905. С. 158-172.
 40. Андрусов Н.И. Босфор и Дарданеллы. Исторический обзор мнений об их происхождении // Землеведение. Т. 12. Кн. 1-2. 1905. С. 1-44.
 41. Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области // Тр. Арало-Касп. экспед. Ч. 1. 1905. В. 7. С. 1-188.
 42. Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области // Тр. Арало-Касп. экспед. Ч. 2. 1915. В. 8. С. 1-8.
 43. Андрусов Н.И. Стратиграфическая схема Апшеронского полуострова // Геологический вестник. 1915. Т. 1, № 4. С. 225-230.
 44. Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. 6. Т. 12. 1918, №1. С. 23-28.
 45. Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря // Bull. Intern. Acad. Sci. Boheme. 1925. С. 165-176.
 46. Андрусов Н.И. Карты Черноморской области в верхнемиоценовую, плиоценовую и послетретичную эпохи // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. 4. В. 3-4. С. 183-188.
 47. Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1926. Т. 4. № 3-4. С. 294-332.
 48. Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38-50.
 49. Антонов Б.А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1963.
 50. Аполлов Б.А. Каспийское море и его бассейн. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 119 с.
 51. Аполлов Б.А. Проблема Каспийского моря и ее основные задачи // Проблема Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР. 1963. С. 9-12.
 52. Арап Р.Я., Маркова А.К., Михайлеску К.Д., Чепалыга А.Л., Коваленко А.Л. Биостратиграфия опорного разреза древнеэвксинских отложений у с. Озерное // Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. 1990. № 59. С. 29-40.
 53. Аристархова Л.Б., Белкин О.А., Кузьмин Ю.А. и др. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений восточной части Прикаспийской низменности // Матер. Совещ. по изуч. четверт. пер. 1961. Т. II.
 54. Аристархова Л.Б., Варущенко А.Н., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Мякокин В.С., Соловьева Г.Д. К вопросу о четвертичной истории Северного Устья // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1971. Вып. 2.
 55. Арнольди Л.И. К вопросу о распределении зообентоса в Каспийском море // Материалы по гидробиологии и литологии Каспийского моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 115-171.
 56. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А. и др. Методы и результаты картирования и геохронологические привязки

- древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С.144 - 150.
57. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднелейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вест. ЛГУ, 1983, №12. С. 69-79.
 58. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Измайлов Я.А. О возрасте голоценовых и верхнелейстоценовых отложений черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975, № 44. С. 107 - 110.
 59. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К. и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродных и урано-иониевых методов датирования // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978, № 48. С. 39-48.
 60. Арсланов Х.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б. и др. Об абсолютном возрасте “карангатских” террас Западного Кавказа // Докл. АН СССР. Т.226. 1976, №1. С.159-162.
 61. Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1988, № 57. С. 28-38.
 62. Артамонов В.И. Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований дагестанского шельфа Среднего Каспия. Автореф. дис. М.: МГУ, 1976. 26 с.
 63. Артамонов В.И. Позднечетвертичные комплексы двустворчатых моллюсков дагестанского шельфа Каспия // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1976. Вып. 5. С. 82-86.
 64. Артамонов В.И., Маев Е.Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 6. М.: МГУ, 1979. С. 12-22.
 65. Артамонов В.И., Черенов В.В. Позднечетвертичные комплексы двустворчатых моллюсков Каспийского моря и их смена в пространстве и во времени // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 147.
 66. Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Кареева Е.В. Развитие растительности юга Украины в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972. № 39.
 67. Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Паришкура С.И., Карева Е.В. Палеоботаническая характеристика опорных разрезов четвертичных отложений средней и южной части Украины. Киев: Наукова думка, 1973. 120 с.
 68. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
 69. Архипов С.А. К литолого-фациальной характеристике хвалынских шоколадных глин и условиям их образования // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. пер. 1958. № 22. С. 63-72.
 70. Архипова Е.Г. Тепловой баланс Каспийского моря // Труды ГОИН. 1970. Вып. 35. С. 3-101.
 71. Асадуллаев Э.М. К изучению фауны гюргянских отложений // Изв. АН АЗССР. Серия геолого-географ. наук. 1965. № 6. С. 21-27.
 72. Асадуллаев Э.М., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования морских антропогеновых осадков хребта Малый Харамы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 1.
 73. Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М.: Пищ. промышленность, 1968. 415 с.
 74. Бабак Е.В. Плиоценовые и четвертичные дрейссениды (*Dreissenidae*, *Bivalvia*) Эвксинского бассейна. Автореф. дисс. М., 1980. 31 с.
 75. Бабак Е.В., Стойков С.С. Комплексы позднечетвертичных моллюсков морских отложений континентальной территории // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 203-212.
 76. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25-31.
 77. Бадюкова Е.Н. О возможности соединения Каспийского и Черного морей в позднечетвертичное и голоценовое время // Геоморфология. 2001. № 3. С. 76-85.
 78. Бадюкова Е.Н. Некоторые вопросы истории развития Маныча в позднем плейстоцене – голоцене // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 320-334.
 79. Бадюкова Е.Н. Когда последний раз соединялись Черное и Каспийское моря? // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 21-24.
 80. Бадюкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология, 2007. Т. 47. № 3. С. 432-438.
 81. Бадюкова Е.Н. История развития пролива Босфор и соединение Средиземного и Черного морей в позднем плейстоцене-голоцене // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М.: географический факультет МГУ, 2010. С. 4-24.
 82. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за

- последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54-63.
83. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна // Геохронолог. четвертич. периода. Москва, 1989. С. 42.
 84. Барбот де Марни Н., Крытин Н., Костенков К. Очерк Восточного и Западного Манычей // Журн. Главн. упр. путей сообщения, № 2. 1861. 229 с.
 85. Барг И.М., Яловенко И.П., Яценко Ю.Г. Новые данные к истории геологического развития Керченского пролива // Стратиграфия кайнозой Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1978. В. 2.
 86. Барг И.М., Яценко Ю.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и полезные ископаемые шельфа Азово-Черноморского бассейна // Исследования береговой зоны морей. Киев, 2001. С. 177-185.
 87. Батурин В.П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Наука, 1947. 338 с.
 88. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114-124.
 89. Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги // Тр. Астраханского заповедника. Вып. 8. 1963. С. 401-421.
 90. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология, №4, 1999. С. 56-69.
 91. Благоволин Н.С. Происхождение и история развития Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1960. № 2. С. 37-45.
 92. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 192 с.
 93. Благоволин Н.С. Голоценовая история Черноморского бассейна // Компл. исслед. Черноморской впадины. М.: Наука, 1976. С. 48-53.
 94. Боброва О.А. Танатоценозы хвалынского моря // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т.ХУП. Вып. 2-3. 1939.
 95. Богачев В.В. Степи бассейна р. Маныч // Изв. Геол. ком.1903. Т. 22. № 2.
 96. Богачев В.В. Геологические наблюдения в долине Маныча, произведенные летом 1903 года // Изв. Геол. Комит. Т. 22. 1903, № 9.
 97. Богачев В.В. К вопросу о делении плиоцена и плейстоцена каспийского типа // Ежегодник по геолог. и минералог. России. Вып. 3-4. 1910, № 12.
 98. Богачев В.В. *Mutilus* в Каспийском море // Русский гидробиологический журнал. 1928. № 8-9. С. 187-189.
 99. Богачев В.В. Геологические экскурсии в окрестностях Баку. Баку: Изд-во геол. разв. упр. Азнефти, 1932. 88 с.
 100. Богачев В.В. Руководящие окаменелости Апшеронского полуострова и прилегающих районов. Часть 1. Баку: Азнефтеиздат, 1932. 91 с.
 101. Богданов А.А. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Нижнего Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XI. 1933, № 4. С. 349-363.
 102. Богданов А.А. Новые данные по стратиграфии Нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани // Труды Ленингр. общ. естествоиспыт., 1934. Т. 63. Вып. 2. С. 210-224.
 103. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
 104. Болиховская Н.С. Основные закономерности развития растительности и климата Восточно-Европейской равнины в последние 900 тысяч лет // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. Москва: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 159-191.
 105. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. № 4 (32). С. 2-28.
 106. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР датирования // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 25-53.
 107. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 149-178.
 108. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 45-64.
 109. Большаков В.А., Виноградов Ю.К., Дара О.М., Янина Т.А. Первые результаты изучения связи магнитных свойств донных осадков Северного Каспия с колебаниями уровня Каспийского моря в позднем неоплейстоцене // Доклады Академии наук, 2009. Т. 427. № 5. С. 683-687.
 110. Бондарчук В.Г. Геология Украины // Вид-во Акад. Наук УРСР. Киев, 1959. 829 с.
 111. Бондарчук В.Г., Трашук Н.Н. Морские плейстоценовые отложения Северного Причерноморья // Геология четвер-

- тичного периода. Ереван, 1977. С. 177-184.
112. Брицина М.И. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды Ин-та географии АН СССР. Т. 62. 1954.
 113. Брод И.О. Геологические исследования в окрестностях Каякентской нефтеносной площади (Ю. Дагестан) // Изв. Главн. геол.-развед управл. 1930. Т. 49. № 4. С. 33-49.
 114. Брод И.О. Геологическая оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья // Перспективы нефтегазоносности Северного Кавказа и Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 7-20.
 115. Броцкая В.А., Неценгевич М.Р. Распространение *Mutillaster lineatus* в Каспийском море // Зоологический журнал. 1941. Т. 20. Вып. 1. С. 79-99.
 116. Броцкий Ю.З., Карандеева М.В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время // Вестник МГУ. Сер. физ-мат. и естеств. наук. 1953, № 2. С. 139-146.
 117. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия // Труды по комплексному изучению Каспийского моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Вып. 4. 352 с.
 118. Бруевич С.В., Шишкина А.В. О палеогидрологии Черного моря в позднечетвертичное время // ДАН СССР. 1959. Т. 127. № 3. С. 673-676.
 119. Брылев В.А., Иванов И.В., Таболякова В.Я. Палеогеографические условия формирования Северо-Западного Прикаспия в раннехвалынское время // Известия АН СССР. Сер. географ. 1980. № 5. С. 92-97.
 120. Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1973. 246 с.
 121. Букаччук П.Д. Об отложениях с древнеэвксинским типом фауны в низовьях Прута // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 70-82.
 122. Бэр К. Отчет о путешествии на Маныч // Вестн. Геогр. об-ва. Т. 18. № 2. 1856. С. 231-254.
 123. Бэр К. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Зап. ИРГО. Спб, 1856. С. 3-32.
 124. Варданыц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: АН Арм. ССР. 1948. 184 с.
 125. Варенцов М.И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время // Труды 2 Междунар конфер. по изуч. четвертич. периода Европы. Вып. 3. М.-Л., 1933. С. 88-101.
 126. Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 50-62.
 127. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.
 128. Васильев Ю.М. К вопросу о сопоставлении событий четвертичной истории Прикаспия с оледенениями Русской равнины // Бюл. Ком. по изуч. четверт. пер. 1959. № 23.
 129. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.
 130. Васильев Ю.М. О зависимости трансгрессий замкнутого бассейна Каспия от равнинных оледенений в антропогене // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 2. С. 399-401.
 131. Васильев Ю.М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.-Л.: Наука, 1969. 182 с.
 132. Васильев Ю.М. Об уровнях трансгрессии в полужамкнутых и замкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей) // Пробл. изуч. четвертич. периода. М.-Л.: Наука, 1972. С. 399-403.
 133. Васильев Ю.М. Аридные и пловивальные климаты в плейстоцене и их отношение к оледенениям и межледниковьям // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 204-213.
 134. Васильев Ю.М., Ренгартен Н.В. Состав и условия образования плейстоценовых отложений Нижней Волги // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.
 135. Васильев Ю.М., Федоров П.В. О стратиграфическом положении верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 12.
 136. Вассоевич Н.Б. О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове // Азерб. Нефт. хоз. 1928, № 8-9. С. 25.
 137. Вассоевич Н.Б. Палеонтологические заметки по плиоценовым и постплиоценовым отложениям Таманского полуострова // Изв. Геолкома. 1928. Т. 47. № 6. С. 711-732.
 138. Вассоевич Н.Б. *Didacna nalivkini* nov. sp. // Изв. Главного геолога-развед. управления. 1930. Т. 49. № 5. С. 120.
 139. Вебер В.В. Краткий обзор геологического изучения Бакинского нефтеносного района // Тр. НГРИ. Сер. А. 1932. Вып. 8. 39 с.
 140. Вебер В.В. Рекогносцировочный проезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджинаурской степью

- // Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 67. 1933. 85 с.
141. Вебер. В.В., Калицкий К.П. Челекен // Тр. Геол. ком. Н.С. 1911. Вып. 63. 180 с.
 142. Векилов Б.Г. О составе, общем характере и основных этапах развития четвертичной морской конхилиофауны Восточного Азербайджана // Изв. АН АЗССР, серия геолого-географ. наук. 1964. № 3.
 143. Векилов Б.Г. Антропогенные отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во ЭЛИМ, 1969. 217 с.
 144. Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М. О новом виде *Didacna Eichw.* из нижнехазарских отложений хребта Большой Харамы // Докл. АН АЗССР. 1964. Т. XX. № 8.
 145. Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М., Карягды С.К. Солоноватоводные антропогенные представители рода *Didacna Eichwald* Азербайджана // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку: ЭЛИМ, 1976. В. 1. С. 10-21.
 146. Векилов Б.Г., Федоров П.В. Четвертичные морские отложения Азербайджана и их место в стратиграфии плейстоцена Понто-Каспийской области // Докл. АН АЗССР. 1970. Т.26. № 4.
 147. Веклич М.Ф. Этапы развития природы Черного и Азовского морей в четвертичное время и их корреляция с континентальными обстановками // Четвертич. период, палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С.102-118.
 148. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
 149. Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7-25.
 150. Величко А.А. Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциальной области // Палеогеография Европы за последн. сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 67-70.
 151. Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1991. № 5. С. 5-22.
 152. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58-76.
 153. Величко А.А., Гричук В.П. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. 252 с.
 154. Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 3-16.
 155. Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны. М.Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 703 с.
 156. Виноградов А.П., Гринько В.А., Устинов В.П. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10.
 157. Власов В.К., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др. Новые данные по стратиграфии и хронологии карангата и эвксинозунлара // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Географ. 1983, № 5. С. 28 - 36.
 158. Возовик Ю.И. К вопросу об амплитуде предголоценовой регрессии Черного моря // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 68 - 73.
 159. Волга и ее жизнь. Л.: Наука, 1978. 346 с.
 160. Воробьев В.И., Пирогов В.В. К распространению цветной монодакны в дельте Волги // Науч. труды конфер., посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И. Ленина. 1969. Т.2. С. 50-56.
 161. Воскобойников В.М., Ротарь М.Ф., Конигов Е.Г. Связь ритмичности строения толщ голоценовых отложений причерноморских лиманов с колебательным режимом уровня Черного моря // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 264-274.
 162. Вронский В.А. Результаты палинологического анализа четвертичных и верхнеплиоценовых отложений у пос. Зезяне Астраханской области // ДАН СССР. Т. 152. 1963, № 4.
 163. Вронский В.А. Палинологические комплексы верхнеплиоценовых и четвертичных отложений юго-запада Прикаспийской низменности и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. Ростов н/Д: Изд-во Рост ун-та, 1965. 21 с.
 164. Вронский В.А. Основные черты развития растительности юго-запада Прикаспийской низменности в верхнем плиоцене и плейстоцене // Ботан. Журнал. 1970. Т. 55. № 10.
 165. Вронский В.А. Результаты палинологических исследований донных осадков Среднего Каспия // Географические исследования на Северном Кавказе. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1974. С. 109-112.
 166. Вронский В.А. Новые данные к палеогеографии Каспийского моря в плейстоцене // Геоморфология и палеогеография. Л.: Наука, 1975.
 167. Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов н/Д: Изд-во Рост ун-та, 1976. 200 с.
 168. Вронский В.А., Супрунова Н.И. Биостратиграфическая характеристика четвертичных морских отложений Южного Каспия // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1977. В. 6. С. 86-89.
 169. Гаврилов М.Д. Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджинаура // Труды конфер. по геоморфо-

- логии Закавказья. Баку, 1953. С. 88-93.
170. Гаджиев А.А. Проблемы экосистем дагестанского побережья Каспия // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 34-40.
 171. Гаджиев А.А., Шихшабеков М.М., Абдурахманов Г.М., Мунгиев А.А. Анализ экологического состояния Среднего Каспия и проблема воспроизводства рыб. М.: Наука, 2003. 420 с.
 172. Гаджиев Т.М. К вопросу об условиях распространения фауны моллюсков в донных осадках Каспийского моря и описание некоторых новых видов // Изв. АН АЗССР. Серия наук о Земле. 1966. № 4. С. 24-31.
 173. Гаджиев Т.М. Новая фауна дидакн из древнекаспийских террас (М. Харамы) // ДАН АЗССР. 1966. Т. XXII. № 5.
 174. Гаджиев Т.М. Моллюсковая фауна в донных осадках средней части Восточного Каспия // Труды Азерб. НИИ по добыче нефти. В. XIX. Л.: Недра, 1967.
 175. Гаджиев Т.М. Изменчивость *Didacna baeri* Grimm и некоторые новые виды *Didacna* новокаспийских отложений островов Бакинского архипелага // Палеонтолог. сборник. Львов: Изд-во Львов. Ун-та, 1968. Вып. 1. № 5. С. 75-85.
 176. Ганзей С.С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков). Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1984. 24 с.
 177. Ганзей С.С. Позднекайнозойские отложения Понто-Каспийского региона и трековый метод определения возраста вулканических пеплов // Трековый метод в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 33-45.
 178. Гейвандова Е.Х. Об отложениях бакинского яруса Апшеронского полуострова // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 11, 1955.
 179. Гейвандова Е.Х. К истории геологического развития Апшеронского полуострова в четвертичное время // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 15, 1956.
 180. Гейвандова Е.Х. Экология моллюсков четвертичных отложений Апшеронского полуострова // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 13, 1956.
 181. Гейвандова Е.Х. Новый вид *Didacna Eichw.* в хазарских отложениях Апшеронского полуострова // Докл. АН АЗССР. 1956. Т. 12. № 10. С. 981-986.
 182. Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. Л.: Госгеотехиздат, 1957. 128 с.
 183. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.
 184. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 246 с.
 185. Геология шельфа Украины. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 186 с.
 186. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 530 с.
 187. Геология СССР. Т.22. Туркменская ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 658 с.
 188. Геология СССР. Т.47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972. 520 с.
 189. Геология СССР. Т.46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. М.: Недра, 1970. 650 с.
 190. Геоморфология западной части Прикаспийской низменности. М.: МГУ, 1958. 238 с.
 191. Геохронология СССР. Т.3. М.: Недра, 1974. 357 с.
 192. Герасимов И.П. Каспийское море в четвертичном периоде// Труды Сов. секции Междунар. Асс. по изуч. четвертич. периода. 1937. Вып. 3.
 193. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
 194. Глазовский Н.Ф. Солевой баланс Каспийского моря // Природа, 1972. № 10.
 195. Глазунова К.Н. Стратиграфия и комплексы двустворчатых моллюсков верхнечетвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1971. 25 с.
 196. Глазунова К.Н. К систематике *Didacna protracta* Eichw. // Палеонтологический журнал. 1971. № 2. С. 115-117.
 197. Говберг Л.И. Фаунистические комплексы прибрежных отложений северо-западной части Черного моря // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 5. С. 870-876.
 198. Говберг Л.И. Фаунистические комплексы прибрежных отложений на болгарском шельфе // Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С.78 - 83.
 199. Говберг Л.И., Кънева-Абаджиева В., Димитров П. Стратиграфические комплексы моллюсков // Геология и гидрология западной части Черного моря. София: БАН, 1979. С.72 - 82.
 200. Гожик П.Ф., Шевченко А.И. Положение и строение чаудинских отложений в стратотипическом разрезе // Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наукова думка, 1974.
 201. Голубов Б.Н. Бессточен ли Каспий? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 110-124.
 202. Голубов Б.Н., Новиков В.Л., Шлезингер А.Е. Процессы, определяющие формирование водных масс Каспийского моря и колебания его уровня // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 538-542.

203. Голубятников В.Д. Бакинский ярус в Дагестане // Изв. Союзгеолразведки, 1931. Т. L. Вып. 100. С. 1516-1517.
204. Голубятников В.Д. Морские и речные террасы Дагестана /Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четв. периода. Вып. 3. 1937, С. 30-52.
205. Голубятников В.Д., Рейнгард А.Л., Пустовалов И.Ф. Полевые работы на Кавказе по теме «Проблемы Понто-Каспия» // Труды Сов секции Междунар. Ассоц. по изуч. четвертич. периода. 1936. Вып. 2.
206. Голубятников Д.В. Средиземноморские отложения Дагестана // Изв. Геол. Комитета. 1902. Т. 21. № 3. С. 185-230.
207. Голубятников Д.В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат// Тр. Геол. ком. нов. сер. Баку, 1914. Вып. 106. 264 с.
208. Голубятников Д.В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Аташкинский район // Тр. Геол. ком. Нов. сер. Баку, 1927. Вып.130. 314 с.
209. Голынец Ф.Ф. Геологоразведочные работы в Калмыцко-Сальских степях, произведенные в 1931 г. // Тр. Грознефти, 1931-1932 гг.
210. Горбаренко С.А., Николаев С.Д., Попов С.В. Изотопный состав кислорода раковин четвертичных моллюсков и изменения палеогеографии Восточного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 48. Вып. 3. 1973. С.102 - 109.
211. Горбунов К.В. Водоемы дельты Волги, их облик, режим и эволюция // Волга-1. Куйбышев, 1971. С. 74-81.
212. Горбунов К.В. Влияние зарегулирования Волги на биологические процессы в ее дельте и биосток. М., 1976. 219 с.
213. Горещкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртасский века // Вопр. географии. 1953. Сб. 33. С. 190-221.
214. Горещкий Г.И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 30. Вып. 2. 1955. С. 13 - 29.
215. Горещкий Г.И. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманьчья и Нижнего Придонья // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. Т. XIII. 1957. С. 36 - 54.
216. Горещкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. 1957б. № 6.
217. Горещкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. пер. М., 1958а. № 22.
218. Горещкий Г.И. Буртасское среднеантропогеновое озеро и проблема колебания уровня мирового океана в связи с оледенениями // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXXIII(2). 1958б.
219. Горещкий Г.И. О возрасте карангатской фазы тирренской трансгрессии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1959, № 23. С. 66 - 74.
220. Горещкий Г.И. Четвертичная система района сооружений Волго-Дона. Геология района сооружений Волго-Дона. М-Л., 1960.
221. Горещкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
222. Горещкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 492 с.
223. Горлов Ю.В., Поротов А.В., Фуаш Э., Янина Т.А. Таманский залив в период греческой колонизации // Проблемы истории, культуры и филологии. М-Магнитогорск, ИА РАН, 2003. Вып. X. 248-257.
224. Грацианский А.Н. Природа Средиземноморья. М.: Мысль, 1971. 508 с.
225. Григорович-Березовский Н.А. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья // Зап. Новоросс. Об-ва естествоиспыт. 1902. Т. 24. Вып. 2. С. 103-122.
226. Григорович-Березовский Н.А. Постплиоценовые отложения каспийского типа в Черноморской губ. // Зап. Новоросс. Об-ва естествоисп. 1903. Т. 25. Вып. 1. С. 60-70.
227. Григорьев А.В., Шевченко А.И., Шопов В.Л. Корреляция четвертичных отложений черноморского шельфа и побережья Болгарии и Украины. Киев: ИГ АН УССР, 1985. 40 с.
228. Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 1. // Труды Арало-Касп. экспед., 1876. Вып. 2. 168 с.
229. Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 2. // Труды Арало-Касп. экспед., 1877. Вып. 3. 105 с.
230. Гричук В.П. Результаты предварительного палеоботанического изучения четвертичных отложений Северного Прикаспия // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: АН СССР, 1953. С. 41-56.
231. Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Матер. по геоморфол. и палеогеограф. СССР. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 5-79.
232. Гричук В.П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Материалы по геоморфол. и палеогеограф. 1952. Вып. 52.
233. Гричук В.П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 27-35.

234. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57-70.
235. Гричук В.П. Растительный покров в позднем плейстоцене // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: Наука, 1969.
236. Гришанов А.Н., Еремин В.Н., Имнадзе З.А. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1983, № 52. С. 18-28.
237. Громов В.И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья // Труды Комис. по изуч. четверт. пер. Т. 4. Вып. 2. 1935. С. 309-324.
238. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 64. Геол. Серия № 17. 1948. 521 с.
239. Громов В.И. Тираспольский фаунистический комплекс // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972. С. 168-177.
240. Громов И.М. Материалы по истории фауны грызунов Нижнего Урала и Северного Прикаспия / Труды Зоол. ин-та АН СССР. Т.22. 1957.
241. Губкин И.М. Геологические исследования северо-западной части Апшеронского полуострова // Изв. Геол. ком. 1914. Т. 33. № 4. С. 399-444.
242. Губкин И.М. Обзор геологических образований Таманского полуострова / Изв. Геол. ком. Т. 32. 1913, № 8. С. 803-859.
243. Гурарий Г.З., Певзнер М.А., Трубин В.М. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна // Мат-лы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля. Баку: Красный Восток, 1973. С. 62-64.
244. Гурарий Г.З., Трубин В.М. Цикличность развития западно-туркменской части палео-Каспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 3-7.
245. Гурарий Г.З., Трубин В.М., Ушко К.А. Стратиграфическое положение палеомагнитной границы Матуяма - Брюнес в разрезах Западной Туркмении и Азербайджана // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Л.: Наука, 1976.
246. Гюль К.К. Каспийское море. Баку, 1956. 328 с.
247. Давиташвили Л.Ш. К познанию фауны чаудинского горизонта / Изв. Асс. ин-тов при физ.-мат. фак. Моск. ун-та, 1930. Т. 3. № 2. С. 144-150.
248. Давиташвили Л.Ш. Заметки о проблемах стратиграфической палеонтологии кайнозоя Понто-Каспийской области // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1932. Т.10. Вып. 1. С. 124-154.
249. Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Л.-М.: ГОНТИ, 1933. 168 с.
250. Давиташвили Л.Ш. О развитии фауны Черноморского бассейна в течение плиоцена // Сообщ. АН Груз.ССР. Т. ХУП. № 3. 1956. С. 227-234.
251. Данилевский Н.Я. Извлечение из письма о поездки на Маныч // Зап. Русс. Геогр. об-ва, т.2, 1869. С. 139-180.
252. Дагенс Э.Т., Хант Дж.М. История Черноморского бассейна за последние 25 000 лет // Междунар. Геохимич. Конгресс, Тезисы докл. Т. 2. М., 1971.
253. Дашевская О.В. Данные крелиусного бурения по бакинскому ярусу Восточного Апшерона // Новости нефтяной геологии. 1936. № 7 (29). С. 51-59.
254. Дашевская О.В. О бакинском ярусе Восточного Апшерона // Новости нефт. геологии. 1940, № 7.
255. Дашевская О.В. О Бакинском ярусе восточной части Апшеронского полуострова // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 3. С. 242-244.
256. Двали М. Ф., Лебедев Г.А., Никитюк Л.Н. Геологические и гидрогеологические исследования Краснодарского полуострова // Труды Всес. геол.-развед. объедин. 1932. Вып. 179. 155 с.
257. Девириц А.Л., Прокофьев Н.И., Зубаков В.А. Радиоуглеродный возраст раковин морских моллюсков из позднехвалыньских террас Апшеронского полуострова // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Изд-во ГЕО, 1970.
258. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1989. 195 с.
259. Девяткин Е.В. Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 77-83.
260. Джанелидзе Ч.П. Новые данные о стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черноморского побережья Грузии // Материалы 6 съезда Географ. Об-ва СССР. 1975. В.2.
261. Джанелидзе Ч.П., Микадзе И.С. Свидетельства среднеюрмской трансгрессии в верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности // Сообщ. АН ГССР. 1975. Т. 77. № 2. С. 377 - 379.

262. Дзвеля М.Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 3. С. 514-515.
263. Дзенс-Литовский А.И. Пересыпи и лиманы Азовско-Черноморского побережья и Степного Крыма // Природа, 1938. № 6.
264. Дзенс-Литовский А.И. Геологическое прошлое и настоящее Кара-Богаз-Гола // Чтен. Памяти Л.С. Берга. Т. I-III. 1952-1954. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
265. Дзенс-Литовский А.И., Васильев Г.А. Геологические условия формирования донных отложений Кара-Богаз-Гола в связи с колебаниями уровня Каспийского моря // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3.
266. Димитров П. Нови данни за строежа и възрастта на някои морфоложки форми на българския черноморски шелф // Пробл. на географията. Т.2. 1978. С. 42-49.
267. Димитров П., Говберг Л.И. Некоторые черты геологической истории шельфа западной части Черного моря в плейстоцене // Докл. БАН. Т. 31. N 9. 1978. С. 1167-1169.
268. Димитров П.С., Говберг Л.И. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеография болгарского шельфа Черного моря // Геоморфология, 1979. № 2. С. 81-89.
269. Димитров П.С., Шимкус К.М., Говберг Л.И. Чаудинские осадки (Емонские слои) // Геология и гидрология западной части Черного моря. София: БАН, 1979. С. 134-135.
270. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
271. Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В. и др. Новые данные по био-, климато- и магнитостратиграфии плейстоцена Азово-Кубанского региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 62-68.
272. Долуханов П.М. История средиземных морей. М.: Наука, 1988. 142 с.
273. Дорощев П.И. Плейстоценовые флоры Нижней Волги и Ахтубы // Ботанич. журнал. Т. 41. 1956, N 6. С. 67-78.
274. Дорощев П.И. Плейстоценовые флоры Северного Прикаспия // Вопросы геологии вост. окр. Русской платформы и Юж. Урала. Уфа, 1960. В. 5. С. 95-107.
275. Доскач А.Г. К вопросу о роли неотектоники в колебании границ Каспия в четвертичное время // Геоморф. и нов. тектоника Волго-Уральской области. Уфа, 1960.
276. Доскач А.Г., Герасимов И.П. Геоморфологический очерк нижнего участка долины р. Урал от пос. Калмыково до Гурьева // Труды Ин-та физ. геогр. 1937, № 24.
277. Дуброво И.А., Алексеев М.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. Т. 29. 1964.
278. Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Бальян С.П., Саядян Ю.В. Древнее оледенение Кавказа // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. С. 26-34.
279. Едигорян З.П., Алексина И.А., Глазунова К.Н. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1970, № 37. С. 47 - 54.
280. Еремин В.Н., Молоствовский Э.А. Палеомагнитный разрез плейстоцена Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981, № 7. С. 44-50.
281. Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 376 с.
282. Жадин В.И., Герд С.В. Реки, озера и водохранилища СССР, их фауна и флора. М., 1961. 599 с.
283. Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 4. С. 915-918.
284. Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Романов А.А. и др. Опорные разрезы плиоценовых и плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 34-52.
285. Жидовинов Н.Я., Седайкин В.М., 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.
286. Жижченко Б.П. Фауна каспийских террас // Руководящие ископаемые Крымско-Кавказской области. М.-Л.: ГОНТИ, 1933. С. 30-36.
287. Жижченко Б.П. К вопросу о границе между третичными и четвертичными отложениями в Эвксинско-Каспийской области // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1950. № 15. С. 31-44.
288. Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Иностранная Литература, 1952. 640 с.
289. Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77-86.

290. Жуков М.М. Фауна бакинского яруса // Руководящие ископаемые Крымско-Кавказской области. М.-Л.: ГОНТИ, 1933. С. 20-29.
291. Жуков М.М. Четвертичные отложения Низового Поволжья // Труды Моск. геол.-развед. ин-та. 1936. Т. 1.
292. Жуков М.М. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология восточного спуска Манычского водного пути // Труды Моск. геол.-развед. ин-та. 1938. Т. 12.
293. Жуков М.М. Бакинские отложения Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т. 18. Вып. 1. 1940.
294. Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 45-59 с.
295. Забелина Э.К., Щербаков Ф.А. К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря по диатомовым водорослям // ДАН СССР, 1975. Т. 221. № 4.
296. Зайков Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня // Тр. НИ учреждений. Сер. 4. Вып. 38. Л.: Гидрометиздат, 1946. С. 1-50.
297. Зайцев А.В., Зарина Е.П. Схема корреляции четвертичных отложений Манычской долины, Ергеней и Восточного Приазовья // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 68-70..
298. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.
299. Зевина Г.Б., Жаворонкова О.Д., Яковенко Н.С. Сравнительная характеристика фауны прибрежных песчаных грунтов Каспийского и Азовского морей // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. Вып. 5. С. 236-247.
300. Зенкевич Л.А. Классификация солоноватых водоемов на примере морей СССР // Избранные труды. Т. 1. М.: Наука, 1977. С. 265-273.
301. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958. 278 с.
302. Зубаков В.А. Хронология трансгрессий Каспия // История озер и внутрен. морей аридной зоны. Л., 1975. С. 3-9.
303. Зубаков В.А. Поздний плейстоцен Черного и Каспийского морей // Геоморфология и палеогеография. Л., 1975.
304. Зубаков В.А. Корреляция климатических событий плейстоцена (на основе новых данных по Причерноморью) // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С.185 - 190.
305. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
306. Зубаков В.А. Новые материалы о стратиграфическом положении, объеме и возрасте карангата, эвксино-узунлара и чауды // Антропогенный период. М.: Наука, 1987. С.63 - 75.
307. Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнины в пыльцевых диаграммах. СПб: Гос. гидрологич. ин-т, 1992. 122 с.
308. Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Каспийская область. Плейстоцен // Геохронология СССР. Т. 3. 1974.
309. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 214 с.
310. Зубаков В.А., Богаткина Н.В., Писаревский С.А. Детальное расчленение, стратиграфический объем и возраст карангатского горизонта Причерноморья // Докл. АН СССР. Т. 267. 1982. № 2. С. 426 - 428.
311. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ВГО, 1973.
312. Зубаков В.А., Кочегура В.В., Попов Г.И. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта Причерноморья // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 98 - 113.
313. Зубаков В. А., Кочегура В. В., Судакова Н. Г., Шелкопляс В. Н. Корреляция новейших отложений Понто-Каспия и Русской равнины с помощью физико-химических методов // Геология четвертич. периода. Ереван, 1977. С. 198-203.
314. Игнатов Е.И. Древние береговые линии на дне Каспия // Вестник Моск. ун-та. Серия география. 1970. № 3. С. 69-73.
315. Игнатов Е.И. Современные представления о рельефе берегов и дна Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2010. № 1. С. 56-63.
316. Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. 1992. № 1. С. 12-20.
317. Идельсон М.С. Зообентос полонных водоемов дельты Волги и его значение в питании рыб // Тр. ВНИРО, 1941. Т. 16. С. 103-118.
318. Измайлов Я.А. Результаты изучения строения голоценовых террас Адлерского и Лазаревского взморий (Черноморское побережье Кавказа) // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 156 - 161.
319. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.
320. Ильин А.А. Разведочные работы станками «Крелиус» в пределах юго-восточной части Апшеронского полуострова

в 1938 г. // Фонд треста АМНР, 1938.

321. Ильин С.И. Геологические исследования в Гурийском нефтеносном районе // Изв. Геол. Ком. 1929. Т. 48. № 3. С. 69-86.
322. Ильин С.И. Новые данные о плиоцене Гурии // Изв. Гл. геол.-разв. Управл. 1930. Т. 49. № 4. С. 463-471.
323. Ильина Л. Б. История гастропод Черного моря. М.: Наука, 1966. 228 с.
324. Ильинский С. М. Каспийские отложения восточной части Северо-Кавказской низменности // Геология СССР. Т. IX. Ч.1. М., 1947.
325. Имнадзе З.А., Китовани Т.Г., Купарадзе О.Г., Мамаладзе Дж.И. К фаунистической характеристике узунларских отложений у с. Цкалцминда (Западная Грузия) // Сообщ. АН ГССР. 1979. Т. 93. № 3.
326. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря // ред. П.Н. Куприн. М.: МГУ, 1988. 312 с.
327. Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом // Океанология, 1966. Т.6, № 5. С. 737-746.
328. Калинин А.В. и др. Новые данные по геологии западной части Черного моря и направление дальнейших исследований // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1984. С. 6-22.
329. Калицкий К.П. Нефтяная гора (Закаспийская область) // Труды Геол. ком. Вып. 95. 1914. 78 с.
330. Калицкий К.П. Кум-Даг и Монжуклы (Закаспийской области) // Изв. Геол. ком. 1914. Т. 33. С. 1221-1231.
331. Каплин П.А., Леонтьев О. К., Ильичев В. А. и др. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия (по материалам радиоуглеродных датировок раковин моллюсков) // Докл. АН СССР. Т. 206. 1972, № 8.
332. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. и др. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования) // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 33-43.
333. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Новые данные о плейстоценовой истории Каспийского моря // Геология четвертичного периода. М., 1977. С. 217-224.
334. Каплин П.А., Порогов А.В., Янина Т.А., Горлов Ю.В., Фуаш Э. Возраст и условия формирования Бугазской перемычки // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2001. № 2. С. 51-57.
335. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 298 с.
336. Каплин П.А., Щербakov Ф.А. Реконструкция палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 6. С. 976-980.
337. Карандеева М.В. О новой трансгрессии Каспийского моря // Вопросы географии. 1951. Сб. 24.
338. Карандеева М.В. Вопросы палеогеографии западной части Прикаспийской низменности // Уч. Зап. МГУ. 1952. Вып. 160.
339. Карелин Г.С. Дневник путешествия 1832-1836 гг. по северо-восточному берегу Каспийского моря // Зап. ИГРО ОГ, 1883. Т. X. 287 с.
340. Кармишина Г.И., Седайкин В.М. Анализ распределения остракод в плейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов: Саратовский ун-т, 1978. Вып. 3.
341. Карпевич А.Ф. Отношение некоторых видов сем. Cardiidae к солевому режиму Северного Каспия // Докл. АН СССР, новая серия. 1946. Т.54. № 1. С. 73-75.
342. Карпевич А.Ф. Отношение двустворчатых моллюсков Северного Каспия и Арала к изменению солености среды. Автореф. диссерт. М., 1953. 20 с.
343. Карпевич А.Ф. Некоторые данные о формообразовании у двустворчатых моллюсков // Зоологический журнал. 1955. Т. 34. Вып. 1. С. 46-67.
344. Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря и изменения климата в позднем плейстоцене и голоцене по С 14 датировкам отложений // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992.
345. Каспийская экспедиция К. М. Бэра 1853-1857 г. Дневники и материалы // Научн. наследство. Т. 9. Л.: Наука, 1984.
346. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 262 с.
347. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
348. Касымов А.Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 152 с.
349. Квалиашвили Г.А. Моллюски семейства Cardiidae гурийского горизонта Западной Грузии. Тбилиси: Мицниереба, 1976. С. 1-119.
350. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.

351. Квасов Д.Д. Причины плиоценовых и четвертичных трансгрессий Каспийского и Черного морей // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 17-24.
352. Кириллова И.В., Свиточ А.А. Новые находки среднеплиоценовых мелких млекопитающих в разрезе Черный Яр (Нижнее Поволжье) и их стратиграфическое значение // Докл. РАН. Т. 334. 1994, № 6.
353. Кириллова И.В., Тесаков А.С. Водяная полевка (*Arvicola*, *Arvicolinae*, *Rodentia*) из хозарских отложений Нижней Волги // Экология антропогена и современности: природа и человек. СПб: Гуманистика, 2004. С. 168-170.
354. Китовани Т.Г. О чаудинских и древнеэвксинских отложениях Черноморского бассейна // Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. 1971.
355. Китовани Т.Г. О чаудинских отложениях Гурии (Зап. Грузия) // Тр. ВНИГНИ. В. 188. Тбилиси: Мецниереба, 1975.
356. Китовани Т.Г. Геохронологическое значение позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых *Cardiidae* Западной Грузии // Тр. Груз. Отд. ВНИГНИ, 1976. В. 206.
357. Китовани Т.Г., Имнадзе З.А., Чочиева К.И. К стратиграфии верхнеплиоцен-плейсто-ценовых отложений Гурии (Западная Грузия) // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. № 9.
358. Китовани Т.Г., Китовани Ш.К., Имнадзе З.А., Торозов Р.И. Новые данные по стратиграфии чаудинских и более молодых отложений Гурии (Западная Грузия) // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 26-39.
359. Клейнер Ю.М. Плиоцен-четвертичные отложения и геологическая история Устюрта и Мангышлака // Бюлл. МО-ИП. Отд. Геол. 1968. Т. 43.
360. Кленова М.В., Ястребов А.А. Осадки северной части Каспийского моря. Л.: Из-во АН СССР, 1956.
361. Кленова М.В., Ястребов А.А. и др. Осадки Каспийского моря. Л.: АН СССР, 1962.
362. Ковалевский С.А. Лик Каспия // Тр. Геолого-развед. конторы Азнефти, 1933. Вып. 2.
363. Ковалевский С.А. Континентальные толщи Аджинаура. Баку-Москва: Азнефтиздат, 1936.
364. Ковалевский С.А. Четвертичные отложения (морские) // Геология Азербайджана (стратиграфия). Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
365. Ковда В.А., Лебедев Н.Н. К новейшей истории Каспийской равнины // Докл. АН СССР. 1933. № 1.
366. Кожевников А.В. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
367. Колесников В.П. Параллелизация неогеновых и четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Докл. АН СССР, новая серия. 1940. Т. 26. № 9.
368. Колесников В.П. Развитие впадины Каспийского моря // Докл. АН СССР. Нов. Сер. 1941. Т. 32. № 3.
369. Колесников В.П. Филогенез и сингенез // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 8. С. 1761-1764.
370. Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: МГУ. 1981. 180 с.
371. Константинова Н.А. О геологическом возрасте террас низовий Прута и Дуная // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1964. № 29. С. 57-60.
372. Константинова Н.А. Антропоген Южной Молдавии и юго-западной Украины. М.: Наука, 1967.
373. Коптелова С.Н. Литолого-стратиграфическая характеристика четвертичных и плиоценовых отложений Манычского прогиба и некоторые вопросы его геологической истории // Зап. Ростовского гос. университета, т. XLIII, вып. 1, 1957. С. 143-178
374. Коптелова С.Н. О периодичности осадконакопления в Манычском проливе // Докл. АН СССР, т. 120, №1, 1958. С. 143-177.
375. Коренева Е.В. Палинологические исследования позднекайнозойских отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. С. 65-70.
376. Коренева Е.В. Палеоклиматы плейстоцена Причерноморья по палинологическим данным // Тез. докл. XI Конгресса ИНКВА. М.: ВИНТИ. 1982. Т.1. С. 128.
377. Корнева Ф.Р., Саидова Х.М. Стратиграфия осадков восточной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам // Осн. пробл. микропал. и органоген. осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969 С. 188 - 192.
378. Корнева Ф.Р., Саидова Х.М. Стратиграфия осадков центральной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам // Океанология. 1972. 12. Вып 4. С. 654 - 658.
379. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М., 1975. 272 с.
380. Кошкин В.Л. Датирование вулканических пеплов из четвертичных и неогеновых отложений по трекам от осколков деления урана. Автореф. диссер. Пермь, 1984. 24с.
381. Коюмджиева Е. Върху присъствието на морска плейстоценова фауна край Варненското езеро // Год. УГП, 12. 1961.

С. 225-226.

382. Коюнджиева Е. Морска плейстоценска (карангатска) фауна от Варненско // Сб. в чест на акад. Й. Йовчев. София, 1964. С. 519-529.
383. Кригер Н.И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. М.: АН СССР, 1962. 143 с.
384. Крыстев Т.И., Григорьев А.В. Геологическое строение прибрежной части шельфа Бургасского залива (Болгария) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 275-304.
385. Крыстев Т.И., Григорьев А.В., Федоров П.В. Биостратиграфия плейстоцена болгарского черноморского шельфа и проблемы трансгрессивно-регрессивных циклов Черного моря // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 340-348.
386. Крыстев Т.И., Лимонов А.В., Сорокин В.М., Старовойтов А.В. Проблема чауды болгарского черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 349-361.
387. Крыстев Т.И., Свиточ А.А., Гунова В.С. и др. Новые данные по карангатской террасе в районе г. Варны (Болгария) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 106 - 113.
388. Крыстев Т.И., Свиточ А.А., Янина Т.А., Стоянова Р.И. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Болгарского Черноморского побережья // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 87-94.
389. Куприн П.Н., Самсонов А.И., Бабак Е.В. и др. Строение и биостратиграфическое расчленение четвертичных отложений шельфа Болгарии // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 31-40.
390. Куприн П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 221-226.
391. Кънева-Абаджиева В. Черноморски мекотели. Варна: Държ. изд-во, 1960. 56 с.
392. Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лилиенберг Д.А. Направления и результаты изучения влияния геологических факторов на колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. С. 105-130.
393. Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Спиридонова Е.А. Природные катастрофические события квартала в бассейне Северного Каспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 5-14.
394. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Сулержицкий Л.Д. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последник 10000 лет // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М., 1991. С. 87-104.
395. Лебедев Л.И., Маев Е.Г. Четвертичные отложения Апшеронского порога Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151. № 5.
396. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 119 с.
397. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. 1972. 105 с.
398. Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 136 с.
399. Леднев В.А. Течения Северного и Среднего Каспия. М.: Морской транспорт, 1943. 128 с.
400. Леднев Н.М. Геологические исследования в окрестностях г. Махач-Кала // Нефт. хоз-во, 1926. № 11-12. С. 839.
401. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 530 с. 1974. Т.2. 486с.
402. Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В. и др. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН, 2002. Т. 386. № 2.
403. Леонтьев О.К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии // Тр-ды Океанограф, ком. Т. 4. 1959. С. 81-90.
404. Леонтьев О.К. Следы древних регрессий в рельефе берегового склона дагестанского побережья Каспия // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Географ. 1948, № 3. С. 171 - 174.
405. Леонтьев О.К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря // Труды НИИ геологии АН ЭстССР. 1961. Т. 8. С. 45-64.
406. Леонтьев О.К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гола // Труды Ин-та океанол. 1961. Т. 48.
407. Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 106-140.
408. Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: МГУ, 1977. 210 с.
409. Леонтьев О. К., Мякокин В. С., Рычагов Г. И. Древние береговые формы полуострова Бузачи // Геоморфология. 1971. № 2.

410. Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. М.: МГУ, 1982. С. 134 - 145.
411. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Четвертичная история Каспийского моря по данным абсолютной геохронологии // Матер. IУ Всесоюзн. симпоз. История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. С. 21-24.
412. Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР, серия геогр., 1953. № 4. С. 64-74.
413. Леонтьев О.К., Халилов И.А. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку, 1965.
414. Леонтьев О.К., Чекалина Т.И. Колебания уровня Каспийского моря в голоцене // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 90 - 98.
415. Ливенталь В. Э. Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района // Тр. Азерб. нефт. исследов. ин-та. 1931. В. 2. 44 с.
416. Ливенталь В. Э. Отложения бакинского яруса и их микрофауна // Труды Азерб. НИИ. Баку, 1938.
417. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: АН СССР, 1962.
418. Лилиенберг Д.А., Федоров П. В. Геоморфологические наблюдения в Болгарии // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1962, № 1.
419. Лимонов А.Ф., Крыстев Т.И. Некоторые вопросы раннечетвертичной тектоники, палеогеографии и седиментологии южной континентальной окраины болгарского сектора Черного моря по данным сейсмостратиграфии // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертич. время. София: БАН, 1990. С. 319-331.
420. Лисицын К.П. Геологический путеводитель по р. Манычу // Путеводитель экскурсий 2 Междунар. конфер. Асоц. по изуч. четвертич. периода Европы. М.-Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. С. 130-136.
421. Лисицын К.П. К строению долины р. Маныч // Тр. 2 Междунар. конф. Асоц. по изуч. четвертич. периода Европы. Вып. 3. М.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1932.
422. Логвиненко Б.М. Об изменениях в фауне каспийских моллюсков рода *Dreissena* после вселения *Mytilaster lineatus* (Gmel.) // Биологические науки, 1965. № 4. С. 14-19.
423. Логвиненко Б. М., Глазунова К. Н. Современные и новокаспийские комплексы двустворчатых моллюсков Каспийского моря // Океанология. 1971. № 4. С. 711-713.
424. Логвиненко Б.М., Старобогатов Я.Н. Новые виды двустворчатых моллюсков из каспийской профундали // Науч. докл. выс. школы. Биолог. науки. 1966, № 2. С. 13-16.
425. Логвиненко Б. М., Старобогатов Я. Н. К изучению видового состава фауны двустворчатых моллюсков танатоценозов подводного склона азербайджанского побережья // Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л.: Наука, 1967. С. 225-235.
426. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1990. № 3. С. 34-40.
427. Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. С. 41-48.
428. Луппов Н.П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929-1930 гг. // Тр. Всес. геол.-разв. объедин. 1932. Вып. 269. 32 с.
429. Лурье П.М., Панов В.Д., Саломатин А.М. Река Маныч. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 157 с.
430. Маев Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. 1994. С. 94-101.
431. Маев Е. Г., Артамонов В. И. Результаты геоморфологического и биостратиграфического изучения следов регрессий на шельфе Каспийского моря // География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975. С. 85-86.
432. Маев Е. Г., Артамонов В. И. Раннеголоценовые регрессии Каспийского моря по данным геоморфологических и биостратиграфических исследований // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Изд-во АН СССР, 1978. С. 171-174.
433. Маев Е. Г., Артамонов В. И., Абрамова Т. А. и др. Стратиграфия и условия формирования мелководных осадков дагестанского шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1976. С. 73-81.
434. Маев Е. Г., Лебедев Л. И. Новые данные о послехвалынской регрессии Каспийского моря // Океанология. 1963. Т. 3. Вып. 1. С. 71-75.
435. Маев Е.Г., Лебедев Л.И., Артамонов В.И. Некоторые черты палеогеографии Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфического изучения осадков // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 78-83.
436. Маев Е.Г., Лохин М.Ю., Крыстев Т.И. Структура, морфология и история развития внешней части западного шельфа

- Черного моря (некоторые дискуссионные вопросы) // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 332-339.
437. Макаров С. А., Романов А. А., Седайкин В. М. Плейстоцен // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981.
438. Маков К.И., Моляк Г.И. Палеогеографические схемы Причерноморья // Материалы геол. и гидрогеол. Киев, 1939. Сб. 1. С. 3-16.
439. Маракуев В. Петр Симон Паллас, его жизнь, ученые труды и путешествия. М.:1877. 189 с.
440. Мальгина Е.А. Палеогеографические условия Западной Туркмении в конце плиоцена и начале четвертичного периода (по данным спорово-пыльцевого анализа). Автореф. дис. М.: Ин-т географии АН СССР, 1964. 18 с.
441. Мамаладзе Дж.И. Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 207 с.
442. Мамаладзе Дж. И. Береговые линии и колебания уровня Черного моря в плейстоцене // Четвертичная система Грузии. К XI Межд. конгр. по изуч. четв. периода. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 54-65.
443. Мамаладзе Дж.И., Макацария А.П., Одикадзе Н.Ш. Находка средиземноморских элементов в чаудинских отложениях Черного моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 3.
444. Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: ЭЛМ, 1973. 192 с.
445. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. О проблемах стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Азербайджана и Каспийской области // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1985. № 3. С. 46-54.
446. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Палеогеография Азербайджана в раннем и среднем плейстоцене. Баку: ЭЛМ, 1988. 158 с.
447. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Новые данные о стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Каспия // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1989. №3. С. 12-19.
448. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 100-106.
449. Мамедов А.В., Велиев С.С. О стратиграфическом положении и возрасте Мангышлакской регрессии // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1988. № 6. С. 47-52.
450. Мамедов А.В., Свиточ А.А., Алескеров Б. Д., Атакишиев Р.М., Янина Т.А. Новые данные о плейстоцене Аджиноура (опорные разрезы Караджа и Дуздаг) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1989. № 3. С. 41-47.
451. Мамедова Д.Н. Смена комплексов остракод на границе апшеронского яруса и бакинского горизонта (материалы по стратотипу бакинского горизонта) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1984. № 2. С. 127-130.
452. Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розыева Т.Р. и др. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН Туркм.ССР, 1962. 289 с.
453. Маньч-Чограй: история и современность. Ростов-Дон, 2005. 147 с.
454. Марков К.К. Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы // К.К.Марков. М.-Смоленск: Маджента, 2005. С. 249-264.
455. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т. 2. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1965. 435 с.
456. Маркин Н.М. Геологические исследования в Присулакском районе Северного Дагестана // Труды Нефтяного геолого-развед. ин-та. Серия А. Вып. 31. 1934. С. 18-53.
457. Маркова А.К. Новые данные о микротериофауне плейстоценовых отложений юго-запада Русской равнины // Четвертичный период. Палеонтология и археология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 37-44.
458. Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Новое местонахождение терио- и малакофауны в микулинских отложениях низовьев Дуная // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С. 94-101.
459. Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины // Тр. ВНИИГаз. 1960. Вып. 10/18. С. 285-292.
460. Масляев Г.А. Тектоника северной части Понто-Каспийской области по данным аэрогеоморфологии // Тр. Лабора. аэрометодов АН СССР. М.: Недра, 1964. С. 45-57.
461. Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии Азовского моря // Докл. РАН, 2006. Т. 409. С. 375-380.
462. Матишов Г.Г. Большие морские экосистемы России в условиях климатических и антропогенных изменений // Большие морские экосистемы в эпоху глобальных изменений (климат, ресурсы, управление). Ростов-на-Дону, 2007. С. 14-44.
463. Матишов Г.Г., Гаргопа Ю.М., Бердников С.В., Дженюк С.Л. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. М.: Наука, 2006. 304 с.
464. Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.
465. Меликов И.А. К параллелизации апшеронских и надапшеронских образований западного Азербайджана / Азерб.

- нефт. хоз-во. 1935. № 7-8. С. 25-30.
466. Менабде И. В. Палеогеография позднего плейстоцена Нижнего Поволжья. Автореф. дис. М.: МГУ, 1989. 24 с.
467. Менабде И. В., Свиточ А. А. О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Каспийское море: Вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С. 34-41.
468. Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: МГУ, 1991. С. 122-128.
469. Менабде И. В., Свиточ А. А., Янина Т. А. Изменение солёности Каспия в плейстоцене (по данным анализа малакофауны) // Водные ресурсы. 1992, № 4. С. 58 - 63.
470. Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий (Свиточ А.А., Блюм Н.С., Болиховская Н.С. и др.). М.: РАСХН, 1999. 215 с.
471. Методы палеогеографических реконструкций / ред. Каплин П.А., Янина Т.А. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 420 с.
472. Милановский Е.В. Геологический путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова // Путевод. Экскурс. 2-й четвертич. Геолог. Конф. 1932.
473. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
474. Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа // Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966.
475. Милашевич К.О. Моллюски русских морей. Т. 1. Моллюски Черного и Азовского морей. 1916. 312 с.
476. Мирчинк Г.Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия // Матер. по четвертич. периоду СССР. 1936. Вып. 1. С. 10-30.
477. Михайлеску К.Д. Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. 161 с.
478. Михайлеску К.Д. Вопросы эволюции четвертичных черноморских дидакн // Палеонтологический журнал. 1991. № 1. С. 115-117.
479. Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 310 с.
480. Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Корреляция лиманно-морских и аллювиальных отложений низовьев Дуная // Палеогеография перигляциальных и приморских областей. Методы и результаты. М.: ИГАН, 1992. С. 203-245.
481. Молодьков А.Н. ЭПР-анализ скелетного вещества моллюсков в хроностратиграфических исследованиях позднего кайнозоя. Автореф. диссерт. Тарту, 1992. 48 с.
482. Молявко Г.И. Карангатски відклади УРСР і Криму // Геол. Журн. АН УССР. 1948. Т. IX. № 4. С. 62-86.
483. Молявко Г.И., Пидопличко И.Г. К палеогеографии Причерноморских степей юга УССР в неогене и антропогене // Геол. Журнал. Киев, 1955. Т. 15. Вып. 1. С. 9-25.
484. Мордухай-Болтовской Ф.Д. Каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне. М.-Л., 1960. 228 с.
485. Мордухай-Болтовской Ф.Д. Современное состояние вопроса о составе и распространении каспийской фауны // Биологические процессы в морских и континентальных водоемах. Кишинев, 1970.
486. Москвитин А.И. Четвертичные отложения окрестностей Таганрога // Путеводитель экскурсий 2-й Междунар. конфер. Ассос. по изуч. четв. пер. Европы. М.-Л., 1932.
487. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геолог. ин-та АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
488. Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 26. 1951. С. 7 - 34.
489. Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т.35. Вып.5. 1960. С. 107 - 123.
490. Мушкетов И.В. Геологические исследования в Калмыцкой степи // Труды Геол. ком. Т.ХІУ. № 1. 1895. 168 с.
491. Мякокин В.С. Хвалынские морские террасы побережья Мангышлака // Вестник Моск. ун-та. Серия география. 1963. № 2.
492. Мякокин В.С., Никифоров Л.Г., Самсонов С.К. О возрасте и стадиях новокаспийской трансгрессии // Океанология. Т.4. Вып. 1. 1964.
493. Наливкин Д.В. Моллюски горы Бакинского яруса // Труды Геол. ком. Нов. сер. Вып. 116. 1914. 32 с.
494. Наливкин Д. В., Анисимов А. И. Описание главнейших местных форм рода *Didacna* Eichwald из постплиоцена Апшеронского полуострова // Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1914. Вып. 117. 22 с.
495. Невеская Л. А. К биостратиграфии морских четвертичных отложений Туркмении // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1956. Т. 31. № 3. С. 65-80.

496. Невеская Л. А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 82 с.
497. Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: АН СССР, 1963. 210 с.
498. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.
499. Невеская Л. А., Ильина Л. Б. История Черного моря и его обитателей в позднечетвертичное время // Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений. М: Недра, 1966. С. 78-85.
500. Невеская Л. А., Ильина Л. Б. Двустворчатые и брюхоногие моллюски как показатели типов бассейнов // Тр. ПИН АН СССР. М: Наука, 1983. Т. 194. С. 152-160.
501. Невеская Л. А., Ильина Л. Б., Парамонова Н. П. и др. Эволюционные преобразования моллюсков в бассейнах различного типа // Палеонтол. журн. 1987. № 4. С. 5-15.
502. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 5. С. 256-261.
503. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время // Докл. АН СССР. 1960. Т. 136. № 5. С. 1193-1196.
504. Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В. Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М: Наука, 1997. 267 с.
505. Невеская Л.А., Трубихин В.М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19-27.
506. Невеский Е.Н. О послеледниковой трансгрессии Черного моря // ДАН СССР. 1961. Т. 137. № 4.
507. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука. 167 с.
508. Нейман А.А. К характеристике Cardidae Северного Каспия // Зоологический журнал. 1959. Т. 38. Вып. 12. С. 1891-1893.
509. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИС, 1995. 237 с.
510. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
511. Никитин П.А. Четвертичные флоры низового Поволжья // Труды Комис. по изуч. Четв. периода. Т. III. Вып.1. 1933.
512. Никифоров Л.Г. К истории развития Красноводской косы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1960. № 5.
513. Никифоров Л.Г. Новые морфологические подтверждения существования трех стадий новокаспийской трансгрессии // Вестник МГУ. Сер. Геогр. 1963. № 4.
514. Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений юга СССР // Докл. сов. геол. Геол. четвертич. периода. М.: Наука, 1976. С. 101-119.
515. Николаев В.А. К стратиграфии хазарских отложений Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 1.
516. Николаев В.А. Нижняя Волга в хазарское время // Вестн. МГУ. Сер. Биол., почв., геол., геогр. 1956. № 1.
517. Николаев В.А. Геоморфология района строительства Чограйского водохранилища в долине р. Восточного Маныча // Материалы по изучению Ставропольского края. 1956. Вып. 8. С. 87-96.
518. Николаев В.А. Нижняя Волга в хвалынское время // Бюлл. МОИП. 1957. Т. 32 (4).
519. Николаев В.А. К истории Восточного Маныча в четвертичное время // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1958. № 2.
520. Николаев Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
521. Николаев С.Д. Изотопы кислорода в раковинах позднечетвертичных моллюсков Черного моря как показатель климатических изменений // IX Всес. симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докл. М., 1972. С. 53 - 54.
522. Николаев С.Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: ВНИРО, 1995. 127 с.
523. Николаев С.Д., Димитров П.С., Куприн П.Н. и др. Об абсолютном возрасте позднечетвертичных осадков шельфа // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 223 - 229.
524. Никонов А.А., Пахомов М. М. К палеогеографии послекарангатского времени в бассейне Азовского моря // Докл. АН СССР. Т.333. 1993, №6. С.753 - 756.
525. Никонов А.А., Пахомов М.М., Черкинский А.Е. и др. К палеогеографии Керченского полуострова в голоцене и конце позднего плейстоцена // Докл. АН СССР. Сер. Геолог. Т. 328. 1993. № 2. С. 221 - 223.
526. Обедиентова Г.В. О времени и причинах хвалынской трансгрессии Каспия//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1964. 1.

527. Ольштынская А.П. Кайнозойский этап развития диатомовой флоры Украины. Автореф. дис. Киев, 1999. 35 с.
528. Определитель фауны Черного и Азовского морей/Ред. Мордухай-Болтовской Ф. Киев: Наукова думка, 1968. 437 с.
529. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
530. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 250с.
531. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. №1. С.56-67.
532. Островский А. Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и устьем р. Шахе). Автореф. диссерт. Ростов-на-Дону, 1968. 25 с.
533. Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе // ДАН СССР.1968. Т. 181. № 4. С. 950-952.
534. Островский А.Б. О принципах корреляции плейстоценовых трансгрессий и террас южно-европейских морей // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970. С. 128 - 129.
535. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131-140.
536. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61-68.
537. Островский А.Б., Щелинский В.Е. Новые данные об «узунларских» слоях Черноморского побережья Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 34. № 2. С. 93-100.
538. Остроумов А.А., Розен Ф.Ф. Поездка на Каспий // Труды Об-ва естествоиспытат. при Императорском Казанском ун-те. Т. XXXIV. Вып. 6. 1905. 84 с.
539. Остроумов А.А. К вариационной статистике каспийских дидакнид // Труды Об-ва естествоиспытат. при Императ. Казанском ун-те. 1912. Т. 44. Вып. 4. С. 1-28.
540. Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мем. Об-ва любит. естествозн., антроп. и этногр. Вып. 5. 1925. 217 с.
541. Пазюк Л.И. Новые данные по стратиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицына // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в границах УССР. Вып. 5. Киев, 1972. С. 61-73.
542. Палатная Н.Н. Влияние колебаний уровня Черного моря на формирование донных осадков в лиманах Северного Причерноморья // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 279-285.
543. Палатная Н.Н. Стратиграфия плейстоценовых отложений дельты Дуная // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М, 1984. С. 171.
544. Палатная Н.Н. Карангатские отложения дельты Дуная (в пределах СССР) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. №. 3. С. 23-25.
545. Палатная Н.Н., Коренева Е.И. Строение, стратиграфия и условия формирования плейстоценовых отложений по данным бурения на западном шельфе Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1984. С. 103-106.
546. Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. СПб, 1809. Т.1. Изд.2. 658 с.
547. Панов Д.Г., Хрусталеv Ю.П. Об истории развития Азовского моря в голоцене // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. №2. С. 429-432.
548. Пахомова А.С. Гидрохимический облик Каспийского моря за последние 70 лет. Автореф. дис. М., 1973. 43 с.
549. Пашалы Н.В. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 216 с.
550. Петров К.М. Танатоценозы двустворчатых моллюсков современных осадков подводного склона азербайджанского побережья Каспийского моря // Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л.: Наука, 1967. С. 204-224.
551. Пирогов В.В. О нахождении *Lithoglyphus naticoides* в дельте Волги // Зоол. Журнал, 1972. Т. 51. Вып. 6. С. 912-913.
552. Пирогов В.В. Малакофауна дельты Волги. Автореф. канд. дисс. Л., 1974. 19 с.
553. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. 176 с.
554. Попов В., Мишев К. Геоморфология на българското Черноморско крайбрежие и шелф / София: БАН, 1974. 226с.
555. Попов Ген. И. Апшеронский ярус Туркмении // Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1961. 360 с.
556. Попов Г.И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т. 20. Вып. 2. 1955. С. 31-49.
557. Попов Г.И. О стратиграфическом расчленении и сопоставлении черноморских и каспийских четвертичных отло-

- жений // Докл. АН СССР. 1955. Т. 101. № 1. С. 143-146.
558. Попов Г.И. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. 1957. Т.13. С. 65-73.
559. Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений // Матер. Всес. сов. по изуч. четверт. периода. М.: АН СССР, 1961. Т.2. С. 483-490.
560. Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1967. В. 33.
561. Попов Г.И. Значение моллюсков для корреляции континентальных и морских плейстоценовых отложений Понто-Каспийского бассейна // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.
562. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 4.
563. Попов Г.И. Корреляция морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. С. 163-169.
564. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
565. Попов Г.И., Зубаков В.А. О возрасте сурожской трансгрессии Причерноморья // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 113 - 116.
566. Попов Г.И., Супрунова Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений дна Керченского пролива // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5.
567. Попов С.В. Микроструктура раковин и систематика кардиид. М.: Наука, 1977. 124 с.
568. Порогов А.В., Горлов Ю.В., Янина Т.А., Фуаш Э. Особенности развития Черноморского побережья Таманского полуострова в позднем голоцене // Геоморфология. 2004. № 4. С. 63-77.
569. Православлев П.А. К геологии окрестностей Баскунчакского озера. Варшава, 1903.
570. Православлев П.А. Материалы к познанию нижневожских каспийских отложений. Варшава, 1908. 467 с.
571. Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Уралу // Изв. Донского политех. ин-та. Отд. 2. Т. 2. 1913. С. 565-622.
572. Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центр. гидромет-бюро. Вып. 6. 1926. С. 1-77.
573. Православлев П.А. Условия залегания послетретичных ракушечников Азовского и Черного морей // Тр. Геол. музея АН СССР. 1928. Т. IV.
574. Православлев П.А. Северо-западное побережье Каспия // Изв. Центр. гидромет-бюро. Вып. 8. 1929.
575. Православлев П.А. Предисловие к статье В.И. Громовой // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. 1932. Вып. 2. С. 69-73.
576. Православлев П.А. Didacna Eichwald древнекаспийских отложений Баскунчак-ского района // Учен. зап. Ленингр. ун-та. 1939. № 34. С. 209-274.
577. Раузер-Черноусова. Об одном ряде мутаций *C. edule* L. // Изв. Ассоциации научно-исслед. Ин-тов при 1 Моск. Гос. Универс. 1929. Т. II. Вып. 1. С. 32
578. Рейнгард А.Л. Несколько слов о хронологической связи между оеденениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями // Записки Российского минералогического общества. 1932. Т. 61. № 1.
579. Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983) с региональными схемами. Л., 1986. 155 с.
580. Рихтер В.Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1954. № 5. С. 57-63.
581. Рихтер В.Г. О послехвалынской истории Каспия // Матер. Компл. южной геолог. экспедиции (КЮГЭ). Вып.7. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
582. Романова Н.Н. Распределение бентоса в Среднем и Южном Каспии // Зоологический журнал. 1960. Т. 39. № 6. С. 811-825.
583. Романова Н.Н., Осадчих В.Ф. Современное состояние зообентоса Каспийского моря // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 138-165.
584. Рычагов Г.И. Верхнехазарские террасы Дагестана // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып.1. М.: МГУ, 1970. С. 49-59.
585. Рычагов Г.И. Четвертичные ритмы Каспия // Вопросы географии. М.: Мысль, 1970. Сб. 79. С. 121-132.
586. Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 4. М.: МГУ, 1974. С. 18 - 29.
587. Рычагов Г.И. Голоценовая история Каспийского моря // История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. С. 29-33.

588. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1977. 62 с.
589. Рычагов Г.И. Уровненный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1993, № 2. С. 38-49.
590. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря за историческое время // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1993. №. 4. С. 42-49.
591. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря на рубеже XVIII-XIX веков // Геоморфология. 1994. С. 102-108.
592. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
593. Рычагов Г.И., Янина Т.А. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. М: Географический факультет МГУ, 2010. С. 453-455.
594. Самсонов С.К. Палеогеография Западной Туркмении в новокаспийское время. М, 1963.
595. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов на Дону. Изд-во Рост. ун-та, 1987. 100с.
596. Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков р. *Didacna Eichwald* из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1967. 87 с.
597. Свиточ А. А. Четвертичные отложения Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия // Сов. геология. 1968, № 3.
598. Свиточ А.А. Плейстоценовые отложения севера Волго-Уральского междуречья Прикаспийской низменности и условия их образования (на примере изучения Александров-Гайского разреза) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 258 - 270.
599. Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. С. 178-197.
600. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5 - 100.
601. Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология, 2007. Т. 47. № 2. С. 304-311.
602. Свиточ А.А. Проблемы палеогеографии плейстоценового Каспия // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2008. С. 84-98.
603. Свиточ А.А. Плейстоценовые проливы Маныча и их роль в истории Понто-Каспийских морей // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. 2011. Т. 86, №4. С. 53-65.
604. Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011. № 2. С. 28-37.
605. Свиточ А.А. Плейстоценовая история структуры Зунда-Толга (Маныч) // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 1. С. 215-220.
606. Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н. Четвертичная малакофауна разреза Сангачал (юго-западное побережье Каспия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 108-112.
607. Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н., Крооненберг С.В., Парунин О.Б., Вонхов Х.Б. Радиоуглеродное датирование раковин моллюсков из морских отложений дагестанского побережья Каспия // Вестник МГУ. Сер. 5. 2006. № 3. С. 13-22.
608. Свиточ А.А., Благодатских О.С., Большаков В.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне и палеомагнетизму опорных разрезов морского плейстоцена Таманского полуострова // Доклады Академии наук, 2001, т. 376, № 1. С. 110-113.
609. Свиточ А.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена долины нижнего течения р. Урал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1998. № 2. С. 50-56.
610. Свиточ А.А., Дикарев В.А., Янина Т.А. и др. Материалы обработки скважины МГУ-02 (коса Тузла). / Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 20-40.
611. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Россельхозакадемия, 2006. 159 с.
612. Свиточ А.А., Крыстев Т.И. Устья и лиманы Болгарии в плейстоцене // Вод. ресурсы. Т. 22. 1995. №5. С. 628-634.
613. Свиточ А.А., Куликов О.А. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования Горы Бакинского яруса на Апшеронском полуострове // Хронология ледникового века. Л.: Наука, 1971.
614. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Новейшая тектоника Манычского прогиба // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 2. С. 672-675.
615. Свиточ А.А., Новикова Н.Г. Литология и фации буртасских отложений Маныча // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 4. С. 45-57.
616. Свиточ А.А., Парунин О.Б., Янина Т.А. Радиоуглеродная хронология отложений и событий позднего плейстоцена Понто-Каспия // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1994. С. 75-82.
617. Свиточ А.А., Парунин О.Б., Янина Т.А. Морской голоцен побережья Болгарии (биостратиграфия, хронология, корреляция) // Корреляция палеогеографических событий: материк - шельф - океан. М.: МГУ, 1995. С. 203-217.

618. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: РАСХН, 1998. 288 с.
619. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Новейшая история трех морей // Природа. 1999. № 12. С. 17-25.
620. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеология плейстоценовых бассейнов Черного моря // Водные ресурсы. Т. 27. 2000. № 6. С. 655-664.
621. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземного моря в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 920-932.
622. Свиточ А.А., Соболев В.М. Плейстоценовые проливы Маныча (морфология, строение и развитие) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011. №4. С. 70-78.
623. Свиточ А.А., Стоянова Р.И., Янина Т.А. Биостратиграфия морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии // Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена. М.: ВИНТИ, № 2546-В-93. 1993. С. 85 - 118.
624. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е., Янина Т.А. Морской голоцен побережий континентов и островной суши океана. М.: РАСХН, 1997. 167 с.
625. Свиточ А.А., Хоменко А.А. Грядовой рельеф Маныча (строение и происхождение) // Геоморфология. № 4. 2009 С. 99-108.
626. Свиточ А.А., Чернова Н.Н. Ископаемые дидакны нижнехазарских отложений Дагестана // Вестн. Моск. ун-та. Серия география. 1978. № 5. С. 65-69.
627. Свиточ А.А., Шумова Г.М., Янина Т.А. Строение и палинология опорного разреза каспийского плейстоцена Мишовдаг (Курильская депрессия) // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 5.
628. Свиточ А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным абсолютного датирования) // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1983. С. 122-126.
629. Свиточ А.А., Янина Т.А. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Дагестана // Вестник Моск. ун-та, Сер. 5. Геогр. 1986. № 5. С. 52-59.
630. Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты р. Волги // Геоморфология. 1994. № 4. С. 11-24.
631. Свиточ А.А., Янина Т.А. Колебания уровня Каспия и климатические события на Русской равнине // Природные ресурсы и экологические проблемы Смоленской области и смежных районов. Смоленск, 1995.
632. Свиточ А.А., Янина Т.А. Голоценовые отложения Болгарии // Морской голоцен окраинных и внутренних морей. Деп. ВИНТИ № 3795-В-95, 1995.
633. Свиточ А.А., Янина Т.А. Палеоэкология хвалынского бассейна Каспия // Матер. Межд. симпоз. Эволюция экосистем. М., 1995.
634. Свиточ А.А., Янина Т.А. "Холодные" и "теплые" трансгрессии Каспийского моря // Океанология. Т. 36. 1996, № 2. С. 17 - 25.
635. Свиточ А.А., Янина Т.А. Будущее Каспия – в его прошлом // Природа, 1996, № 2.
636. Свиточ А.А., Янина Т.А. К вопросу о влиянии тектонических движений на колебания уровня Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1997. Т. 72. Вып. 1. С. 42 - 50.
637. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
638. Свиточ А.А., Янина Т.А. Первые находки древнеэвксинско-узунларских отложений на побережье Болгарии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 5. 1997. № 5. С. 109 - 112.
639. Свиточ А.А., Янина Т.А. Биостратиграфия плейстоцена Каспийского моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 143-151
640. Свиточ А.А., Янина Т. А. История развития побережий Каспийского моря в плейстоцене // Геоморфология. 1998. № 3. № 3. С. 16-27.
641. Свиточ А.А., Янина Т.А. Нижнее Поволжье как эталонный район для стратиграфической шкалы плейстоцена Северной Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т.76. Вып. 6. С. 48-53.
642. Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Доклады АН. 2001. Т. 380. № 4. С. 570-573.
643. Свиточ А.А., Янина Т.А. Малакофауна опорного разреза каспийского голоцена Турали (Дагестан) // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 4. С. 513-518.
644. Свиточ А.А., Янина Т.А. Малакофауна опорного участка каспийского голоцена Турали (Дагестан) // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 73-76.
645. Свиточ А.А., Янина Т.А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 58-61.
646. Свиточ А.А., Янина Т.А. Верхнехвалыньские отложения Нижнего Поволжья // Докл. АН, 2005, Т.405. №5С. 570-574.
647. Свиточ А.А., Янина Т.А. Морской голоцен иранского побережья Каспия // Докл. АН, 2006. Т. 410. № 4. С. 538-541.

648. Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 95-112.
649. Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М. Новые местонахождения хвалынской фауны на Маныче // Бюллетень Регион. межведомств. стратиграфич. комиссии по центру и югу Русской платформы. В. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 85-88.
650. Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М., Й. ван дер Плихт. Хвалынская фауна Маныча // Докл. АН. Серия геогр. 2008. Т. 421. № 5. С. 987-992.
651. Свиточ А.А., Янина Т.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия опорного разреза хазарских морских отложений Северного Прикаспия у с. Сероглазовка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 98-102.
652. Свиточ А.А., Янина Т.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена Нижнего Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1997. № 2. С. 55-61.
653. Свиточ А.А., Янина Т.А., Менабде И.В. Изменения солености Каспия в плейстоцене (по данным анализа малакофауны) // Водные ресурсы, 1992. № 4. С. 58-64.
654. Свиточ А.А., Янина Т.А., Менабде И.В. Палеогеография позднего плейстоцена Понто-Каспия // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1992. № 6. С. 68-76.
655. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития) М.: Географический факультет МГУ, 2010. 136 с.
656. Свиточ А.А., Янина Т.А., Павленко О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена Каспия (Азербайджан, Дагестан, Северный Прикаспий) // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: МГУ, 1993. С. 144-191.
657. Свиточ А.А., Янина Т.А., Парунин О.Б. Хронология плейстоценовых трансгрессий Каспия по данным абсолютно датирования (обсуждение результатов и полемические заметки) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1989. С. 75 - 82.
658. Свиточ А.А., Янина Т.А., Стоянова Р.И. Биостратиграфия морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии // Бюл. Ком. по изуч. четверт. пер. 1999. № 63. С. 86-93.
659. Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалынские отложения Маныча // Доклады Академии наук, 2009. Т. 428. №1. С. 70-74.
660. Свиточ А.А., Янина Т.А., Янко В.В. и др. Биостратиграфия разреза Гора бакинского яруса // Известия РАН. Серия геологическая. 1992. № 2. С. 128-131.
661. Седайкин В. М. Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, N 1594-B-88. 1988. 190 с.
662. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене - голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996. 268 с.
663. Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журнал. 1973. Т. 33. Вып. 6. С. 91-97.
664. Семененко В.Н., Коюмджиева Э. И., Ковалюх Н. Н. Абсолютный возраст по С-14 и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской ССР и Народной Республики Болгарии // Четвертичный период. Киев: Наука, 1976. С. 97-102.
665. Семененко В.Н., Сиденко О.Г. Отражение глубинных структур в морских четвертичных отложениях центральной части Азовского моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 87-99.
666. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы, т.35, № 4, 2008. С. 406-416.
667. Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене // Океанология, Т. XV. 1975. Вып. 5. С. 865-867.
668. Соколов М.И. Чаудинский горизонт // Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Т. XIII. Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1933.
669. Соколов М.И. Тирренская терраса // Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Т. XVI. Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1933.
670. Соколов Н.А. О происхождении лиманов Южной России // Труды Геол. комитета, 1895. Т. 1-. Вып. 4. 102 с.
671. Соловьев Б.Л. О строении морских четвертичных террас между городами Сухуми и Сочи // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 148-155.
672. Сорокин В.М. Корреляция верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 96-112.
673. Сорокин В.М., Куприн П.Н. О характере подъема уровня Черного моря в голоцене // Вестник Московского ун-та. Серия 4. Геология. 2007. №5.
674. Сорокин В.М., Куприн П.Н., Чернышева М.Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Кас-

- пийского морей // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: МГУ, 1983. С. 42-52.
675. Стоянова Р.И. Биостратиграфические исследования четвертичных отложений платформенной части болгарского черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 194-201
676. Стоянова Р.И. Биостратиграфия четвертичного периода шельфовой зоны Нижне-Камчийского прогиба // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 202-210.
677. Стратиграфический кодекс. СПб: МСК, 1992. 120 с.
678. Стрижов В.П., Николаев С.Д., Гурина Н.В. Некоторые аспекты палеогеографического развития Азово-Черноморского бассейна в позднем плейстоцене и голоцене по вариациям изотопного состава химических форм серы // Геологич. эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 594 - 609.
679. Судакова Н.Г. Литогенная основа палеогеографических исследований // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 11-34.
680. Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена на Русской равнине. Проблемы и пути решения // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 150-158.
681. Сулейманова Д.М. К характеристике современной конхилиофауны южнокаспийской ванны // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1964. № 6. С. 22-25.
682. Султанов К.М., Исаев С.А., Эфендиев Х.М. Танатоценозы подводного склона западного побережья Южного Каспия // Уч. записки Азерб. ун-та. Серия геолого-географ. наук. 1973. № 2. С. 38-46.
683. Супрунова Н.И. К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений северо-западного Прикаспия. Автореф. диссерт. Ростов-на-Дону, 1966. 18 с.
684. Супрунова Н. И. К биофациальному анализу донных осадков Южного Каспия // Палеогеография и отлож. плейстоцена юж. морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 235-239.
685. Супрунова Н.И., Вронский В.А. К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений юго-западной части Астраханской области // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 195-198.
686. Супрунова Н.И., Вронский В.А. Биостратиграфическая характеристика четвертичных отложений юго-западного Прикаспия // Бюл. Ком. по изуч. четв. пер. Т.33. 1966.
687. Сухой В. Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 287 с.
688. Тарасов А.Г., Чепалыга А.Л. Новые данные о вертикальном распределении *Bivalvia* в глубоководных впадинах Каспия // *Ruthenica*, 1996. 5(2). Р. 147-154.
689. Тращук Н.Н. Морские плейстоценовые отложения Причерноморья Украинской ССР. Киев, 1972. 152 с.
690. Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С.150 - 156.
691. Туголесов Д.А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 6. С. 131-140.
692. Тумаджанов И.И. Основные черты истории и географии лесной растительности Большого Кавказа в плейстоцене и голоцене // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1973. № 2. С. 34-43.
693. Турпаева Е.П. Эколого-физиологические особенности некоторых беспозвоночных солоноватоводной фауны // Вопросы экологии. Т. 5. М.: Высшая школа, 1962. С. 223-225.
694. Тюрина Л.С. Спорово-пыльцевые характеристики четвертичных и верхнеплиоценовых отложений низового Поволжья // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М-Л.: Изд-во АН СССР. 1961. Т. 1. С. 288-295.
695. Ушко К.А. Стратиграфия и корреляция четвертичных морских отложений Куринской впадины // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 234-241.
696. Федоров П.В. К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района Западной Туркмении // Сов. геология. 1946. № 11. С. 33-43.
697. Федоров П. В. К вопросу об эволюции фауны моллюсков Каспийского бассейна в четвертичное время / Труды Ин-та географ. АН СССР. Вып. 43. 1946. С. 114-123.
698. Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия / Докл. АН СССР. Нов. сер. Т. 59. 1948. № 9. С. 1623-1626.
699. Федоров П. В. Каспийские моллюски Западной Туркмении // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 13. С. 54-67.
700. Федоров П. В. Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna* Eichwald и их стратиграфическое значение // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 112-130.

701. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
702. Федоров П. В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа / Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. № 2. С. 56-64.
703. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. Т. 88. М.: Наука, 1963. 157 с.
704. Федоров П.В. Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 47. Вып. 2. 1972. С. 81-88.
705. Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 25 - 32.
706. Федоров П.В. Морской плейстоцен Понто-Каспия и его место в шкале Средиземноморья // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 170-176.
707. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
708. Федоров П.В. О развитии моллюсков рода *Didacna Eichwald* в нижнем плейстоцене Понто-Каспия и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979. № 3. С. 79-87.
709. Федоров П.В. О сменах солонатоводных кардиид рода *Didacna Eichwald* в раннем и среднем плейстоцене Понто-Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. 1980. Т.55. Вып. 3. С. 104-110.
710. Федоров П.В. Последледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15 000 лет // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 151-156.
711. Федоров П.В. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 2. С. 108-117.
712. Федоров П.В. Проблема изменений уровня Черного моря в плейстоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 4. С. 55-61.
713. Федоров П.В. Ранний плейстоцен Понто-Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 137-143.
714. Федоров П.В. Понто-Каспий как возможный стратотип плейстоцена Европы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.4. 1996, № 6. С. 99 - 104.
715. Федоров П.В. Водообмен между Каспийским, Черным и Средиземным морями в плейстоцене // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 181-186.
716. Федоров П.В. От Каспия до Эвксина (Записки геолога). М.: ГЕОС, 1999. 194 с.
717. Федоров П.В., Гептнер А.Р. К стратиграфии четвертичных отложений прибрежной полосы Северо-Восточного Причерноморья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 32. 1959. С. 143-158.
718. Федоров П.В., Лилиенберг Д.А., Попов В.И. Новые данные о террасах Черноморского побережья Болгарии // Докл. АН СССР. Т. 144. N 2.1962. С. 431-434.
719. Федоров П.В., Скиба Л.А. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1960. № 4. С. 24-34.
720. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена – среднего плейстоцена юга каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 164 с.
721. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 223 с.
722. Хаин В.Е., Шарданов Н.А. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во Ан АзССР, 1952. 348 с.
723. Халифа-Заде Ч.М. Различия по магнетиальности раковин современных, антропогенных и неогеновых пелеципод, гастропод и вопросы палеотемператур третичных, четвертичных морей Азербайджана // Палеогеогр. и литолого-фациальные исследования в СССР. 1969.
724. Хлебович В.В. Особенности состава водной фауны в зависимости от солености среды // Журнал общей биологии. 1962. Т. 23. № 2. С. 90-97.
725. Храмов А.Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области и их корреляция // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат. 1963. С. 220-263.
726. Хрисчев Х., Шопов В. Плейстоценовые отложения внешнего края черноморского шельфа Болгарии // Докл. БАН. Т.30. 1977. № 9. С. 1317-1319.
727. Хрисчев Х., Шопов В. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев // Докл. БАН. Т. 9. № 2. 1979. С. 69-84.
728. Хрисчев Х. и др. Кватернерные утайки от втрешната част на шельфа пред Странджанския бряг // Сп. ВГД-во, 40, 1. 1979. С. 18 - 26.
729. Хрусталева Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука,

1989. 261 с.

730. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону, 1974. 152 с.
731. Хрусталеv Ю.П. Закономерности современного осадкообразования в Северном Каспии. Ростов/Дон, 1978. 207 с.
732. Хрусталеv Ю.П., Ковалев В.В. Основные этапы позднелайстоценовой и голоценовой истории Северного Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 106 – 116.
733. Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: Иностран. Литерат., 1963. 502 с.
734. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 175с.
735. Цурикова А.П., Шульгина Е.Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л.: Гидрометиздат, 1964. 240 с.
736. Чепальга А.Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плейстоцене. Автореф. диссерт. М., 1980. 46 с.
737. Чепальга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М: ГЕОС, 1997. С. 196-201.
738. Чепальга А.Л. Позднеледниковое обводнение в Понто-Каспийском бассейне как прототип Всемирного потопов // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 83-88.
739. Чепальга А.Л. Эпоха экстремального затопления (ЭЭЗ) как прототип «Всемирного Потопа»: Понто-Каспийские бассейны и северное измерение // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 447-450.
740. Чепальга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 166-171.
741. Чепальга А.Л., Маркова А.Л., Кирикэ Л.Ф., Михайлеску К.Д. Отложения Чаудинского бассейна Черного моря и их место в плейстоцене Русской равнины // Краев. образования матер. олед.: Тез. докл. Всес. совещ., Минск. 1990. С. 129-130.
742. Чепальга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена // Докл. АН СССР. Т. 290. 1986. № 2. С. 433 - 437.
743. Чепальга А.Л., Михайлеску К.Д. История четвертичных лагун Черного моря // Тез докл. VII Всес. школы мор. геол. Геология океанов и морей. М, 1986. С. 139-140.
744. Чепальга А.Л., Михайлеску К.Д., Измайлов Я.А. и др. Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Черного моря // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 113 - 121.
745. Чепальга А.Л., Пирогов А.Н. События Эпохи Экстремальных затоплений в долине Маньчуга: сброс каспийских вод через Маньчуг-Керченский пролив // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 445-447.
746. Чепальга А.Л., Пирогов А.Н., Садчикова Т.А. Сброс каспийских вод хвалынского бассейна по Маньчугской долине в эпоху экстремальных затоплений (Всемирный потоп) // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Рост-Дон.: БИОС, 2005. С. 107-109.
747. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А. Колебания уровня Черного моря в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 175-188.
748. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А., Лаврентьев Н.В. и др. История долины Маньчуга и древний человек в позднем палеолите // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 340-348.
749. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А., Леонова Н.Б. и др. Каспийско-Черноморский водообмен по Маньчуг-Керченскому проливу в позднем плейстоцене // Экология антропогена и современности: природа и человек. С-Пб., 2004. С. 50-53.
750. Чернышова М.Б. Палинологические исследования донных осадков на континентальной террасе // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 213-222.
751. Чигуряева А.А., Хвалина Н.Я. О характере растительности в районе Волгограда в эпоху среднего палеолита // Краткие сообщения Института археологии. Вып. 2. М.: АН СССР, 1961.
752. Чистякова И.А. Особенности седиментогенеза раннехвалынского отложений Северного Прикаспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 46-49.
753. Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилегающих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. М.: ГЕОС, 2004. С. 36-43.
754. Чочиева К.И. Узунларская флора Цкалцинда. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 190 с.
755. Чочиева К.И. Реликты позднелайстоценовых и плейстоценовых флор Колхиды и их стратиграфическое значение // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 107-116.
756. Чугунов Н.Л. Опыт количественного исследования продуктивности донной фауны в Северном Каспии и типичных водоемах дельты Волги // Тр. Астрахан. ихтиологич. лаборат. 1923. Т. 5. Вып. 1. С. 102-192.
757. Шатилова И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плейстоцена и плейстоцена Западной Грузии.

- Тбилиси: Мецниереба, 1974. 193 с.
758. Шатилова И.И. Палинологические комплексы узунларских отложений Гурии (Западная Грузия) // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 88-101.
759. Шатилова И.И., Мchedlishvili Н.Ш. Палинологические комплексы чаудинских отложений Западной Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 97 с.
760. Шаховец С.А. Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода). Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1987. 24 с.
761. Шаховец С.А., Шлюков А.И. Возраст хвалынских отложений Нижней Волги по данным термолюминесцентного датирования // Геохронология четвертичного периода. Таллин, 1989.
762. Шилик К.К. Изменения уровня моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени // Палеогеограф. и отлож. плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
763. Шилик К.К. Определение высоты и абсолютного возраста новочерноморской террасы в Ольвии // ДАН СССР. 1972. Т. 203. № 5.
764. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 412-416.
765. Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 239 с.
766. Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д., Соловьева Г.Д. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа // Геолого-геофизические исследования зоны преокеана. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 81-92.
767. Шимкус К.М., Комаров Н.В., Гракова И.В. К стратиграфии глубоководных верхнечетвертичных осадков Черного моря // Океанология. 1977. Т. 18. Вып. 4.
768. Шихлинский Э.М. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1967. 234 с.
769. Ширинов Н.Ш. Геоморфология Апшеронской нефтеносной площади. Баку, 1965.
770. Ширинов Н.Ш. Геоморфологическое строение Куро-Араксинской депрессии. Баку: ЭЛМ, 1973.
771. Шкатова В.К. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Геогр. об-во СССР, 1973. С. 203-223.
772. Шкатова В.К. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. диссерт. Л., 1975. 25 с.
773. Шкатова В.К. Корреляция плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 225-233.
774. Шкатова В.К. Единая (для суши и моря) региональная стратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена Каспия (проект) // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 466-467.
775. Шкатова В.К. Палеогеографическая реконструкция и хронология позднечетвертичных бассейнов Каспия // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 463-466.
776. Шкатова В.К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 175-180.
777. Шкатова В.К., Арсланов Х.А. Поздний плейстоцен Нижней Волги: геохронометрия, палеомагнетизм, изотопы кислорода // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: Гуманистика, 2004. С. 94-100.
778. Шнитников А.В. Современные колебания уровня Каспия с точки зрения текущих колебаний климата и уровня режима Каспия за послевалдайское ремя // Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АНАЗССР. 1963. С. 13-15.
779. Шнюков А.Ф., Аленкин В.М., Григорьев А.В. и др. Геологическая история Керченского пролива в позднечетвертичное время // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутрен. морей. М.: Наука, 1979. С. 161-173.
780. Шнюков А.Ф., Григорьев А.В., Орловский Г.Н и др. Позднечетвертичные отложения и эволюция мелководной части черноморского шельфа Болгарии в районе Поморие - Несебр // Матер. XI Конгр. Карп.-Балк. Ассоц. Киев: Наукова думка, 1980. С.223-231.
781. Шопов В. Четвертичные сообщества моллюсков Болгарского черноморского шельфа // Палеонт., стратигр. и литология. Т. 20. София: БАН, 1984. С. 33-56.
782. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 189-194.
783. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 112 - 120.
784. Щербаков Ф.А., Бабак Е.В. О стратиграфическом расчленении новоэвксинских отложений Черного моря // Океанология, 1979. № 3. С. 450-453.
785. Щербаков Ф.А., Коренева Е.В., Забелина Э.К. Стратиграфия позднечетвертичных отложений Черного моря // Позд-

- нечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 46-51.
786. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 51-60.
787. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 211 с.
788. Эберзин А.Г. О пластах чауды Таманского полуострова // Докл. АН СССР. Т.2. 1935, № 8-9. С. 580 - 587.
789. Эберзин А.Г. О фаунах из морских террас Абхазии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1940. № 6-7.
790. Эберзин А.Г. О происхождении плиоценовых родов кардиид в эвксинском бассейне/ Тр.ПИН АНСССР. 1949. Т. 20.
791. Эберзин А. Г. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР. Труды Палеонтологич. ин-та АН СССР. Т.ХС1. 1962. 179 с.
792. Эберзин А.Г., Ивченко П.И. Карангатская и новоэвксинская террасы г. Сочи и его окрестностей // Дан СССР. 1947. Т. LVI. № 5. С. 525-527.
793. Экологические исследования Азовского, Черного, Каспийского морей и их побережий. Т. 9. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. 315 с.
794. Экологические исследования Азовского, Черного, Каспийского морей и их побережий. Т. 8. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. 298 с.
795. Экологический мониторинг Азовского, Черного и Каспийского морей. Ростов-Дон, 2005. 122 с.
796. Янина Т.А. Изучение каспийских моллюсков для целей экологического мониторинга // География и рациональное природопользование. М.: МГУ, 1979. С. 43-45.
797. Янина Т.А. Развитие дагестанского шельфа Каспия в плейстоцене (по данным биостратиграфического анализа) // Перспективы освоения морских нефтегазовых месторождений. Баку, 1979.
798. Янина Т.А. Морские плейстоценовые моллюски дагестанского побережья Каспия, их стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1981. 24 с.
799. Янина Т.А. К биостратиграфии хазарских отложений Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Вып. 2. С. 154-155.
800. Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в среднем плейстоцене (по малакофаунистическим данным) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: МГУ, 1983. С. 35-42.
801. Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в плейстоцене // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 191-192.
802. Янина Т.А. Каспийские моллюски в плейстоцене Черного моря // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. 223-236.
803. Янина Т.А. Биоразнообразие Каспийского моря в новых экологических условиях // География, общество, окружающая среда. Калининград: КГУ, 2001, том 2. С. 247.
804. Янина Т.А. Каспийская фауна в плейстоценовых бассейнах Черноморского региона // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2001, том 1. С. 96-97.
805. Янина Т.А. Солоноватоводные бассейны Понто-Каспия в плейстоцене // Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы. М.: Макс-Пресс, 2002. С. 160-161.
806. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия (биостратиграфия, палеогеография, корреляция) // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Ростов-на-Дону: ЮНЦРАН, 2005. С. 118-119.
807. Янина Т.А. Биостратиграфия и корреляция плейстоценовых отложений Понто-Каспия // Геология морей и океанов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 260-261.
808. Янина Т.А. Южные моря России в плейстоцене (палеогеографический анализ малакофауны) // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 192-207.
809. Янина Т.А. Комментарии к статье Е.Н. Бадюковой «Одно из доказательств соединения Каспийского и Черного морей в конце позднехвалынского времени» // Геоморфология. 2005. № 2. С. 33-34.
810. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
811. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в раннем плейстоцене (палеогеографический анализ малакофаунистических данных) // КВАРТЕР-2005, Матер. IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, 2005. С. 476-478.
812. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в среднем плейстоцене (палеогеографический анализ малакофаунистических данных) // КВАРТЕР-2005, Матер. IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, 2005. С. 479-481.
813. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в плейстоцене (палеогеографический анализ моллюсков рода *Didacna* Eichwald) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2006. № 3. С. 32-39.

814. Янина Т.А. Стратиграфическое и географическое распространение моллюсков рода *Didacna* Eichwald в плейстоцене Каспия // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 56-71.
815. Янина Т.А. Депрессия Маныча как область миграций фаун Понто-Каспия в плейстоцене // Геоморфология. 2006. № 4. С. 97-106.
816. Янина Т.А. История развития каспийской малакофауны в плейстоцене // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 273-277.
817. Янина Т.А. Биоразнообразие моллюсков дельты Волги в голоцене // Естественные и инвазийные процессы формирования биоразнообразия водных и наземных экосистем. Ростов-на-Дону, 2007. С. 343-345.
818. Янина Т.А. Биостратиграфия неоплейстоцена Каспия // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Москва: ГЕОС, 2007.
819. Янина Т.А. Об урунджикском этапе в плейстоценовой истории Каспия // Фундаментальные проблемы квартера и направления дальнейших исследований. М: ГЕОС, 2007. С. 481-484.
820. Янина Т.А. История каспийских моллюсков рода *Didacna* в Черном море // Юг России: экология, развитие. 2008. № 3. С. 93-98.
821. Янина Т.А. История развития каспийских моллюсков рода *Didacna* // Естественные и технические науки. 2008. № 3. С. 225-228.
822. Янина Т.А. Урунджикский этап в плейстоценовой истории Каспийского региона // Известия АН. Серия географическая. 2008. № 4. С. 60-73.
823. Янина Т.А. Малакофауна и эволюция водоемов дельты Волги в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 118-127.
824. Янина Т.А. Урунджикский горизонт и его положение в стратиграфической схеме каспийского плейстоцена // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 61-71.
825. Янина Т.А. Формирование и эволюция малакофауны каспийских бассейнов в раннем и среднем неоплейстоцене // Древнейшие миграции человека в Евразии. Новосибирск: Институт археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 207-214.
826. Янина Т.А. Палеогеография Каспийского моря в плейстоцене // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 355-360.
827. Янина Т.А. Палеогеография Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества // Материалы Всероссийской научной конференции «Селиверстовские чтения», С.Пб., 2009 С. 762-766
828. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Каспия в позднем неоплейстоцене // Геология, география и экология океана. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2009. С. 364-367
829. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа, автореферат доктор. диссертации. М.: Географический факультет МГУ, 2009. 42 с.
830. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3: Сборник научных статей / Под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустова. – М.: Географический факультет МГУ, 2011. – 466 с. С. 262–279.
831. Янина Т.А. Каспийские моллюски в плейстоцене Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011, №3. С. 107–124.
832. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). / отв. ред. О.П. Корсакова, В.В. Колька. Апатиты, СПб, 2011. Т. 2. 326 с. С. 342–344.
833. Янина Т.А. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Глобальные и региональные проблемы исторической географии. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2011. С. 412–416.
834. Янина Т.А., Антонова В.М., Хоменко А.А. Манычский пролив в эпоху его последнего открытия // Глобальные и региональные проблемы исторической географии. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2011. С. 408–412.
835. Янина Т.А., Дмитриева А.В. Палеоэкология хвалыньских бассейнов Каспия (по результатам малакофаунистического и микрофаунистического анализов) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). / отв. ред. О.П. Корсакова, В.В. Колька. Апатиты, СПб, 2011. Т. 2. 326 с. С. 345–347.
836. Янина Т. А., Свиточ А. А. Плейстоценовые моллюски Дагестана (определитель рода *Didacna* Eichwald). Деп. ВИНТИ № 8656 –В-1988. 1988.
837. Янина Т.А., Свиточ А.А. Малакофауна опорных разрезов Дагестана // Геоморфология и геология Каспийского мо-

- ря. М.: Наука, 1990. С. 41-51.
838. Янина Т.А., Свиточ А.А. Позднеплейстоценовые бассейны Каспия в Нижнем Поволжье (палеоэкологический анализ малакофауны) // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 67-70.
839. Янина Т.А., Свиточ А.А. Голоцен дельты Волги (отложения и биоразнообразие малакофауны) // Фундаментальные проблемы квартера и направления дальнейших исследований. М: ГЕОС, 2007. С. 484-486.
840. Янина Т.А., Свиточ А.А. Развитие природной среды Каспийского региона в раннем неоплейстоцене // Древнейшие миграции человека в Евразии. Новосибирск: Институт археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 215-223
841. Янина Т.А., Свиточ А.А. Неоплейстоцен Каспийского моря: стратиграфия, палеогеография, корреляция // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2011 С. 369–373.
842. Янина Т.А., Свиточ А.А. Эволюция и биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в плейстоцене // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 225–230.
843. Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф. Голоценовые комплексы моллюсков разреза Турали дагестанского побережья Каспия // Бюл. МОИП. 2005. Т.80. Вып. 1. С. 56-65.
844. Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф.П. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2011, № 2. С. 38–48.
845. Янина Т.А., Хомченко Д.С. Палеогеография хвалынской трансгрессии Каспийского моря // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2011 С. 374–378.
846. Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия. Автореф. диссерт. Одесса, 1989. 48 с.
847. Янко В.В., Арбузова Л.С., Чепалыга А.Л. и др. Карангат северо-западного Причерноморья: новые данные по бурению на шельфе и в устьях рек // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М., 1984. Т. 1. С. 189-191.
848. Янко В.В., Фролов В.Т., Мотненко И.В. Фораминиферы и литология стратотипического горизонта (антропоген Керченского плуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 65. 1990. № 3. С. 85 - 97.
849. Янко В.В., Чепалыга А.Л., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Раннечетвертичный морской бассейн Черного моря // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т. 1. 1984. С. 191-193.
850. Янко-Хомбах В.В., Игнатов Е.И., Янина Т.А. Проблемы экологической безопасности окружающей среды Причерноморья в связи с позднеплейстоцен-голоценовыми колебаниями уровня моря // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря. Материалы XXII международной береговой конференции, 2007. С. 306-310.
851. Ясаманов Н.А. Некоторые данные о температурах водных бассейнов четвертичного периода Европейской части СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 455-457.
852. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.
853. Aksu A.E. et al. Late Quaternary tectonics and sediments of outer Izmir and Candarli bays, western Turkey // *Mar. Geol.*, 1987, 76, N. 1-2. P. 89-104.
854. Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J., et al. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis // *GSA Today*, 2002, 12 (5). pp. 4-10.
855. Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J., et al. Pre-10 ka transgression of the SW Black Sea shelves: seismic and core evidence // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. pp. 4-5.
856. Aladin N.V., Plotnikov I.S. How changing of the Caspian Sea level makes influence on biodiversity of fishes and free-living aquatic invertebrates // 4th Intern. Conf. of UNESCO Progr. 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 15.
857. Andrussoff N. Studien uber die Brackwassercardiden. *Didacna*. Lief. 2. // *Зап. Акад наук. Физ.-мат. отдел. Серия 8*. 1910, Т. 25. № 8. С. 1-84.
858. Antonova V., Yanina T., Khomenko A. The Manych Passage during last 30 ky (paleogeography and paleohydrology) // *Proceedings of the Tenth International Symposium on river sedimentation*. V. VI. Moscow, 2007. С. 420-429.
859. Arslanov Kh.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the Khvalynian Manych passage // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation*. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 10-13.
860. Arslanov K.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the last epoch of the Manych passage existence / *The Caspian region: Environmental consequences of the climate change*. М., 2010. С. 67-69.
861. Arslanov K.A., Dolukhanov P.M., Gei N.A. Climate, Black Sea levels and human settlements in Caucasus Littoral 50,000 - 9,000 BP // *Quaternary International*, 2007. 167-168. Pp. 121-127.

862. Asioli A., Borsetti A.M. Sea level changes as evidenced by benthic foraminifera associations in the Adriatic Sea // *Boll. Oceanol. teor.e appl.* V.7. 1989. N4. P.335 - 345.
863. Badyukova E.N. Connection of the Black and Caspian Seas in late Pleistocene – early Holocene // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 “Dating Caspian Sea Level Change”. Almaty, 2006. P. 27-28.
864. Badyukova E.N. Burtassky Lake in the Manych trough and the functioning of the Manych passage in the Late Pleistocene // INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip “Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies”. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 53-55.
865. Balabanov I.P. Holocene sea-level changes in the Northern Black Sea // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. pp. 21-23.
866. Bozilova E. Holocene chronostratigraphy in Bulgaria // *Striae*, 1982.16. pp. 88-90.
867. Blanc A. Levels of the Mediterranean sea during the Pleistocene glaciation // *J. Geol. Soc. London.* 93. 1937. N 1-4. P. 621-651.
868. Bleachu M. Observation sur evolution de la Zone d'Istria au cours des trois derniers millenaires // *Rev. De Geologie et de Geographie.* Bucuresti, 1962. T. VI. N 2.
869. Bonifay E. Quaternaire et prehistoire des regions mediterraneennes francaises // Meeting of Subcom. Mediter. and Black Sea. Palermo, 1973. P. 343 - 370.
870. Bonifay E. Niveaux marins plio-pleistocenes et tectonique recente des cotes francaises de la Mediterranee // Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire mediterraneenne // *CNRS Actes de Colloq.* Paris, 1981. P.283 - 302.
871. Bonifay E., Mars P. Le tyrrhenien dans le cadre la chronologie quaternaire mediterraneenne / *Bull. Soc. Geol. France. Ser.7.* 1. 1959, N 1.
872. Brambati A., DeMuro S. Submerged coastlines in the sector between Capo Testa and Punta delli Francesi (northern Sardinia, Italy): Geomorphological and sedimentological aspects / *Boll. Ocean. Teorica ed Applicata.* V.10. 1992. N 2-4. P.149-163.
873. Bruckner H. On the stratigraphy and geochronology at the end and immediatky after the end of the Calabrian in Lucania (Southern Italy) / *Le Villafranchien mediterraneen.* Lille, 1982. V.1. P. 93 - 103.
874. Bruckner H. Stratigraphy, evolution and age of quaternary marine terraces in Marocco and Spain // *Z. Geomorph. N.F.* 62. 1986. P. 83 - 101.
875. Castradori D. Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in eastern Mediterranean deep-sea cores / *It. Paleont. Strat.* 99. 1993. P. 107 - 126.
876. Çağatay M.N., Eriş K., Ryan W.B.F., Sancar Ü., Polonia A. et al. Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara // *Marine Geology*, 2009. N 265. Pp. 81-100.
877. Chenu J.C. Manuel de conchyliologie et de paleontologie conchyliologique. V. 2. Paris, 1862. 327 p.
878. Chepalyga A. Extraordinary rate of Khvalyn transgression: huge floodings, sea level oscillations, coastline migration, influence to civilization // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 36.
879. Chepalyga A.L. The late glacial flood in the Ponto-Caspian basin // Yanko-Hombach V, Gilbert A.S, Panin N, Dolukhanov P.M, Eds. *The Black Sea flood question: Changes in coastline, climate and human settlement.* Dordrecht: Springer 2007. Pp. 119-48.
880. Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation.* Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 32-34.
881. Chepalyga A., Arslanov Kh., Yanina T. Detailed age control of the Khvalynian basin history / *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation.* Istanbul, 2009. C. 23-26
882. Chepalyga A., Borziak I., Obade T., Naumov D. Epoch of extreme floods and human adaptation in the northern Black Sea basin // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. Pp. 42-43.
883. Cita M.B., Castradori D. Workshop on marine sections from the gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene / *II Quaternario.* 7(2). 1994. P. 677 - 692.
884. Cita M.B., Chierici M.A., Ciampo G. et al. Quaternary record in Ionian and Tyrrhenian basins of Mediterranean Sea / *Init. Rept. Deep-Sea Drill. Proj.* 13. 1973. P.1263 - 1340.
885. Cita M.B., Ciampo G., Ferone E. et al. II Quaternario del Tirreno abissale: Interpretazione stratigrafica a paleoclimatica dell porro DSDP 132 / *Rev. Espan. Micropaleontol.* 6. 1974. N 2. P. 25 - 326.
886. Degens E.T., Paluska A. Tectonic and climatic pulses recorded in Quaternary sediments of the Caspian - Black Sea region // *Sediment. Geol.* V. 23. 1979, N 1. P. 149 - 163.
887. Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years / *Chem. Geol.* 10. 1972, N 1. P. 1 - 16.

888. Dimitrov P., Dimitrov D. Geocatastrophic events in the Black Sea and the geological Pleistocene-Holocene boundary // Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 32-34.
889. Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L., Shkatova V.K., Lavrentiev N.V. Late Quaternary Caspian: Sea-Levels, Environments and Human Settlement // The Open Geography Journal, 2009, 2, 1-15 (11874-9232/09 2009 Bentham Open)
890. Gerasimenko N.P. Late Pleistocene vegetational and soil evolution at the Kiev loess plain as recorded in the Stary Bezradychi section, Ukraine // Studia Quaternaria. 2001. V. 17. pp. 19-28.
891. Gignoux M. Les formations marines pliocenes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile // Memoire Universite Lyon. 1913. 630 p.
892. Ehlers E. Sudkaspisches Tiefland (Mordiran) und Kaspisches Meer. Tubingen: H.U.U., 1971. 184 pp.
893. Eichwald E. Introductio in historiam naturalem Caspii maris. Casani, 1824. 59 p.
894. Eichwald E. Faunae Caspii maris primitae// Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou. 1838. V. II. P. 125-174.
895. Eichwald E. Reise auf dem Kaspischen Meer und in den Caucasus. Stuttgart etc. 1834-1838.
896. Eichwald E. Zur Naturgeschichte des Kaspischen Meeres. NM Soc. Imp. Natur. de Moscou Moscou, 1855. T.X. 283-323.
897. Emiliani C. Pleistocene temperatures // J. Geol. v. 63. 1955. pp. 538-578.
898. Emiliani C., Shackleton N.J. The Bruhnes epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology // Science. v. 183. N 4124. 1974. pp. 511-514.
899. Fauna caspio-caucasia nonnullis observationibus novis illustravit Edwardus Eichwald. NM Moscou, 1842. T. VII.
900. Fourniguet J. Sur le Quaternaire marin et la neotectinique du Campo de Dallas (Andalousie, Espagne) / Acta Geologica Hispanica. T.XII 4 - 6. 1977. P. 90 - 97.
901. Gmelin S.G. Reise durch Rusland, zur Untersuchung der drei Naturreiche. SPb. 1770-1784. T. 1-3.
902. Goy J.L., Zazo C. Niveles marinos cuaternarios y su relacion con la neotectonica en el litoral de Almeria (Espana) / Bol. R. Soc. Espanola Hist. Nat. (Geol.). 80. 1982. P.171 - 184.
903. Hearty P.J., Dai Pra G. Aminostratigraphy of Quaternary marine deposits in the Lazio region of Central Italy //Z. Geomorphol. 1986. Supplbd. 62. P. 131-140.
904. Issel A. Lembi fossiliferi quaternari e recente osservati nella Sardegna meridionali / R.C. Acad. Lincei. 5 ser. V. XXIII. 1914. P.759 - 770.
905. Kaplin P.A., Porotov A.V., Gorlov U.V., Yanina T.A. Climate and sea-level changes along the north-eastern Black-Sea coast over the past 5 ka // Black Sea - Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Istanbul-Turkey, 2005. P. 77-79.
906. Keraudren B. Les formations quaternaires marines de la Grece / Bull. Musee Prehist. Monaco. 16. 1970.
907. Keraudren B., Sorel D. The terraces of Corinth (Greece) - A detailed record of eustatic sea-level variations during the Last 500 000 years //Mar. Geol. 1987. V. 77. N. 1-2. P. 99-107.
908. Kislov A.V., Toporov P.A. East European river runoff and Black Sea and Caspian Sea level changes as simulated within the Paleoclimate modelling intercomparison project // Quaternary International, 2007. 167, 8. Pp. 40-8.
909. Khrishev Kh.G., Georliev V.M. Regional washout on the Pleistocene-Holocene boundary in the Wstern Black Sea depression //Докл. Бълг. АН. 1991. Т. 44. N. 9. С. 69-72.
910. Kroonenberg S.B., Kasimov N.S., Abdurakhmanov G.M. Holocene sea-level change and mollusc biodiversity in the Caspian Sea: a proxy for the North Atlantic oscillation // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 68-72.
911. Lahiani H., Hosseindoust M. Holocene mollusca assemblages on the Southeastern Caspian Sea // Dating Caspian Sea level change. Baku, 2004. Pp. 29-30.
912. Lamothe L.J. Note sur les anciennes plages et terraces du bassin de J'Isser (department d'Alger) et de quelques autres bassins de la cote algerienne / Bull. Soc. Geol. France. 3 -me ser. Paris, 1899.
913. Leroy S.A.G., Marret F., Gasse F., et al. Caspian Sea salinities during the Late Pleistocene and Holocene based on dinoflagellate cysts // 4th Intern. Conf. of UNESCO Progr. 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 86.
914. Levchenko O.V., Roslyakov A.G. Cyclic sediment waves on western slope of the Caspian Sea as possible indicators of main transgressive/regressive events // Quaternary International, 2010. Pp. 1-11.
915. Lisietzki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography, v.20, PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.
916. Major C.O., Goldstein S.L., Ryan W.B.F., Lericolais G. et al. The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance // Quaternary Science Reviews. 2006. N 25. Pp. 2031–2047.
917. Malatesta A. Malacofauna pleistocenica di Grammichele (Sicilia) // Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 12. P. I,II. 1963. 392 p.

918. Malatesta A., Zarlenga F. Evidence of Middle Pleistocene transgressions along the Mediterranean coast // *Palaeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 68. N. 2-4. P. 311-315.
919. Mangerud J., Sonstegaard E., Sejrup H.-P. Correlation of Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy // *Nature*. 1979. 277. Pp. 189-192.
920. Marreta F., Mudie P., Aksu A., Hiscott R. Holocene dinocyst record of a two-step transformation of the Neoeuxinian brackish water lake into the Black Sea // *Quaternary International*. 2009. N 197. Pp. 72–86.
921. Mars P. Faunes malacologiques du Pliocene et du Quaternaire de Milazzo (Sicile) // *Bull. Mus. Hist. Nat.* V. 16. 1956. P. 33 - 52.
922. Middendorf A. Beitrage zu einer Malacozoologia Rossica. II, III // *Mem. Acad. Sci. St.-Petersb.* 6. T. 6. 1849. P. 1-187.
923. Mudie P.J., Roberts K.L., Aksu A.E., Hiscott R.N. Climate and salinity of the western Black Sea and Marmara Sea during the Paleolithic transition, late glacial maximum and pre Boreal interval, 40000-12000 cal. BP // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 138-140.
924. Murdmaa I., Ivanova E., Chepalyga A., et al. Paleoenvironments on the North Caucasian Black Sea shelf since the LGM // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006, pp. 127-129.
925. Ozer A., Paskoff R., Sanlaville P., Ulzega A. Essai de correlation du Pleistocene superieur de la Sardaigne et de la Tunisie // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1980. Ser.D. 1980. L. 291. P. 801-804.
926. Pallas P.S. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reichs in den Jahren 1768-1774. SPb., 1771-1776. T. 1-3.
927. Paskoff R., Sanlaville P. Sur le Quaternaire marin de la region de Mahdia, Sahel de Sousse, Tunisie / *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 283. 1976. P.
928. Paskoff R., Sanlaville P. Le Tyrrhenien de la Tunisie: essai de stratigraphie // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1980. Ser. D. L. 290. N. 5. P. 393-396.
929. Petrbok J. Mekkysi pliocenni a holocenni meronny terasy Cerneho more u Balciku v Bulgarsku a marinni mekkysi bulharskoho pliocenu // *Sbor. Nar. Musea v Praze*. 1952, N 2. P. 12 - 18.
930. Raffy I., Dumas B., Gueremy P., Lhenaff G. Uplift and quaternary marine terraces to the east of Villa San Giovanni (Calabria, Italy) // *Z. Geomorphol.* 1981. Supplbd. 40. S. 119-125.
931. Ryan W.B.F., Pitman W.C., Major C.O. et al. An abrupt drowning of the Black Sea shelf // *Marine Geology*. 1997. V. 138. Pp. 119-126.
932. Ryan W.B.F., Major C.O., Lericolais G., Goldstein S.L. Catastrophic flooding of the Black Sea // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2003. V. 31. Pp. 525-554.
933. Reeve L. A. *Conchologia iconica*. V. 2. 1845.
934. Ross D. A. *Black Sea stratigraphy* // *Black Sea, geology, chemistry and biology*. Tulsa, Oklahoma, 1974.
935. Segre A. Linee da riva sommersa e morfologia della piatta-forma continentale italiana relative alla transgressione marina versiliana // *Quaternaria*. 1969. V. 11. P. 141-154.
936. Senatore M. R., Mitabile L., Pescatore T., Tramutoli M. La piattaforma continentale del settore nordorientale del Golfo di Taranto // *Geol. Appl. e idrogeol.* 1980. V. 15. P. 33-50.
937. Shackleton N. J. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed // *Nature*, 215. N 5096. 1967. pp. 15-17.
938. Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // *Proceedings of the Royal Society. London*. 1969. B. 174. Pp. 135-154.
939. Shackleton N. J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // *Quaternary Science Reviews*. 1987. 6. Pp. 183-190.
940. Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28 - 238: Oxygen temperatures and ice volumes on a 10 5 and 10 6 year scale/ *Quat. Res.* 3. 1973. P. 39 - 55.
941. Shkatova V.K. Palaeogeography of the late Pleistocene Caspian Basins: Geochronometry, palaeomagnetism, palaeotemperature, palaeosalinity and oxygene isopotes // *IGCP 521-481 Joint Meeting and Field Trip Proceedings 2007*. Pp. 149-50.
942. Sholten R. Role of the Boshorus in Black Sea chemistry and sedimentation // *The Black Sea Geology, Chemistry, and Biology* / *Mem. Amer. Assoc. Publish. Geol. Tulsa, Okla.* 1974. N. 20.
943. Shopov V. Distribution of Upper Quaternary Molluscan Communities in the Outer Zone of South Bulgarian Black Sea Shelf // *Geol. Balcanica*. 9. N1. 1979. P.51 - 66.
944. Stoliczka F. Pelecypoda of the cretaceous rocks of southern India // *Mem. Geol. Surv. India. Palaeontologia Indica. Ser. 6. T. 3.* 1871. P. 1-537.
945. Suc J.-P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // *Boreas*. v. 12. 1983. pp. 153-166.

946. Svitoch A.A., Yanina T.A. Marine Holocene of the Caspian coast of Iran // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P.109.
947. Svitoch A. Yanina T. The Holocene development of the Volga Delta // Proceedings of the Tenth Intern. Symposium on river sedimentation. V. VI. Moscow, 2007. C. 443-448.
948. The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oclahoma, 1974. 635 p.
949. The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Dordrecht, Springer, 2006. 971p.
950. Tryon J. Structural and systematical Conchology. T. 3. 1844. P. 1-453.
951. Ulzega A., Hearty P.J. Geomorphology, stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia //Z. Geomorphol. 1986. Supplbd. 62. P. 119-129.
952. Ulzega A., Leone F., Orru P. Geomorphology of submerged Late Quaternary shorelines on the South Sardinian continental shelf //J. Coast. Res. 1986. Spec. issue. N. 1. P. 73-82.
953. Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., Nechaev V.P. Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial-Holocene transition // Quaternary International, 2002. 91(1). Pp. 75-99.
954. Vest W. Uber die Genera Adacna, Monodacna and Didacna Eichw. und deren Stellung im System. // Jahrb. Deutsch. Zool. Ges. Bd. 2. Frankfurt a. Main, 1875.
955. Winguth C., Wong H.k., Panin N. et al. Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea // Marine Geology. 2000. V. 167. P. 127-146.
956. Yanina T.A. Correlation of the Pleistocene events of the Caspian, Black and Mediterranean seas // The role of paleoceanographic linkages in the global system. Halifax, 1995.
957. Yanina T.A. Paleoecology of the Baku transgression (Caspian) // The dawn of the Quaternary. Netherlands, Kerkrade, 1996.
958. Yanina T.A. The Volga river delta under unstable regime of the Caspian Sea level // Coastal Zone, 96. Canada, Rimouski, 1996.
959. Yanina T.A. Paleogeographical aspects of the Caspian Sea level's prognosis // Intern. Geograph. Congress. Abstracts. Neetherlands, 1996.
960. Yanina T.A. The Quaternary stratigraphy and correlation of the Pont-Caspian Region (on the basis of molluscs of the genus Didacna) // Molluscs, Quaternary, faunal changes and environmental dynamics. A symposium on occasion of 80th birthdays of Vojen Lozec. Prague: Charles University, 2005. P. 38-40.
961. Yanina T.A. Correlation of the Pleistocene paleoevents in the Ponto-Caspian area // Rapid Sea-level change: Caspian perspective. Rasht, Iran, 2005.P. 100-102.
962. Yanina T. Caspian-Black Sea Corridor during last 30 ky: Didacna's evidens // Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation”. Стамбул, 2005. P. 179-180.
963. Yanina T.A. Caspian molluscs in the Balck Sea during the last 30 ky //Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Materials of the Conference. Odessa: Astroprint, 2006. P. 168-169.
964. Yanina T. Quaternary stratigraphy and correlation of the Pont-Caspian Region, on the base of Didacna mollusks // IGCP 521-481 Joint Meeting and Field trip/ Gelendzhik, Russia-Kerch, Ukraine, 2007. Extended abstracts. C. 168-170.
965. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Quaternary International, 2012, № 271, стр. 120-129
966. Yanina T.A. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International, 2012. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008
967. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies. Odessa: Astroprint, 2011. P. 177–181.
968. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Quaternary International, 2012, № 271, стр. 120-129.
969. Yanina T.A. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International, 2012. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008
970. Yanina T., A. Svitoch. Peculiarities of the malacofauna of the Karangat and Late Khazarian Basins of the Ponto-Caspian region // Volume of abstracts of SEQS'98 Symposium The Eemian: Local sequences, global perspectives. Kerkrade, the Netherlands, 1998. P. 92.
971. Yanina T.A., Svitoch A.A. On paleogeography of the Lower Volga River region during the Late Pleistocene // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 119-120.
972. Yanina T.A., Svitoch A.A. Biostatigraphy of the Caspian neopleistocene / Quaternary stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2010. C. 196-198.
973. Yanina T.A., Svitoch A.A., Wesselingh F.P. Biodiversity of the Caspian sea mollusks during last 10 ky / The Caspian re-

- gion: Environmental consequences of the climate change. M.: Faculty of Geography, 2010. C. 138-142.
974. Yanko-Hombach V., A. Gilbert, P. Dolukhanov. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence // *Quaternary International*, 2007, 167-168, pp. 91-113.
975. Yanko-Hombach V., Likhodedova O., Larchenkov E. Comparison of the sea fluctuations in the Atlantic Ocean, Mediterranean and Black Seas for the last 100 years // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 182-186.
976. Yanko-Hombach V., Motnenko I. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian Seas into the Black Sea: Reconstructions based on foraminifera // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 187-194.
977. Yelovicheva Y., Sanko A. Palinostratigraphy of the Poozerie Glaciation (Vistulian) in Belarus // *Geological Quarterly*. 1999. 43(2). Pp. 203-212.
978. Zazo C., Goy J.L., Aguirre E. Did strombus survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea? // *Mediterranea. Ser. geol.* 1984. N. 3. P. 131-137.
979. Zeuner F. *The Pleistocene period*. London, 1959. 447 c.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Часть I. БИОСТРАТИГРАФИЯ	
1. Биостратиграфия неоплейстоцена Каспия	6
1.1. Природные условия региона и малакофауна Каспийского моря.....	6
1.2. Анализ малакофауны Каспийского региона.....	14
1.3. Биостратиграфия морского неоплейстоцена Каспия.....	69
2. Биостратиграфия неоплейстоцена Понта.....	83
2.1. Природные условия региона и малакофауна Азовского и Черного морей.....	83
2.2. Анализ малакофауны Черноморского региона.....	88
2.3. Биостратиграфия морского неоплейстоцена Понта.....	119
3. Биостратиграфия неоплейстоцена Маныча.....	129
3.1. Геолого-геоморфологическое строение и природные условия Манычской депрессии.....	129
3.2. Анализ малакофауны Манычской депрессии.....	131
3.3. Биостратиграфия неоплейстоцена Маныча.....	140
Часть II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
4. Бассейны Понто-Каспия в неоплейстоцене.....	144
4.1. Бассейны Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене.....	151
4.2. Бассейны Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене.....	156
4.3. Бассейны Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене.....	166
4.4. Бассейны Понто-Каспия в голоцене.....	185
4.5. Закономерности в развитии неоплейстоценовых бассейнов Понто-Каспия.....	197
4.6. Роль Манычского пролива в развитии бассейнов Понто-Каспия.....	203
Часть III КОРРЕЛЯЦИЯ	
5. Бассейны Понто-Каспия и ледниковые события на Русской равнине.....	206
5.1. Бассейны Каспия и ледниковые события на Русской равнине.....	206
5.2. Бассейны Понта и ледниковые события на Русской равнине.....	210
6. Неоплейстоценовые бассейны Понто-Каспия и колебания уровня Средиземного моря.....	213
Заключение.....	218
Литература.....	228

Научное издание

Т.А. Янина
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ:
БИОСТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

Оригинал-макет
Т.А. Янина

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту №12-05-07115

Формат 60x88/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Объем 33 п.л. Тираж 350 экз.

Издательский отдел географического факультета
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

Типография
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
117574 Москва, ул. Академика Хохлова, 11.
www.mgu-print.ru
Тел. +7(495) 939-2001