

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи

Семиколенных Дарья Валерьевна

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

Специальность 1.6.14 — Геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
д.г.н., ведущий научный сотрудник
Янина Тамара Алексеевна

Москва — 2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ	11
1.1. Геологическое и тектоническое строение	11
1.2. Геоморфологическая характеристика	15
1.3. Физико-географическая характеристика района исследований	20
1.3.1. Керченско-Таманская область	21
1.3.2. Кубано-Приазовская низменность	26
1.3.3. Манычская депрессия	26
1.3.4. Северо-западный сектор Прикаспийской низменности	28
ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФУНКЦИОНИРОВАНИИ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	30
ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	46
3.1. Материал	46
3.2. Методы исследований	49
3.2.1. Литологическая характеристика отложений	49
3.2.2. Малакофаунистический анализ	51
3.2.3. Абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)	53
ГЛАВА 4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	62
4.1. Строение отложений Керченского пролива	62
4.1.1. Разрез Эльтиген	63
4.1.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений	64
4.1.1.2. Малакофаунистический анализ	70
4.1.1.3. Геохронологический анализ	74
4.1.2. Разрез Тузла	89
4.1.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений	90
4.1.2.2. Малакофаунистический анализ	95
4.1.2.3. Геохронологический анализ	97
4.1.3. Скважины о. Тузла	101
4.1.3.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений	101
4.1.3.2. Малакофаунистический анализ	105
4.1.3.3. Геохронологический анализ	109
4.2. Основные этапы позднеплейстоценовой истории Керченского пролива	112
ГЛАВА 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРОЛИВОВ В МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	116
5.1. Строение неоплейстоценовых отложений Манычской депрессии	116
5.1.1. Скважины центральной части Манычской депрессии	117
5.1.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений	117
5.1.1.2. Малакофаунистический анализ	126
5.1.1.3. Геохронологический анализ	133
5.1.1.4. Спорово-пыльцевой анализ	136
5.1.2. Разрез Остров Левый	140
5.1.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений	141
5.1.2.2. Малакофаунистический анализ	143
5.1.2.3. Геохронологический анализ	144
5.2. История функционирования проливов Маныча в позднем плейстоцене	150
ГЛАВА 6. ИСТОРИЯ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ	154

6.1. Этапы развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене	154
6.1.1. Карангатский этап	154
6.1.2. Карангатско-гирканский этап	158
6.1.3. Гирканский этап	160
6.1.4. Тарханкутско-буртасско-гирканский этап	161
6.1.5. Посткарангатско-ательский этап	163
6.1.6. Сурожско-раннехвалынский этап	164
6.1.7. Новоэвксинский регрессивный этап	167
6.1.8. Раннехвалынско-новоэвксинский трансгрессивный этап	168
6.2. Закономерности и особенности развития проливов в позднем плейстоцене	173
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	176
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	180

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Манычская депрессия и Керченский пролив — главные звенья в системе древних проливов Понто-Каспия, по которым не раз происходило соединение Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов в позднечетвертичной истории. Изучение плейстоценовых отложений древней системы проливов имеет более чем вековую историю. Интерес исследователей вызван не только тем, что изучение четвертичных отложений Манычской депрессии и Керченского пролива позволяет произвести реконструкцию взаимоотношений между Понтом и Каспием, проследить эволюцию их природной среды, но и возможностью использовать особенности рельефа древних проливов для строительства гидротехнических сооружений, инфраструктуры наземного и морского транспорта. Так, первые геологические изыскания в 1916–1917 гг. в акватории Керченского пролива были проведены для обоснования проекта железнодорожного моста, а полномасштабные исследования отложений Манычской депрессии, начавшиеся в довоенные годы, были выполнены при подготовке проекта по созданию водного пути Азов — Каспий.

К настоящему моменту накоплен колоссальный материал по стратиграфии, биостратиграфии, геоморфологии и палеогеографии Понто-Каспийского региона. Однако во многом из-за отсутствия детальных геохронологических исследований в истории древних проливов Понто-Каспия остались нерешенными фундаментальные вопросы, касающиеся последовательности происходивших в пределах территории функционирования проливов палеогеографических событий, их абсолютного возраста и их связи с региональными и глобальными событиями.

Детальное изучение, в частности датирование, верхнеплейстоценовых осадков Керченского пролива и Манычской депрессии, а также обобщение новых опубликованных данных по комплексному исследованию региона, позволит существенно уточнить позднеплейстоценовую историю проливов Понто-Каспия, выявить закономерности и особенности их палеогеографического развития, провести корреляцию выделенных этапов в эволюции их природной среды с глобальными и региональными климатическими событиями. В этом заключается актуальность темы диссертационного исследования. Не менее актуален и ее практический аспект, т. к. в настоящее время на повестке дня в стране стоят вопросы обустройства территории Крыма, обеспечения надежного функционирования Крымского моста, возобновился интерес к строительству водного пути между Каспием и Азово-Черноморским бассейном.

Цель работы — реконструкция развития природной среды проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене на основе комплексного изучения новейших отложений Керченского пролива и Манычской депрессии.

Для достижения цели поставлены следующие **задачи**:

1. Анализ естественных обнажений и керна скважин области Керченского пролива и Манычской депрессии малакофаунистическим и геохронологическим (люминесцентным, радиоуглеродным) методами.
2. Биостратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых отложений на основе выявления особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения в них раковин моллюсков.
3. Установление палеогеографических этапов в развитии проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене.
4. Определение временных интервалов установленных палеогеографических этапов на основе обобщения результатов люминесцентного и радиоуглеродного датирования.
5. Палеогеографическая характеристика этапов, выявление основных закономерностей и особенностей в развитии проливов Понто-Каспия на основе комплексного (сопряженного) анализа отложений.
6. Проведение корреляции и выявление связи развития проливов Понто-Каспия с глобальными и региональными климатическими событиями.

Объект исследования — верхнеплейстоценовые отложения и содержащиеся в них палеонтологические остатки (малакофауна) в области Керченского пролива и Манычской депрессии.

Предмет исследования — позднеплейстоценовая история развития природной среды проливов Понто-Каспия, реконструированная на основе анализа строения, биостратиграфии и геохронологии верхнеплейстоценовых отложений Керченского пролива и Манычской депрессии.

Фактический материал и методы исследования. В основу работы положен фактический материал, собранный автором во время полевых работ 2017–2020 гг. Исследованы отложения стратотипических разрезов карангатской трансгрессии Эльтиген (Керченский полуостров) и Тузла (Таманский полуостров), наиболее полного разреза хвалыньских отложений Манычской депрессии Остров Левый и керна двух скважин (OP-1 глубиной 63,8 м и OL-1 глубиной 53,0 м), пробуренных (с участием автора) в центральной части Манычской депрессии. Изучен керн скважин (MN-1 глубиной 42,0 м и PR-1 глубиной 40,2 м), пробуренных вблизи пос. Маныч и г. Пролетарск во время совместной зимней экспедиции 2016 года научного студенческого общества географического факультета МГУ и Института географии РАН. Для аналитического изучения диссертанту предоставлен (коллегами из лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ) керн

четырёх скважин глубиной до 80 м (К4-53, К3-14, 93 и 95), пробуренных на о. Тузла в 2014 году при проектировании Крымского моста.

Автором (лично) выполнены детальное литологическое описание отложений и малакофаунистический анализ; самостоятельно получены датировки с помощью метода оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) для отложений разрезов Эльтиген, Тузла и Остров Левый, двух скважин в Манычской депрессии — у о. Левый и у п. Маныч во время прохождения стажировок в Скандинавской лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (г. Роскилле, Дания).

Дополнительно при работе над диссертацией учитывались данные высокоточного спутникового позиционирования, использованы данные радарной съемки SRTM-90 для построения цифровой модели рельефа (ЦМР), что позволило выделить основные типы рельефа изучаемой территории.

Радиоуглеродное датирование сцинтилляционным методом раковинного материала выполнено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ.

Спорово-пыльцевой анализ образцов скважин PR-1 и MN-1 выполнен г.н.с. отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН д.г.н. О. К. Борисовой.

Научная новизна. В процессе работы над диссертацией впервые:

- выполнено ОСЛ-датирование отложений карангатской трансгрессии в стратотипических разрезах Эльтиген (Керченский полуостров) и Тузла (Таманский полуостров), обоснован возраст этих отложений в диапазоне МИС 5e–с;
- выполнено ОСЛ-датирование верхнечетвертичных отложений центральной части Манычской депрессии вкуче с малакофаунистическим анализом палеонтологических остатков, на основе чего выделены ключевые этапы функционирования палеопротоливов между Азово-Черноморским и Каспийским бассейнами и их временные диапазоны;
- обосновано синхронное развитие двух трансгрессивных бассейнов на основе результатов геохронологического и малакофаунистического анализов отложений Манычской депрессии: карангатского в Азово-Черноморском регионе и гирканского — в Каспийском;
- определен ОСЛ-возраст существования бургасского и гудиловского озер в центральной части Манычской депрессии;
- выполнена палеогеографическая реконструкция взаимосвязи Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов в позднем плейстоцене на основе малакофаунистического и детального геохронологического анализов.

Защищаемые положения:

1. В развитии Керченского пролива в карангатскую эпоху выделяются три трансгрессивные фазы, разделенные кратковременными регрессиями: первая фаза, датированная интервалом 135–127 тыс. лет назад (л. н.), отвечающая деградации московского оледенения на Восточно-Европейской равнине (конец МИС 6 — начало МИС 5e); вторая (максимальная) фаза возрастом 127–115 тыс. лет, отвечающая микулинскому межледниковью на Восточно-Европейской равнине (МИС 5e); третья фаза, датированная периодом 110–95 тыс. л. н., отвечающая крутицкому интерстадиалу на Восточно-Европейской равнине (МИС 5c). Во вторую фазу в пределы Манычской депрессии со стороны Понта проникал морской ингрессионный залив с вершиной у порога Зунда Толга.

2. Гирканский пролив со стороны Каспия открылся в Манычскую депрессию одновременно с началом развития третьей фазы карангатской трансгрессии в Азово-Черноморском бассейне. Временной интервал взаимодействия карангатских и гирканских вод в центральной части Манычской депрессии датирован диапазоном 110–105 тыс. л. н. (МИС 5c).

3. Буртасское озеро, как реликт гирканского пролива, образовалось в Манычской депрессии около 100 тыс. л. н. (вторая половина МИС 5c) и существовало здесь до ~78 тыс. л. н. (начало калининского стадиала валдайского оледенения, МИС 4). Во время стадиала (МИС 4) началось формирование грядового рельефа в результате активизации эрозионной деятельности водотоков при снижении уровня Понта и Каспия. В эпоху интерстадиального потепления (МИС 3) в центре Манычской депрессии вновь образовалось мелководное, временами пересыхающее «гудиловское» озеро. Его существование датировано интервалом 64–25 тыс. л. н.

4. Раннехвалынский пролив с односторонним стоком открылся в Манычскую депрессию со стороны Каспия во второй половине осташковского стадиала (МИС 2) валдайского оледенения. Временной интервал его функционирования определен в 18–14 тыс. л. н. Открытие пролива не было катастрофическим: скорость потока увеличивалась постепенно и достигла максимальных значений около 14 тыс. л. н.

Степень достоверности полученных результатов определяется значительным объемом изученного материала, комплексным подходом, сочетанием классических (литологический, малакофаунистический) и современных (люминесцентный) методов исследования фактического материала, следованием стандартам и протоколам применяемых методов, сопоставлением полученных результатов с данными палинологических исследований и радиоуглеродного датирования, а также с обширными материалами, опубликованными в отечественных и зарубежных научных изданиях.

Проверка достоверности проведенной работы проводилась в процессе апробации отдельных положений диссертации на конференциях, конгрессах и семинарах и публикации результатов исследования в ведущих российских специализированных журналах.

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученные результаты существенно дополняют биостратиграфическую, хроностратиграфическую схемы и существующие представления о палеогеографии позднего плейстоцена Понто-Каспийского региона. Первые результаты детального ОСЛ-датирования морских отложений региона демонстрируют широкие возможности применения метода для реконструкции истории развития побережий южных морей России.

Полученные результаты могут найти практическое применение в гидрогеологических и инженерных изысканиях на территории Манычской депрессии. Они необходимы для проектных работ в Восточном Крыму в современных условиях активного обустройства территории, строительства транспортных путей и создания новых и реконструкции существующих рекреационных зон. Результаты исследований в акватории Керченского пролива необходимы для инженерных изысканий и обеспечения мониторинга функционирования Крымского моста.

Личный вклад автора. Автор принял личное участие в полевых работах, организованных на Керченском и Таманском полуостровах и на территории Манычской депрессии. Им проведены детальное полевое литологическое описание отложений, малакофаунистический и геохронологический (люминесцентный) анализы образцов, выполнена статистическая и графическая обработка полученных данных и их последующая интерпретация. Диссертантом проанализировано 115 образцов малакофауны из верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых в разрезах и кернах скважин, получено 59 люминесцентных датировок. Автором проведено обобщение имеющихся литературных данных, выполнены палеогеографические реконструкции и корреляции, сформулированы основные научные положения работы и выводы.

Апробация. Материалы и результаты работы докладывались и обсуждались на заседаниях и семинарах НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ имени М. В. Ломоносова и отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН, а также на конференциях, среди которых международная конференция проекта IGCP 610 «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary» (Тбилиси, 2016 г.), II всероссийская конференция молодых ученых «Комплексные Исследования Мирового Океана» (КИМО–2017)» (Москва, 2017 г.), 10-я международная молодежная школа-конференция «Меридиан: Современные подходы к изучению экологических проблем в

физической и социально-экономической географии» (Курск, 2017 г.), международная молодежная школа-конференция «Where East Meets West: Pontocaspia, the Historical Dimension of the Evolution of a Unique Biodiversity» (Азов-Астрахань, 2017 г.), международная конференция «European Geosciences Union General Assembly 2018» (Вена, 2018 г.), 11-я международная молодежная школа-конференция «Меридиан: от теории к практике в исследованиях природы и общества» (Курск, 2018 г.), международная конференция проекта PRIDE-RCMNS «Ecosystem Isolation and Connection: Rise and Demise of Biota in the Pontocaspian-Caucasian Region» (Тбилиси, 2018 г.), международная конференция «Loessfest2018: Diversity of Loess: Properties, Stratigraphy, Origin and Regional Features» (Волгоград, 2018 г.), международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов–2019» (Москва, 2019 г.), всероссийская конференция с международным участием «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений, посвященная 90-летию со дня рождения Л. Д. Сулержицкого» (Москва, 2019 г.), международный конгресс «INQUA 2019» (Дублин, 2019 г.), IX международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU–2020» (Москва, 2020 г.), всероссийская конференция с международным участием, посвященная 115-летию со дня рождения академика К. К. Маркова, «Марковские чтения 2020 года: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена» (Москва, 2020 г.), международная конференция «IRQUA 2021» (Горган, 2021 г.), XIII всероссийская молодежная научная школа-конференция «Меридиан» (Курск, 2021 г.), X международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU — 2021» (Москва, 2021 г.), международная конференция «Annual Meeting of the Geological Society of America 2021» (Портленд, 2021 г.), 2-я всероссийская научная конференция, посвященная 90-летию А. А. Величко, «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021 г.), научные чтения «Экзолит — 2022. Литология осадочных комплексов фанерозоя и докембрия» (Москва, 2022 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 25 работ: 5 статей — в рецензируемых журналах из перечня ВАК, 20 работ — в сборниках материалов конференций. Отдельные положения диссертации нашли отражение в коллективной монографии «Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К. К. Маркова», опубликованной в 2020 г.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы (262 наименования, из которых 104 на иностранных языках). Основной текст изложен на 179 страницах и содержит 71 рисунок и 21 таблицу, список литературы занимает 20 страниц.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность и благодарность научному руководителю д.г.н. Т. А. Яниной за постоянное руководство, поддержку и вдохновение при написании диссертационной работы. Особую благодарность автор выражает к.г.н. Р. Н. Курбанову за организацию люминесцентных исследований в ведущей лаборатории Мира, за наставничество в полевых и камеральных работах и всестороннюю помощь при написании диссертации. Автор благодарит к.г.н. Р. Р. Макшаева (МГУ) и А. А. Созонтову (МГУ) за ценные советы по построению карт и схем, Н. А. Таратунину (МГУ), Н. А. Тюнина (МГУ) и Е. И. Штыркову (МГУ) за сотрудничество в ходе полевых и камеральных работ. Автор глубоко признательна А. Л. Чепалыге (ИГ РАН) за показанное обнажение «тобечикских» слоев стратотипического разреза Эльтиген (Керченский п-ов), профессору д.г.н. Е. И. Игнатову (МГУ), В. Л. Лукше (МГУ) и д.г.-м.н. В. М. Сорокину (МГУ) за предоставление образцов керна скважин, пробуренных на о. Тузла (Керченский пролив), для проведения малакофаунистического анализа. Автор благодарит В. А. Дикарева (МГУ) и С. А. Федорчука (ВолГУ) за помощь в проведении полевых работ. Автор выражает самую искреннюю благодарность своим иностранным коллегам д-ру А. Ч. Каннингему (Лондонский университет) и д-ру Э. Ш. Мюррею (Орхусский университет) за постоянную поддержку и ценные рекомендации. Автор благодарен коллективам НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ имени М. В. Ломоносова и отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН за помощь и поддержку на всех этапах работы.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ

1.1. Геологическое и тектоническое строение

Территория, по которой в четвертичной истории неоднократно проходила связь между Каспийским и Азово-Черноморским бассейнами, подразделяется на несколько звеньев, имеющих различное глубинное строение, однако обладающих существенной общей чертой — все они располагаются в пределах тектонических прогибов на стыке крупных геологических структур: Восточно-Европейской платформы, Скифской платформы и горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Это обусловило погружение территории, а также формирование системы разломов ключевых звеньев цепи — Керченского пролива и Маньчской депрессии. Такое геологическое строение территории способствовало формированию специфического рельефа, благодаря которому неоднократно происходило глубокое проникновение морских вод и открытие проливов Понто-Каспия.

Рассмотрим звенья с запада на восток — от Керченского пролива и прилегающих к нему территорий до северо-западного сектора Прикаспийской низменности, куда на востоке «открывается» Маньчская депрессия (рис. 1).

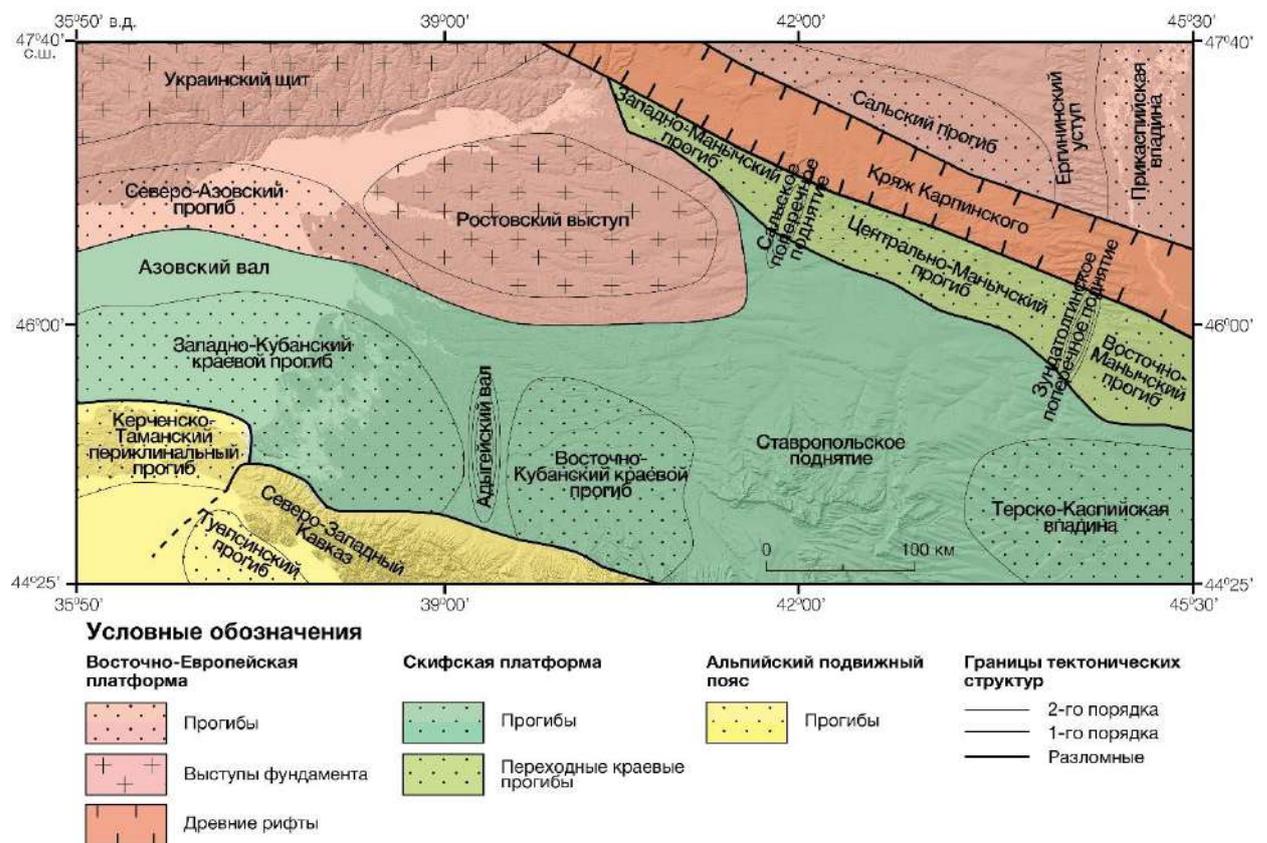


Рис. 1. Тектоническая схема области позднеплейстоценовых проливов Понто-Каспия. Составлена автором на основе [Геология СССР, 1969; Хаин, 1984; Тектоника южного обрамления..., 2009; Баскакова и др., 2018; Трихунков и др., 2019]

Керченский пролив и прилегающие к нему Керченский и Таманский полуострова в структурном отношении большей частью расположены в пределах Керченско-Таманского периклинального прогиба и частично на севере в пределах Западно-Кубанского краевого прогиба.

Керченско-Таманский периклинальный прогиб относится к альпийскому подвижному поясу складчатости [Тектоника южного обрамления..., 2009] и в современном рельефе отвечает низкой холмистой равнине Керченского и Таманского полуостровов. На востоке-северо-востоке Керченско-Таманский прогиб непосредственно переходит в Западно-Кубанский краевой прогиб. На запад-юго-западе он ограничен замыканием мегантиклинория Горного Крыма, на юго-западе — прогибом Сорокина, на юге — барьерной антиклинальной зоной на продолжении Анапского выступа, на юго-востоке — замыканием антиклинория Большого Кавказа.

Керченско-Таманский поперечный прогиб протягивается на 130–140 км при ширине до 50 км и глубине 5–6 км по подошве майкопа. Осадочное выполнение прогиба представлено в основном мощной толщей смятых в складки майкопских (олигоцен-нижнемиоценовых) глин и терригенными отложениями верхнего миоцена–плиоцена, на которых несогласно залегают четвертичные осадки. Формирование Керченско-Таманского прогиба как тектонического элемента началось на рубеже позднего эоцена — раннего олигоцена, т. е. около 33 млн л. н., в связи с началом формирования горно-складчатого сооружения Большого Кавказа [Афанасенков и др., 2007].

Для прогиба характерно развитие брахиантиклиналей субширотного простирания, выраженных в рельефе Керченского и Таманского полуостровов холмами с относительной высотой до 100 м [Баскакова, 2018]. Своды антиклиналей часто осложнены грязевыми сопками. Грязевые вулканы располагаются и в акватории Керченского пролива: в пределах продолжающихся антиклинальных структур Керченского и Таманского полуостровов [Шнюков и др., 1986].

Геологическое строение Керченского пролива несколько отличается от строения всей области. Керченский пролив имеет секущий характер [Геология шельфа..., 1981] по отношению к вышеперечисленным структурам. Очевидной причиной его пространственной локализации является наличие тектонически ослабленной зоны, подчеркнутой деятельностью палео-Дона.

В нижних домайкопских структурных этажах достаточно четко проявлены глубинные и региональные разломы, обусловившие конфигурацию и возникновение Керченского пролива [Геология шельфа..., 1981]. Для разрывной тектоники данной территории характерны два основных направления — субмеридиональное и широтное.

Достаточно четко трассируются древние, дорифейского заложения, Корсанско-Феодосейский и Ждановско-Керченский, Кальмиус-Джигинский глубинные разломы [Геология шельфа..., 1981]. Наряду с геофизическими признаками эти разломы имеют в

Керченско-Таманской области геологические выражение в верхнем неогеновом структурном этаже, проявляясь в развитии и локализации структур, в многочисленных мелких нарушениях, в смене литологического характера осадочных толщ неогена; в рельефе местности, в конфигурации берегов и речной сети. Ждановско-Керченский глубинный разлом предопределил развитие и оформление Керченского пролива.

Складчатые сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области едины и развиваются в общей обстановке сжатия на границе Скифской плиты со структурами Черноморской впадины, последовательно омолаживаясь с востока на запад [Трихунков и др., 2019].

Морфология поверхности дочетвертичных отложений в проливе носит отпечаток решающего воздействия палео-Дона, а к югу от пролива — палео-Дона и палео-Кубани [Геология шельфа..., 1981]. Один из рукавов последней оказал значительное влияние на формирование района Таманского залива. Керченский пролив в дочетвертичном срезе выглядит как довольно сложная палеодолина, коленообразно вытянутая с севера на юг. С запада к долине палео-Дона примыкают заложенные в разные моменты четвертичного времени долины притоков — Мелек-Чесме, Чурубаш, Тобечик и несколько более мелких; с востока — относительно крупная долина одного из рукавов Кубани.

На севере Керченского пролива, под северной половиной косы Чушка, отчетливо вырисовывается поперечный порог, воздымающийся примерно на 30 м над отметками дочетвертичного фундамента Азовского моря (около –60 м близ пролива) [Геология шельфа..., 1981]. В районе порога заметно уменьшается мощность четвертичных отложений. Центральная коленообразная часть пролива наиболее глубоко погружена (до –70 м). Здесь же развиты четвертичные отложения наибольшей мощности — до 50 м. От центральной части пролива поднятием до уровня –20 м отделяется Таманский залив, где подошва четвертичных отложений погружена до –60 м. Мощность осадочного четвертичного чехла в Таманском заливе достигает 40 м, а местами даже 55 м. На юге пролив перегорожен еще двумя сложными субширотными порогами. Один из них находится на профиле мыс Тузла — с. Героевское, другой южнее.

Западно-Кубанский краевой прогиб, расположенный к северу от Керченского и Таманского полуостровов, и которому также отвечает обширная Азово-Кубанская аккумулятивная равнина [Трихунков и др., 2019], наложен на эпигерцинскую Скифскую платформу и сформировался в олигоцен-неогеновое время. Породы основания платформы в пределах прогиба погружены на глубины от 4–8 км в краевых частях до 12–14 км вдоль его оси. Мощность антропогенового выполнения прогиба 5–6 км [Тектоника южного

обрамления..., 2009]. Прогиб асимметричен. Его пологий северный платформенный борт имеет уклон 1 градус в кровле и до 4 градусов в подошве майкопских отложений.

Далее на северо-восток Западно-Кубанский краевой прогиб сменяется Азовским валом — линейно вытянутым поднятием [Геология СССР, 1969], погребенным под осевой частью впадины Азовского моря. В виде пологой дуги, вытянутой в северо-северо-западном направлении. В основании вала находятся пермско-триасовые, триасовые или триас-юрские отложения на глубине от 100–500 до 1500 м, перекрытые с резким угловым несогласием отложениями майкопской серии (олигоцен-нижний миоцен), смятыми в пологую асимметричную антиклинальную складку. Мощность майкопской серии вдоль свода вала меняется в пределах от 200 до 300 м. На севере, в сторону Северо-Азовского прогиба, мощность отложений иногда возрастает до 1000 м, а на юг, в сторону Западно-Кубанского прогиба, до 2000–3000 м, иногда до 4000 м. Вал не выражен в отложениях, слагающих современную впадину Азовского моря.

Далее область палеопротерозойской простирается на участке архейско-протерозойской Восточно-Европейской платформы [Тектоника южного обрамления..., 2009], перекрытом рифейско-фанерозойским чехлом и переходящим на востоке в систему маньчских прогибов.

Маньчская зона прогибов занимает пограничное положение между древней Восточно-Европейской и молодой Скифской платформами [Тектоника южного обрамления..., 2009] и протягивается относительно узкой полосой вдоль долин рек Тузлова, Маньча, нижнего течения Кумы, располагаясь над южным бортовым уступом палеозойского грабена [Геология СССР, 1969]. Прогибы образовались вследствие тектонических подвижек по этому уступу в мезозое и кайнозое. В результате северные крылья прогибов оказались наложенными на палеозойскую складчатую систему Донбасса и фундамент кряжа Карпинского, а южные — на фундамент прилегающей предкавказской части Скифской плиты.

Поперечные воздымания расчленяют систему на ряд частных прогибов: Западно-Маньчский, Центрально-Маньчский, Восточно-Маньчский.

Западно-Маньчский прогиб характеризуется глубиной залегания фундамента от 1,0 км на западе до 3,0 км на востоке [Тектоника южного обрамления..., 2009]. Значительная часть прогиба выполнена отложениями верхней перми и триаса. К востоку располагается наиболее глубоко погруженный (около 3,5 км) Центрально-Маньчский прогиб, отделенный от первого поперечным Сальским валом. Для Центрально-Маньчского прогиба также характерна увеличенная мощность пермо-триаса. Тенденция к более интенсивному, относительно смежных территорий, погружению сохранялась и в позднем мелу, что привело к увеличению примерно в два раза мощности верхнего мела в его пределах.

Восточным ограничением Центрально-Маньчского прогиба служит Зундатолгинская седловина с глубиной залегания фундамента около 2,3 км [Тектоника южного обрамления..., 2009]. К востоку от нее происходит резкое (примерно в два раза) расширение системы Маньчских прогибов с дифференциацией на отдельные субпараллельные частные прогибы и валы.

Максимальные амплитуды новейших погружений в пределах прогибов составляют 100 м [Панина, 2020].

1.2. Геоморфологическая характеристика

Акватория древних проливов и примыкающие к ней территории охватывали обширные области низменных равнин с различными морфолого-генетическими характеристиками, входящие в состав Южнорусской геоморфологической провинции и провинции Крымско-Кавказских гор [Геоморфологическое районирование СССР, 1985]. Всего в пределах исследуемой территории располагается четыре геоморфологических области: Приазовско-Кубанская, Керченско-Таманская, Азовского моря и Прикаспийской низменности (рис. 2).

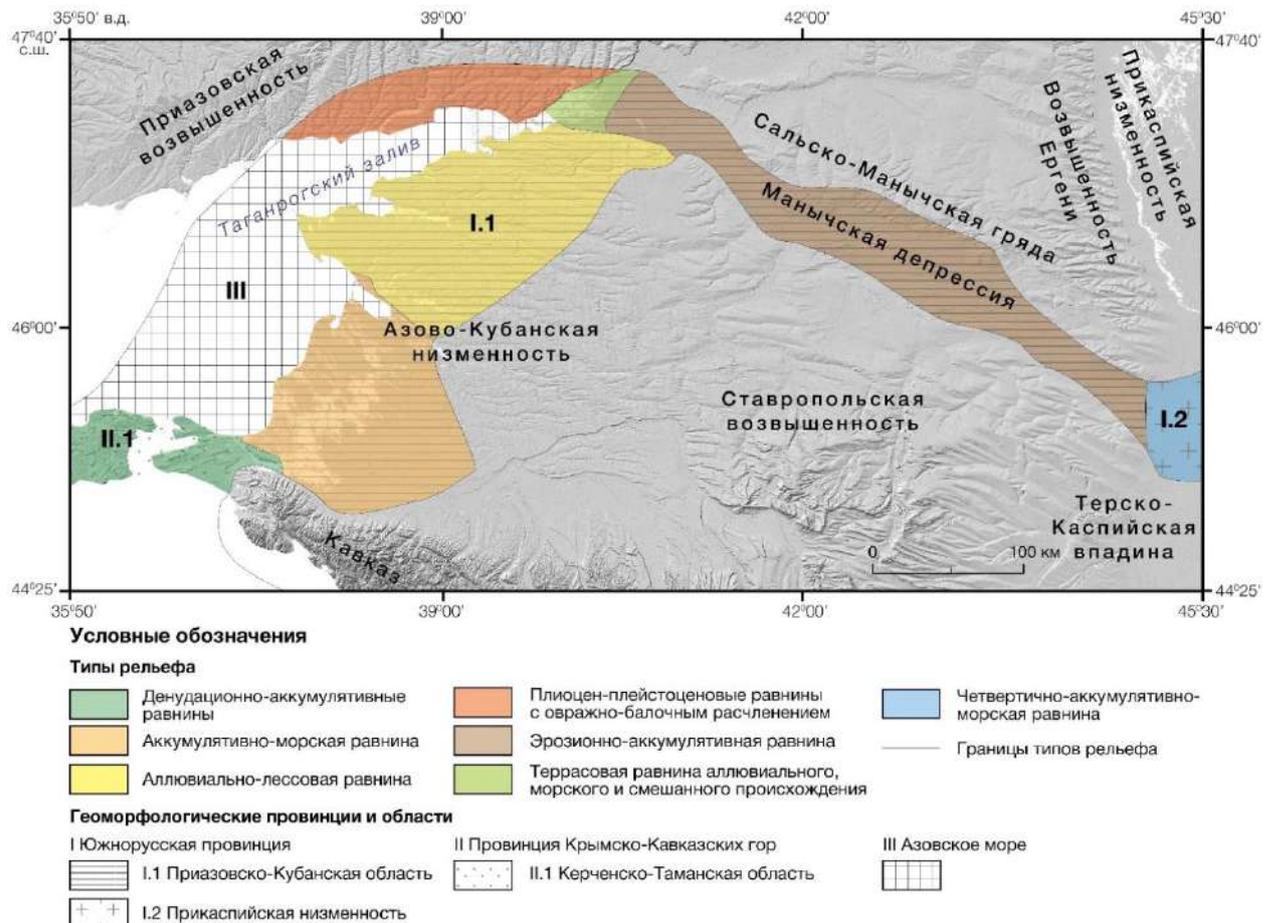


Рис. 2. Геоморфологическое районирование области позднелайстоценовых проливов Понто-Каспия. Составлено автором на основе [Геоморфологическое районирование СССР, 1985; Благоволин, 1960]

Керченский пролив, входящий в состав Керченско-Таманской области, имеет сложное строение: асимметричный поперечный профиль с наиболее глубокой частью на западе, протяженные аккумулятивные формы на востоке (о. Тузла, коса Чушка, отмели),

крупные заливы и бухты (Таманский залив, Динской залив, Керченская и Камыш-Бурунская бухты) [Игнатов, Чистов, 2003].

Максимальная глубина Керченского пролива в средней части составляет 8–9 м, самая широкая часть пролива расположена в его южной части и достигает 21,8 км при глубине до 19 м, наиболее узкая часть до строительства Крымского моста располагалась между м. Павловским и северной оконечностью косы Тузла и составляла 3,5 км. Средняя глубина Таманского залива не превышает 5 м.

Дно Керченского пролива слагают средне- и позднеголоценовые отложения (новочерноморские) [Геология шельфа..., 1981], а в наиболее глубокой части — преимущественно раннеголоценовые (древнечерноморские). По литологическому и гранулометрическому составу донные отложения пролива разнообразны: по периферии расположена полоса песчаных отмелей, местами разделяемая участками абразионных берегов. Пески слагают о. Тузла, косу Чушку, отдельные отмели. В более глубоких частях пролива донные осадки представлены мелкоалевритовыми и алеврито-глинистыми илами.

Берега пролива являются важным поставщиком взвешенного материала в его акваторию, т. к. сложены легко размываемыми породами, которые подвержены активно действующим экзогенным геоморфологическим процессам: береговой абразии и оползням [Багрий, 2008]. Основная часть оползней имеет абразионное происхождение, однако образование оползней усилилось благодаря влиянию техногенного воздействия.

На всем протяжении пролива его абразионно-бухтовые берега сложены породами неогена, майкопа и абразионно-оползневыми накоплениями с высотой клифов 10–20 м. В известняковых массивах развиты блоковые оползни и оползни выдавливания.

Западным берегом Керченского пролива является Керченский полуостров (рис. 3), а восточным — Таманский, оба полуострова также входят в Керченско-Таманскую геоморфологическую область.

Рельеф полуостровов схож и довольно однообразен и, как правило, характеризуется очень мягкими, постепенными переходами [Благоволин, 1960] и может быть охарактеризован в целом как денудационно-аккумулятивный из-за преобладающих двух категорий рельефа: холмисто-рядовых возвышенностей с абсолютными отметками поверхности преимущественно 100–150 м и плоских и пологоволнистых равнин с отметками поверхности в довольно широком диапазоне от 0 до 120 м.

Все типы рельефа первой категории представляют собой положительные морфоструктуры различного возраста и характера. Брахиантиклинальные гряды Таманского полуострова совпадают с чрезвычайно активными современными поднятиями; роль денудации в их формировании отходит на второй план. Моноклинальные гряды в

северной части Керченского полуострова выработаны в относительно древних (миоценовых) брахиантиклинальных структурах, в основном утративших тектоническую активность. На первое место здесь выступают структурно-литологические особенности, подчеркнутые процессами денудации.



Рис. 3. Акватория Керченского пролива в районе пересыпи Тобечикского озера (Керченский полуостров)¹

Вторая категория рельефа представлена равнинами различного типа: относительно приподнятыми и низменными. Наибольшую высоту (до 120 м) имеют денудационные равнины, лишённые, как правило, покрова рыхлых отложений. Они развиты на олигоценых складчатых структурах, денудированных и не выраженных в современном рельефе, к этой же группе принадлежат относительно древние пластовые морские равнины с отметками поверхности до 100 м, приуроченные к миоцен-плиоценовым мульдам. Современное гипсометрическое положение этих равнин обусловлено умеренными плиоцен-четвертичными поднятиями, охватившими значительные территории.

Ко второй группе принадлежат аккумулятивные низменные равнины с отметками поверхности до 5 м. Все они приурочены к молодым мульдам, испытывающим интенсивное современное погружение. На Таманском полуострове это погружение компенсируется преимущественно речной аккумуляцией, на Керченском полуострове — морской.

Азовское море занимает пологую впадину — часть эпигерцинской Скифской плиты. Максимальная глубина (центральная часть) — 14 м, средняя — 8,5 м [Геоморфологическое районирование СССР, 1985]. С наступления валдайского оледенения, сопровождавшегося

¹ Фотографии и схемы размещенные без указания ссылки на источник сделаны/составлены автором диссертации

регрессией Мирового океана, и до голоцена в этом регионе моря не было, господствовал субаэральный режим осадконакопления, оставивший после себя толщу континентальных суглинков, на кровле которых залегают современные морские осадки. Рельеф дна Азовского моря характеризуется выровненностью, достигнутой в результате погребения мелких неровностей кровли континентальных верхнеплейстоценовых суглинков под толщей морских осадков (мощность 30–40 м). Толща формируется из компонентов аллювиального (выносы Кубани и Дона) и абразионного происхождения.

Севернее фарватер древних проливов проходит по дну Таганрогского залива — крупнейшего залива Азовского моря, протянувшегося с востока (от устья Дона) на запад на 120 км при ширине от 21 км в районе Таганрога до 54 км вблизи выхода в Азовское море [Маев и др., 2009]. Залив мелководный, глубина в пределах большей его части не превышает 5–7 м. Ложбина залива — непосредственное продолжение на запад долины нижнего течения Дона, что подчеркивает их генетическую связь.

В геоморфологическом отношении территория, прилегающая к Таганрогскому заливу, относится к Приазовско-Кубанской области и состоит из трех районов [Маев и др., 2009]. Первый район — Северное Приазовье, где развиты плиоцен-плейстоценовые равнины с овражно-балочным расчленением, в прибрежной части сменяющиеся аккумулятивными аллювиальными и морскими равнинами. Последние образованы комплексом высоких плейстоценовых террас и протягиваются узкой полосой вдоль северного берега залива, их ширина составляет 2–3 км, а в районе Таганрога — до 7–8 км. В этом районе преобладают абразионно-обвальные берега высотой клифа до 35–40 м, чередующиеся с аккумулятивными косами. Береговой уступ сильно расчленен оврагами и балками, а наличие висячих русел свидетельствует о большой скорости абразии.

Второй район — Восточное Приазовье. Здесь развиты плиоцен-плейстоценовые аккумулятивные равнины, формировавшиеся в условиях устойчивого погружения. Овражно-балочная сеть развита слабо; речные долины врезаны неглубоко, а уклоны речных русел невелики. К югу от Таганрогского залива поверхность имеет высоту не более 50 м и входит в состав аллювиально-лессовой Азово-Кубанской низменности. У берега низменность переходит в поверхность морских террас, обрывающихся к заливу абразионными и абразионно-обвальными берегами. Небольшие участки аккумулятивных берегов образованы скоплениями ракуши.

Третий район — дельта Дона и его притоков. К ней приурочена террасовая равнина аллювиального, морского и смешанного происхождения, сложенная двумя надпойменными террасами и поймой. Ширина пойменной равнины Дона достигает 12–15 км, отметки поверхности колеблются от 0,5 м в устье до 12 м в районе Цимлянского водохранилища.

Таганрогский залив имеет эрозионное происхождение и представляет собой долину крупной реки — Прадона, расширенную абразионными и склоновыми процессами.

На востоке нижняя часть долины р. Дон переходит в эрозионно-аккумулятивную Манычскую депрессию. В морфологии Манычской депрессии различаются низменная равнина и речная долина Западного и Восточного Манычей — молодая эрозионно-аккумулятивная форма, расположенная в осевой части ложа депрессии [Свиточ, 2014]. Ее глубина относительно смежных возвышенностей Ергеней и Ставрополя составляет около 180 м. Склоны низменности асимметричные, более крутые на севере, к Ергеням. И относительно пологие на юге, к Ставропольской возвышенности. Склоны сложены разнообразными неогеновыми породам, от сарматского до апшеронского возраста, и, за редкими исключениями, закрыты мощным (до 20 м и более) делювиальным чехлом субэаральных лессовидных пород, прорезанных множеством мелких эрозионных форм.

Поверхность низменности террасирована. Насчитывается до пяти террас [Свиточ и др., 2010], среди которых: раннебакинская, позднебакинская, древнеэвксинская, буртасская и раннехвалынская.

Характерные элементы рельефа Маныча — вытянутые в широтном направлении гряды и разделяющие их понижения [Попов, 1983; Свиточ, 2014]. Гряды сосредоточены в основном в обширной Маныч-Гудиловской впадине (рис. 4). Она расположена между устьями рек Егорлык и Калаус, имеет протяженность около 200 км и ширину более 50 км. Особенно много гряд в ее западной части, непосредственно вокруг оз. Маныч-Гудило. Здесь они прослеживаются на двух уровнях: высоком буртасском (до 50 м отн. высоты) и низком хвалынском (менее 30 м). Средняя длина гряд 5–6 км, ширина — около 800–900 м, абсолютная высота изменяется от 18 до 52 м (в среднем 32–35 м), относительная — от 4 до 31 м.

Восточнее количество гряд уменьшается, они «вытягиваются» (до 25 км) и повторяют направления современных и древних рек и озерно-лиманных протоков. Еще восточнее, до устья р. Калауса, гряды единичны, а в верховьях р. Восточного Маныча уже отсутствуют.

Врезы (палеоврезы) — формы рельефа, созданные эрозионными и абразионными процессами. В Манычской депрессии они многочисленны, разнообразны по морфологии, возрасту и происхождению [Свиточ, 2014]. Врезы разделяются на две большие группы: двусторонние, образованные преимущественно донной (глубинной) эрозией речных систем и протоков древних проливов, и односторонние, подрезающие борта впадины и берега палеоводоемов (проток, эстуариев, заливов).

Древние врезы прослеживаются по всей толще плейстоценовых отложений Маныча. Наиболее крупные из них приурочены к нижним (ранний–средний плейстоцен) стратиграфическим горизонтам [Свиточ, 2014]. Это объясняется более продолжительным

функционированием древних проливов по сравнению с молодыми (поздний плейстоцен) или их большим масштабом.



Рис. 4. Грядовый рельеф центральной части Манычской депрессии

В рельефе Манычской депрессии отчетливо выделяются два порога, разделяющих депрессию на западную, центральную и восточную части: поднятие Зунда Толга и Сальский вал. Эти пороги неоднократно служили препятствием для перетока вод каспийских трансгрессий в Азово-Черноморский бассейн и вод черноморских трансгрессий в Каспий [Свиточ, Макшаев, 2012]. Поднятие Зунда Толга — это узкая (2–15 км) гряда высотой 26 м в днище долины Восточного Маныча [Свиточ, 2010] с крутыми бортами, маркируется выходами на дневную поверхность нижнесарматских известняков. Сальский порог гипсометрически не выражен, маркируется участком крутого днища Манычской депрессии и резкого (до 90°) излома основного русла долины р. Западный Маныч.

На востоке Манычская депрессия открывается в северо-западный сектор аккумулятивно-морской Прикаспийской низменности. Абсолютные высоты низменности здесь расположены в интервале от –28 до 50 м. В четвертичное время она испытала обширные трансгрессии Каспийского моря [Геоморфологическое районирование СССР, 1985]. Рельеф области равнинный, аккумулятивно-морского происхождения времени позднеплейстоценовых трансгрессий (хвалынских), на большой площади переработанный флювиальными и эоловыми процессами.

1.3. Физико-географическая характеристика района исследований

Район исследования охватывает несколько различных по характеристикам территорий, входящих в состав южной физико-географической области [Макунина, 1985]: Керченско-Таманскую зону, включающую в себя Керченский, Таманский полуострова и

Керченский пролив, Кубанско-Приазовскую низменность, а также Манычскую депрессию и северо-западный сектор Прикаспийской низменности.

В общих чертах южная область характеризуется высокой теплообеспеченностью, низким атмосферным увлажнением, местами острым дефицитом влаги, высоким радиационным балансом (около 55 ккал/см²/год), малым количеством осадков от 300 мм на западе до 200 мм на востоке [Макунина, 1985]. Ниже особое внимание уделено рассмотрению физико-географических характеристик ключевых звеньев цепи палеопроев — Керченско-Таманской зоны и Манычской депрессии.

1.3.1. Керченско-Таманская область

Керченский пролив. Керченский пролив — типичный мелководный нестратифицированный пролив, в котором водообмен осуществляется попеременно из одного моря в другое. Внутригодовой ход уровня воды в Керченском проливе и предпроливных районах Черного и Азовского морей имеет хорошо выраженную сезонную изменчивость, с максимумом в июне и минимумом в октябре, что связано с режимами впадающих в бассейны рек и режимом испаряемости [Гидрология дельты..., 2010]. Общая площадь пролива 805 км². Объем воды 4,56 км³.

Пролив расположен в южной части умеренного климатического пояса с преобладанием циклонического типа циркуляции умеренных (континентальных и морских) воздушных масс [Гидрометеорология..., 1991]. Зимой заметно влияние отрога Азиатского антициклона: возникают устойчивые северо-восточные ветры, приносящие холодный и относительно сухой воздух умеренных широт. Ослабление отрога Азиатского антициклона приводит к развитию циклонической деятельности. С циклонами поступает на Черное море воздух с Атлантического океана, обуславливая осадки, повышение температуры воздуха и шквальные ветры. Нередко зимой из бассейна Средиземного моря юго-западными ветрами приносится тропический воздух, он всегда теплый с повышенным содержанием влаги.

Летом увеличивающаяся инсоляция приводит к возрастанию радиационного фактора формирования погоды и уменьшению ее изменчивости. Господствующим является антициклональный тип циркуляции воздушных масс. Отрог Азорского антициклона распространяется на эту часть моря, обуславливая устойчивую ясную и теплую погоду.

Средняя температура воздуха в январе 0–3°C, в июле — 22–24°C. Средняя облачность достигает 60% с максимумом зимой и минимумом летом. Средняя влажность воздуха зимой составляет 84–89%, летом 60–69%. Среднегодовое количество осадков изменяется от 300 до 450 мм.

Основная роль в формировании поля течений в Керченском проливе принадлежит ветру, господствующему над акваторией Черноморско-Азовского бассейна и самим проливом, разности уровней на концах пролива, которые обусловлены нагонами и различием в пресном

балансе Черного и Азовского морей. Перераспределение масс воды внутри пролива связано с особенностями морфометрии и с изменениями ветровых условий непосредственно над проливом. В Керченском проливе выделяется три типа течений [Гидрометеорология..., 1991]: устойчивое азовское, устойчивое черноморское, смешанное. Преобладающий перенос вод в проливе отмечается из Азовского моря (47%) в Черное при ветрах северных направлений. При южных ветрах развивается, как правило, черноморский тип течения (38%).

Лед в Керченском проливе появляется ежегодно. Наиболее ледовитыми являются северная часть пролива (до косы Тузла) и Таманский залив [Рябцев, 2005]. Соленость вод Керченского пролива и прилегающих акваторий имеет среднее значение в диапазоне 16–17‰ [Фащук, Петренко, 2008].

Современная фауна двустворчатых моллюсков Керченского пролива. Расселение моллюсков определяется множеством факторов, среди которых основными являются географическая зональность, вертикальная зональность, соленость и температура воды, состав грунтов, гидродинамика вод и скорость осадконакопления.

Современная акватория Керченского пролива имеет довольно неблагоприятные условия для развития бентоса [Невесская, 1965]: малые глубины, непостоянные течения, вызывающие резкие смены солености, значительное зимнее охлаждение. Южная половина пролива находится под влиянием черноморских вод, а северо-западная — под влиянием азовских вод.

В Керченском проливе выделяются следующие биоценозы по систематике Л. А. Невесской [1965]: 1) *Chione*, расположенный в южной части на глубинах 5–15 м на илисто-песчаных грунтах с ракушей, часто совместно встречаются *Parvicardium exiguum*, *Paphia*, *Spisula*; 2) *Parvicardium exiguum*, включающий ассоциации: а) *Cerastoderma glaucum* — *Mytilus*; б) *Cerastoderma glaucum* — *Lentidium mediterraneum* — *Parvicardium exiguum* в средней части пролива и в) *Cerastoderma glaucum* — *Lentidium mediterraneum*; г) *Lentidium mediterraneum*; д) *Cerastoderma glaucum* — *Lentidium mediterraneum* — *Abra segmentum* в северной части пролива.

По результатам исследования донных сообществ Керченского пролива в 2010 году было обнаружено 15 видов двустворчатых моллюсков [Фащук и др., 2012]: *Cerastoderma glaucum*, *Chamelea gallina*, *Anadara inaequalvis*, *Parvicardium exiguum*, *Polititapes aureus*, *Mytilus galloprovincialis*, *Acanthocardia paucicostata*, *Modiolus adriaticus*, *Spisula subtruncata*, *Abra segmentum*, *Flexopecten glaber*, *Gouldia minima*, *Abra nitida*, *Gastrana fragilis*, *Pitar rudis*.

В таблице 1 представлены некоторые виды, которые были обнаружены автором в пределах современной акватории Керченского пролива (рис. 5), а также их экологические предпочтения.

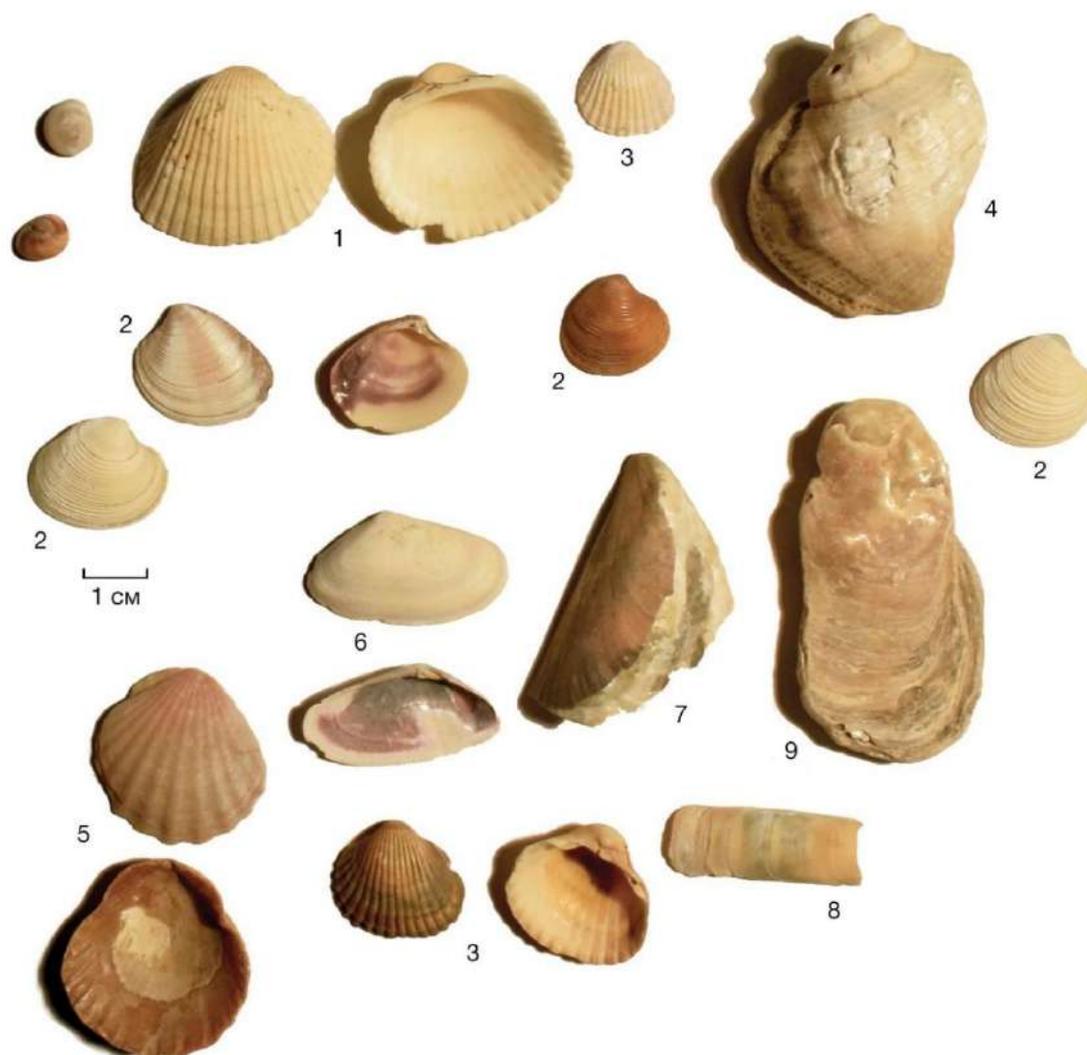


Рис. 5. Раковины некоторых видов моллюсков, обитающих в акватории Керченского пролива: 1. *Anadara inaequalis*; 2. *Chamelea gallina*; 3. *Cerastoderma glaucum*; 4. *Rapana venosa*; 5. *Flexopecten glaber*; 6. *Donax trunculus*; 7. *Mytilus galloprovincialis*; 8. *Solen vagina*; 9. *Ostrea edulis*

Ландшафты Керченского и Таманского полуостровов. На Керченском полуострове распространены южные черноземы, отчасти солонцеватые, и каштановые, нередко засоленные почвы. Господствует степная растительность (от разнотравной злаковой до сухой ковыльно-полынной), но на возвышенных каменистых участках, лучше увлажненных северных склонах, а также по долинам и балкам, нередко заросли кустарников. Реки имеют паводочный режим [Макунина, 1985] — повышенные расходы зимой и весной. В их питании значительна доля подземного стока. Некоторые короткие реки летом почти пересыхают, но в ливень могут превратиться в бурный поток.

В синклинальных понижениях Таманского полуострова между грядами располагаются лиманы, сухие межгрядовые участки представляют собой главные сельскохозяйственные угодья полуострова. В естественном состоянии большая часть территории еще недавно была занята ковыльными и ковыльно-разнотравными степями на черноземных почвах.

Таблица 1. Некоторые виды современной фауна двустворчатых моллюсков Керченского пролива и ее экология. Экологические характеристики указаны по данным [Невесская, 1965; Анистратенко, 2011; Янина, 2012]

№	Вид	Соленость, ‰	Температура	Отношение к недостатку кислорода	Грунт
1	<i>Abra segmentum</i> (Récluz, 1843)	Эвригалинные	Умеренно теплолюбивые	Хорошо переносят дефицит кислорода	Илистые и илисто-песчаные грунты
2	<i>Acanthocardia paucicostata</i> (G. B. Sowerby II, 1834)	≥14	Умеренно теплолюбивые	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Илистые и илисто-песчаные грунты
3	<i>Anadara inaequivalvis</i> (Bruguière, 1789)	Эвригалинные	Эвритермные	Хорошо переносят дефицит кислорода	Не требовательны
4	<i>Parvicardium exiguum</i> (Gmelin, 1791)	Эвригалинные	Довольно холодолюбивые	Практически не живут в условиях дефицита кислорода	Илистые, илисто-песчаные, песчаные, ракушечные грунты, часто с растительностью
5	<i>Cerastoderma glaucum</i> (Bruguière, 1789)	Эвригалинные	Довольно холодолюбивые	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Илистые и илисто-песчаные грунты
6	<i>Flexopecten glaber</i> (Linnaeus, 1758)	30±9	Относительно теплолюбивые	Не выносят	Плотные ракушечные, илисто-песчаные с примесью ракуши, крупнопесчано-галечные грунты
7	<i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus, 1758)	Эвригалинные	Довольно холодолюбивые	Практически не живут в условиях дефицита кислорода	Илисто-песчаные и песчаные грунты
8	<i>Lentidium mediterraneum</i> (O. G. Costa, 1830)	Эвригалинные	Эвритермные	Не выносят	Песчаные, илисто-песчаные, песчано-ракушечные грунты
9	<i>Varicorbula gibba</i> (Olivieri, 1792)	18–30	Довольно холодолюбивые	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Плотные ракушечные, илисто-песчаные с примесью ракуши, крупнопесчано-галечные грунты
10	<i>Donax trunculus</i> (Linnaeus, 1758)	10–18	Умеренно теплолюбивые	Не выносят	Песчаные грунты

11	<i>Irus irus</i> (Linnaeus, 1758)	Эвригалинные	Относительно теплолюбивые	Не выносят	Плотные ракушечные, илесто-песчаные с примесью ракуши, твердые скалистые и каменистые грунты
12	<i>Modiolus adriaticus</i> (Lamarck, 1819)	17–18	Довольно холодолюбивые	Не выносят	Ракушечные, уплотненные илесто-песчаные грунты, гравий, крупный песок с растительностью, тонкопесчаные, на рыхлые илесто-песчаные, илистые грунты
13	<i>Kurtiella bidentata</i> (Montagu, 1803)	15–18	Довольно холодолюбивые	Отношение к содержанию кислорода неизвестно	Плотные ракушечные, илесто-песчаные с примесью ракуши, крупнопесчано-галечные грунты
14	<i>Mytilus galloprovincialis</i> (Lamarck, 1819)	25±13	Умеренно теплолюбивые	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Плотные ракушечные, илесто-песчаные с примесью ракуши, твердые скалистые и каменистые грунты
15	<i>Ostrea edulis</i> (Linnaeus, 1758)	>13	Довольно холодолюбивые	Практически не живут в условиях дефицита кислорода	Плотные ракушечные, илесто-песчаные с примесью ракуши, твердые скалистые и каменистые грунты
16	<i>Paphia discrepans</i>	27±12	Неясно	Отношение к содержанию кислорода неизвестно	Илистые, илесто-песчаные, песчано-ракушечные, песчаные, илесто-ракушечные грунты
17	<i>Polititapes aureus</i> (Gmelin, 1791)	27±12	Неясно	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Илистые, илесто-песчаные и песчаные грунты
18	<i>Solen vagina</i> (Linnaeus, 1758)	Умеренно эвригалинные	Довольно холодолюбивые	Не выносят	Песчаные грунты
19	<i>Spisula subtruncata</i> (da Costa, 1778)	>12	Довольно холодолюбивые	Могут переносить некоторый дефицит кислорода	Илистые, илесто-песчаные и песчаные грунты

Средняя температура января — $-1,5^{\circ}\text{C}$, июля — $+23,5^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков 300–400 мм. Климат степной умеренно континентальный с неустойчивым увлажнением. Количество осадков 350–430 мм/год, средняя температура января — $+2^{\circ}\text{C}$, июля — $+26^{\circ}\text{C}$.

1.3.2. Кубано-Приазовская низменность

Кубано-Приазовская низменность (севернее долины нижней Кубани) характеризуется высотами в диапазоне от 0 до 150 м. Поверхность Кубано-Приазовской низменности покрыта лессовидными суглинками и глинами мощностью до 50 м [Мильков, Гвоздецкий, 1976]. Низкая, почти идеальная равнина средней и западной части Кубано-Приазовской низменности имеет совсем сглаженные формы рельефа. Долины рек врезаны слабо, на ровных пространствах междуречий встречаются лишь небольшие понижения — стоковые ложбины и плоские западины. На западе низменности находятся приазовские лиманы — затопленные морем устье рек, озера и обширные плавни — болотистые пространства, образовавшиеся в результате отчленения и заноса заливов и лиманов морскими и речными осадками.

Климат умеренно-континентальный с неустойчивым увлажнением. Лето очень теплое (средняя температура июля $21-24^{\circ}\text{C}$), зима умеренно холодная (средняя январская температура от -2°C до -5°C), но случаются морозы до 30°C . Снежный покров неустойчивый.

На Кубано-Приазовской низменности осадков за год выпадает 450–600 мм. Максимум осадков почти всюду приходится на июнь–июль, а конец лета нередко засушливый. Исключение составляет Таманский полуостров, где максимальное количество осадков наблюдается поздней осенью и зимой.

На западе Кубано-Приазовской низменности у побережья Азовского моря распространены остаточные карбонатные черноземы, возникновение которых связывают с процессами осушения и остепнения приморских лугово-болотных почв.

1.3.3. Манычская депрессия

Депрессия Маныча представляет собой обширную слаборасчлененную низменную равнину (рис. 6), вытянутую с северо-запада от устья Дона на юго-восток до Северного Прикаспия более чем на 400 км [Свиточ, 2010]. Ее ширина между Южными Ергеням, Сальско-Манычской грядой и склонами Ставропольской возвышенности составляет 30–50 км. У Сальского поднятия и структуры Зунда Толга низменность сужается до 15–20 км.

Днище депрессии занято системами заболоченных долин Западного и Восточного Манычей, а также частично заросшими и засоленными реликтово-лиманскими озерами [Свиточ, 2010]. Наиболее крупное озеро — Озеро Маныч — мелководный реликтовый водоем морского происхождения [Санджиева, 2009]. В западной части депрессии в долине реки Западного Маныча расположены Веселовское, Пролетарское и др. водохранилища.

В естественных условиях оз. Маныч находилось до 1934 года. Питание озера осуществлялось за счет впадающих в него рек Западный Маныч, Калаус, Большой Егорлык, Джали, Хар-Зуха и Улан-Зуха. В редкие многоводные периоды длина озера достигала 160 км, ширина 12–14 км, глубина — 5,5 м, а минерализация 42‰ [Санджиева, 2009]. В засушливые летние месяцы озеро во многих местах пересыхало.



Рис. 6. Манычская депрессия в районе п. Зунда Толга

В статье 1903 года, посвященной исследованию Манычской депрессии, В. В. Богачев характеризует оз. Маныч как «сильно соленое» и перечисляет обитающие в нем виды моллюсков: *Anodonta mutabilis* C., *Unio pictorum* L., *Dreissena polymorpha* v. Bened., *Paludina vera* F., *Bythinia ventricosa* G., *Limnaea stagnalis* L., *Neritina fluviatilis* L.

В настоящее время оз. Маныч является частью Пролетарского водохранилища. Главными поставщиками воды в озеро являются реки Егорлык и Калаус. Минерализация совершает колебания в диапазоне 40–56‰ в зависимости от количества выпущенной пресной воды через Ново-Манычскую дамбу [Булышева и др., 2018], в центральной части озера находятся пятна сероводородного заражения. Дно и берега водоема сложены плотными солоносыми глинами [Булышева и др., 2018]. Донная фауна, населявшая водоемы Манычской депрессии до начала перестройки гидрографической сети, фактически не изучалась [Булышева и др., 2018].

Современная фауна озера [Труды Государственного заповедника..., 2002] в целом обеднена из-за резкого повышения минерализации и летних заморозов в 60–70-х годах. В период 2007–2011 гг. был обнаружен лишь один вид моллюсков — гастропода *Hydrobia acuta* [Булышева, 2013], который сегодня имеет пульсирующую популяцию. Однако на отмелях

озера в р-не о. Водного автором в 2020 году были обнаружены еще и раковины двустворчатых моллюсков *Unio* sp. (рис. 7).

Ландшафты депрессии представлены низменными сухими степями: на западе ковыльно-типчаковые, к юго-востоку переходящие в пустынные полынно-злаковые. Почвы на большей части территории черноземные и каштановые. Естественная растительность практически полностью преобразована. Распаханность земель достигает 60–70%, а местами и до 90% [Базелюк, 2007].



Рис. 7. Раковина двустворчатого моллюска *Unio* sp.

Климатические условия Манычской депрессии резко континентальные, с количеством атмосферных осадков 200–300 мм [Ташнинова и др., 2006] и со сравнительно высокой температурой воздуха в теплый период и большой величиной испарения [Базелюк, 2007]. Максимальная температура воздуха летом достигает +40–43°C, минимальная зимой – 35°C [Агроклиматические ресурсы..., 1974]. Температура воздуха с запада на восток увеличивается, а количество атмосферных осадков уменьшается. В районе озера Маньча наблюдаются каштановые и светло-каштановые почвы, солонцы. На участках с каштановыми почвами произрастают ковыльные, типчаково-ковыльные и разнотравно-ковыльные группы растений, на солонцах — однолетниково-полынные и белополынные группировки [Ташнинова и др., 2006].

1.3.4. Северо-западный сектор Прикаспийской низменности

Прикаспийская низменность, а в частности ее северо-западный сектор, характеризуется невыраженной расчлененностью на долины и водоразделы [Мильков, Гвоздецкий, 1976]. Последнему обстоятельству способствует сухой континентальный климат и почти полное отсутствие поверхностного стока. Средние температуры января в р-не –10°C, июля — до +24°C. Атмосферных осадков выпадает до 350 мм, что намного ниже испаряемости, которая достигает местами 800 мм. Северо-западный Прикаспий — это

низменная аккумулятивно-морская преимущественно глинистая засоленная равнина [Исаченко, 1985], характеризуется плоской или волнистой поверхностью, сложенной засоленными морскими четвертичными глинами, суглинками, реже песком. Почвенно-растительный покров обычно представлен комплексом биурчиново-полынных, итсечеково-полынных группировок на солонцеватых почвах, чернополынных и биюргуново-полынных на солонцах или солянок на солончаках. Последние занимают наибольшие площади в низкой прибрежной полосе. Солончаки нередко переходят в приморские лугово-солончаковые равнины с солянково-тростниковыми зарослями или галофитными лугами. Местами встречаются засоленные пески, которые подвержены перевеванию, или днища бессточных озер, возможно, остаточного-дельтового или реликтово-лиманного происхождения.

ГЛАВА 2. АНАЛИЗ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ФУНКЦИОНИРОВАНИИ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

История изучения связи Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов берет начало в XVIII веке: академик П. С. Паллас [1788] впервые высказал предположение, что Манычская депрессия когда-то могла быть «каналом», соединяющим берега древних морей. Спустя почти 70 лет о возможном существовании древнего пролива писал и академик К. М. Бэр [1856]. Первым подтвердить предположения предшествующих естествоиспытателей находками раковин черноморских и каспийских моллюсков удалось Н. Я. Данилевскому в 1869 году.

В начале XX века изучением биостратиграфии плейстоценовых отложений Манычской депрессии по буровым материалам занимались В. В. Богачев, К. И. Лисицын, Ф. Ф. Голынец. В результате анализа малакофаунистических комплексов вскрытых отложений были впервые описаны горизонты со средиземноморской фауной [Богачев, 1903, 1910], составлены стратиграфические схемы позднего плейстоцена [Лисицын, 1932] и всего четвертичного периода [Голынец, 1932] Манычской депрессии, были выделены нижнекаспийские, карангатские, верхнекаспийские и новейшие отложения.

Основы стратиграфии донных осадков Керченского пролива заложены Н. И. Андрусовым [1926] по результатам анализа 28 скважин глубиной до 47,5 м, пробуренных в 1916–1917 гг. в акватории Керченского пролива для обоснования проекта железнодорожного моста. Н. И. Андрусов выделил чаудинские, эвксинские, тирренские и современные отложения, вмещающие одноименные фаунистические комплексы.

Позднее изучением отложений системы древних проливов занимались многие выдающихся исследователи [Архангельский, Страхов, 1938; Громов, 1948; Горецкий, 1955; Попов, 1977, 1983; Федоров, 1963, 1978; Муратов, 1960; Невеская, 1963, 1965; Геология шельфа..., 1981; Zubakov, 1988; Янко и др., 1990; Свиточ, 2009; Янина, 2001, 2012; Чепалыга, 2005; Бадюкова, 2011, 2015; и др.], работы которых были посвящены как четвертичной истории всего Понто-Каспийского региона, так и отдельных его звеньев.

Ниже представлен обзор представлений по крупным этапам в истории развития региона, где в позднем плейстоцене (~130,0–11,7 тыс. л. н.) функционировали древние проливы Понто-Каспия.

Карангатско-хазарский (гурканский) этап. В начале позднего плейстоцена (МИС 5) в пределах современного Азово-Черноморского бассейна синхронно с межледниковой трансгрессией мирового океана развивалась карангатская трансгрессия.

Первым изучил отложения карангатского бассейна Н. И. Андрусов [1905], назвав их тирренскими по аналогии с одновозрастными террасами Средиземного моря. По результатам малакофаунистического анализа Н. И. Андрусов выделил 13 видов средиземноморских

моллюсков, ныне не обитающих в Черном море, на основании чего сделал вывод, что температура и соленость воды были выше. Позднее подавляющее большинство исследователей [Федоров, 1963, 1978; Невеская, 1965; Арсланов и др., 1972; Геология шельфа..., 1981; Янко и др., 1990; Шелкопляс и Христофорова, 2007; Свиточ, 2009; Янина, 2012 и др.] также охарактеризовали карангатский бассейн как самый теплый и полноводный бассейн позднего плейстоцена с соленостью воды, значительно превышающей соленость современного Черного моря.

Отложения карангатской трансгрессии встречаются в естественных береговых обнажениях Болгарии, Восточного Крыма, Тамани, Кавказа, Турции, скважинами вскрыты на шельфах Черного и Азовского морей, в устьевых областях крупных рек, в акватории Керченского пролива и в западной части Колхидской низменности.

Несмотря на то, что карангатским отложениям было дано название по мысу Карангат, где А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым [1938] был выделен стратотип, еще Н. И. Андрусовым [1905] было установлено, что наиболее полная последовательность осадков карангатской трансгрессии вскрывается в разрезе Эльтиген, расположенном на западном побережье Керченского пролива. Этот разрез в дальнейшем был неоднократно изучен и большинство палеогеографических заключений о развитии карангатской трансгрессии дано на основе анализа его отложений.

Развитие карангатской трансгрессии проходило не линейно, а с трансгрессивно-регрессивными фазами, что отражено в фациальной и фаунистической изменчивости ее осадков.

П. В. Федоров [1963, 1978] на основе анализа береговых обнажений и кернов скважин, пробуренных в Керченском проливе, разделял карангатскую трансгрессию на два этапа (рис. 8), указывая на несогласие внутри карангатских слоев и наличие двух террас как на Кавказском побережье Черного моря, так и на побережьях Средиземного моря. В составе фауны отмечал следующие характерные виды: *Parvicardium exiguum*, *Acanthocardia tuberculata*, *Cerastoderma glaucum*, *Ostrea edulis*, *Maetra stultorum*, *Mytilus galloprovincialis*, *Varicorbula gibba* и др.

Л. А. Невеская [1965] по результатам малакофаунистического анализа отложений стратотипического разреза Эльтиген выделила три фазы карангатской трансгрессии: 1) тобечикскую, с достаточно бедной фауной морских моллюсков, которые встречаются в Черном море и в настоящее время (*Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Paphia senescens*, *Chamelea gallina*, *Donax venustus*, *Ostrea edulis*); 2) карангатскую, соленость и температура бассейна достигла своего максимума, а 25% фауны составляли средиземноморские солонолюбивые виды, отсутствующие в современном Азово-Черноморском бассейне (*Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Paphia senescens*, *Chamelea gallina*, *Donax venustus*, *Ostrea edulis*, *Spisula subtruncata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mimachlamys varia*, *Flexopecten glaber*, *Maetra*

stultorum и др.); 3) тарханкутскую, отражающую постепенное понижение солености и обмеление моря с обедненной фауной (*Ostrea edulis*, *Spisula subtruncata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*, *Parvicardium exiguum*, *Paphia senescens* и др.).



Рис. 8. Схематический геологический разрез через Керченский пролив (по материалам бурения Гидропроекта в 1971–1976 гг.). Составлено автором на основе [Федоров, 1978]

Е. Ф. Шнюков и Ю. И. Иноземцев [Геология шельфа..., 1981] на основе буровых данных по Керченскому проливу, как и Л. А. Невеская, выделили три горизонта карангатских отложений: ниже- и два верхнекарангатских (ранний и поздний), но по другому принципу. Нижнекарангатский горизонт, в их представлении, представлен в отложениях Керченского пролива лиманно-морским комплексом с представителями эвригалинной фауны средиземноморских моллюсков; в раннем верхнекарангатском горизонте лиманные виды пропадают, а отложения позднего верхнекарангатского горизонта содержат средиземноморскую солонолюбивую фауну (*Paphia senescens*, *Acanthocardia tuberculata* и др.) — этому горизонту отвечают песчаные отложения, вскрывающиеся в разрезе Эльтиген.

В. В. Янко с соавторами [1990], интерпретируя данные микрофаунистического и литологического анализов разреза Эльтиген, определила три комплекса отложений: 1) лиманный (тобечикский), который отвечает началу трансгрессии, когда на месте оз. палео-Тобечик образовалась лагуна, еще не постоянно связанная с морем; 2) карангатский комплекс, в свою очередь подразделяющийся на три подкомплекса: раннекарангатский, среднекарангатский (максимум трансгрессии), верхнекарангатский и 3) героевский (тарханкутский), где полностью пропадают виды фораминифер, не обитающие в современном Черном море.

Т. А. Янина [2012], обобщив результаты анализа новейших отложений региона, вскрытых как в береговых обнажениях, так и скважинами, выделила две фазы осадконакопления: карангатскую и тарханкутскую, разделенные перерывом, которые, по ее мнению, соответствуют трансгрессивным стадиям. Карангатский комплекс подразделяется на тобечикский и, собственно, карангатский подкомплексы, связанные постепенным переходом. Тобечикский подкомплекс включает виды, свойственные для Черного моря в настоящее время (*Cerastoderma*

glaucum, *Abra segmentum*, *Paphia senescens*), карангатский подкомплекс наряду с вышеуказанными содержит средиземноморские виды, которые сейчас в Черном море отсутствуют (*Acanthocardia tuberculata* и др.) — эти отложения вскрываются в береговых обнажениях. Тарханкутский комплекс представлен бедным видовым составом (*Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum*) и относится к заключительным фазам карангатского трансгрессивного бассейна.

Две–три фазы в истории карангатского бассейна также выделяют В. А. Зубаков [1983, 1988], А. Е. Додонов с соавторами [2000], А. Л. Чепальга [Динамика ландшафтных..., 2002], В. Н. Шелкопляс и Т. Ф. Христофорова [2007], А. А. Свиточ [2009], Е. Н. Бадюкова [2011].

По данным сейсмопрофилирования дна Таманского залива [Гайдаленок и др., 2019] кровля карангатских отложений, охарактеризованных как аллювиальные, мощностью до 15 м была обнаружена на глубине более 15 м. Идею о том, что восточная часть Керченского пролива могла быть опреснена посредством влияния вод палео-Кубани, впадающей в Таманский залив, высказывали П. В. Федоров [1963], Л. А. Невеская [1965], А. А. Свиточ [2009].

Одной из нерешенных проблем в исследовании карангатской эпохи является определение ее абсолютного возраста, а также возраста ее отдельных фаз. В 70–80-х годах прошлого века были предприняты попытки геохронологического изучения карангатских отложений с помощью радиоуглеродного, уран-ториевого, уран-иониевого, термолуминесцентного и других методов (таблица 2). После обобщения результатов этих анализов А. А. Никонов с соавторами [1999] пришел к выводу, что карангатская трансгрессия развивалась в эпоху рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья, что соответствует МИС 5, однако более точных временных интервалов до сих пор не определено.

Некоторые геохронологические данные, полученные в результате изучения стратотипических разрезов МИС 5е в Средиземном море (тирренская стадия), дают основание полагать, что в эпоху МИС 5е возникло два трансгрессивных пика [Benjamin et al., 2017], а скорректированный уровень моря в максимум трансгрессии был на 5–9 м выше современного [Dutton and Lambeck, 2012].

По новым результатам ОСЛ-датирования разреза Геркла (Тунис) было установлено, что наивысшего уровня трансгрессия достигла в МИС 5е (118–126 тыс. л. н.) и МИС 5а (около 85 тыс. л. н.), тогда как в МИС 5b–d уровень моря был около или ниже современного [Mauz et al., 2018]. По данным Polyak et al. [2018] уровень моря в Средиземноморском бассейне достиг 6–7 м к 127 тыс. л. н., затем постепенно снижался до 2 м к 122 тыс. л. н. и оставался на этом уровне до 116 тыс. л. н.

Обобщая накопленные данные, W. Krijgsman с соавторами [2019] заключает, что карангатская эпоха Азово-Черноморского бассейна продолжалась примерно 50–60 тыс. лет,

началась она ~130 тыс. л. н. и достигла максимума приблизительно в одно время с глобальным уровнем мирового океана в первой половине МИС 5е.

Во время максимального развития карангатской трансгрессии Керченский пролив был шире и глубже современного [Динамика ландшафтных..., 2002] и все крупные лиманы были затоплены, в акватории пролива отсутствовали косы Тузла и Чушка [Геология шельфа..., 1981].

Таблица 2. Геохронологические данные о возрасте карангатских отложений

№	Метод	Место	Отложения	Лаб. номер	Возраст, тыс. лет	Ссылка
1	U/Ю	Кавказ, правый берег устья р. Аше	Чередование гравия, галечника, детритусового песка с линзами ракушняка	ЛУ-409В	139±5	Янина, 2012 Приложение
2	U/Th	Эльтиген	—	ЛУ-402А	86,6±3,0	Арсланов и др., 1972
3				ЛУ-402В	88,3±3,1	
4		Малый Кут	—	ЛУ-403А	96,1±2,5	
5				ЛУ-403В	85,0±3,0	
6				Адлер	—	
7		ЛУ-404В	73,8±3,2			
8		Тузла	—	ЛУ-405А	37,7±3,3	
9				ЛУ-405В	33,1±2,8	
10		Палео-магнитный	Тузла	—	—	
11	OSL	Тузла	—	074502	85±6	
12	U/Th	Эльтиген	—	LU-4202	127,0±8,9	Dodonov et al., 2000
13				LU-4203	107,0±7,7	
14	U/Ю	Чокрак	—	ЛУ-3572А	20–30	Никонов и др., 1999
15				ЛУ-3572В	20–30	
16	ЭПР	Чокрак	Нижняя часть карангатской толщи	53-026	121,1±11	
17	U/Th	г. Унис (Турция)	—	—	121,0±5,0	
14	¹⁴ C	Казантип	Погребенная почва над карангатскими отложениями	ЛУ-3506	33,45±0,73	
15				NUTA-4295	38,096±0,434	
18	RTL	Малый Кут	Dinskaya lagoon beds, which are underlain by Eltigen sands	—	120±30	Zubakov, 1988
19	TTL	Эльтиген	Buried soil develop on dune sands overlying the Eltigen beds	—	50,2	
20	RTL	Чокрак	Cycle replaced by loess	—	Magnetic excursion r5a	
21	RTL	Эльтиген	Tobechik beds	—	205,0±50,0	
22	U/Th	Эльтиген	—	—	129–88	

23	U/Ю	Малый Кут	—	ЛУ-808В	115,0±3,1	Арсланов и др., 1983		
24		Эльтиген	Средняя часть	ЛУ-805-1А	125,0±5,0			
25				ЛУ-805-1В	102,29±3,20			
26				ЛУ-805-2В	97,3±2,8			
27				ЛУ-802А	90,6±3,1			
28				ЛУ-802В	107,4±3,8			
29	Радио-актиниевый	Тузла	Нижний слой. Пески	—	32,0±1,0	Попов, 1983		
31	¹⁴ С	Терраса Варны	Верхний карангат	МГУ-1173	23,88±0,49	Свиточ и др., 1992		
32		Варненское озеро	Нижний карангат	Ки-628	39,1±0,9			
33			Средний карангат	Ки-629	30,2±0,95			
34	¹⁴ С	Эльтиген	Карангат	Ки-235	33,72±0,2	Семененко, Ковалюх, 1973		
35				Ки-234	31,7±1,8			
36		Центральная акватория Азовского моря в 45 км к ЮЗ от косы Обиточной	Карангат	Ки-233	34,27±2,2			
37				Ки-232	35,96±2,0			
38		Ярылгачская бухта	Карангатские ракушечники	Ки-289	29,4			
39		Скважина 38, Арабатская стрелка	Нижний карангат	Ки-309	35,75±1,8			
40				Ки-301	36,9±1,85			
41			Средний карангат	Ки-230	29,66±1,2			
42				Ки-231	30,8±1,25			
43				Верхний карангат	Ки-361		27,39±1,1	
44		¹⁴ С	Скважина 121, Долина р. Салгир	—	Ки-718		28,07±1,6	Семененко, Сиденко, 1979
45	Ки-719				33,1±1,4			
46	Ки-720				41,3±2,0			
47	Ки-721				43,6			
48	Скважина 227, Долина р. Салгир		—	Ки-724	29,27±1,1			
49				Ки-722	36,28±1,4			
50				Ки-723	42,5			
51	Скважина 119, Долина р. Салгир		—	Ки-717	32,6±1,2			
52	У г. Варна		Верхний карангат	Ки-718	28,07±1,6			
53				Ки-724	29,27±1,1			
54			Средний карангат	Ки-719	33,1±1,4			
55				Ки-722	36,28±1,4			
56				Нижний карангат	Ки-720	41,3±2,0		
57			Ки-721		43,6			
58			Ки-723	42,5				
59	Эльтиген		Нижняя часть разреза	—	42,12±0,9			
60	¹⁴ С		Эльтиген	Верхний ракушняк	ЛГ-111	27,14±0,2	Геохронология СССР, 1974	
61				Нижняя пачка	ЛГ-124	34,34±0,96		
62				—	ЛГ-101	≥38,96		
63		Тузла	Средняя пачка ракушечника	ЛГ-91	≥40,2			

На территории Манычской депрессии карангатский бассейн образовывал ингрессионный залив. По результатам анализа бурового материала Г. И. Попову [1955, 1983] удалось проследить карангатские отложения далеко на восток по долинам Восточного и Западного Манычей вплоть до Зундатолгинского поднятия. Также было отмечено [Горецкий, 1955; Попов, 1983; Янина, 2012], что даже близ балки Хара-Зуха (Республика Калмыкия) в составе карангатского малакофаунистического комплекса наблюдались средиземноморские виды, предпочитающие соленость около 20‰.

Г. И. Попов [1955, 1983] в долине р. Западного Маныча различает две стадии карангатской ингрессии с включением характерных видов *Cerastoderma glaucum*, *Ostrea edulis*, *Loripes orbiculatus* и др., которые в центральной части Манычской депрессии перемежаются с отложениями позднехазарской [Федоров, 1978; Свиточ и др., 2010] или гирканской [Горецкий, 1957; Попов, 1955] трансгрессий Каспийского бассейна. Вопрос, к какому бассейну относятся каспийские осадки, перекрывающие карангатские отложения в пределах Манычской депрессии, а местами и переслаивающиеся с ними, — к позднехазарскому или гирканскому — предмет отдельного обсуждения.

В настоящее время существуют два главенствующих мнения: 1) одновременно с карангатской трансгрессией Азово-Черноморского бассейна в Каспийском море развивалась теплая позднехазарская трансгрессия, и именно ее воды преодолели водораздел двух бассейнов и начали поступать в Понт (рис. 9), сторонниками этого взгляда выступают П. В. Федоров [1963, 1978], А. А. Свиточ [2008, 2009, 2010, 2011] и др.; 2) позднехазарский бассейн, развивавшийся в микулинскую межледниковую эпоху, был изолированным; в условиях переходного этапа от межледниковья к оледенению (МИС 5 с–а) одновременно с постепенным общим похолоданием климата региона в Каспии начал развиваться достаточно опресненный гирканский бассейн, имевший сток в Понт по Манычу, — на такую последовательность событий указывали Т. А. Янина с соавторами [2014, 2017], позднее Г. И. Рычагов [2016].

Гирканские осадки в Манычской депрессии были выделены Г. И. Поповым [1957] на основе находок «хвалыноподобных» дидакн: *Didacna edersini*, *D. parallela*, *D. cristata*, *D. subcatillus* и др. По его заключению по итогам анализа обширного бурового материала [Попов, 1983], гирканская трансгрессия по своим размерам значительно превосходила позднехазарскую.

Введение нового стратиграфического горизонта резко критиковалось П. В. Федоровым [1978], он, вместе с Ю. М. Васильевым [Васильев, Федоров, 1965], относил гирканские слои к опресненной фации позднехазарского бассейна. По мнению Е. Н. Бадюковой [2015] гирканская трансгрессия — один из трансгрессивно-регрессивных циклов хвалынской эпохи на общем фоне понижения уровня бассейна после «Великой хазарской трансгрессии»,

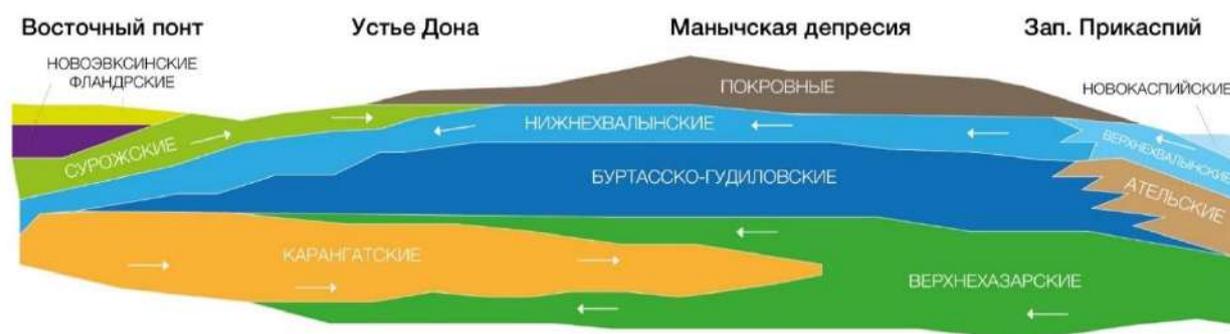


Рис. 9. Характер соотношения верхнеплейстоценовых осадков и позднеплейстоценовых фаун Понто-Каспия в Маньчской депрессии. Составлено автором на основе [Свиточ и др., 2010]

А. А. Свиточ с соавторами [2010] считал, что Г. И. Поповым за гирканские принята смесь разных фаций осадков карангатско-позднехазарского и хвалынско-новоэвксинского бассейнов. С критикой выделения гирканской трансгрессии Каспия выступал и Г. И. Рычагов [Рычагов, 1997, Рычагов, Янина, 2010], однако в публикации 2016-го года, посвященной вопросу гирканской трансгрессии, соглашается с ее выделением в плейстоценовой истории Каспия и в доказательство приводит данные о строении комплекса аккумулятивных террас на территории Дагестана. В своей монографии Т. А. Янина [2012] разделила позднехазарский бассейн на ранне- (собственно, позднехазарский) и позднехазарский (гирканский). Позднее выходит несколько публикаций [Янина и др., 2014, 2017; Sorokin et al., 2018], где на основе анализа керна морских скважин, пробуренных в Северном Каспии, и интерпретации данных сейсмоакустического профилирования были выделены четко выраженные трансгрессивные и регрессивные горизонты, а на основе малакофаунистического анализа доказано существование самостоятельного гирканского бассейна, отделенного от хвалынского продолжительной регрессивной эпохой. Т. А. Янина [Янина, 2012; Янина и др., 2014] относит гирканскую трансгрессию к переходному времени от микулинского межледниковья к калининскому оледенению, Ю. А. Лаврушин с соавторами [2014] — к брянскому интерстадиалу. По данным ОСЛ-датирования разреза Средняя Ахтуба Нижней Волги [Taratunina et al., 2021] возраст пачки верхнехазарско-гирканских отложений оценивается диапазоном от 68 до ~120 тыс. лет.

С началом валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине и регрессии карангатского бассейна воды гирканского бассейна полностью вытеснили из Маньчской депрессии средиземноморскую солонолюбивую фауну [Попов, 1983; Янина, 2012].

Посткарангат — сурожский — буртаский этап. Вслед за общим похолоданием климата карангатский бассейн деградировал. Этот этап развития Понтийского бассейна характеризуется исследователями неоднозначно. Л. А. Невеская [1965], А. А. Свиточ и Р. Р. Макшаев [2017] называют существовавший в это время бассейн тарханкутским с положением его уровня не выше -20 м и соленостью не более 14–15%. П. В. Федоров [1963] охарактеризовал посткарангатское время в области Черного моря развитием

глубокой и продолжительной регрессии, возможно, достигавшей отметок $-40 - -60$ м. По представлениям В. М. Сорокина [2011], уровень бассейна к концу посткарангатской регрессивной эпохи мог опуститься до -70 м.

По результатам изучения многочисленных скважин в посткарангатское время на большей части Керченского пролива произошел глубокий врез и размыв ранее образовавшихся постчаудинских, древнеэвксинских и карангатских отложений вплоть до неогенового основания [Геология шельфа..., 1981]. Пролив представлял собой глубокую асимметричную эрозионную долину палео-Дона с крутым западным бортом и небольшим наклоном с севера на юг. В наиболее глубокой части пролива накапливались в основном аллювиальные пески мощностью до 13 м с примесью переотложенной карангатской, лиманной (эвригалинной) и пресноводной речной фауны моллюсков.

На шельфе Черноморского бассейна в это время [Янина, 2012] отлагались осадки, охарактеризованные эвригалинной средиземноморской малакофауной, с разрывом залегающие на карангатских отложениях.

Остро стоит вопрос выделения сурожской трансгрессии Черноморского бассейна. Г. И. Попов [1955, 1959, 1961, 1983] и Г. И. Горецкий [1955, 1957] заключили, что во время брянского интерстадиала в Азово-Черноморском бассейне развивалась сурожская трансгрессия, которая заходила ингрессионным заливом вглубь Манычской депрессии до Сальского поднятия в 9–10 км выше г. Пролетарска, где в нее впадала раннехвалынская река-пролив, а в Керченском проливе сурожские отложения выполняют переуглубление, выработанное стоком раннехвалынских вод (до -45 м). В составе фауны Г. И. Поповым [1983] приводятся хвалынские (*Didacna ebersini*, *D. subcatillis*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*), средиземноморские (*Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Varicorbula gibba*) и пресноводные (*Viviparus* sp.) виды моллюсков. Наличие каспийских видов в отложившихся позднее новоэвксинских отложениях Г. И. Попов объяснял тем, что раннехвалынские виды (кроме дидакн) пережили сурожскую трансгрессию в лиманах. Радиоуглеродная датировка 33777 ± 170 л. н. [Попов, Зубаков, 1975] по мнению Г. И. Попова хорошо согласуется с позднеплейстоценовым возрастом сурожской трансгрессии.

П. В. Федоров [1973, 1974] принимал сурожские отложения в основном за прибрежные карангатские, позднее, вместе с С. И. Скибой [Скиба и др., 1975], по результатам радиоуглеродного датирования (12350 и 10800 л. н.) выделенных Г. И. Поповым близ мыса Тузлы сурожских отложений, относит их к концу новоэвксинского времени.

А. А. Свиточ [2008] называет тарханкутский бассейн сурожским, относит его к середине позднего плейстоцена и считает, что его уровень некоторое время был близок к отметке в -20 м, а с наступлением ошашковского оледенения снизился до $-80 - -100$ м,

однако в поздних работах [Свиточ, Макшаев, 2017] соотносит тарханкутский бассейн с посткарангатской регрессией, а сурожский — с небольшой черноморской трансгрессией во время брянского интерстадиала.

В. М. Сорокин [2011] считает, что Г. И. Попов [1983] за отложения сурожской трансгрессии мог принять тарханкутские отложения каркинитского залива с эвригалинными моллюсками.

По мнению Т. А. Яниной [2012] сурожская фауна, описанная Г. И. Поповым [1983] в долине Западного Маныча, является «сборной» из элементов хвальинской фауны и переотложенных раковин разновозрастных бассейнов, такое же мнение высказывала Л. А. Невеская [1965]. Представление Т. А. Яниной [2012] о характере сурожского бассейна отличается от такового Г. И. Попова: это был не выходящий из современных очертаний Черного моря трансгрессивный бассейн брянского интерстадиала, не имеющий связи со Средиземным морем.

Сурожские отложения, описанные Т. А. Яниной в своей монографии [2012], выделены по результатам анализа керн скважин, пробуренных с борта научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер» [Щербаков и др., 1979] в монотонной толще илов, выстилающих дно Черного моря. В интервале керн, относящегося к сурожскому времени, отмечены изменения в соотношении основных компонентов спорово-пыльцевых комплексов: произошло увеличение роли древесных, в том числе широколиственных пород, что свидетельствует о некотором потеплении климата. Время накопления этих отложений было соотнесено со средне-вюрмским (брянским) интерстадиалом [Щербаков, 1982].

По данным бурения и сейсмопрофилирования Мраморного моря признаков водообмена между Черным и Средиземным морями в течение МИС 4, 3 и 2 не обнаружено [Çağatay et al., 2009; Büyükeriç et al, 2016].

В конце гирканского века в Манычской депрессии возникло огромное озеро, названное Г. И. Горецким [1953] буртасским, во время существования которого накапливались одноименные (по Г. И. Попову [1955] гудиловские) отложения. Судя по постепенному переходу от гирканских отложений к буртасским, условия гирканского пролива сменились озерными постепенно при обильном поступлении пресных вод. Исследователи сходятся во мнении, что вначале озеро было проточным [Горецкий, 1958; Попов, 1983; Свиточ и др., 2010; Свиточ, Соболев, 2011; Свиточ, 2014; Бадюкова, 2015], возможно, часть стока Волги [Горецкий, 1958] попадала именно в буртасское озеро.

На основе бурового материала Г. И. Попов [1983] установил, что озеро существовало довольно длительное время. Оно выполнило своими осадками долину рек Западного и Восточного Манычей до высоты 40–45 м над уровнем моря.

По мнению Г. И. Горецкого [1955], разделяемого Е. Н. Бадюковой [2011], буртасское

озеро существовало в Манычской депрессии на фоне высокого уровня Черного и Каспийского морей. Е. Н. Бадюкова [2011] выделяет две пачки отложений: нижнюю, сформированную в гирканское время, и верхнюю, синхронную раннехвалынской трансгрессии, между которыми озеро осушалось, шло образование лессовидных суглинков и эрозионного вреза. Между пачками описываются почвы, одновозрастные субаэральным ательским суглинками Прикаспия. Взгляды Г. И. Горецкого и Е. Н. Бадюковой разделяют не все исследователи. Так, Г. И. Попов [1983] одним из главных факторов образования обширного буртасского озера рассматривал тектоническое погружение центральной части Манычской депрессии и поднятие порога Зунда Толга, позволившее водам озера достичь высоты около 40 м над уровнем моря.

На основе соотношения кровель осадков, значения которых получены по данным бурения Гидропроекта [Попов, 1983], А. А. Свиточем и Р. Р. Макшаевым [2017] была рассчитана амплитуда опускания Манычской депрессии в середине позднего плейстоцена — в эпоху существования буртасского озера она достигала 12 м.

Одним из неоднозначных вопросов в палеогеографии Понто-Каспия остается формирование грядового рельефа в центральной части Манычской депрессии (рис. 10, 11). Большинство исследователей придерживаются мнения об эрозионном происхождении гряд [Лисицын, 1932; Горецкий, 1957; Попов, 1983; Свиточ, Хоменко, 2009; Янина, 2012 и др.], однако одна группа авторов считает, что гряды образовались в результате размыва буртасских отложений водами раннехвалынского бассейна Каспия, переливавшимися по Манычской депрессии в Понт [Попов, 1983; Янина, 2012], а другая, что первоначальный грядовой рельеф образовался в результате обмеления озера [Свиточ и др., 2011, Свиточ, 2014], а сток раннехвалынских вод лишь углубил и расширил образовавшиеся протоки.

Существует и третья группа исследователей, которая относит гряды к аккумулятивным формам рельефа: считает их отложениями раннехвалынского пролива [Чепалыга и др., 2005].

Новоэвксинско-хвалынский этап. Новоэвксинский горизонт, который соответствует одноименному позднеплейстоценовому бассейну Черного моря, впервые был выделен Н. И. Андрусовым [1918]. Отложения этого бассейна развиты на глубинах от –20 м и ниже [Янко-Хомбах и др., 2011; Янина, 2012]. Новоэвксинский бассейн представлял собой очень опресненный водоем близкий по солевому режиму к северной части современного Каспийского моря [Федоров, 1963].

Существует представление о двух фазах развития новоэвксинского бассейна — регрессивного, соответствующего эпохе последнего максимума валдайского оледенения с падением уровня бассейна по разным оценкам до –80 — –120 м около 17 тыс. л. н. [Островский и др., 1977; Щербаков и др., 1979; Балабанов, Измайлов, 1988; Конииков, 2005; Сорокин, 2011; Янко-Хомбах и др., 2011; Янина, 2013; Иноземцев и др., 2019], в это время произошло переуглубление

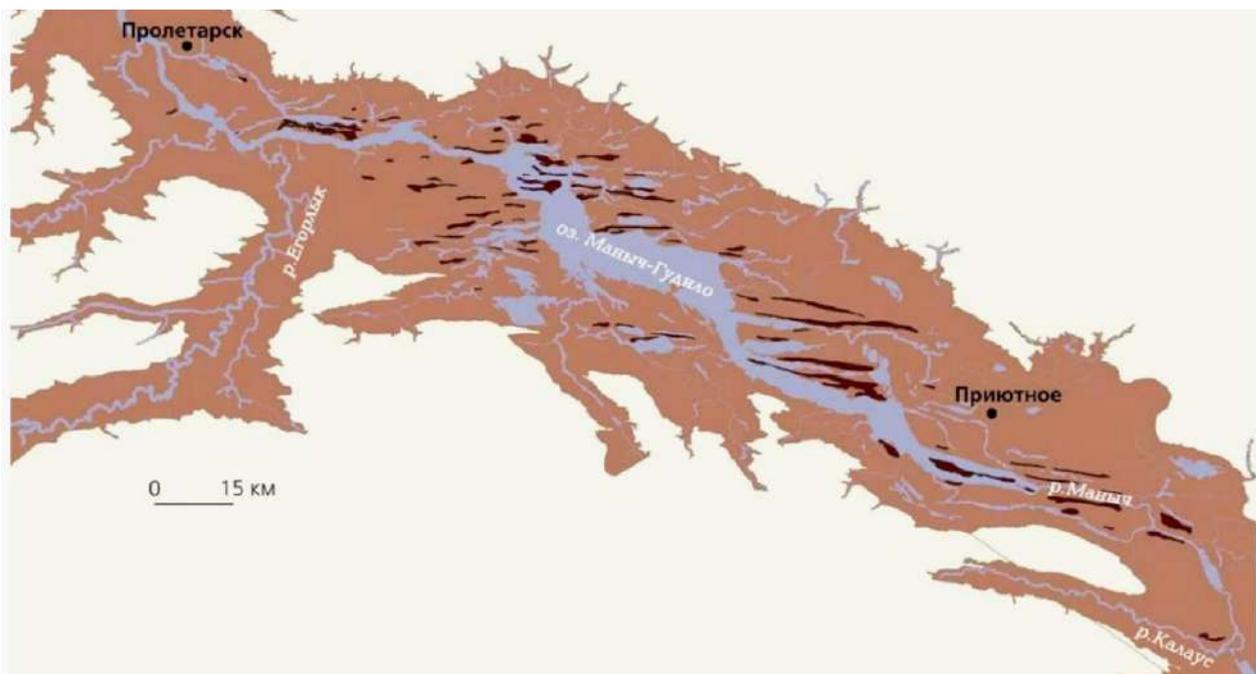


Рис. 10. Грядовый рельеф (гряды показаны коричневым цветом) центральной части Манычской депрессии [Свиточ, 2014]



Рис. 11. Грядовый рельеф Манычской депрессии у о. Водный

Керченского пролива до -45 м и нижней части долины палео-Дона до -30 м [Попов, 1983], и трансгрессивного, когда в месте с деградацией осташковского оледенения уровень моря стал резко повышаться и к концу позднего плейстоцена достиг отметок -30 – -20 м [Янко-Хомбах и др., 2011; Янина, 2013], а в пределах Керченского пролива и Азовского моря существовала система крупных протоков, по которым происходил сток вод палео-Дона и сброс хвалыньских вод Каспия [Свиточ, Макшаев, 2017]. Л. А. Невеская [1965], Е. Ф. Шнюков и Ю. И. Иноземцев [Геология шельфа..., 1981] на основе анализа малакофауны керна скважин, пробуренных в лиманах Крымского полуострова и в Керченском проливе, выделили три горизонта новоэвксинских отложений в зависимости от комплекса моллюсков: пресноводный (*Dreissena polymorpha*, *Viviparus* sp.), лиманно-пресноводный и лиманный. Лиман-

ный характеризуется наличием в составе комплексов каспийских видов (*Dreissena grimmi*, *Monodacna caspia* и др.), что по мнению большинства исследователей является следствием проникновения в новоэвксинский бассейн вод раннехвалынского бассейна Каспия [Федоров, 1978; Янко-Хомбах и др., 2011; Янина, 2012 и др.], однако существует версия, что каспийские виды могли пережить «тяжелые времена» и в лиманах [Попов, 1983], а затем, дождавшись благоприятных условий, расселиться в новоэвксинском бассейне.

По геохронологическим данным Т. А. Яниной [2012, 2013] и В. В. Янко-Хомбах с соавторами [2011] регрессивный бассейн достиг своих минимальных отметок в эпоху последнего ледникового максимума около 17–20 тыс. л. н.

В конце осташковского оледенения (МИС 2) в Каспии развивался опресненный раннехвалынский бассейн. Существуют различные точки зрения относительно количества его трансгрессивно-регрессивных фаз, однако практически все исследователи характеризуют его первую фазу наиболее полноводной (до 45–50 м абс.), во время которой произошло открытие раннехвалынского пролива в новоэвксинский бассейн (по Г. И. Попову — сурожский) Черного моря.

Впервые раннехвалынские виды моллюсков в отложениях Маныча были описаны в береговом обнажении у оз. Грузского В. В. Богачевым [1903], позднее изучением отложений раннехвалынского пролива занимались Г. И. Горецкий [1953], Г. И. Попов [1955, 1983], П. В. Федоров [1978], А. А. Свиточ [Свиточ и др., 2008, 2009, 2010, 2011], Т. А. Янина [2006, 2012], Е. Н. Бадюкова [2011], А. Л. Чепалыга [Чепалыга и др., 2005] и др. Характерными видами моллюсков нижнехвалынских отложений являются *Didacna ebersini*, *D. subcatillus*, *D. protracta*, *Hipanis plicata*. Мнение исследователей относительно стратиграфического расчленения отложений расходится. Так, П. В. Федоров [1978], Г. И. Попов [1983], Т. А. Янина [2012] подразделяют нижнехвалынские отложения на два горизонта, которые соответствуют двум террасовым уровням: ранний (абескунский) горизонт, залегающий выше буртасских отложений, и поздний, прислоненный к буртасской террасе. По представлению А. А. Свиточа и соавторов [2009] хвалынские отложения Маныча представляют собой единую разнофациальную толщу, расположенную на высоте до 35 м. А. Л. Чепалыга с соавторами [2005] выделяет три эпизода сброса каспийских вод, которым соответствуют три генерации аккумулятивных форм в Манычской депрессии.

Также существуют разногласия между исследователями при соотнесении времени существования раннехвалынского пролива с глобальной хроностратиграфической схемой. Г. И. Попов [1983] и А. В. Мамедов [Mamedov, 1997] относят этот этап к брянскому интерстадиалу. Г. И. Рычагов [2014] сопоставляет раннехвалынскую трансгрессию Каспия с калининской стадией валдайского оледенения. В 2010 году опубликована работа, где с помощью

гидрологической модели было установлено, что открытие Манычского пролива в раннехвалынское время могло осуществиться в промежутке между 12,3 и 15,2 тыс. л. н. [Thom, 2010].

Первые радиоуглеродные датировки по фауне раннехвалынских моллюсков Маныча были получены в 2000 году в НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ [Свиточ, Парунин, 2000; Свиточ, Янина, 2001]. В 2008–2009 годах Х. А. Арслановым (Санкт-Петербургский государственный университет) была получена серия дат по ряду естественных разрезов [Arslanov, Yanina, 2008; Cheralyga et al., 2009] и впервые одна дата получена методом AMS радиоуглеродного датирования в Университете Гронингена (Нидерланды) [Свиточ и др., 2008, 2009]. А. А. Свиточ и Р. Р. Макшаев [2017] на основе анализа имеющихся геохронологических данных установили, что проникновение вод хвалынской трансгрессии Каспия в Азово-Черноморский водоем началось между 16 и 14 тыс. л. н. и закончилось не ранее 12,8 тыс. л. н. В настоящее время геохронология раннехвалынского этапа Манычской депрессии построена на разрозненных датировках прослоев с хвалынской фауной различных береговых обнажений (таблица 3), что затрудняет сопоставление времени открытия раннехвалынского пролива с глобальной геохронологической шкалой и расчленение хвалынских отложений на горизонты, если таковые имеются.

Таблица 3. Радиоуглеродные датировки нижнехвалынских отложений Манычской депрессии

№	Место	Материал	Лаб. номер	Возраст, тыс. лет	Возраст кал., тыс. лет	Источник
1	Зунда Толга	Раковины <i>Didacna protracta</i>	ЛУ-5725	10670±140	12570±170	Свиточ и др., 2009
2	Зунда Толга	Раковины <i>D. ebersini</i>	ЛУ-5726	11420±220	13320±220	
3	Зунда Толга	Раковины <i>D. ebersini</i>	GrA-33717	12740±50	14050±30	
4	Чограй	Раковины <i>Hypanis plicatus</i>	ЛУ-5768	11470±180	13360±200	
5	Остров Левый-3	Раковины <i>D. protracta</i>	ЛУ-5769	10930±370	12750±460	
6	Подманок-2	Раковины <i>Didacna</i>	МГУ-1553	8070±120	—	
7	Маныч-Балабино	Раковины хвалынских дидакн	МГУ-1491	14300±680	—	Arslanov et al., 2015
8	Маныч-Балабино	Раковины моллюсков разного состава	МГУ-1489	25690±300	—	
9	Санманыч	Раковинный детрит	ЛУ-5854	11210±130	13100±130	
10	Маныч Юловский	Фрагмент кости <i>Equus</i> sp.	ЛУ-5852	19540±1470	234800±1820	
11	Оз. Маныч	Смешанный видовой состав раковин	ЛУ-5853	19330±240	23090±320	
12	Оз. Маныч	<i>D. trigonoides</i>	ЛУ-5852	10900±200	12870±160	
13	Чограй	Раковины <i>D. protracta</i>	ЛУ-6021	12150±900	14180±190	

Ниже представлена обобщенная таблица 4 ключевых представлений о палеогеографии Понто-Каспия.

Таблица 4. Ключевые представления о событиях в палеогеографии Понто-Каспия

Авторы	Бассейн	События Восточно-Европейской равнины				
		Микулинское межледниковье	Валдайское оледенение			
			Калининская стадия	Брянский интерстадиал	Осташковская стадия	
П. В. Федоров [1957, 1963, 1978]	Понт	Карангат, две фазы	Тарханкутский бассейн	Новозёвксинский бассейн		
	Маныч	Ингрессия карангата до порога Зунда Толга — позднехазарский пролив	Буртасс	Раннехвалынский пролив	Континентальный этап	
	Каспий	Поздний хазар	Атель	Ранняя хвалынь	Енотаевский регрессивный бассейн Поздняя хвалынь	
Л. А. Невеская [1965]	Понт	Карангатский бассейн, три фазы: нижнекарангатская (тобечикская), среднекарангатская, верхнекарангатская	Посткарангат (отложения с «азовской» фауной + тарханкут)		Новозёвксинский бассейн	
Е. Ф. Шнюков, Ю. И. Иноземцев [Геология шельфа..., 1981]	Понт	Три горизонта карангатских отложений: нижне- и два верхнекарангатских (ранний и поздний)	Посткарангат		Новозёвксинский трансгрессивный бассейн	
Г. И. Попов [1983]	Понт	Карангатский бассейн, две фазы	Посткарангатский регрессивный бассейн	Сурожский бассейн	Новозёвксинский бассейн	
	Маныч	Ингрессия карангата до порога Зунда Толга — гирканский пролив	Буртасс	Раннехвалынский пролив		
	Каспий	Гирканский бассейн	Атель	Раннехвалынский бассейн	Енотаевский регрессивный бассейн Поздняя хвалынь	
В. А. Зубаков [1988]	Понт	3 цикла карангатской трансгрессии: тобечикский (ранний карангат); заветинский; эльгинский (Karangatian sensu stricto); сурожский слой	Новозёвксинский бассейн			
В. В. Янко [Янко и др., 1990; Янко-Хомбах и др., 2011]	Понт	Фаза 1	Тобечикская		Новозёвксинский бассейн	
		Фаза 2	Карангатская, 3 подфазы: нижне-, средне-, верхнекарангатская			
		Фаза 3	Героевская (тарханкутская)			
А. Е. Додонов [Dodonov et al., 2000]	Понт	Три цикла: первый — лагунный, второй и третий — морские				
А. Л. Чепалыга [Динамика ландшафтных..., 2002; Чепалыга, 2005; Чепалыга, Маркова, 2019]	Понт	Две фазы: тобечикская, карангатская	Посткарангат (Тарханкут)		Новозёвксинский бассейн	
	Маныч	Ингрессия карангата — гирканский пролив			Раннехвалынский пролив (три этапа)	
	Каспий	Поздний хазар				
В. Н. Шелкопляс и Т. Ф. Христофорова, [2007]	Понт	Две или три фазы карангатского бассейна: ранняя (тобечикская), поздняя (эльгинская) и, возможно, посткарангатская				
А. А. Свиточ [Свиточ, Хоменко, 2009; Свиточ, 2008, 2014; Свиточ, Макшаев, 2017]	Понт	Карангат, три фазы: нижнекарангатская, среднекарангатская, верхнекарангатская	Тарханкутский бассейн	Сурожский бассейн	Новозёвксин	
	Маныч	Ингрессия карангата до порога Зунда Толга — позднехазарский пролив	Буртасское озеро	Эрозионный этап	Раннехвалынский пролив (два этапа)	
	Каспий	Поздний хазар	Атель	Ранняя хвалынь		
Е. Н. Бадюкова [2011, 2015]	Понт	Карангат: две фазы				
	Маныч		Буртасское озеро		Раннехвалынский пролив (два этапа)	
	Каспий	Поздний хазар	Гиркан	Ранняя хвалынь		
Т. А. Янина [Янина, 2012, 2014; Янина и др., 2021]	Понт	Карангата, две фазы: тобечикская, карангатская, тарханкутская	Посткарангат	Сурож	Новозёвксинский бассейн	
	Маныч	Ингрессия карангата — гирканский пролив	Буртасское озеро		Раннехвалынский пролив (два этапа)	
	Каспий	Поздний хазар — гиркан	Атель	Ранняя хвалынь	Поздняя хвалынь	
Абсолютный возраст, тыс. лет	130.0	80.0	60.0	28.0	11.7	
Морские изотопные стадии		5	4	3	2	

Проведенный анализ представлений об этапах функционирования древних проливов Понто-Каспия показал, что к настоящему моменту накоплен колоссальный материал по

стратиграфии, биостратиграфии, геоморфологии и палеогеографии Понто-Каспийского региона. Однако все крупномасштабные работы по сбору фактического материала, на результате анализа которых строятся практически все существующие реконструкции, были завершены более 40 лет назад, и, во многом из-за отсутствия детальных геохронологических исследований, большое количество проблем до сих пор не решено. Это связано с тем, что техническая оснащенность и уровень развития методов в 70–80-х годах не позволили датировать осадки древнее разрешающей способности радиоуглеродного метода (около 40 тыс. лет), другие методы могли дать лишь приблизительную оценку возраста ввиду большого количества допущений. До сих пор нет окончательного представления о возрасте карангатской трансгрессии и об этапах ее развития, о геохронологическом соотношении гирканских и карангатских осадков в Манычской депрессии, в какую эпоху открылся раннехвалынский пролив и в какой бассейн он впадал. Датирование большинства объектов проведено фрагментарно (по две–три даты) без точной литологической привязки по фациям и по глубине отложений. Полностью отсутствуют геохронологические данные для буртаских отложений Манычской депрессии и новоэвксинских осадков Керченского пролива.

Детальное изучение, в частности датирование, верхнеплейстоценовых осадков Керченского пролива и Манычской депрессии позволит не только пролить свет на спорные вопросы региональной палеогеографии, но и соотнести события Понто-Каспийского региона с глобальной хроностратиграфией.

ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Материал

Материал для диссертационной работы собран автором в ходе полевых исследований в 2017–2020 гг. на Керченском и Таманском полуостровах, на территории Манычской депрессии (рис. 12).

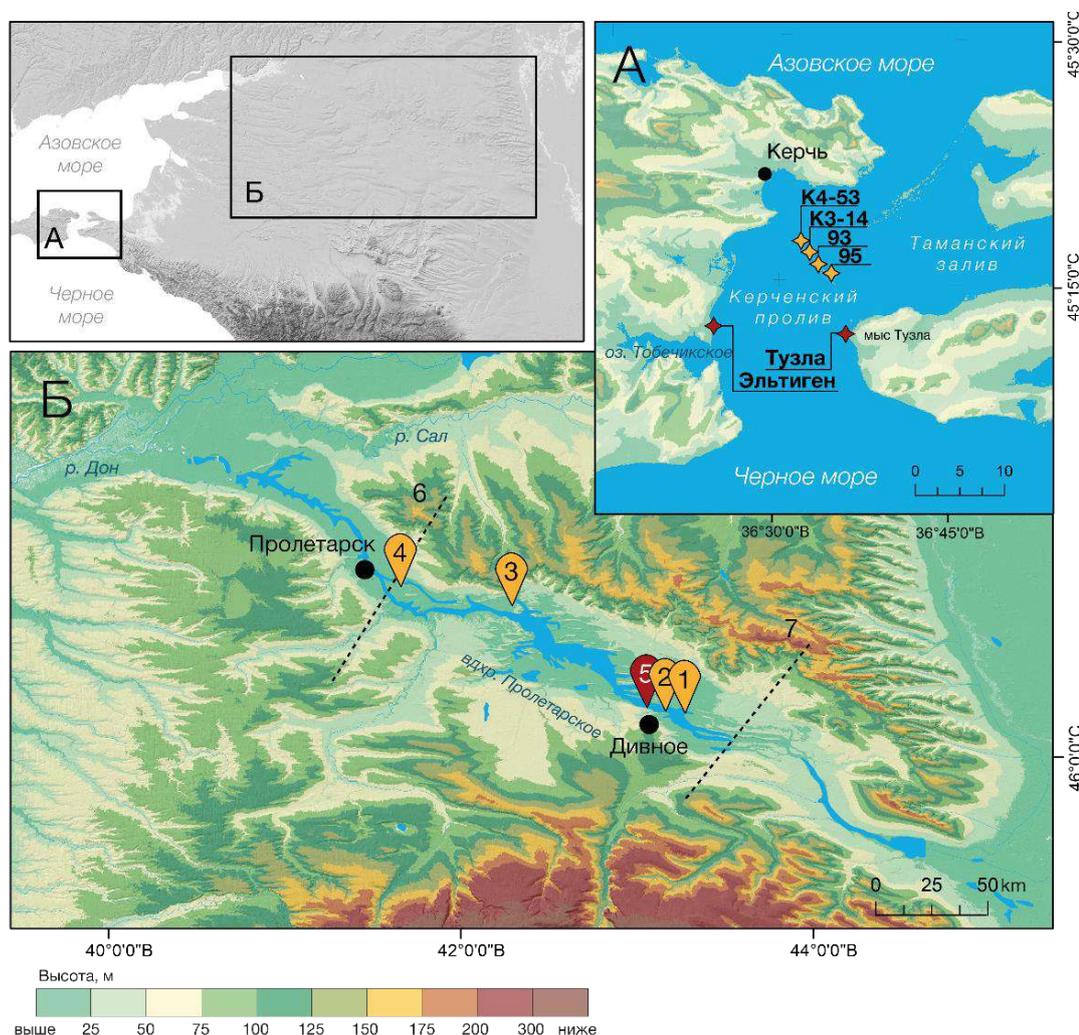


Рис. 12. Схема расположения изученных разрезов (красным) и скважин (желтым): 1 — OL-1, 2 — OP-1, 3 — MN-1, 4 — PR-1, 5 — разрез Остров Левый; тектонических порогов Манычской депрессии: 6 — Сальский, 7 — Зундатолинский

В Керченско-Таманской области изучены два стратотипических разреза верхнеплейстоценовых отложений Понта: Эльтиген (Керченский п-ов) и Тузла (Таманский п-ов). В пределах Манычской депрессии изучены естественные обнажения хвалынских отложений Каспия, из которых в диссертации представлен один (наиболее полный) разрез в береговом обнажении западной оконечности о. Левый.

Изучение разрезов включало решение автором следующих задач: 1) детальное литологическое описание отложений, составление схем и проведение фотосъемки обнажений с масштабной привязкой (рис. 13); 2) отбор образцов на малакофаунистический и геохронологический (ОСЛ) анализы; 3) плановая привязка, детальная фиксация точек отбора образцов,

границ слоев с помощью высокоточной системы спутникового позиционирования (RTK-ровер Leica) (рис. 14Б); 4) съемка рельефа окружающей местности с помощью БПЛА (рис. 14А).

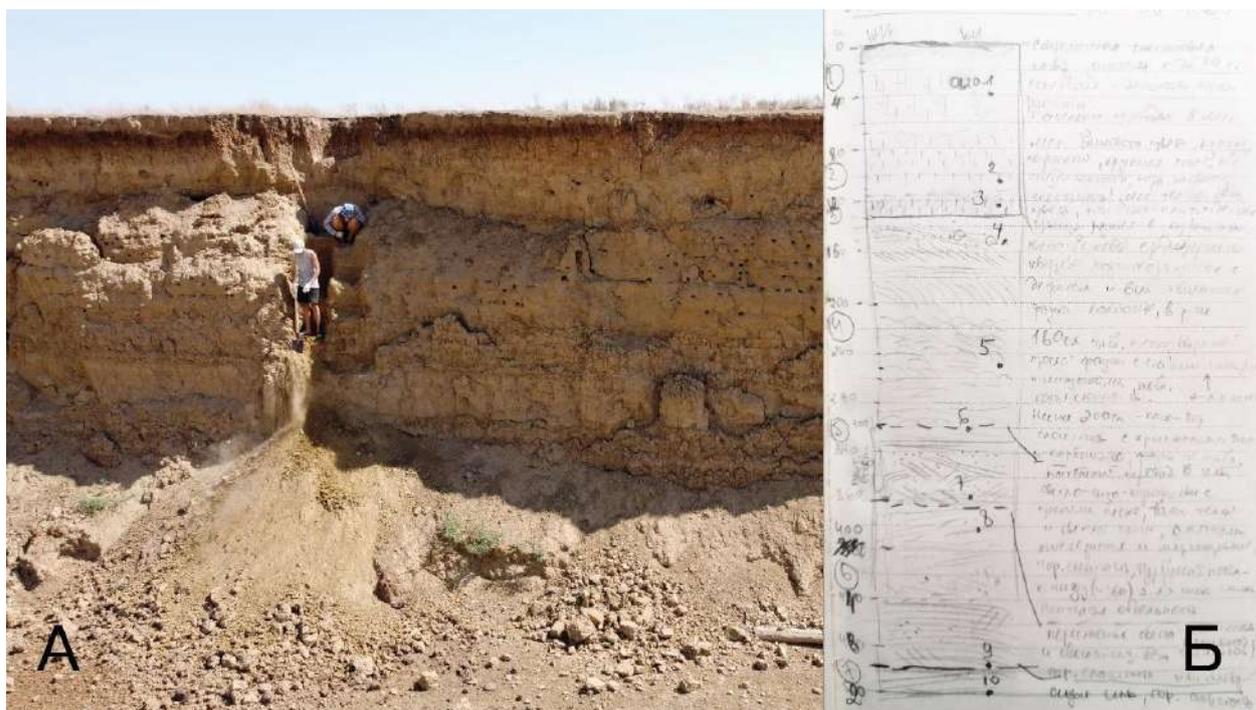


Рис. 13. А — подготовка разреза Остров Левый к описанию и отбору образцов, о. Левый, Манычская депрессия; Б — описание и схема разреза в полевом дневнике



Рис. 14. А — Вид на разрез Тузла (Таманский п-ов) с БПЛА Mavic Mini; Б — подготовка RTK-ровера к съемке на разрезе Эльтиген (Керченский п-ов)

Важным источником материала для палеогеографических исследований является керн скважин. Его получение и изучение особенно актуально для Манычской депрессии, где большинство естественных выходов верхнеплейстоценовых осадков уничтожено в результате гидротехнических работ в середине 20-го века. Нами выполнено бурение двух скважин глубиной более 40 м в центральной части Манычской депрессии. Бурение проводилось машинной буровой установкой ударно-канатным способом с выходом керна

диаметром 10 см. Керны были детально описаны и сфотографированы, каждые 10 см длины керна упакованы на различные виды палеогеографических анализов (рис. 15). Точки бурения выбраны в предполагаемом месте нахождения наиболее полной последовательности новейших отложений Манычской депрессии в соответствии с ранее опубликованными исследованиями [Попов, 1983] территории. Положения забоя скважин зафиксированы с помощью высокоточного геодезического оборудования: RTK-ровера Leica и GPS приемника.



Рис. 15. Описание керна скважины OL-1 и отбор образцов

Таким образом, полевые исследования включали в себя: 1) расчистку и описание разрезов; 2) бурение скважин глубиной более 40 м; 3) геодезические работы: планово-высотная привязка скважин и разрезов, фиксация точек отбора образцов и границ литологических слоев; 4) отбор образцов из разрезов и керна скважин.

Всего было отобрано более 2000 образцов на комплексный палеогеографический анализ, включающий в себя гранулометрический, малакофаунистический, микрофаунистический, спорово-пыльцевой, геохронологический и др. анализы. Отбор образцов в разрезах совершался внутри слоев и на их границах, керн скважины отбирался непрерывно с интервалом в 10 см (образцы на ОСЛ-датирование отбирались с интервалом в один метр или в отдельных случаях чаще).

Автор также приняла участие в комплексном анализе керна скважин, пробуренных вблизи пос. Маныч и г. Пролетарск во время совместной зимней экспедиции 2016 года научного студенческого общества географического факультета МГУ и Института географии РАН. Для аналитического изучения диссертанту предоставлен (коллегами из

лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ) керн четырех скважин (К4-53, К3-14, 93 и 95), пробуренных на о. Тузла в 2014 году при проектировании Крымского моста.

3.2. Методы исследований

В ходе полевых и лабораторных исследований автором (лично) выполнены детальное литологическое описание отложений, малакофаунистический, геохронологический (ОСЛ) анализы, а также обработаны данные полевой геодезической съемки.

В исследовании использованы данные радарной съемки SRTM-90 (пространственное разрешение — 90 м, погрешность по высоте — 6,2 м). На основе этих данных в программе QGIS 3.16.11 была построена цифровая модель рельефа (ЦМР), что позволило выделить основные типы рельефа изучаемой территории.

Для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций диссертантом также широко использовались результаты комплекса аналитических методов, составляющих сопряженный палеогеографический анализ, выполненных другими исследователями, работавшими на этих же объектах, а также критический анализ, систематизация и обобщение опубликованных и фондовых материалов.

3.2.1. Литологическая характеристика отложений

Литологический анализ отложений подразумевает под собой полевое описание разрезов и керна скважин в соответствии со стандартной методикой [Руководство по изучению новейших отложений..., 1987; Ананьева, 1998; Lowe, Walker, 2014]. В процессе описания обнажений зафиксирована следующая информация: 1) выделены слои и слойки, определены их мощности и глубины залегания, характер переходов; 2) определен вещественный состав отложений: структура, плотность, цвет; 3) описаны текстурные особенности слоев и характер их простираения; 4) дана характеристика включений (органических и неорганических); 5) выполнена зарисовка стенки разреза и фотосъемка с привязкой к масштабной рейке или ленте; 6) определен генезис осадка и его предположительный возраст.

Ввиду того, что в разрезах вскрывались преимущественно морские отложения (рис. 16), был детально описан характер слоистости: углы наклона слоев, их мощность и изменение по простираению. Слоистость отложений важна для определения их генезиса, особенностей аккумуляции и палеогеографических условий.

Особое внимание уделялось поиску и описанию включений фауны, в частности, раковин моллюсков, с указанием их размера и сохранности, характера их залегания, окатанности обломков, соотношения с подстилающими, вмещающими и перекрывающими отложениями.



Рис. 16. Фрагмент стенки разреза Эльтиген, Керченский п-ов

Стенки карангатских и хвалынских террас зачищались в местах с наиболее полной последовательностью отложений, при описании регистрировались изменения в строении осадочной толщи, как по вертикали, так и по горизонтали. Перед тем, как приступить к описанию и отбору образцов, выбранный участок разреза тщательно очищался. Детальная зарисовка разреза и фотосъемка отложений с рулеткой или рейкой для масштаба — это первый этап анализа. Второй этап — детальное описание стратиграфии, характера и цвета отложений, а также включений. Третий этап работы на обнажениях — отбор образцов, четвертый этап — привязка литологических границ и точек отбора образцов с помощью РТК-ровера по высоте, что позволило сравнить расположение различных стратиграфических единиц не только внутри самого разреза, но и с другими обнажениями, вскрывающими толщи с похожими характеристиками.

Литологический анализ кернов (рис. 17) сопряжен со многими трудностями: сложно учесть текстурные особенности и особенности залегания осадка, не представляется возможным в должном объеме охарактеризовать включения, т. к. выход грунта невелик, часто из-за потери части керна сложно дать характеристику некоторым интервалам, а также возрастает погрешность расчета глубины залегания слоев.

Процедура описания керна скважин выглядела следующим образом: после извлечения на поверхность керна был очищен, затем насколько возможно детально описаны гранулометрический состав отложений, влажность, характер переходов, цвет и т.д. Весь

кern зафиксирован фотосъемкой с масштабной привязкой до отбора образцов на различные виды анализов. Места бурения зафиксированы RTK-ровером Leica или GPS.



Рис. 17. Фрагмент керна скважины OL-1, Манычская депрессия

3.2.2. Малакофаунистический анализ

Малакофаунистический анализ является основой для биостратиграфического расчленения толщи отложений (определения относительного возраста слоев), важным источником палеоэкологической информации. Метод активно применяется для палеогеографических реконструкций и корреляций отложений [Методы палеогеографических исследований..., 2010].

Морские, солоноватоводные и пресноводные фауны моллюсков характеризуются различным видовым составом, различной скоростью эволюции и высокой чувствительностью к изменению природной среды (температуры, солености, глубины, динамики бассейна и др. показателей). Раковины моллюсков хорошо сохраняются в ископаемом состоянии и присутствуют в отложениях практически всех литолого-генетических типов.

Для получения палеогеографической информации автором был применен подход, при котором используются виды-индикаторы, составляющие те или иные малакофаунистические комплексы в зависимости от условий окружающей среды. Подобный подход широко применяется, например, в Понто-Каспийском регионе [Невесская, 1965; Методы диагностики..., 1999; Янина, 2012 и др.] для расчленения последовательности плейстоценовых и голоценовых морских и озерных отложений. Основное внимание в работе уделено двустворчатым моллюскам, имеющим решающее значение для стратиграфических построений и палеогеографических реконструкций четвертичной истории южных морей России.

Для реконструкции истории позднеплейстоценовых проливов Понто-Каспия проведен анализ малакофауны керна четырех скважин, пробуренных на о. Тузла, образцов из

двух разрезов — Эльтиген и Тузла, расположенных на побережьях Керченского пролива, керна четырех скважин и разреза хвалыньских отложений на о. Левый в центральной части Манычской депрессии. Отбор раковин моллюсков по возможности был массовым и послойным из кернов и очищенных от осыпи и оплывин стенок обнажений (рис. 18) с наиболее полной последовательностью отложений [Руководство по изучению новейших отложений..., 1987]. Для каждого образца производилась привязка к разрезу как на схеме и в описании, так и с помощью геодезического оборудования. При отборе образцов малакофауны отмечались относительное количество раковин в слое, характер захоронения, наличие или отсутствие парных створок, окатанность, присутствие молодежи наряду со взрослыми экземплярами; относительное количество экземпляров каждого вида и литологический характер вмещающего осадка по методике, описанной Л. А. Невесской [1965].

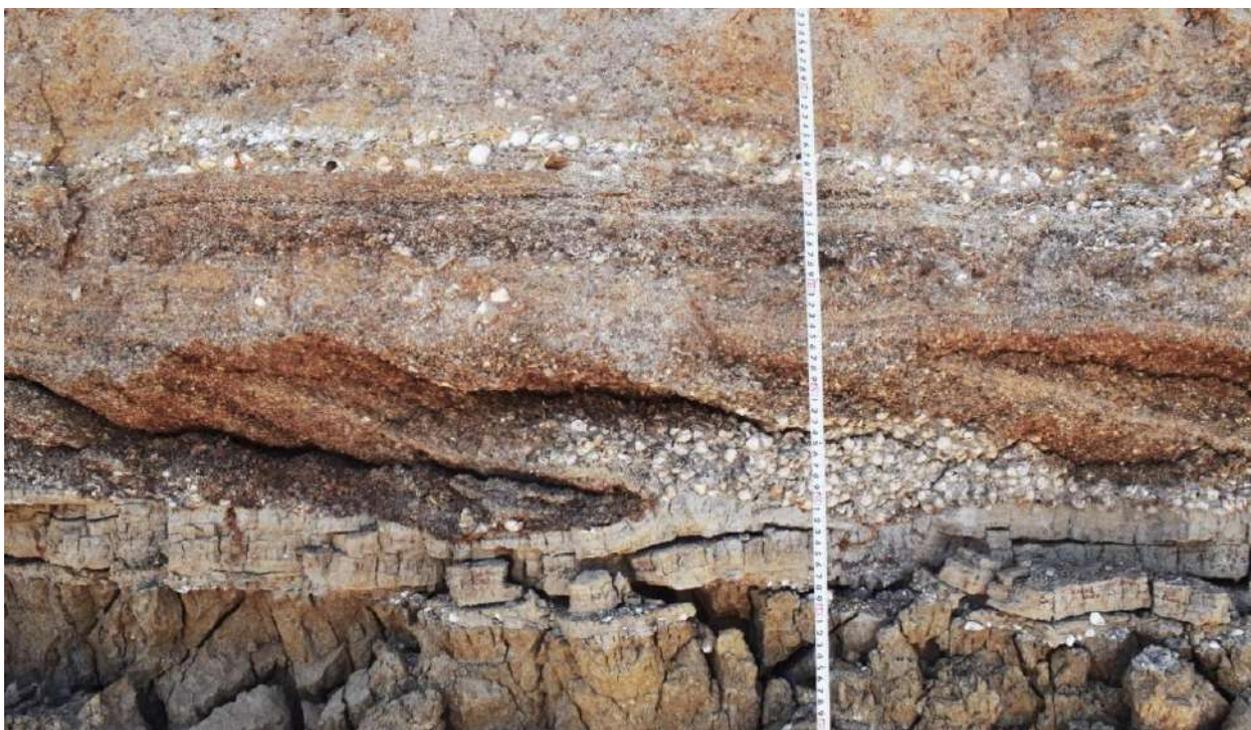


Рис. 18. Скопления раковин двустворчатых моллюсков в отложениях разреза Эльтиген

Подготовка малакофаунистических образцов (рис. 19) и их систематический анализ выполнены в НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ. Для определения видов использованы определители для черноморских и каспийских моллюсков [Невесская, 1963, 1965; Nevevskaja, 2007; Попов, 1983; Янина, 2005, 2012], и эталонные коллекции, хранящиеся в НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ. Результаты анализа систематизированы в таблицах и оформлены в виде схем.

Выявление особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения малакофаунистических сообществ в разрезах новейших отложений и в керне скважин, их сравнительный анализ явились биостратиграфическим основанием для

расчленения верхнеплейстоценовой осадочной толщи, для установления этапов функционирования палеопротоливов Понто-Каспия и их палеоэкологической характеристики.



Рис. 19. Раковины моллюсков, извлеченные после ситования одного из образцов разреза Эльтиген

3.2.3. Абсолютное датирование методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)

В отличие от малакофаунистического анализа, в течение многих десятков лет широко используемого в палеогеографических реконструкциях Понто-Каспийского региона, метод ОСЛ-датирования стал применяться лишь в последние годы [Янина и др., 2017]. По этой причине этому методу абсолютного датирования в диссертации уделено повышенное внимание.

Люминесцентные свойства кристаллов изначально использовались для мониторинга фоновой естественной радиации, для определения видов минералов, и лишь в 50–60-х годах 20 века [Daniels et al., 1953; Grogler et al., 1960; Aitken et al., 1964] появилась идея использовать люминесцентные свойства минералов для датирования отложений и археологических артефактов. Первыми обратили внимание на увеличение термолюминесцентного сигнала с возрастом образца В. Н. Шелкопляс и Г. В. Морозов в 1965 году. Позднее А. Уинтл и Д. Хантли [1979, 1980] установили, что термолюминесцентный сигнал в отложениях обнуляется посредством воздействия дневного света, что внесло большой вклад в развитие методологии

термолюминесцентного датирования в контексте геологических исследований и дало толчок для широкого развития этого направления в геохронологии. Однако ближе к середине 80-х годов было установлено, что дневной свет в ходе геологического транспорта не до конца обнуляет светочувствительный сигнал в кристаллах, а это значит, что погребенные образцы несут не только накопленную непосредственно в данной толще энергию, но и энергию с предыдущих событий погребения. Был сделан вывод, что термолюминесцентный возраст четвертичных отложений априори завышен [Godfrey-Smith et al., 1988, Preusser et al., 2008]. Вследствие данного открытия было принято решение отказаться от термочувствительного сигнала в пользу светочувствительного — ОСЛ-сигнала. Представленная мировой публике статья об ОСЛ-методе в одном из выпусков журнала «Nature» 1985 года [Huntley et al., 1985], дала старт широкому применению ОСЛ-метода в геохронологии.

В начале 2000-х годов метод стал рутинным, благодаря появлению стандартизированной процедуры датирования. Э. Мюррей и Э. Уинтл [2000, 2003] разработали надежный протокол измерений, называемый «восстановление дозы единичной аликвоты» (SAR — single-aliquot regenerative dose). Данный протокол признан по всему миру и является единым и универсальным, он не только позволяет получать точные даты, но и, благодаря встроенным в протокол самопроверкам, позволяет избежать ошибок в измерениях.

Термин «ОСЛ-датирование» доминирует в названиях любых люминесцентных методов отличных от термолюминесцентного. Однако в узком смысле ОСЛ-датированием называется метод, который использует люминесценцию зерен кварца видимого диапазона спектра (около 385–700 нм). Метод, использующий люминесценцию калиевого полевого шпата инфракрасного диапазона спектра (800–900 нм), который так же часто причисляется к ОСЛ-датированию, называется методом инфракрасно стимулированной люминесценции (ИКСЛ) [Buylaert et al., 2013].

Люминесцентное датирование сегодня (ОСЛ и ИКСЛ) — это хронологический метод, широко используемый в археологии и науках о Земле. Основываясь на люминесцентных свойствах кварца и полевого шпата, данный метод дает возможность определить время, когда последний раз зерна в отложениях были экспонированы на свет. ОСЛ имеет высокую чувствительность к природным состояниям, а именно: сигнал удаляется за секунды дневным светом или нагревом от температур в диапазоне 200–400°C. Возрастной предел датирования — от нескольких десятков лет до 500 000 лет и древнее. Точность люминесценции зависит от многих факторов, например, от качества исходного материала, содержания воды в грунтах, природной радиоактивности осадка и др. Люминесцентные методы применяются для датирования очень широкого диапазона отложений: почв, рыхлых осадков, поверхностей и обломков скальных пород и др., во многом благодаря тому, что их принцип заключен в измерении люминесцентного сигнала в самых распространенных минералах земной коры —

кварца и калиевого полевого шпата. При датировании отложений, представленных в данной работе, использовались протоколы датирования ОСЛ и ИКСЛ.

Суть метода заключается в том, что в кристаллических решетках кварца и полевого шпата со временем под воздействием природной радиации и эрозии, возникают нарушения в кристаллической решетке. Эти нарушения являются ловушками для свободных электронов, которые образуются благодаря энергии, переданной ионизирующим излучением. Энергия будет накапливаться в кристаллах с определенной скоростью до тех пор, пока не будет высвобождена в виде люминесценции посредством воздействия света и тепла (рис. 20) или же пока все ловушки не будут заполнены (достигнут сатурации). Измерение люминесцентного сигнала (накопленного заряда) и скорости накопления электронов в ловушках позволяет определить время последнего светового воздействия на образец (рис. 21). Событие, датированное люминесценцией, это момент, когда осадок в последний раз подвергся воздействию света.

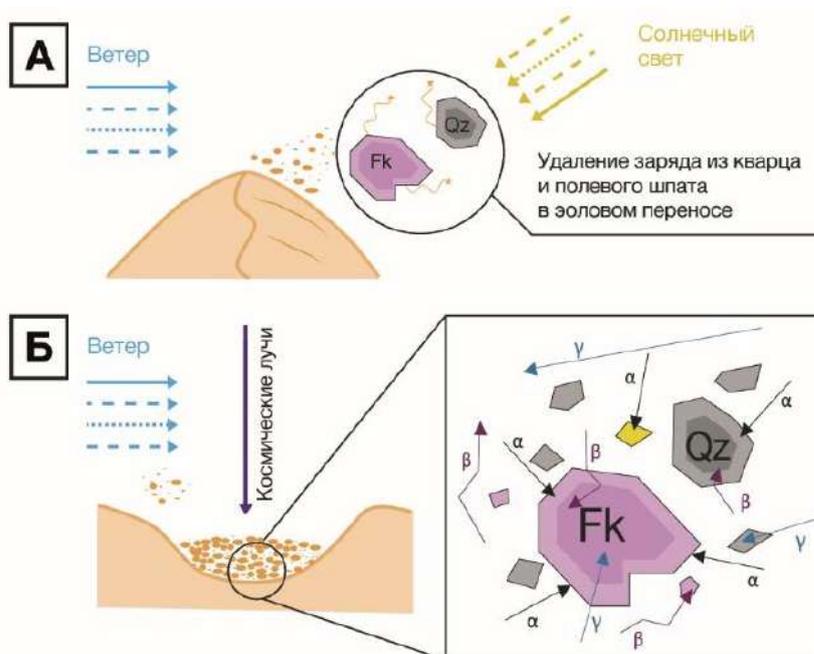


Рис. 20. Принцип ОСЛ-датирования: А — обнуление сигнала под воздействием солнечного света; Б — накопление энергии в кристаллах под воздействием естественной радиации

Естественное ионизирующее излучение, благодаря которому в кристаллах кварца и полевого шпата, накапливается люминесцентный сигнал, окружает нас повсюду и существует с тех пор, как сформировалась Земля. Его источниками являются радионуклиды урана (U), тория (Th) и их дочерних изотопов, калия (K) и в меньшей степени рубидия (Rh). В процессе распада эти элементы испускают α -, β -, γ -частицы. Другой принципиальный источник природной радиации — космическое излучение, в состав которого входят протоны, альфа-частицы, электроны, ядра тяжелых элементов и другие менее распространенные частицы. Взаимодействие космических частиц с верхними слоями

земной атмосферы провоцирует вторичное излучение, которое также вносит вклад в приповерхностное облучение отложений [Prescott and Hutton, 1994].

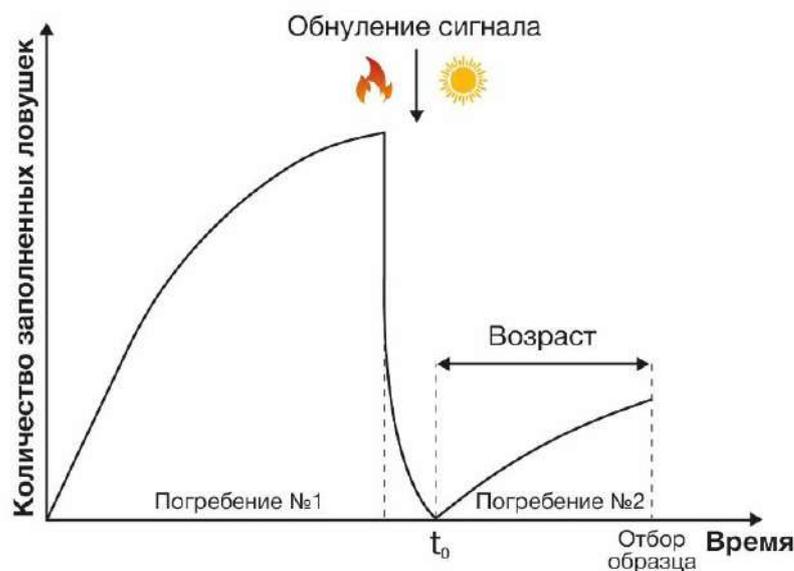


Рис. 21. Принцип заполнения энергетических ловушек электронами под воздействием естественной радиации и их освобождения под воздействием света и/или тепла в кристаллических решетках кварца и полевого шпата. Составлено автором на основе [Preusser et al., 2008]

Таким образом, чтобы получить люминесцентный возраст, необходимо рассчитать два главных показателя: 1) величину природного люминесцентного сигнала в образцах (эквивалентную дозу, D_E); 2) уровень естественной фоновой радиации, которая ионизирует минералы в отложениях (мощность дозы, D_R).

Формула, по которой рассчитывается возраст, в упрощенном виде выглядит так:

$$\text{Возраст (тыс. лет)} = \frac{\text{эквивалентная доза (Гр)}}{\text{мощность дозы } \left(\frac{\text{Гр}}{\text{тыс. лет}}\right)}, \quad (\Phi. 1)$$

В данной работе представлены результаты датирования преимущественно прибрежно-морских отложений, несколько дат получено из отложений лагунного и озерного происхождения.

Прибрежно-морские отложения в целом являются самыми подходящими для ОСЛ-датирования, и были изучены огромным количеством исследователей за последние 30 лет [Huntly et al., 1985; Wintle and Huntley, 1979; Stokes et al., 2003; Buylaert et al., 2008; Murray et al., 2015 и др.]. Наиболее надежный результат можно получить при датировании отложений гидродинамически активных участков прибрежной зоны: пляжевых фаций и фаций подводного берегового склона. Принципиальное преимущество датирования данных типов отложений связано с высокой степенью обнуления люминесцентного сигнала в кристаллах кварца и полевого шпата перед погребением, т. к. отложения подвергаются активной переработке в прибрежной зоне и береговом эоловом переносе, что подразумевает под собой очень высокую вероятность обнуления светочувствительного сигнала. Более того, береговые отложения практически всегда состоят из частиц, неоднократно участвовавших в геологическом транспорте в составе

различного вида генетических отложений, например, флювиальных, эоловых, прибрежно-морских. Благодаря такому длинному пути кристаллов кварца и полевого шпата от коренной породы к отложению в составе прибрежно-морских отложений, в их кристаллах образуется больше светочувствительных ловушек, чем в каких бы то ни было других отложениях, соответственно, кристаллы кварца и полевого шпата в составе прибрежно-морских отложений наиболее чувствительны к изменениям природной среды и способны показать наибольший диапазон возрастов от первых десятков [Tomura et al., 2015] до сотен тысяч лет.

Прибрежно-морские отложения имеют преимущества еще и при расчете мощности дозы. Песчаные береговые дюны, пляжевые отложения обычно гранулометрически и минералогически однородны, соответственно, содержание радионуклидов в таких отложениях тоже однородно. К тому же содержание воды в песчаных отложениях, влияющих на мощность дозы, ограничено пористостью в 25%, что существенно снижает неопределенность конечной даты.

Обычно морские отложения датируют для реконструкции динамики береговой зоны (эволюции) в голоцене [Reimann et al., 2011; Souza et al., 2019], определения возраста катастрофических событий, например, штормов [Sommerville et al., 2003; Fruergaard et al., 2019] и цунами [Tomura et al., 2015], для стратиграфической привязки морских кернов [Matthews et al., 2015] и древних плейстоценовых морских террас [Bateman et al., 2011].

Датирование озерных отложений связано с рядом трудностей, в основном с плохим обнулением светочувствительного сигнала из-за низкой динамики среды, однако данная проблема решается сопоставлением результатов разных протоколов датирования, механизм которого подробнее рассмотрен ниже. Так или иначе, ОСЛ-датирование озерных отложений находит свое применение в различных палеогеографических исследованиях [Zander, Hilgers, 2013] и также имеет достаточно высокую надежность результатов, благодаря новым подходам в получении датировок. В современной практике люминесцентного датирования оценка степени обнуления проводится путем анализа распределения доз набора аликвот. Чем однороднее распределение, тем надежнее считается результат. Однако этот подход упускает существенный момент: в ходе лабораторной пробоподготовки происходит многократное перемешивание зерен и стирается любая закономерность в распределении. В 2012 году Э. Мюррей с коллегами [Murray et al., 2012] предложил новый подход для оценки степени обнуления сигнала в образцах кварца и калиевых полевых шпатов посредством анализа распределения доз и соответствия итоговых возрастов друг другу, измеренных по трем протоколам (ОСЛ, ИКСЛ₅₀, ИКСЛ₂₉₀). Получение для каждого образца трех датировок по двум различным минералам (с двумя разными температурными режимами преднагрева аликвот полевого шпата) позволяет выявить результаты с явным завышением возраста.

Процедура подготовки образцов и основные этапы ОСЛ-датирования. Отбор образцов в разрезах (рис. 22) осуществлялся в ночное время суток при свете красного светодиодного фонаря (главное условие отбора образцов — исключение светового воздействия на осадок), места отбора были заранее помечены этикетками. Перед отбором стенка разрезов была очищена от засвеченного слоя на ~10–15 см. Отобрано не менее трех образцов из каждого слоя (по центру, в ~10 см от верхней и нижней границ), образец на гамма-спектрометрию весом ~500 г отбирался из того же места, что и ОСЛ-образец. Вес образца песка составлял не менее 200 г, супеси — 400 г, суглинка — 500 г, глины — 1 кг. Отбор происходил в фольгированные светонепроницаемые пакеты. Керн скважины во время полевых работ паковался в фольгу, в лаборатории он был очищен от засвеченной «оболочки» мощностью 4–5 см, засвеченная часть керна была использована для гамма-спектрометрического анализа.



Рис. 22. Разрез Эльтиген (Тобечик) на следующий день после ночного отбора образцов

В НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ при специальном освещении (красные LED-светильники 590–630 нм) выполнена подготовка образца для получения чистых навесок зерен кварца и полевого шпата определенной фракции. Было произведено мокрое ситование образцов (предпочтение отдается фракции 180–250 мкм при должном количестве образца). Далее последовала обработка образца кислотами (HCl, H₂O₂, HF) для удаления карбонатов, органики и др. минералов, а также удаления внешнего слоя кристаллов мощностью около 2 мкм, чтобы исключить вклад энергии, полученной от альфа-частиц, в конечном люминесцентном сигнале, т. к. в расчете мощности дозы с помощью гамма-спектрометров учитывается только вклад гамма- и бета-излучения. Кварц был отделен от полевого шпата путем сепарации кристаллов в тяжелой жидкости (рис. 23) по разработанной методике [Murray, Wintle, 2000]. Подготовленные навески зерен кварца/поле-

вого шпата были помещены в прибор (рис. 24) ТЛ/ОСЛ-ридер Riso (модель DA-20), где под воздействием света был зарегистрирован естественный люминесцентный сигнал.



Рис. 23. Химическая обработка образцов: А — 10% раствор HCl; Б — сепарация образцов в тяжелой жидкости

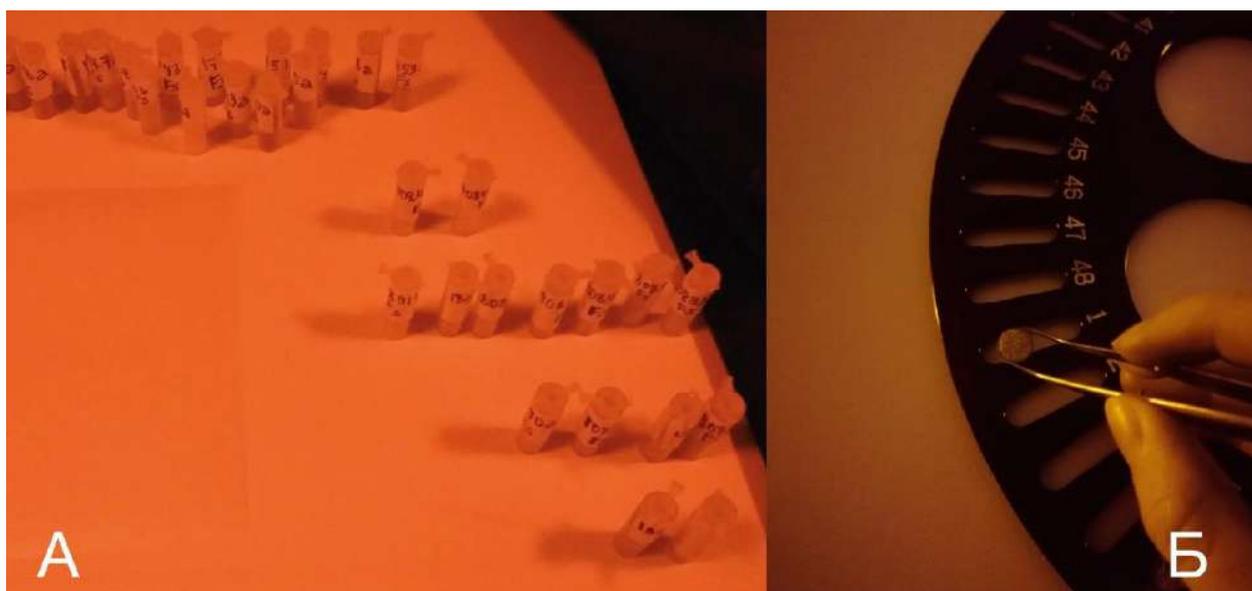


Рис. 24. Подготовка аликвот к измерению люминесцентного сигнала: А — навески кварца и полевого шпата после химической обработки, Б — размещение аликвоты на карусель ридера

Далее, в этом же приборе, источник β -излучения, увеличивая дозу после каждого воздействия светом, передавал энергию в кристаллы для того, чтобы электроны вновь заполнили освободившиеся ловушки, такой протокол (рис. 25) позволяет в лабораторных условиях определить дозу излучения эквивалентную натуральной, накопленной кристаллами в погребенном состоянии. Параллельно с подготовкой зерен кварца и полевого шпата для измерений в ТЛ/ОСЛ-ридере навески того же образца были подготовлены для

гамма-спектрометрии. Гамма-спектрометрия позволяет вычислить мощность дозы — степень естественного облучения зерен в грунте в тысячу лет изотопами урана, тория и калия.

Этапы подготовки образцов для гамма-спектрометрии (рис. 26): 1) выжигание карбонатов и органики в муфельной печи при температуре 450–500°C; 2) измельчение образца до однородной пылеватой размерности; 3) создание чашеобразной формы из смеси образца и воска для помещения в высокоточный гамма-спектрометр с полупроводниковым детектором на основе особо чистого германия [Murray, Wintle, 2000]; 4) помещение подготовленного образца в гамма-спектрометр, измерение интенсивности распада изотопов урана, калия и тория.

Заключительный этап датирования — расчет итоговой даты с учетом различных показателей: водности грунтов, воздействия космического излучения, естественного затухания сигнала в полевом шпате и др.

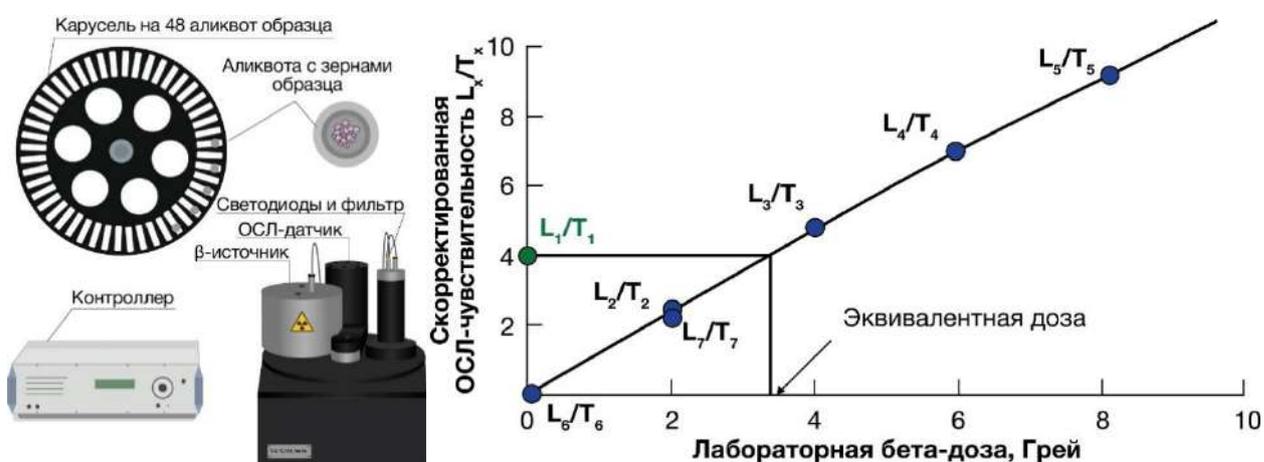


Рис. 25. Измерение люминесцентного сигнала. Слева — составляющие ТЛ/ОСЛ-ридера Riso (модель DA-20), справа — кривая насыщения люминесцентного сигнала, построенная с помощью протокола датирования SAR для определения эквивалентной дозы



Рис. 26. Этапы подготовки образца для гамма-спектрометрии: 1, 2 — измельчение, 3 — смешивание с воском, 4 — заливка в форму, 5 — хранение в течение трех недель для восстановления баланса ^{220}Rn

Ниже представлена подробная схема процедур ОСЛ-датирования, составленная автором во время прохождения стажировки в Орхусском университете Дании (рис. 27).

Процедура датирования методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)

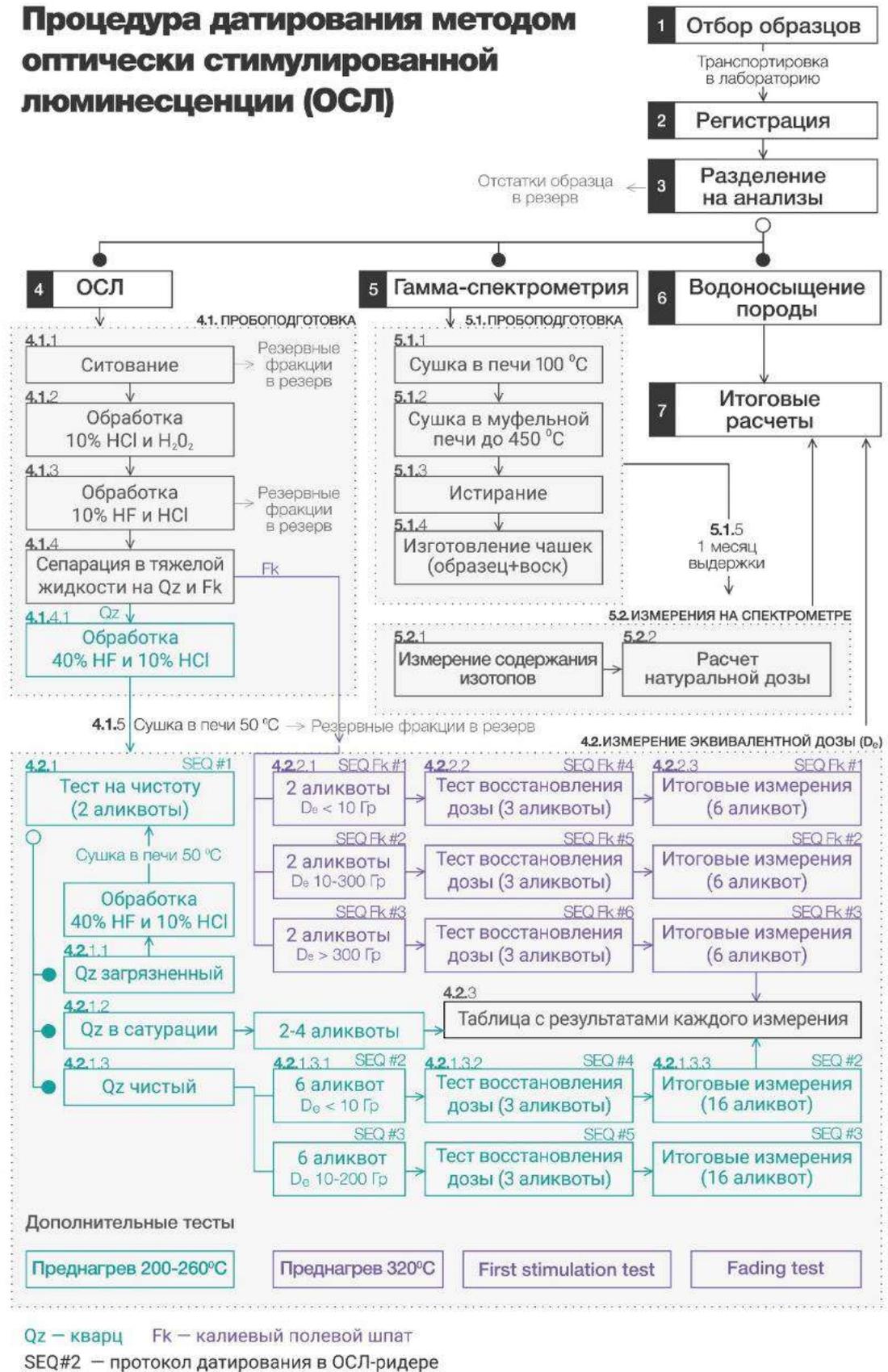


Рис. 27. Схема процедур ОСЛ-датирования по кварцу и полевоому шпату

Автором работы самостоятельно были получены ОСЛ-даты для разрезов Эльтиген, Тузла, Остров Левый, двух скважин в Манычской депрессии — у о. Левый и у п. Маныч.

ГЛАВА 4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В главе представлены результаты исследования стратотипических разрезов отложений карангатской трансгрессии Черного моря Эльтиген и Тузла (МИС 5) и керн скважин, пробуренных на о. Тузла, в которых вскрываются отложения конца позднего плейстоцена (рис. 28).

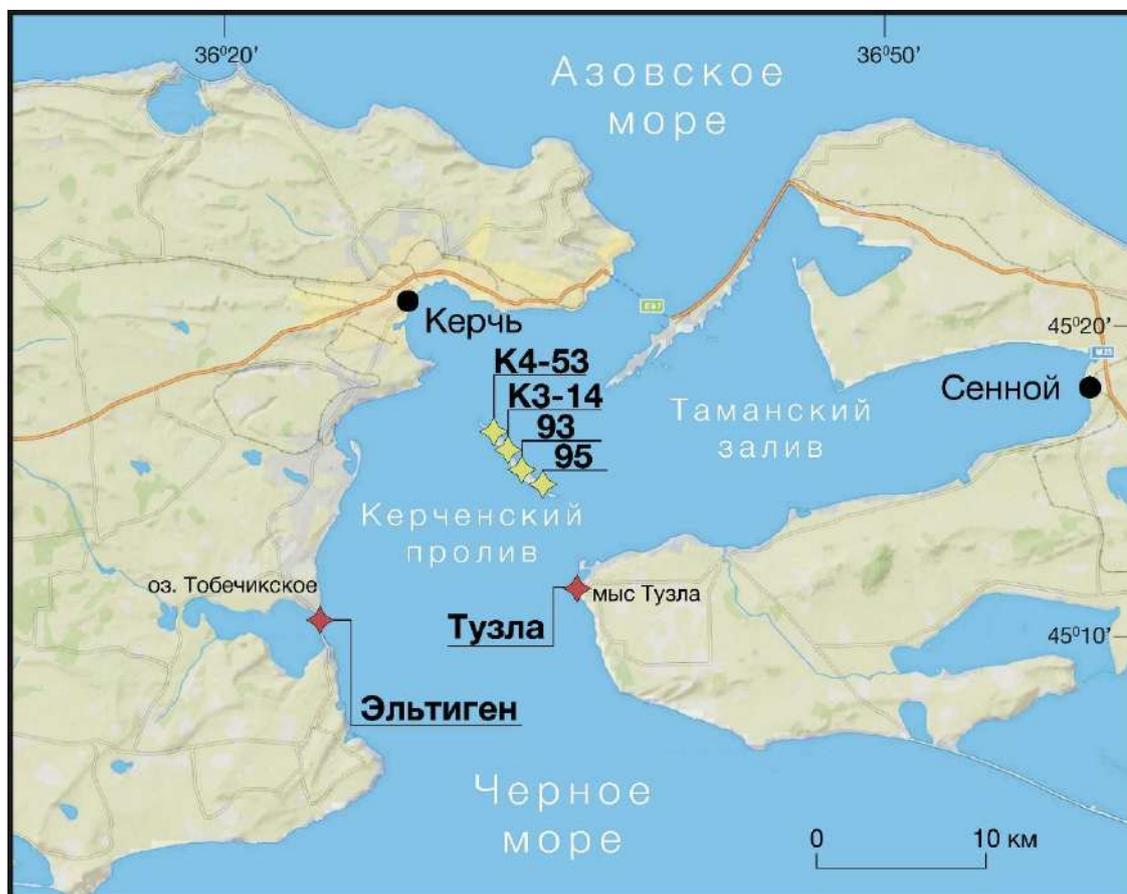


Рис. 28. Схема местоположения изученных объектов (красным цветом отмечены береговые обнажения, желтым — скважины)

4.1. Строение отложений Керченского пролива

Четвертичные отложения слагают дно Керченского пролива, его лиманов и бывших заливов, а также слагают террасы, сохранившиеся на отдельных участках побережья пролива и более мелких водоемов [Геология шельфа..., 1981]. Осадочный материал Керченского пролива представлен в основном продуктами разрушения пород Керченского и Таманского полуостровов, поступающих в пролив в результате абразии. Существенная роль принадлежит привносу терригенного материала в составе аллювия рек палео-Дона и палео-Кубани. Фрагментарность распространения четвертичных отложений, в особенности на берегах, обусловлена чередованием трансгрессивных и регрессивных эпох в истории развития пролива. Мощности морских четвертичных отложений невелики: на севере и юге пролива мощность осадочного чехла не превышает 20–30 м; центральная часть заполнена новейшими отложениями мощностью 50 м и более.

Отложения карангатского возраста развиты фрагментарно по берегам Керченского пролива в виде относительно мощных аккумулятивных террас и в прибрежных участках пролива. Нигде в Керченско-Таманской области не наблюдается случаев заполнения карангатскими осадками каких-либо древних эрозионных форм и проникновения вглубь суши [Благоволин, 1960]. Морские карангатские осадки быстро выклиниваются с удалением от моря и замещаются по простиранию континентальными суглинками. В центральной, наиболее глубокой, части Керченского пролива карангатский бассейн в начальной стадии осушался не полностью — произошел постепенный переход от древнеэвксинских осадков к карангатским [Геология шельфа..., 1981]. Максимальная мощность отложений карангатского возраста на дне Керченского пролива достигает 19 м.

В посткарангатское время в Керченском проливе произошел размыв ранее отложившихся здесь плейстоценовых осадков. Новозэвксинские отложения трансгрессивно залегают на абс. отметках –68 – –11 м на неогеновых, древнеэвксинских, карангатских и посткарангатских отложениях [Геология шельфа..., 1981], а на берегах пролива представлены преимущественно лессово-почвенной формацией, а также отложениями балочного аллювия в переуглубленных устьях балок (до 10 м ниже современного уровня моря), т. к. в этот период произошло интенсивное эрозионное расчленение, совпавшее с быстрым падением уровня моря [Благоволин, 1960]. Выше новозэвксинских осадков залегают древнечерноморские отложения, маркирующие начало голоценовой трансгрессии Черного моря.

4.1.1. Разрез Эльтиген

Разрез Эльтиген — стратотипический разрез отложений карангатской трансгрессии (МИС 5) протяженностью около 3,5 км, расположен в береговом обнажении на западном побережье Керченского пролива между с. Героевское и пересыпью, отделяющей Тобечикское озеро от моря. Несмотря на то, что карангатским отложениям было дано название по мысу Карангат, где А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым [1938] был выделен стратотип, еще Н. И. Андрусовым [1905] было установлено, что наиболее полная последовательность осадков карангатской трансгрессии, вскрывающихся в береговых обнажениях, представлена в разрезе Эльтиген.

Отложения разреза были изучены многими исследователями [Федоров, 1963, 1978; Благоволин, 1962; Невеская, 1965; Геология шельфа..., 1981; Zubakov, 1988; Янко и др., 1990; Dodonov et al., 2000; Динамика ландшафтных..., 2002; Шелкопляс и Христофорова, 2007; Бадюкова, 2009; Свиточ, 2009; и др.], но однозначного мнения о том, как соотносятся отложения в разрезе, какому количеству фаз карангатской трансгрессии они соответствуют, каков их возраст до сих пор нет. Большой группой авторов [Невеская, 1965; Zubakov, 1988; Янко и др., 1990; Динамика ландшафтных..., 2002; Шелкопляс и Христофорова, 2007; и др.]

было высказано мнение, что в южной части разреза вскрываются отложения первой тобечикской (лиманной) фазы трансгрессии, представленные пачкой переслаивающихся глин, алевроитов и песков с эвригалинной фауной моллюсков, а отложения фазы максимального развития карангатской трансгрессии, представленные разнообразными песками, гравелитами, ракушняками с включением стеногалинной фауны моллюсков, вскрываются в центральной и северной частях разреза. В 1978 году с критикой выделения лиманных осадков разреза Эльтиген как отложений первой фазы карангатской трансгрессии выступил П. В. Федоров, т. к., по его мнению, фациальная изменчивость не является для этого достаточным аргументом. Об этом же еще раньше писал и Г. И. Горецкий [1955]. Также существует представление, что горизонт отложений в верхней части разреза отвечает началу четвертой (тарханкутской/героевской) фазы развития карангатской трансгрессии, для которой характерно обеднение малакофаунистического состава [Невеская, 1965] и исчезновение фораминифер, не обитающих в современном Черном море [Янко и др., 1990]. Первая хронология накопления карангатских отложений разреза Эльтиген была получена Х. А. Арслановым с коллегами в 1972 году с использованием уран-ториевого метода, результаты датирования показали возраст отложений в диапазоне 81,6–88,3 тыс. л. н. В то же время морские осадки разреза были датированы радиоуглеродным методом [Семененко, Ковалюх, 1973; Геохронология СССР, 1974], возраст отложений составил 27–42 тыс. лет. В виду физических ограничений радиоуглеродного метода данные датировки не могут считаться достоверными. Позднее отложения вновь были датированы уран-ториевым методом, все датировки оказались в интервале 57–125 тыс. л. н. [Арсланов и др., 1983; Dodonov et al., 2000], была предпринята попытка определить возраст тобечикских отложений термолюминесцентным методом, получена датировка $205,0 \pm 50,0$ тыс. л. н. [Dodonov et al., 2000].

Разрозненные датировки, полученные разными геохронологическими методами, дали возможность соотнести возраст осадков разреза Эльтиген с МИС 5. Более точные временные интервалы до сих пор не определены, все еще нет понимания, как разнофациальные слои соотносятся между собой в пределах разреза.

4.1.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений

С геолого-тектонической точки зрения разрез Эльтиген располагается в крыле эльтигенской брахиантиклинальной складки (рис. 29), возможно, являющейся продолжением тобечикской миоценовой антиклинали [Благоволин, 1962]. Эта складка до сих пор продолжает деформироваться, что выражается в дислокации морских осадков с типичной карангатской фауной. Данное явление было отмечено Н. С. Благоволиным [1962] и П. В. Федоровым [1963]. Выходы палеогеновых глин в средней части разреза также являются свидетельством

новейших тектонических движений. Область к югу от разреза, которую занимает оз. Тобечикское, в настоящее время испытывает погружение [Симонов, Брянцева, 2018].

Прилегающая к разрезу территория характеризуется чередованием низменностей (синклиналей — до 20 м абс. высоты) и вершинных поверхностей приподнятых равнин (антиклиналей — 80–140 м абс. высоты), склоны возвышенностей осложнены древовидными балочными долинами (рис. 30). Абразионные уступы, где вскрываются четвертичные отложения, характеризуются преимущественно обвальными и осыпными процессами, а более древние (миоценовые) — оползневыми, берег осложнен аккумулятивными телами — косами, пересыпями и пляжами.

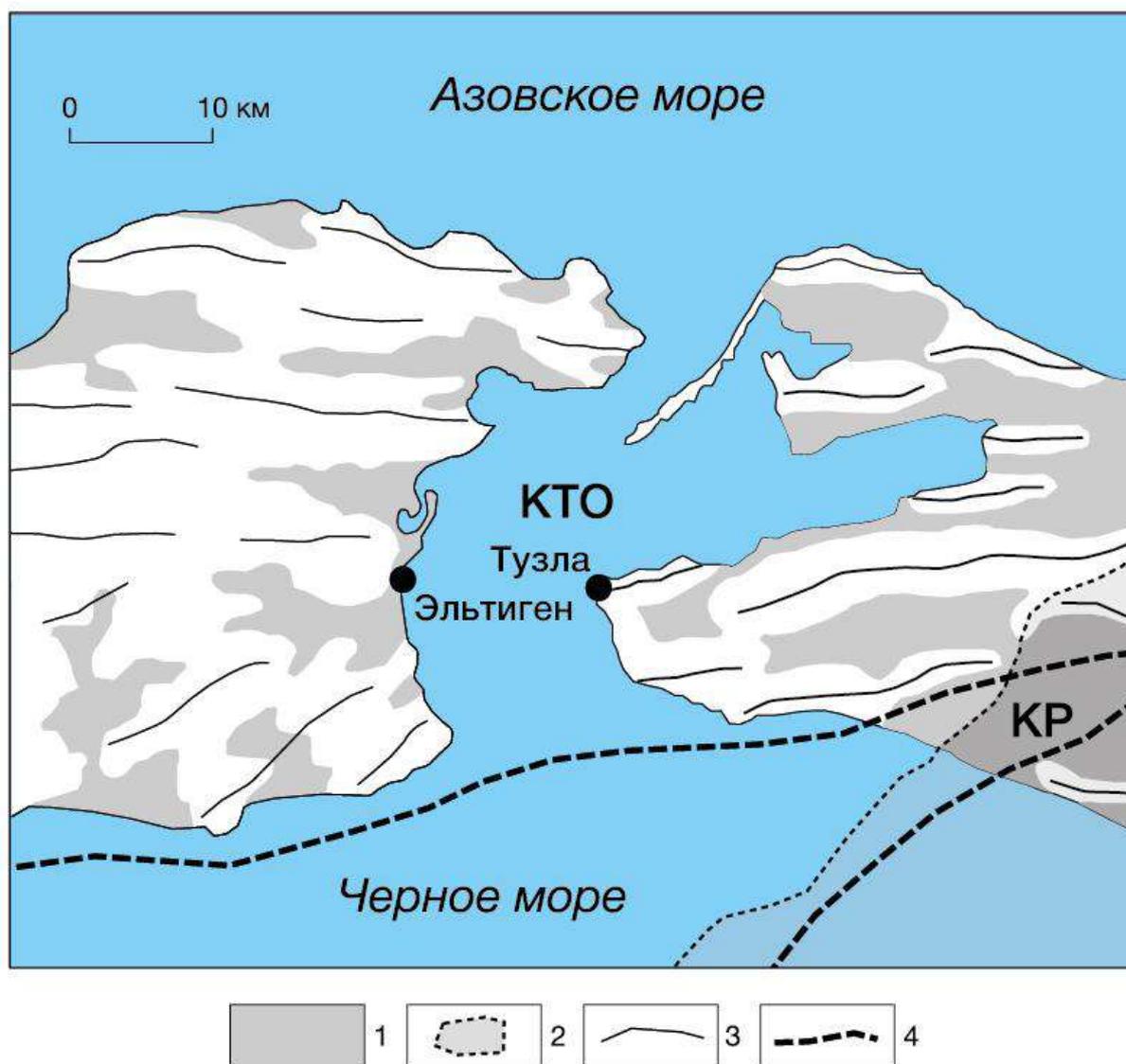
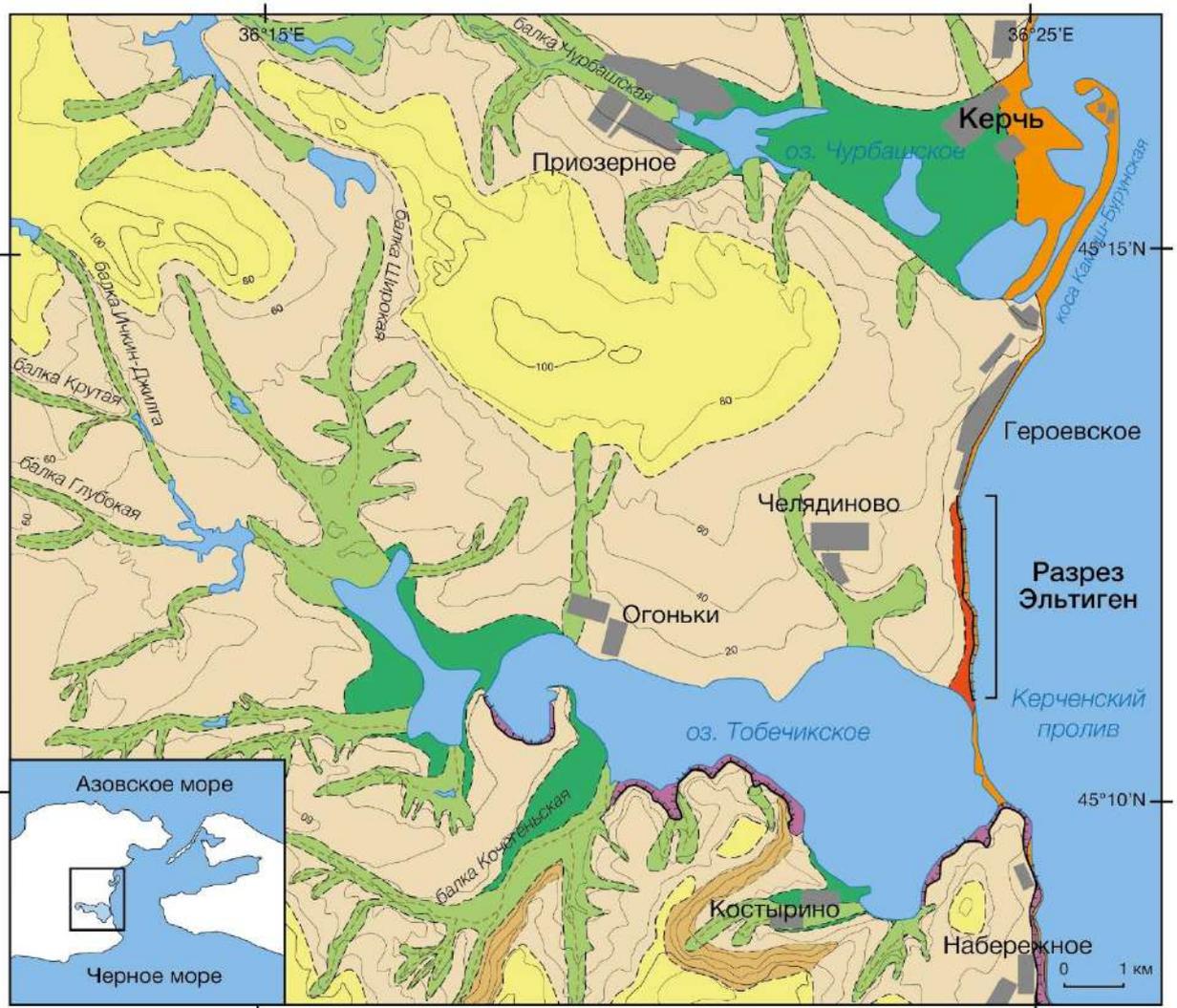


Рис. 29. Структурно-геоморфологическая схема р-на Керченского пролива: Керченско-Таманская область — КТО; Кизилташский разлом — КР; 1 — области распространения четвертичных отложений, отвечающие низменностям в Керченско-Таманской области и межгорным впадинам в пределах Северо-Западного Кавказа; 2 — передовые и периклинальные прогибы; 3 — оси антиклиналей; 4 — трансрегиональные разломы. Составлено автором на основе [Трихунков и др., 2019]



Рельеф относительно приподнятых равнин и гряд и плоских низменных равнин неоген-четвертичного возраста

- Вершинные поверхности денудационно-структурных гряд и холмов
- Вершинные поверхности относительно приподнятых пологоволнистых денудационных равнин
- Делювиальные пологонаклонные равнины
- Аллювиально-делювиальные плоские равнины
- Аккумулятивные низменные равнины лиманного и лагунного происхождения

Рельеф береговой зоны четвертичного возраста

- Абразонно-оползневые склоны
- Береговые аккумулятивные образования
- Морские плейстоценовые террасы, выраженные в рельефе
- Береговые обрывы

Флювиальный рельеф четвертичного возраста

- Эрозионные склоны (пологие <math><5^\circ</math>)
- Эрозионные склоны (средней крутизны и крутые >math><50^\circ</math>)
- Долины балок
- Временные балочные водотоки
- Постоянные балочные водотоки
- Овраги и рытвины

Геоморфологические границы

- Четкие
- Нечеткие

Прочее

- Населенные пункты

Рис. 30. Геоморфологическая схема прилегающей к разрезу Эльтиген территории. Составлено автором на основе [Благоволин, 1962]

В пределах рассматриваемой территории можно выделить четыре морфогенетических комплекса рельефа: комплекс вершинных поверхностей относительно приподнятых полого-

волнистых денудационных равнин, комплекс поверхностей аккумулятивных низменных равнин лиманного и лагунного происхождения, балочный комплекс и комплекс береговой зоны.

Разрез Эльтиген представляет собой абразионный уступ морской плейстоценовой террасы, высота которого достигает 13–15 м, в нем вскрывается толща преимущественно прибрежно-морских отложений карангатской трансгрессии перекрытых лессовидными суглинками с двумя–тремя плохо развитыми палеопочвами. Отложения разреза нами изучены в его южной (тобечикской) и в центральной частях. Далее обнажения будут обозначаться как А и Б соответственно.

В общем виде модель разреза представлена на рис. 31.

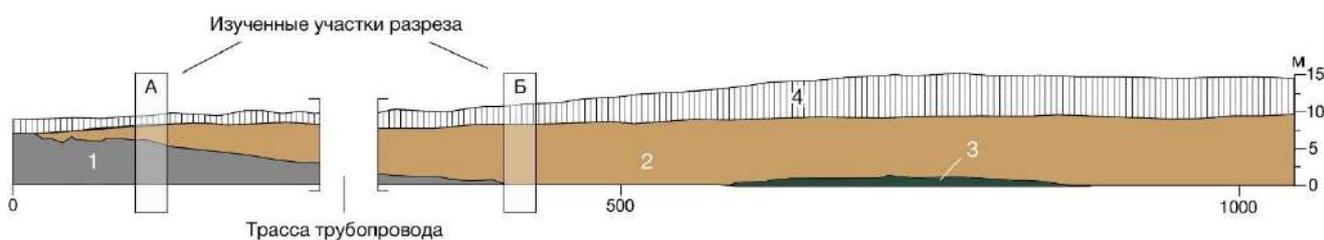


Рис. 31. Обобщенная схема разреза Эльтиген: 1 — фациально изменчивая толща чередующихся песков и глин; 2 — прибрежно-морские песчаные отложения; 3 — сарматские глины (неоген); 4 — лессово-почвенная формация; А, Б — обнажения разреза Эльтиген, изученные при участии автора

В обнажении А (рис. 32) разреза Эльтиген ($N45^{\circ}10'53,75$ $E36^{\circ}24'17,45$) высотой 5,8 м от уреза сверху вниз вскрываются следующие отложения: (1) палевый суглинок (современная каштановая почва) мощностью 0,45 м с включением корней растений, ходов животных, карбонатных образований и раковин наземных моллюсков, переход к нижележащему слою постепенный; (2) палевый лессовидный суглинок мощностью 0,35 м с включением корней растений, ходов животных, карбонатных образований и редких раковин наземных моллюсков, переход к нижележащему слою постепенный; (3) опесчаненный суглинок мощностью 0,2 м с включением гальки, гравия и переотложенных раковин морских моллюсков, переход к нижележащему слою постепенный; (4) опесчаненный палевый лессовидный суглинок мощностью 1,25 м с включением редких раковин наземных моллюсков, переход к нижележащему слою постепенный; (5) косо- и горизонтально-слоистые ожелезненные палевые смятые в седиментационные складки пески мощностью 0,6 м с включением гальки, гравия и фауны морских моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (6) сизые опесчаненные глины мощностью 0,45 м с включением редких мелких тонкостворчатых раковин морских моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (7) косо- и горизонтально-слоистые ожелезненные палевые пески мощностью 0,25 м с включением гальки, гравия и раковин морских моллюсков, в подошве наблюдается прослой гравия, граница с нижележащим слоем четкая; (8) светло-сизые горизонтально-слоистые опесчаненные глины

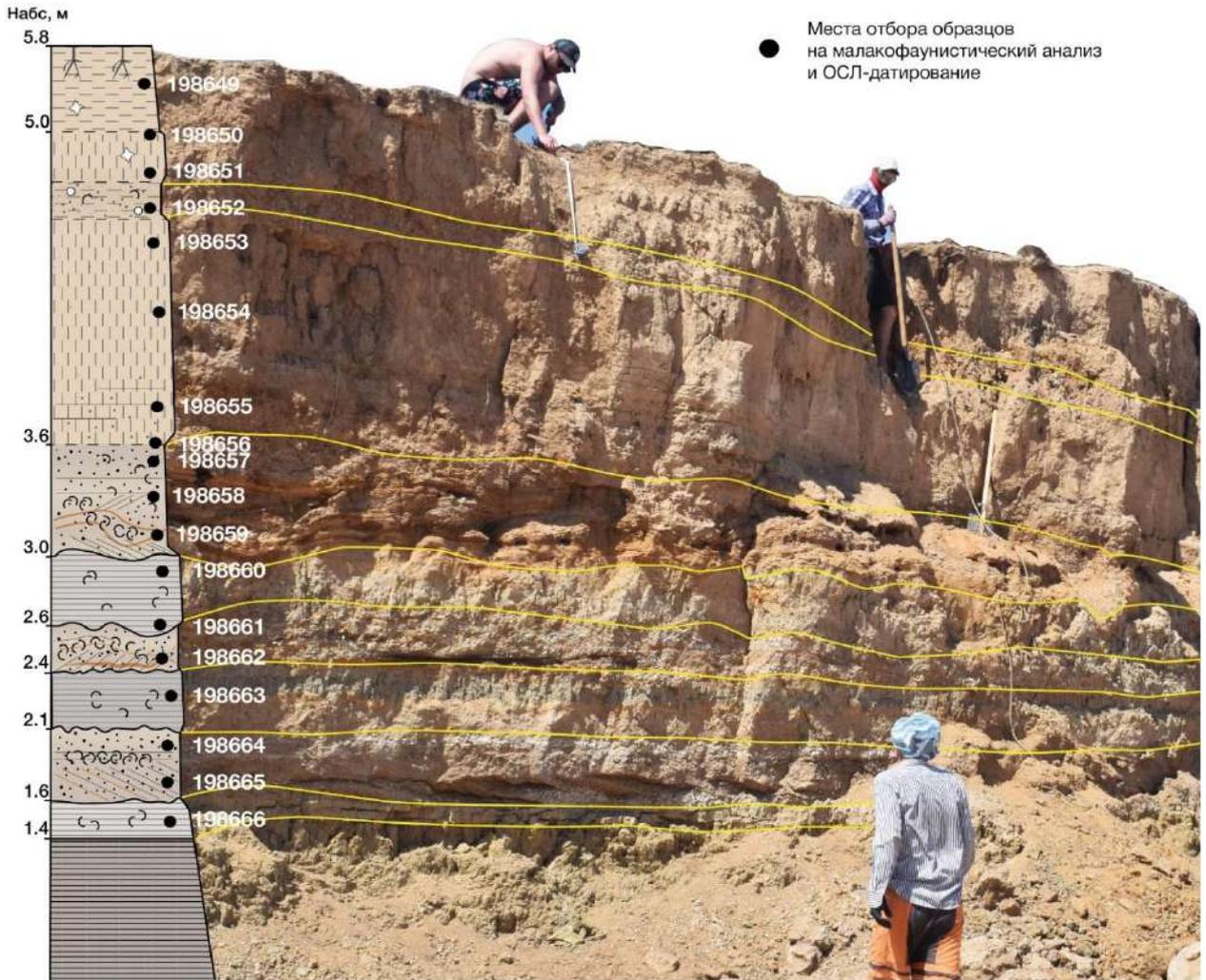


Рис. 32. Обнажение А разреза Эльтиген

мощностью 0,35 м с включением мелких тонкостворчатых раковин морских моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (9) косо- и горизонтально-слоистые ожелезненные палевые детритовые пески мощностью 0,4 м с включением раковин морских моллюсков, в подошве наблюдается прослой гравия, граница с нижележащим слоем четкая; (10) светло-сизые горизонтально-слоистые глины мощностью 0,2 м с включением мелких тонкостворчатых раковин морских моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (11) темно-сизые глины со следами ожелезнения, видимая мощность слоя 0,6 м.

В обнажении А (рис. 33) выделяются десять эпизодов смены режима осадконакопления. В морской толще насчитывается три цикла накопления лагунных и прибрежно-морских осадков, которые отражают колебания уровня карангатского моря, а в континентальной толще между слоями лессовидного суглинка выделяются отложения неясного происхождения, характеризующиеся высокой опесчаненностью и наличием включений мелкой гальки, гравия и переотложенных раковин моллюсков, что может быть связано с повышением влажности в период их накопления и активизации склоновых и русловых процессов на данной территории.

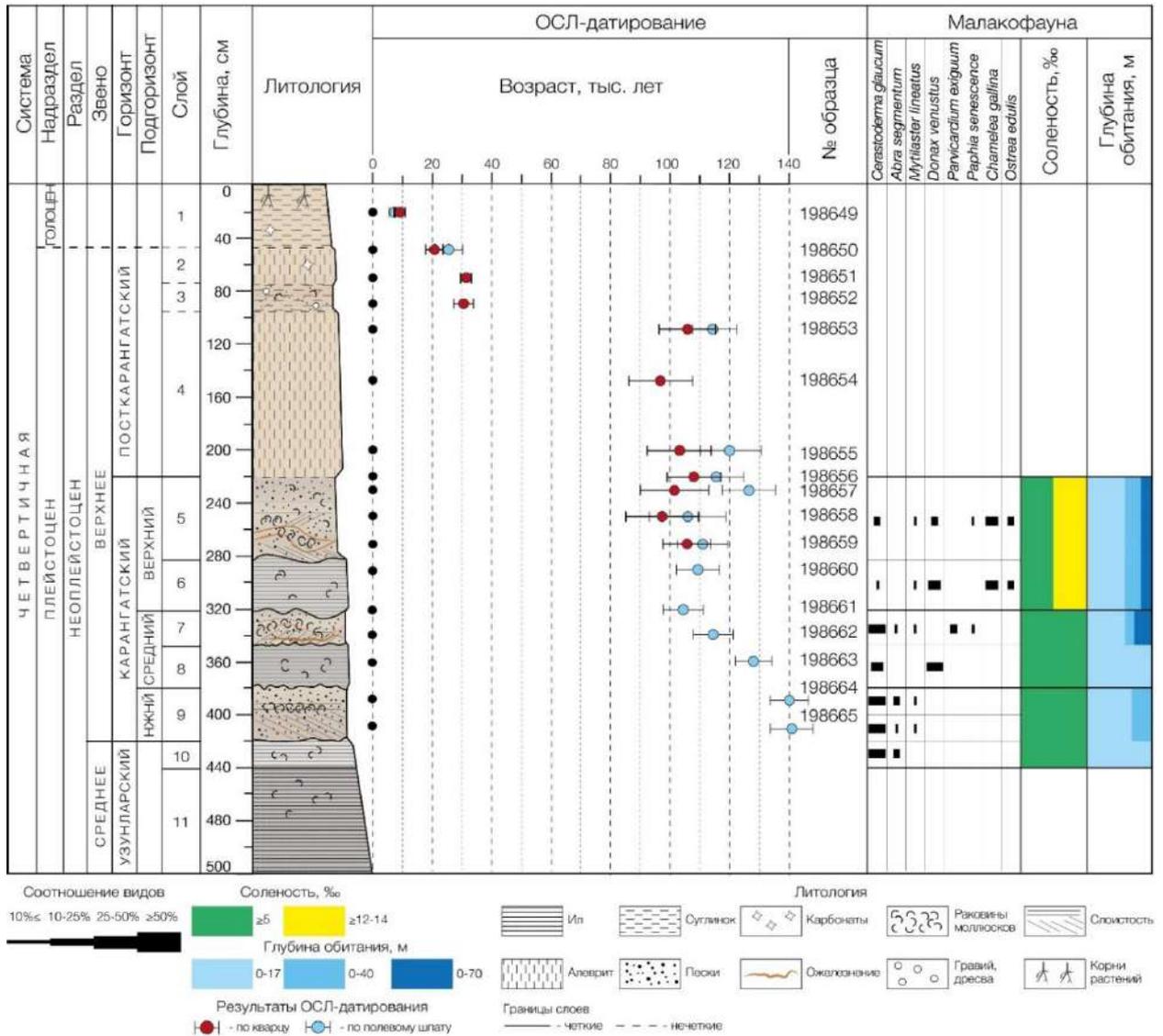


Рис. 33. Схема обнажения А разреза Эльтиген с результатами малакофаунистического и геохронологического анализов

В обнажении Б (рис. 34) разреза Эльтиген ($N45^{\circ}11'04,92$ $E36^{\circ}24'18,01$) сверху вниз вскрываются следующие отложения [Курбанов и др., 2019]: (1) палево-коричневый суглинок (современная почва) мощностью 1,5 м с включением корней растений, ходов животных, карбонатных образований, друз гипса и раковин сухопутных моллюсков, граница с нижележащим слоем нечеткая; (2, 4, 6), палевый лессовидный суглинок мощностью 4,0 м с двумя палеопочвами (3, 5), переход к нижележащему слою резкий; (7) косослоистые палевые пески мощностью 1,0 м с включением детрита фауны, граница с нижележащим слоем четкая; (8) светло-коричневые плохосортированные косо- и горизонтально-слоистые пески мощностью 1,5 м с обильным включением фауны, выделяются отдельные слои крайне насыщенные фауной, граница с нижележащим слоем четкая; (9) светло-коричнево-бурые уплотненные косо- и горизонтально-слоистые пески

видимой мощностью 3,5 м с обильным включением раковин моллюсков и гальки, к кровле плотность уменьшается.

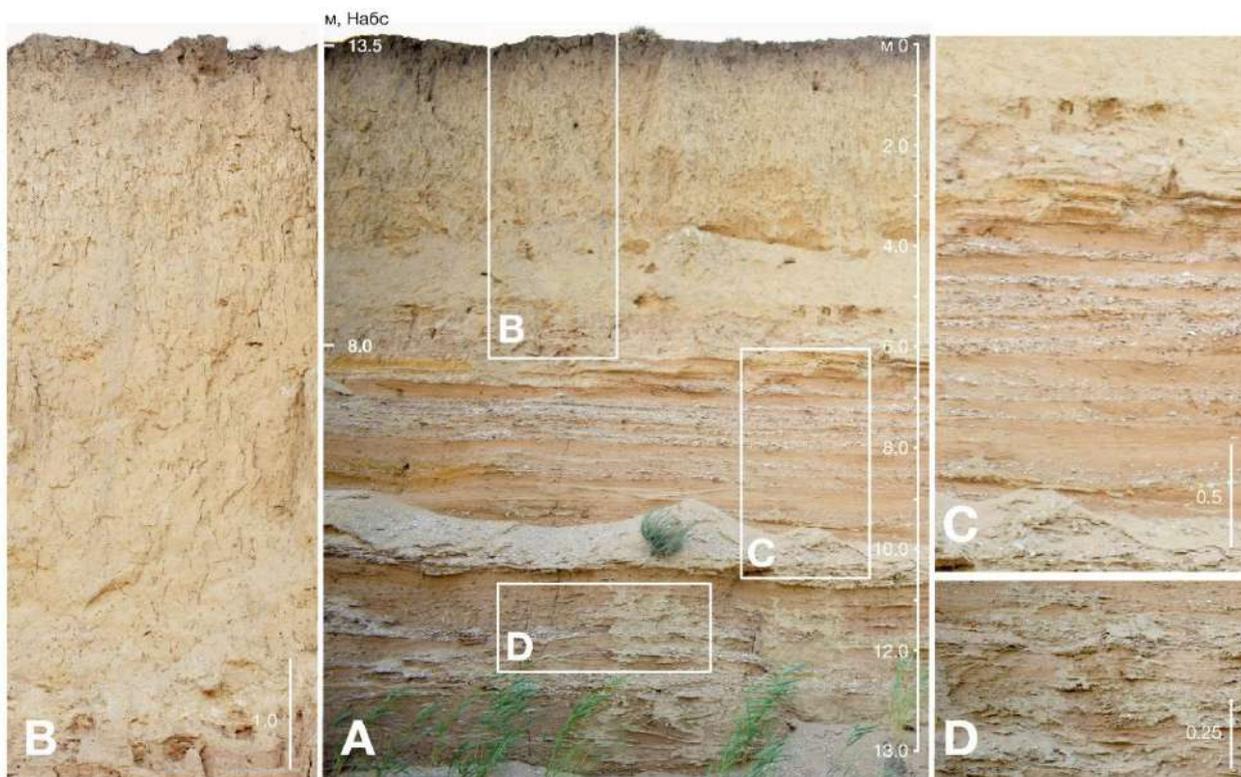


Рис. 34. Обнажение Б разреза Эльтиген

В обнажении Б (рис. 35) разреза Эльтиген выделяется девять горизонтов, характеризующих различные условия осадконакопления. В морской толще различаются две разновозрастные пачки прибрежных отложений, возможно, отложений берегового склона, явно отличающиеся по цвету и степени уплотнения осадка. Выше четко выделяется слой пляжевых косослоистых детритовых песков, что указывает на процесс понижения уровня моря. Над морскими отложениями располагается толща лессовидных суглинков, включающая в себя две слабо развитые палеопочвы, которые формировались, по-видимому, в периоды потепления климата. Последовательность осадков разреза завершает современная почва.

4.1.1.2. Малакофаунистический анализ

Результаты малакофаунистического анализа отложений обнажения А и Б разреза Эльтиген представлены на рисунках 33 и 35. Полный перечень видов, составляющих малакофаунистические комплексы обнажений, и их экологические предпочтения представлены в таблице 5.

В обнажении А в толще илов в интервале 4,4–4,2 м выделяется малакофаунистический комплекс, в составе которого присутствуют только два вида эвригалинных

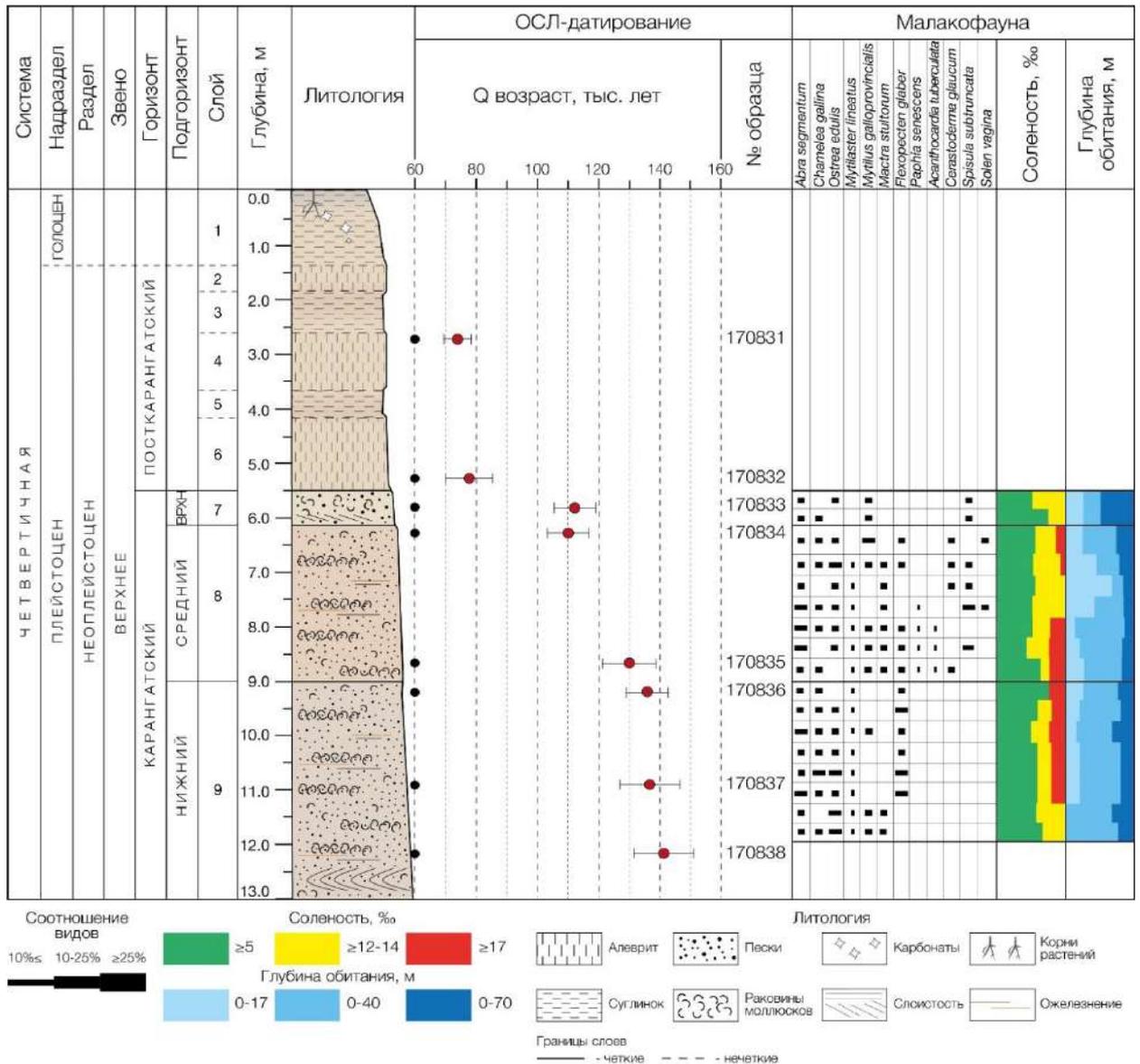


Рис. 35. Схема обнажения Б разреза Эльтиген с результатами малакофаунистического и геохронологического анализов

Таблица 5. Виды двустворчатых моллюсков, обнаруженные при изучении разреза Эльтиген. Экологические характеристики по данным [¹Невесская, 1965; ²Определитель рыб и беспозвоночных..., 2013]

№	Вид	Семейство	Соленость, ‰	Глубина, м
1	¹ <i>Abra segmentum</i> (Récluz, 1843)	Semelidae	Эвригалинный	≤10–12
2	¹ <i>Acanthocardia paucicostata</i> (G. B. Sowerby II, 1834)	Cardiidae	≥14 (стеногалинный)	15–40
3	¹ <i>Acanthocardia tuberculata</i> (Linnaeus, 1758)	Cardiidae	≥28 (стеногалинный)	≤30–35
4	² <i>Cerastoderma glaucum</i> (Bruguère, 1789)	Cardiidae	Эвригалинный	≤10–12
5	¹ <i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus, 1758)	Veneridae	Эвригалинный	≤20–22
6	¹ <i>Donax venustus</i> (Poli, 1795)	Donacidae	≥14 (стеногалинный)	≤22

7	¹ <i>Flexopecten glaber</i> (Linnaeus, 1758)	Pectinidae	≥17 (стеногалинный)	≤40
8	¹ <i>Macra stultorum</i> (Linnaeus, 1758)	Macridae	≥14	≤10–12
9	¹ <i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin, 1791)	Mytilidae	эвригалинный	≤50
10	¹ <i>Mytilus galloprovincialis</i>	Mytilidae	эвригалинный	≤70
11	¹ <i>Ostrea edulis</i> (Linnaeus, 1758)	Ostreidae	≥13–14 (умеренно эвригалинный)	≤30–35
12	¹ <i>Paphia senescens</i> (Cocconi, 1873)	Veneridae	Эвригалинный	≤30–35
13	¹ <i>Solen vagina</i> (Linnaeus, 1758)	Solenidae	Умеренно эвригалинный	≤10–12
14	¹ <i>Spisula subtruncata</i> (da Costa, 1778)	Macridae	≥12 (эвригалинный)	≤50

моллюсков в достаточно большом количестве: *Cerastoderma glaucum* и *Abra segmentum*, с заметным доминированием первого. Выше в песках до 3,8 м в составе комплекса появляется в единичных количествах эвригалинный *Mytilaster lineatus*. На глубине 3,6–3,4 м в прослое илов наблюдается обедненный комплекс, представленный единичными и слаборазвитыми *Cerastoderma glaucum* и *Donax venustus*, однако появление последнего указывает на повышение солености в бассейне до 14‰. В интервале 3,4–3,2 м в песчаном прослое заметно увеличивается численность раковин и видовое разнообразие: наряду с *Cerastoderma glaucum*, *Abra segmentum* и *Mytilaster lineatus* комплекс представлен *Parvicardium exiguum* и *Paphia senescens*. Выше, с 3,0 м, в составе отложений наблюдаются умеренно эвригалинные моллюски, типичные для отложений верхней фазы карангатской трансгрессии — *Ostrea edulis* и *Chamelea gallina*, последний преобладает, эвригалинные виды отходят на второй план (рис. 36).

Состав фаунистических комплексов (в частности наличие руководящего вида карангата — *Paphia senescens*) дает основание определить возраст отложений обнажения как карангатский. Анализ экологических предпочтений видов моллюсков в обнажении показал значительное содержание эвригалинных видов с доминированием *Cerastoderma glaucum*, за исключением самой верхней пачки прибрежно-морских песков, где увеличивается видовое разнообразие моллюсков и встречаются характерные для бассейнов с соленостью вод выше 14‰ умеренно эвригалинные и стеногалинные виды (*Ostrea edulis*, *Chamelea gallina*, *Donax venustus*). Такое распределение комплексов моллюсков говорит о том, что среда бассейна изменялась в сторону увеличения солености, чередование илистых и песчаных отложений свидетельствует об изменении условий осадконакопления — от лагунных условий к прибрежно-морским. Наибольшее видовое разнообразие с наличием умеренно эвригалинных и стеногалинных видов наблюдается в самой верхней пачке смятых в седиментационные складки песчаных отложений.

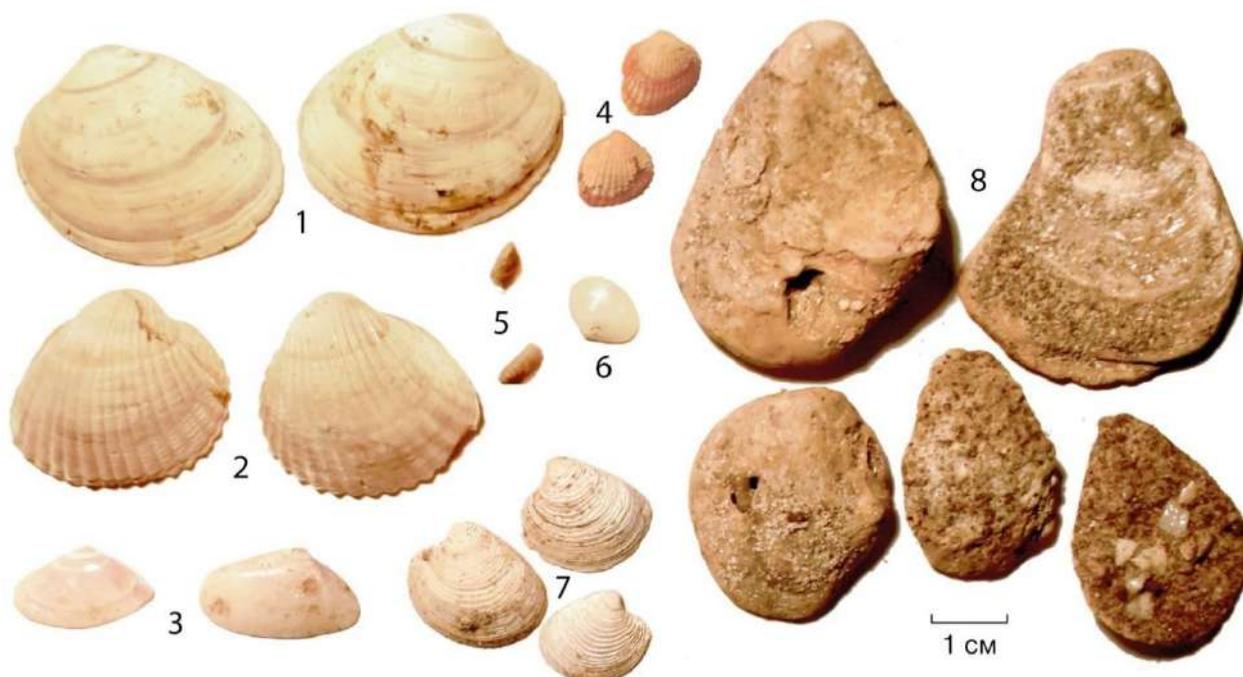


Рис. 36. Виды, встречающиеся в обнажении А разреза Эльтиген: 1. *Paphia senescens*, 2. *Cerastoderma glaucum*, 3. *Donax venustus*; 4. *Parvicardium exiguum*; 5. *Mytilaster lineatus*; 6. *Abra segmentum*; 7. *Chamelea gallina*; 8. *Ostrea edulis*

В нижней части обнажения Б, в интервале с 12,0 до 11,2 м, в видовом составе малакофауны преобладают умеренно эвригалинные виды с доминированием *Ostrea edulis*. Выше, на глубине 11,2–9,0 м, в толще морских отложений появляются стеногалинные виды, в составе комплекса доминируют *Ostrea edulis*, *Flexopecten glaber*, *Chamelea gallina* и *Abra segmentum*. Наибольшее видовое разнообразие морских моллюсков представлено в интервале 9,0–6,2 м (рис. 37), в составе комплекса появляются *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Spisula subtruncata*, *Mytilus galloprovincialis*, встречаются редкие раковины *Acanthocardia tuberculata* — самого солонолюбивого вида в составе каранганского фаунистического комплекса, который обитает при солености от 28‰. Выше по разрезу до глубины 5,5 м состав фаунистического сообщества представлен эвригалинными и умеренно эвригалинными видами, в образцах преобладают обломки раковин.

Как и в обнажении А, наличие раковин *Paphia senescens*, *Acanthocardia tuberculata* и др. в составе фаунистических комплексов указывает на карангатский возраст отложений. Анализ экологических характеристик видов моллюсков в обнажении Б показал значительное содержание стеногалинных и умеренно эвригалинных видов практически на всем протяжении разреза с доминированием *Ostrea edulis*, *Flexopecten glaber*, *Chamelea gallina* и *Abra segmentum*. В слое 8 заметно увеличивается видовое разнообразие моллюсков и встречается наиболее стеногалинный вид (*Acanthocardia tuberculata*), что указывает на увеличение солености бассейна до 28‰ и выше. Причем смена комплексов слоя 9 и 8 прослеживается достаточно отчетливо, вероятно, эти толщи относятся к разным фазам осадконакопления.

Выше, в пляжевых песках, наблюдается обедненный малакофаунистический комплекс с большим количеством детрита, стеногалинные виды в нем отсутствуют, по-видимому, уровень бассейна начал опускаться вместе с понижением солености.



Рис. 37. Некоторые виды, встречающиеся в обнажении Б разреза Эльтиген: 1–2. *Ostrea edulis*; 3. *Flexopecten glaber*; 4. *Acanthocardia tuberculata*; 5. *Chlamelea gallina*; 6, 9. *Paphia senescens*; 7. *Acanthocardia paucicostata*; 8. *Cerastoderma glaucum*; 10. Переотложенная *Didacna cf. borisphenica*

4.1.1.3. Геохронологический анализ

Для определения абсолютного возраста отложений разреза Эльтиген методом люминесцентного датирования была отобрана серия образцов: 18 из обнажения А, где десять образцов из лагунно-морских и прибрежно-морских отложений (198657–198666) и восемь из вышележащей лессово-почвенной толщи (198649–198656); восемь образцов из обнажения Б: шесть из прибрежно-морских отложений (170833–170838) и два (170831–170832) из вышележащей лессово-почвенной толщи.

Для всех образцов измерения выполнялись по трем протоколам (ОСЛ, ИКСЛ₅₀ и ИКСЛ₂₉₀). Люминесцентный сигнал по кварцу измерялся для 24 навесок. Результаты измерений показали доминирование быстрого компонента во всех образцах кварца (рис. 38А, врезка). Кривая насыщения строилась по пяти точкам в результате облучения бета-источником фиксированной дозой: 75, 150, 200, 0, 75 Грей для образцов из лессово-почвенной толщи и 25, 75, 125, 0, 25 Грей для остальных. Дозы по кварцу оказались в пределах 165 Грей. Для полевых шпатов выполнялись измерения для 6–12 навесок (в зависимости от объема полученных зерен) по протоколу, включающему в себя регистрацию люминесцентного отклика при нагреве 50°C (ИКСЛ₅₀) и 290°C (ИКСЛ₂₉₀). Построение кривой насыщения выполнялось по пяти точкам: 100, 200, 300, 0, 100 Грей. Дополнительно к стандартным тестам (тест чистоты, тест рекуперации и др.) для проверки пригодности протоколов ОСЛ и ИКСЛ-датирования был проведен тест восстановления дозы до 100 Грей для кварца (рис. 38А) и 225 Грей (рис. 38Б) для полевого шпата. В результате измерений

оказалось, что соотношение заданных и измеренных доз в более 80% измерений не выходят из диапазона 0,9–1,1. Это показывает, что известная лабораторная доза может быть достаточно точно измерена с использованием SAR-протокола.

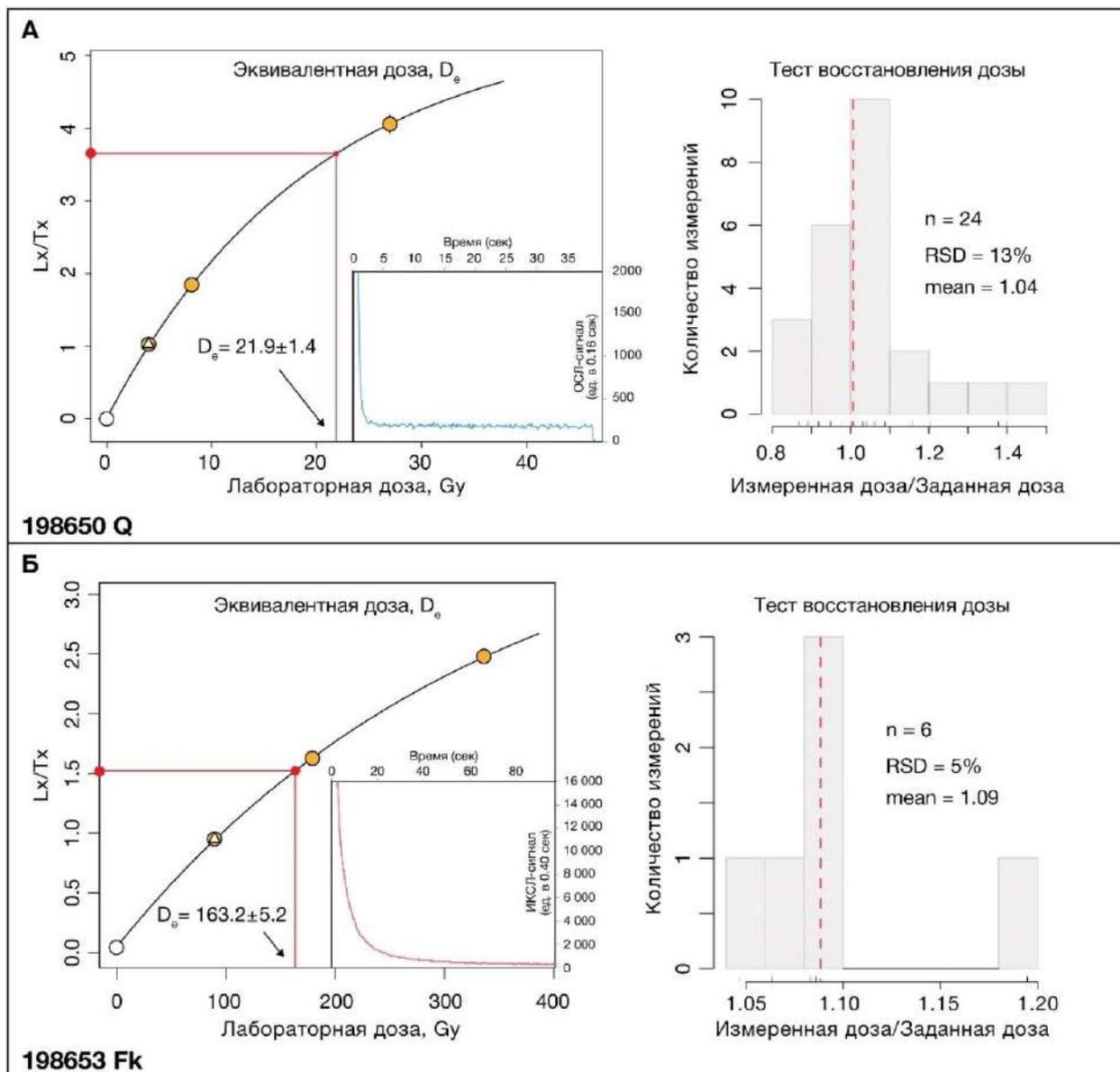


Рис. 38. Кривые насыщения и затухания люминесцентного сигнала (во врезке) с результатами теста восстановления дозы для кварца (А) и полевого шпата (Б) на примере образцов 198650 и 198653

Скорость накопления дозы рассчитана по результатам измерения активности образцов на гамма-спектрометре (таблица 6).

Обнажение А оказалось сложным для датирования ввиду частого чередования слоев песка и илов (содержание радиоактивных элементов может значительно варьироваться в зависимости от литологических характеристик отложений).

Таблица 6. Результаты гамма-спектрометрического анализа обнажения А разреза Эльтиген. Содержание радиоактивных элементов в образце и скорость накопления дозы для кварца и полевых шпатов

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	WC, %	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг	Скорость накопления дозы	
									Кварц, Грей/тыс. лет	Полевые шпаты, Грей/тыс. лет
1	198649	20	1	Суглинок	10	32,1±0,6	21,5±0,5	198±8	1,59±0,07	2,52±0,10
2	198650	50	2	Лессовидный суглинок	10	32,0±0,4	15,8±0,3	115±4	1,24±0,06	2,18±0,08
3	198651	70			10	28,7±0,7	10,4±0,5	53±7	0,93±0,05	1,86±0,08
4	198652	90	3	Суглинок	10	25,1±0,5	11,2±0,3	65±4	0,93±0,05	1,87±0,08
5	198653	110	4	Лессовидный суглинок	10	29,8±0,4	11,1±0,2	32±2	0,88±0,05	1,82±0,08
6	198654	150			10	31,5±0,4	10,8±0,4	41±3	0,92±0,05	1,85±0,08
7	198655	200			10	29,0±0,3	9,2±0,2	28±3	0,81±0,04	1,74±0,08
8	198656	220	5	Супесь	10	30,8±0,8	10,5±0,6	47±8	0,91±0,05	1,84±0,08
9	198657	230		Песок	5	30,5±0,5	24,5±0,3	247±5	0,80±0,05	2,69±0,11
10	198658	250			5	25,5±0,6	7,0±0,4	28±6	0,75±0,04	1,68±0,08
11	198659	270			5	27,7±0,5	7,3±0,3	51±4	0,83±0,05	1,76±0,08
12	198660	290	6	Ил	20	35,9±0,7	23,6±0,5	260±8	1,59±0,08	2,53±0,10
13	198661	320			20	38,2±0,8	40,5±0,7	503±14	2,19±0,11	3,12±0,12
14	198662	340	7	Песок	5	49,4±1,2	26,7±0,8	275±14	2,13±0,13	3,07±0,14
15	198663	360	8	Ил	20	28,7±0,6	52,8±0,6	697±10	2,98±0,14	3,92±0,15
16	198664	390	9	Песок	5	48,0±0,5	24,5±0,4	247±7	1,71±0,09	2,65±0,11
17	198665	410			5	30,0±0,7	20,9±0,8	231±9	1,60±0,09	2,54±0,11
18	198666	450	10	Ил	25	33,6±0,4	57,3±0,4	737±8	4,00±0,15	3,06±0,14

Первые два образца (198649, 198650) показывают сравнительно высокие скорости накопления дозы, что характерно для каштановых почв из-за повышенной концентрации радионуклидов. Ниже образцы, отобранные из опесчаненного лессовидного суглинка, характеризуются сравнительно низкими скоростями накопления дозы (ниже 1 Грей/тыс. лет).

Распределение эквивалентных доз в образцах из слоев 1–4 можно разделить на три группы — 15 Грей (198649), 25–30 Грей (198650–198652) и 83–97 Грей (198653–198655). Возраст слоя 1, соотносимого с современной каштановой почвой, показал, что почвообразование в районе разреза Эльтиген происходило на протяжении большей части голоценового времени. Возраст слоев 2–3 располагается в интервале 20–32 тыс. л. н. Датирование образца 198651 показало инверсию в возрасте, однако датировки, полученные для образцов 198651 и 198652, имеют близкие значения и их доверительные интервалы перекрываются, что указывает на высокие скорости осадконакопления около 30 тыс. л. н. В слое 4 также отмечается наличие инверсий, что аналогично со слоями выше может быть объяснено высокими скоростями осадконакопления, а также очень низким содержанием ^{40}K , вносящим большой вклад в общую скорость накопления дозы. Разницу в столь низких значениях между 30 и 40 Бк/кг сложно определить даже с помощью высокоточной гамма-спектрометрии. Помимо этого, полученные для образцов лессовидного суглинка эквивалентные дозы имеют высокую дисперсию (рис. 39А), а для нижнего образца (198655) была получена ограниченная навеска зерен кварца, и было измерено лишь 14 аликвот, что также снижает надежность итоговой датировки. Таким образом, возраст лессовидного суглинка слоя 4, мощностью около 1 м, по-видимому, находится в интервале 90–110 тыс. л. н. Однако, несмотря на инверсии и достаточно высокую дисперсию эквивалентных доз образцов лессовидного суглинка, возраст образцов 198649–198650, 198653, 198655–198659, полученный по кварцу, с учетом доверительных интервалов совпал с возрастом, рассчитанным по полевым шпатам, что указывает на то, что сигнал в кристаллах перед погребением был хорошо обнулен (таблица 7).

Толща морских отложений — слои 5–6 (цикл III) — характеризуется постепенным увеличением возраста от ~98 до ~107 тыс. л. н. с несколькими инверсиями. Соотношение ИКСЛ₂₉₀/ОСЛ слоя 5 колеблется в пределах 1,07–1,25 (среднее 1,11), т. е. возраст, полученный по полевым шпатам, на 7–25% древнее возраста, полученного по кварцу, причем, наибольшая разница между датировками наблюдается для верхней части слоя 5. Это явление может объясняться неполной засветкой полевых шпатов в момент формирования переходной толщи от прибрежно-морских к лессовидным отложениям. Дисперсия эквивалентных доз песчаных образцов в сравнении с образцами лессовидного суглинка ниже (рис. 39Б), что подразумевает более высокую точность итоговой датировки. С глубины 290 см в образцах 198660–198665 лю-

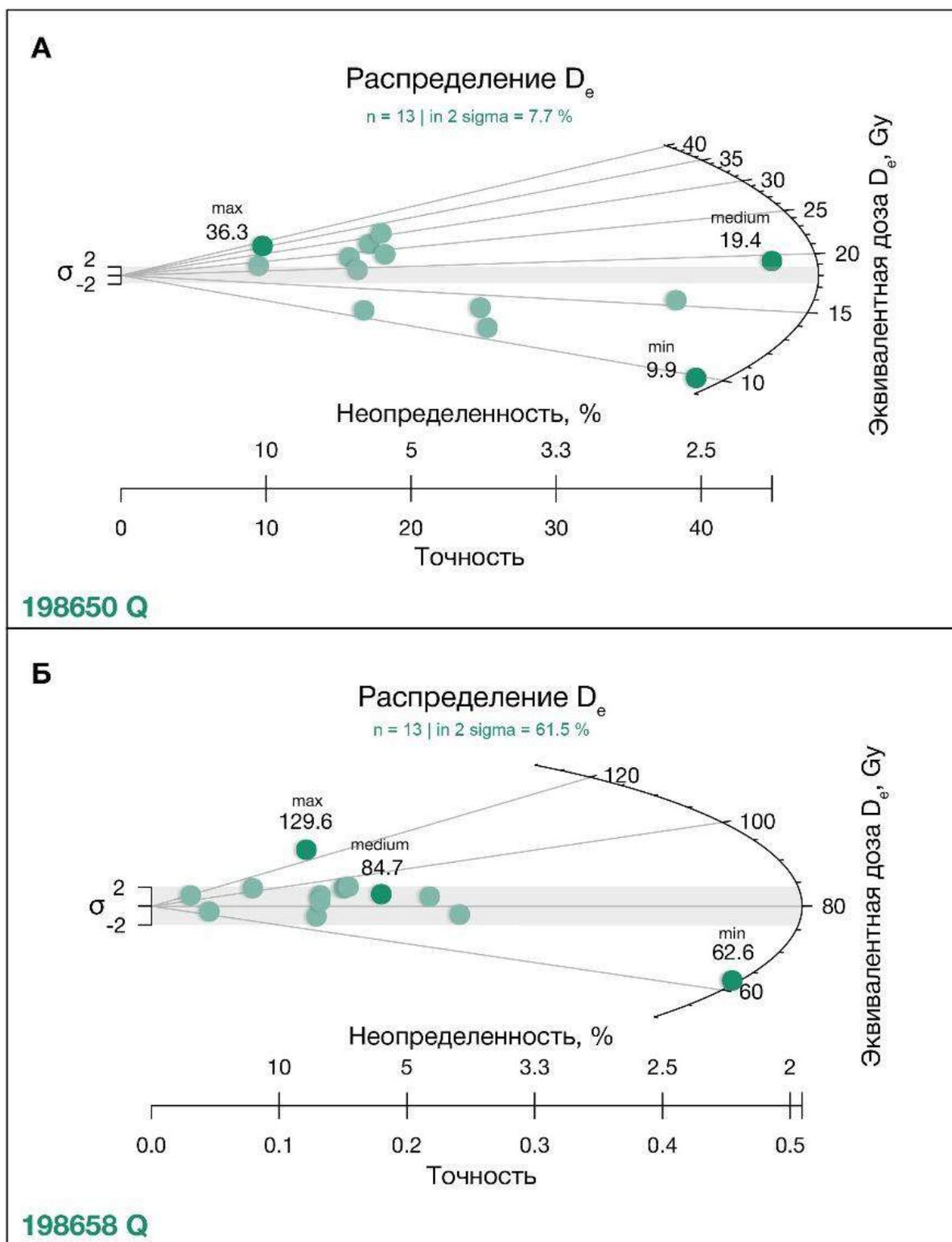


Рис. 39. Дисперсия результатов измерения эквивалентных доз образцов кварца из лессовидных (А) и из песчаных (Б) отложений

минесцентные ловушки в кристаллах кварца оказались полностью насыщены (достигли уровня сатурации), что, по-видимому, является следствием высокой скорости накопления дозы в мелкодисперсных грунтах (до $4,0 \pm 0,2$ Грей/тыс. лет). Для вышеуказанных образцов датирование проведено на основе результатов измерения эквивалентной дозы по полевым шпатам (ИКСЛ₂₉₀).

Для цикла II (слои 7–8) получено две даты, определяющие возраст этапа в 115–128 тыс. л. н. Нижняя часть карангатских отложений (цикл I, слой 9), судя по датировкам, могла сформироваться в интервале около 133–149 тыс. л. н. Однако, учитывая тот факт, что накопление толщи прибрежно-морских осадков с включением морской фауны в районе разреза Эльтиген могло происходить только в результате поступления в Керченский пролив морских вод вследствие межледниковой трансгрессии Мирового океана (Lisiecki, Stern, 2016), мы определяем возраст I фазы карангатской трансгрессии по верхней границе возрастного диапазона — в 133–135 тыс. л. н. Датировка из светло-сизых глин (слой 10) оказалась запредельной даже для полевых шпатов, все аликвоты в полном насыщении, что может указывать на возраст слоя 10 не менее 250 тыс. лет.

Таким образом, в основании разреза вскрываются горизонтально-слоистые глины, на которых с размывом залегают лагунно-лиманские отложения, отвечающие, возможно, узунларской трансгрессии (люминесцентные ловушки кристаллов кварца и полевого шпата оказались полностью насыщены — в сатурации).

Выше, в толще переслаивающихся лагунных и прибрежно-морских отложений выделяются три группы датировок, соответствующих трем циклам осадконакопления: 1) в слое 9 (песок) диапазоном $141,7 \pm 7,6$ — $140,1 \pm 6,9$ тыс. л. н.; 2) в слоях 8 (ил) и 7 (песок) диапазоном $128,2 \pm 7,3$ — $114,8 \pm 7,6$ тыс. л. н.; 3) в слоях 6 (ил) и 5 (песок–супесь) диапазоном $109,5 \pm 15,3$ — $98,0 \pm 12,5$ тыс. л. н. Данные циклы связаны с изменением режима осадконакопления в районе оз. палео-Тобечик, что является следствием осцилляции уровня карангатского бассейна на фоне развивающейся трансгрессии.

Первоначальное проникновение вод карангатской трансгрессии в понижение Тобечикского озера произошло не ранее $141,7 \pm 7,6$ тыс. л. н. Возраст самого продолжительного этапа прибрежно-морского осадконакопления по результатам датирования определен в 107–98 тыс. л. н. За это время была образована толща морских осадков мощностью около 60 см. Инверсии возраста и некоторое увеличение соотношения возрастов по кварцу и полевым шпатам, по-видимому, указывает на рост объемов поступающего терригенного материала, образующегося в результате берегового размыва, либо активизации эрозионных процессов в многочисленных ныне сухих долинах, впадающих в оз. палео-Тобечик.

Накопление верхней субаэральной толщи началось не ранее 98 тыс. л. н. Характер распределения аликвот и наличие инверсий указывает на активное накопление лессовидного суглинка. Материал поступал из местных источников, возможно, с осушавшегося подводного берегового склона. Маломощный горизонт на глубине 0,75–0,95 м с включением переотложенных раковин морских моллюсков, гальки и гравия имеет возраст $31,2 \pm 3,2$ тыс. лет, что соответствует концу брянского интерстадиала (МИС 3), и, судя по воз-

Таблица 7. Результаты ОСЛ-датирования обнажения А разреза Эльтиген; * — недостаточная навеска полевых шпатов, необходимых для измерений; ** — образцы кварца в насыщении

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	Измерения по кварцу (ОСЛ)			Измерения по полевым шпатам (ИКСЛ ₂₉₀)		
					Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во ал.	Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во ал.
1	198649	20	1	Суглинок	15,2±0,9	9,5±0,8	14	21,6±0,3	8,5±0,4	4
2	198650	50	2	Лессовидный суглинок	25,4±3,3	20,4±2,9	22	52,1±9,8	23,9±4,6	4
3	198651	70			30,5±2,7	32,8±3,5	21	*	*	*
4	198652	90	3	Суглинок	29,0±2,5	31,2±3,2	23	*	*	*
5	198653	110	4	Лессовидный суглинок	93,3±6,8	105,6±9,8	20	208,6±9,3	114,5±7,5	8
6	198654	150			91,0±7,7	98,7±10,1	16	*	*	*
7	198655	200			83,7±7,5	102,8±11,0	13	210,2±14,4	120,0±10,1	7
8	198656	220	5	Супесь	97,2±6,0	107,1±9,3	19	212,0±12,8	114,9±8,9	8
9	198657	230		Песок	80,6±7,9	101,4±11,7	15	218,9±11,0	126,4±8,9	10
10	198658	250			73,7±8,2	98,0±12,5	14	177,7±19,8	105,1±12,9	10
11	198659	270			86,9±4,9	105,2±8,9	13	197,8±28,4	112,2±17,0	4
12	198660	290	6	Ил	**	**	**	276,9±36,6	109,5±15,3	11
13	198661	320			**	**	**	326,3±16,1	104,5±6,9	8
14	198662	340	7	Песок	**	**	**	351,9±15,3	114,8±7,6	7
15	198663	360	8	Ил	**	**	**	502,2±18,0	128,2±7,3	7
16	198664	390	9	Песок	**	**	**	371,6±7,2	140,1±6,9	8
17	198665	410			**	**	**	360,2±8,8	141,7±7,6	8
18	198666	430	10	Ил	**	**	**	>1000	>250	6

расту нижележащих отложений, накапливался он с эрозионным размывом. Возможно, в это время произошла активизация притоков оз. палео-Тобечика.

В обнажении Б в образцах 170831–170832 отмечаются характерные для лессовидных отложений сравнительно высокие содержания ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K со средними значениями около 2 Грей/тыс. лет для кварца и 3 Грей/тыс. лет для полевых шпатов (таблица 8). Показатели активности для прибрежно-морских песков оказались закономерно низкими (меньше 1 Грей/тыс. лет для кварца и около 2 Грей/тыс. лет для полевых шпатов) ввиду хорошей сортированности материала, а также большого содержания карбоната кальция.

Эквивалентные дозы для верхних двух образцов обнажения Б (таблица 9) оказались достаточно высокими (146–176 Грей), при этом в образце 170832 из 24 аликвот четыре находились в состоянии максимального насыщения, что указывает на возможное омоложение итоговой даты в 78 тыс. лет, на это так же указывает относительно большой доверительный интервал в 8 тыс. лет [Курбанов и др., 2019]. При этом верхняя датировка по кварцу (73 ± 5 тыс. лет) в значительной степени совпала с датой по полевым шпатам (78 ± 8 тыс. лет) с учетом доверительных интервалов, что говорит о достаточном обнулении материала до момента осадконакопления, что характерно для лессово-почвенных серий.

Образцы из прибрежно-морских отложений (170833–170838) характеризуются высокой стабильностью сигнала. Отмечаются относительно высокие показатели накопленной дозы для образцов в верхней части морской толщи (86–103 Грей), очевидно, из-за примеси материала из вышележащих отложений, а также в нижней (110 Грей) части разреза. Верхние два образца (170833 и 170834) характеризуются более высокими показателями соотношения ИКСЛ₂₉₀/ОСЛ, равным 1,1–1,2, т. е. возраст по полевым шпатам на 10–20% древнее, чем по кварцу.

Это явление объясняется неполной засветкой полевых шпатов в момент формирования переходного от прибрежно-морских к лессовидным отложениям слоя на глубинах 5,7–6,5 м. В хронологии отмечается наличие инверсии в средней части разреза: 112 ± 7 тыс. лет (170833), однако с учетом доверительного интервала возраст формирования отложений на глубине 5,7–6,5 м может быть охарактеризован диапазоном в 110–112 тыс. л. н.

В данном разрезе для анализа возраста отложений по причине высокой сходимости могут быть использованы обе хронологии — как по кварцу, так и по протоколу ИКСЛ₂₉₀, однако в практике люминесцентного датирования принято считать приоритетными результаты по кварцу [Murray et al., 2012].

Итак, отложения в интервале глубин 6,5–5,7 м являются переходными от морских к континентальным и, по-видимому, их скорость накопления в геологическом отношении была достаточно быстрой, их возраст определен интервалом около 110–112 тыс. л. н. Возможная

Таблица 8. Результаты гамма-спектрометрического анализа обнажения Б разреза Эльтиген. Содержание радиоактивных элементов в образце и скорость накопления дозы для кварца и полевых шпатов

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	Водонасыщение, %	^{226}Ra , Бк/кг ⁻¹	^{232}Th , Бк/кг ⁻¹	^{40}K , Бк/кг ⁻¹	Скорость накопления дозы	
									Кварц, Грей/тыс. лет	Полевые шпаты, Грей/тыс. лет
1	170831	400	4	Лессовидный суглинок	10	29±1,1	30±0,9	355±15	1,99±0,09	2,93±0,11
2	170832	480	6		10	33±0,6	35±0,7	406±11	2,26±0,10	3,20±0,12
3	170833	570	7	Песок	5	17±0,2	15±0,2	98±2	0,92±0,04	1,85±0,08
4	170834	650	8		5	15±0,3	9±0,3	103±5	0,79±0,03	1,72±0,07
5	170835	820	9		5	15±0,5	6±0,5	72±6	0,64±0,03	1,58±0,07
6	170836	920			5	12±0,2	7±0,1	84±1	0,63±0,03	1,57±0,07
7	170837	1080			5	8±0,4	7±0,4	37±8	0,43±0,03	1,37±0,07
8	170838	1180			5	28±0,5	10±0,4	42±5	0,78±0,04	1,72±0,08

Таблица 9. Результаты ОСЛ-датирования обнажения Б разреза Эльтиген

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	Измерения по кварцу (ОСЛ)			Измерения по полевым шпатам (ИКСЛ ₂₉₀)		
					Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во аликвот	Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во аликвот
1	170831	400	4	Лессовидный суглинок	146±8	73±5	19	222±8	76±2	12
2	170832	480	6		176±17	78±8	19	268±8	84±3	8
3	170833	570	7	Песок	103±4	112±7	24	235±21	127±13	5
4	170834	650	8		86±4	110±7	17	237±8	137±8	6
5	170835	820	9		83±4	130±9	22	216±9	137±9	6
6	170836	920			85±2	136±7	19	216±11	138±10	6
7	170837	1080			58±2	137±10	22	190±9	139±10	6
8	170838	1180			110±5	141±10	20	244±16	143±12	12

активизация эрозионных процессов в этот момент могла быть причиной значительного увеличения поступающего в береговую зону материала и привноса слабозасвеченных зерен полевого шпата.

Для нижней части разреза, представленной типичными прибрежно-морскими косослоистыми песками с многочисленной фауной моллюсков, получено четыре датировки (170834–170838). Результаты датирования этих отложений показали высокое соответствие результатов, полученных по протоколам датирования кварца (ОСЛ) и полевого шпата (ИКСЛ₂₉₀). Возраст формирования этой толщи оценивается в 110–140 тыс. лет.

Заключение по разрезу Эльтиген

Особенности строения южной и центральной частей стратотипического разреза Эльтиген являются отражением различных обстановок осадконакопления, которые указывают на нелинейность развития карангатской трансгрессии на фоне разницы скоростей тектонического поднятия по мере удаления от оси антиклинальной складки [Семиколенных, Курбанов, 2020].

Южная часть разреза находится на большем расстоянии от оси антиклинали, чем центральная, что отражено в гипсометрическом расположении кровли морских осадков, которые находятся на высоте 3,6 и 8,0 м над уровнем моря соответственно.

Несмотря на небольшую мощность карангатских отложений южной части разреза по сравнению с центральной, здесь четко прослеживаются три цикла осадконакопления, выраженных в чередовании лагунных и прибрежно-морских фаций, что указывает на осцилляции уровня карангатского бассейна и, соответственно, колебательный характер развития трансгрессии.

Морские осадки центральной части разреза, за исключением верхней толщи пляжевых косо- и горизонтально-слоистых песков, накапливались в условиях подводно-берегового склона и характеризуются высокой мощностью (более 8 м) слоистых песчаных отложений с обильным включением целых раковин моллюсков. Однако в этой толще четко различается эрозионная граница на глубине 9,0 м от бровки обнажения, которая разделяет толщу по цвету и степени уплотненности, что отражает кратковременное понижение уровня моря и, вероятно, каждая толща соответствует одному из циклов осадконакопления, выделенных в южной части разреза.

Континентальные осадки в различных частях разреза имеют разную мощность, однако в обоих обнажениях они представлены преимущественно лессовидными суглинками, вероятно, разница мощностей объясняется степенью стабильности территории. Так, южная часть разреза расположена гипсометрически ниже и имеет небольшой наклон в сторону оз. Тобечикское, что способствует более активной эрозии и дефляции отложений, на что также указывает отсутствие палеопочв в отличие от обнажения центральной части

разреза, где выделяются две палеопочвы, и наличие в верхней части континентальной толщи горизонта, возможно, делювиальных отложений.

Проведенный малакофаунистический анализ отложений южной и центральной частей разреза позволили выявить некоторые закономерности эволюции фаунистических комплексов и сопоставить их с особенностями осадконакопления. В отличие от обнажения Б, где в составе отложений насчитывается 12 видов двустворчатых моллюсков, в отложениях обнажения А их всего восемь. Однако наличие в составе малакофаунистических комплексов вида *Raphia senescens* однозначно указывает на принадлежность морских отложений обоих обнажений к карангатской эпохе [Невеская, 1965]. В таком случае, разница в видовом разнообразии может указывать на менее благоприятные условия обитания фауны моллюсков во время накопления осадков южной части разреза ввиду неоднократной смены прибрежно-морской благоприятной обстановки на лагунную, для которой характерно опреснение из-за привноса вод впадающими в озеро водотоками, а также дефицит кислорода и заиление.

Так, в южной и центральной частях разреза наблюдается увеличение разнообразия малакофауны снизу вверх. Малакофаунистические комплексы напрямую перекликаются с выделенными циклами в южной части разреза (3 цикла — 3 комплекса) и толщами в центральной части (3 толщи — 3 комплекса). По результатам малакофаунистического анализа было установлено, что в южной части разреза отражается увеличение солености бассейна. Это выражено в смене малакофаунистического комплекса с эвригалинными видами комплексом с доминированием умеренно эвригалинных видов, для которого характерны условия с соленостью вод выше 14‰. Наибольшее видовое разнообразие с наличием умеренно эвригалинных и стеногалинных видов наблюдается в самой верхней пачке смятых в седиментационные складки песчаных отложений. В обнажении центральной части разреза прослеживается похожая тенденция — соленость бассейна увеличивалась и, судя по видовому составу комплексов, в пике могла достигать 30‰, однако самая верхняя толща косо- и горизонтально-слоистых песков включает в себя обедненный комплекс моллюсков и детрит. По-видимому, данный горизонт отвечает обмелению и опреснению бассейна вплоть до отступления береговой линии из этого района.

Результаты геохронологического анализа позволили определить возраст отложений обоих обнажений, выявить перерывы осадконакопления, а также сопоставить разнофациальные горизонты разреза между собой и соотнести их возраст с глобальной и региональной геохронологическими шкалами.

Все образцы отложений разреза Эльтиген, как указано выше, прошли необходимые тесты и показали высокую степень соответствия принятым в ОСЛ-датировании стандартам.

Возраст слоя 10 лагунно-лиманных отложений обнажения А определить не удалось, т. к. образцы кварца и полевых шпатов оказались полностью насыщены. Отложения слоя 9 (цикл I) накапливались в диапазоне $141,7 \pm 7,6$ — $140,1 \pm 6,9$ тыс. л. н., что соответствует концу московского оледенения на Восточно-Европейской равнине — МИС 6. По оценкам многих авторов [Kopp et al., 2009; Dutton et al., 2015; Lisiecki and Stern, 2016; Hibbert et al., 2016; Ballesteros et al., 2017; Sawthra et al., 2018 и др.] уровень Мирового океана в это время мог находиться на отметках от -40 до 0 м, эти отметки значительно варьируются от региона к региону, а также зависят от используемых методов исследования. По результатам бурения многочисленных скважин в акватории Керченского пролива и его периферии, было установлено, что на границе древнеэвксинского и карангатского бассейнов имела место быть частичная регрессия, преемственность бассейнов сохранялась лишь в осевых участках пролива, где происходила последовательная смена лиманно-морских осадков на морские карангатские [Геология шельфа..., 1981]. Не исключено, что датировки могли быть несколько переоценены из-за неполного обнуления сигнала в кристаллах полевого шпата перед погребением, несмотря на то что, судя по малакофаунистическому составу, отложения слоя 9 обнажения А накапливались в условиях начального этапа развития карангатской трансгрессии, когда в акватории Керченского пролива обитала лиманно-морская эвригалинная фауна моллюсков. Вероятно, при указании возраста данных отложений стоит ориентироваться на верхнюю границу доверительного интервала полученных датировок, т. е. на интервал в 135 – 132 тыс. л. н. Близок по возрасту к слою 9 обнажения А нижний горизонт толщи прибрежно-морских отложений обнажения Б, его возраст был оценен в 141 – 136 тыс. лет. Отложения данной толщи содержат фауну моллюсков, характеризующую соленость бассейна от 12% и выше. Также маловероятно, что слой 9 обнажения Б накапливался синхронно со слоем 9 обнажения А, хотя, судя по малакофаунистическому составу, накопление этих отложений также предшествовало максимальной фазе трансгрессии. С учетом доверительных интервалов, можно предположить, что возраст этих отложений несколько моложе и соотносится с диапазоном около 135 – 127 тыс. л. н.

Цикл II (слои 8 и 7 обнажения А) датирован диапазоном $128,2 \pm 7,3$ — $114,8 \pm 7,6$ тыс. л. н. и может быть соотнесен со слоем 8 обнажения центральной части разреза, который накапливался, судя по полученным датировкам, ~ 130 – 120 тыс. л. н. Данные временные диапазоны отвечают микулинскому межледниковью (МИС 5е). Примерно в этих же временных рамках развивалась глобальная трансгрессия Мирового океана, по результатам исследования четвертичных отложений побережья Средиземного моря удалось установить, что максимального уровня трансгрессия достигла именно в эпоху

МИС 5е, по разным оценкам [Kopp et al., 2009; Polyak et al., 2018; Campo et al., 2020; Marra et al., 2020 и др.] Средиземное море находилось на 1–9 м выше современного уровня.

Третий, финальный, цикл морского карангатского осадконакопления (слои 6 и 5 обнажения А) датирован $109,5 \pm 15,3$ — $98,0 \pm 12,5$ тыс. л. н. и соотносится со слоем 7 обнажения центральной части разреза возрастом около 112 тыс. л. н., что отвечает эпохе верхневолжского (крутицкого) интерстадиала (МИС 5с) валдайского оледенения, хотя датировка из слоя 8 обнажения Б отвечает курголовскому похолоданию (МИС 5b) и, с учетом доверительных интервалов, не исключено, что накопление илов третьего цикла обнажения А также частично происходило во время похолодания или в его завершающей стадии. В обоих обнажениях разреза прослеживаются инверсии в хронологии, хотя все датировки имеют перекрывающиеся доверительные интервалы, это указывает на высокую интенсивность осадконакопления и активное поступление материала.

В центральной части разреза выделяется четкий перерыв в осадконакоплении между морской и континентальной толщами отложений, в южной части — переход в субаэральную обстановку осадконакопления, судя по полученным датировкам и характеру литологического перехода, происходил постепенно. Возраст лессовидных суглинков в обоих обнажениях указывает на высокую динамику осадконакопления в условиях начавшегося глобального похолодания (калининское оледенение — МИС 5b–4). Почвообразование в центральной части разреза происходило дважды: около 75 тыс. л. н. (круглицкий интерстадиал — МИС 5a) и не ранее 73 тыс. л. н. (возможно, брянский интерстадиал — МИС 3). В южной части разреза палеопочв не было обнаружено, однако с явным размывом в верхней части лессовидной толщи вклинивается маломощный прослой делювия возрастом $31,2 \pm 3,2$ тыс. лет, что соответствует концу брянского интерстадиала (МИС 3).

Итак, результаты проведенных анализов позволяют выделить три фазы осадконакопления карангатской трансгрессии, вскрывающиеся в разрезе Эльтиген (рис. 40): первая фаза соответствует началу проникновения вод в котловину озера палео-Тобечик с началом деградации московского оледенения (конец МИС 6 — начало МИС 5е), соленость бассейна в районе современной пересыпи озера была понижена, что отражено в бедном видовом составе малакофаунистического комплекса; вторая — микулинскому межледниковью (МИС 5е), в это время накапливались мощные толщи прибрежно-морских отложений в центральной части разреза, уровень бассейна достиг максимальных отметок, повысились температура воды и соленость, максимального расцвета достигла фауна моллюсков. Во время третьей фазы трансгрессии — во время верхневолжского (крутицкого) интерстадиала (МИС 5с) после некоторого снижения уровня в начале–середине курголовского стадиала (МИС 5b) — несколько опресненные воды карангатского

бассейна (12–18%), по-видимому, не достигли тех же отметок уровня, как в эпоху микулинского межледниковья (МИС 5е), что отразилось в накоплении мелководно-морских, смятых в седиментационные складки, и пляжевых отложений поверх морских осадков, вскрытых в разрезе.

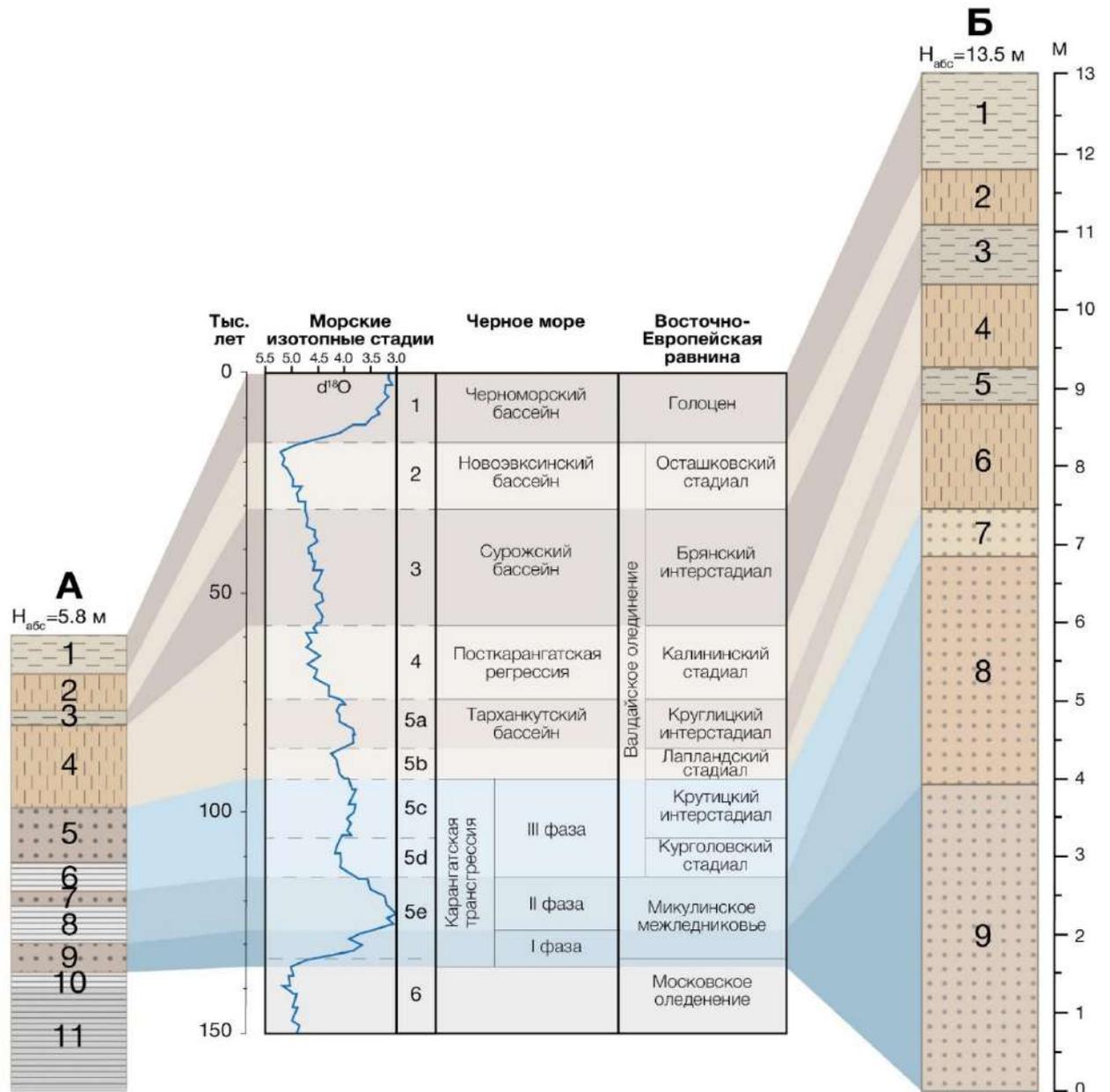


Рис. 40. Корреляция отложений разреза Эльтиген с событиями в Черном море и на Восточно-Европейской равнине. Изотопно-кислородная кривая по [Lisiecki and Stern, 2016]

Начало накопления субаэральной толщи соотносится с началом глобального похолодания (МИС 5b–4). Возраст нижней палеопочвы в центральной части разреза оценивается в ~75 тыс. л. н. (круглицкий интерстадиал — МИС 5a), накопление второй палео-почвы, судя по ОСЛ-датировке, началось не ранее 73 тыс. л. н. (возможно, брянский интерстадиал — МИС 3). Маломощный прослой делювия в южной части разреза возрастом 31,2±3,2 тыс. лет соотносится с концом брянского интерстадиала (МИС 3).

Данные выводы в полной мере не могут быть соотнесены ни с одним проведенным ранее исследованием. Л. А. Невеская [1965], В. А. Зубаков [1988], В. В. Янко с соавторами [1990], А. Е. Додонов с соавторами [2000], А. Л. Чепалыга [Динамика ландшафтных..., 2002], В. Н. Шелкопляс, Т. Ф. Христофорова [2007] и А. А. Свиточ [2009] определили отложения южной части разреза, характеризующиеся чередованием песчаных слоев с илами, как отложения первой фазы карангатской трансгрессии, однако по результатам ОСЛ-датирования было установлено, что к ранней фазе можно отнести лишь нижнюю песчаную толщу обнажения. Отложения, вскрывающиеся в южной части разреза, коррелируют с прибрежно-морскими и пляжевыми отложениями центральной части. Известно всего две датировки, полученные по осадкам южной части разреза: уран-ториевая датировка $127,0 \pm 8,9$ [Dodonov et al., 2000] и термолюминесцентная датировка $205,0 \pm 50,0$ [Zubakov, 1988]. Первая датировка не противоречит результатам ОСЛ-датирования, учитывая, что точное описание, из каких именно слоев отложений разреза был отобран образец для уран-ториевого датирования, отсутствует, второй цикл осадконакопления, выделенный в южной части разреза, действительно, имеет близкий возраст; вторая же датировка с доверительным интервалом в 50 тыс. лет вряд ли может считаться сколько-нибудь информативной и достоверной.

Три фазы осадконакопления в центральной части разреза выделяет В. В. Янко с соавторами [1990], две выделяют Л. А. Невеская [1965], В. А. Зубаков [1988], А. Е. Додонов с соавторами [2000], а одну В. Н. Шелкопляс, Т. Ф. Христофорова [2007] и А. А. Свиточ [2009]. Все вышеперечисленные авторы указывают на максимальное видовое разнообразие средиземноморской фауны в соответствующих отложениях разреза, и в целом данные представления не противоречат полученным в работе результатам, выделение одной или трех фаз во многом зависит от детальности проведенных исследований и выбора палеогеографических методов. Результаты датирования Th/U-методом [Арсланов и др., 1972, 1983] показали разброс датировок от 57,9 до 125,0 тыс. лет. Справедливо отметить, что основное количество дат находится в диапазоне 90–125 тыс. лет, что в целом согласуется с результатами ОСЛ-датирования, но отсутствие какой-либо закономерности в распределении датировок исключает возможность выделения в толще отдельных возрастных интервалов, а наличие явно недостоверных результатов, например, датировок 57,9 и 70,5 тыс. лет [Арсланов и др., 1983] полученных, судя по скудному описанию, по образцам из нижней части разреза, ставят под сомнение все полученные в данной серии уран-ториевые датировки.

Верхний слой косо- и горизонтально-слоистых песков обнажения центральной части разреза не может быть отнесен к тарханкутской стадии развития бассейна [Невеская, 1965;

Янко и др., 1990] и не может быть сопоставлен с отложениями сурожского времени [Zubakov, 1988), несмотря на полученные Х. А. Арслановым с соавторами [1983] датировки Th/U-методом в диапазоне 47–62 тыс. лет якобы из этого слоя, т. к. судя по результатам малакофаунистического анализа и ОСЛ-датирования, верхний слой центральной части разреза отражает повышение карангатского бассейна во время крутицкого интерстадиала (МИС 5с) после кратковременного отступления береговой линии с началом ранневалдайского оледенения МИС 5d и может быть соотнесен с верхнекарангатской фазой, о которой писал в 2009 г. А. А. Свиточ.

Континентальным отложениям разреза Эльтиген не было уделено должного внимания предыдущими исследователями. Имеющаяся единственная датировка, полученная термолюминесцентным методом на границе морских и континентальных отложений в 50,2 тыс. лет [Zubakov, 1988], категорически не согласуется с полученными в работе результатами.

4.1.2. Разрез Тузла

Разрез Тузла — стратотипический разрез карангатских отложений, расположенный на западном побережье Таманского полуострова в основании одноименной косы. Первым обратил внимание на естественное обнажение в основании косы Тузлы в публикации 1842 года участник экспедиции А. Н. Демидова французский горный инженер Фредерик Ле Пле. Описанием дочетвертичных и четвертичных осадков здесь занимались Н. И. Андрусов [1903], П. А. Православлев [1928], А. Г. Эберзин [1935]. В последующем разрез был многократно детально изучен [Федоров, 1963; Геология шельфа..., 1981; Zubakov, 1988; Свиточ, Новичкова, 2001; Пилипенко и др., 2007; Свиточ, 2009; Пилипенко, Трубихин, 2012 и др.]. В. А. Зубаков [1983] и А. А. Свиточ [2009] назвали разрез Тузла стратотипом карангатских отложений Таманского полуострова.

Впервые верхнечетвертичные отложения разреза были датированы Х. А. Арслановым с коллегами [1972] с помощью U/Th-метода по внутреннему и внешнему слоям раковины моллюска, отобранного с глубины 0,5–0,8 м от кровли морских осадков с карангатской фауной, результат показал $37,7 \pm 3,3$ и $33,1 \pm 2,8$ тыс. лет. Позднее была предпринята попытка определить возраст отложений радиоуглеродным методом [Геохронология СССР, 1974], но дата оказалась за пределом его возможностей — древнее 40,2 тыс. лет. В своей монографии 1983 г. Г. И. Попов опубликовал U/Th-датировку в $32,0 \pm 1,0$ тыс. лет, полученную по материалу из нижнего песчаного слоя разреза, который он относил к осадкам сурожской трансгрессии. В. А. Зубаков, относящий сурожский горизонт к четвертой стадии карангатской трансгрессии, ссылаясь на U/Th-датировки, опубликованные Х. А. Арслановым с коллегами в 1983 г., указывает ее возрастной диапазон в 47–62 тыс. лет. Спустя 30 лет О. В. Пилипенко и

В. М. Трубихин [2012] с помощью палеомагнитного метода установили диапазон накопления карангатских отложений в разрезе на глубине 9,3–9,6 м в 105–110 тыс. лет, также ими была опубликована единственная ОСЛ-датировка 85 ± 6 тыс. лет, полученная в Датском техническом университете по отложениям верхней части морской толщи.

Существующих геохронологических данных недостаточно для установления хронологии осадконакопления в разрезе Тузла, а также для выделения каких-либо этапов развития трансгрессии. Практически для всех датировок отсутствует информация о месте отбора, о датируемом материале, о технологии пробоподготовки и непосредственно датирования. Отчетливо выделяются группы датировок, соотносимые с брянским интерстадиалом, полученные для отложений, включающих морскую фауну моллюсков, однако на сегодняшний день, благодаря исследованиям в Мраморном море [Çağatay et al., 2009; Büyükeriç et al., 2016], на северном побережье Турции [Badertscher et al., 2011], на шельфе [Янина, 2013] и в глубоководных областях Черного моря [Hoyle et al., 2021], известно, что в период после регрессии карангатского бассейна и до голоценового времени связь между Черным и Средиземным морями отсутствовала. В таком случае остается загадкой, какие отложения датированы возрастом сурожской трансгрессии.

В ходе полевых работ 2018 года автором было описано обнажение между мысом Тузла и основанием косы Тузла, были отобраны образцы на различные виды палеогеографических анализов. Автором выполнены малакофаунистический и геохронологический анализы вскрытых в разрезе отложений.

4.1.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений

Разрез Тузла, как и разрез Эльтиген, располагается близко к оси брахиантиклинальной складки (рис. 41) [Рогожин и др., 2015].

Прилегающая к разрезу территория (рис. 42) характеризуется чередованием денудационно-структурных гряд и холмов, к склону которой и прислонена исследуемая карангатская терраса, представленных в плане в виде вытянутых эллипсов низменностей (60–120 м абс. высоты) и морских пластовых равнин (30–60 м абс. высоты). Склоны гряд в нижней части покрыты плащом делювия, многие эрозионные борозды и овраги заканчиваются конусами выноса. На севере и востоке территории в пониженных частях выделяются делювиально-пологонаклонные равнины и равнины лиманного и лагунного происхождения. Эрозионное расчленение территории незначительно, за исключением склонов конусов грязевых вулканов (на востоке склон г. Карабетова), которые характеризуются густой сетью рытвин, промоин и мелких оврагов. Абразионные уступы, как и на побережье Керченского полуострова, где вскрываются четвертичные отложения, характеризуются преимущественно обвальными и осыпными процессами, а более древние

(миоценовые) — оползневыми, берег осложнен аккумулятивными телами — косами, пересыпями и пляжами неполного профиля.

КЕРЧЕНСКИЙ ПРОЛИВ

Таманский залив

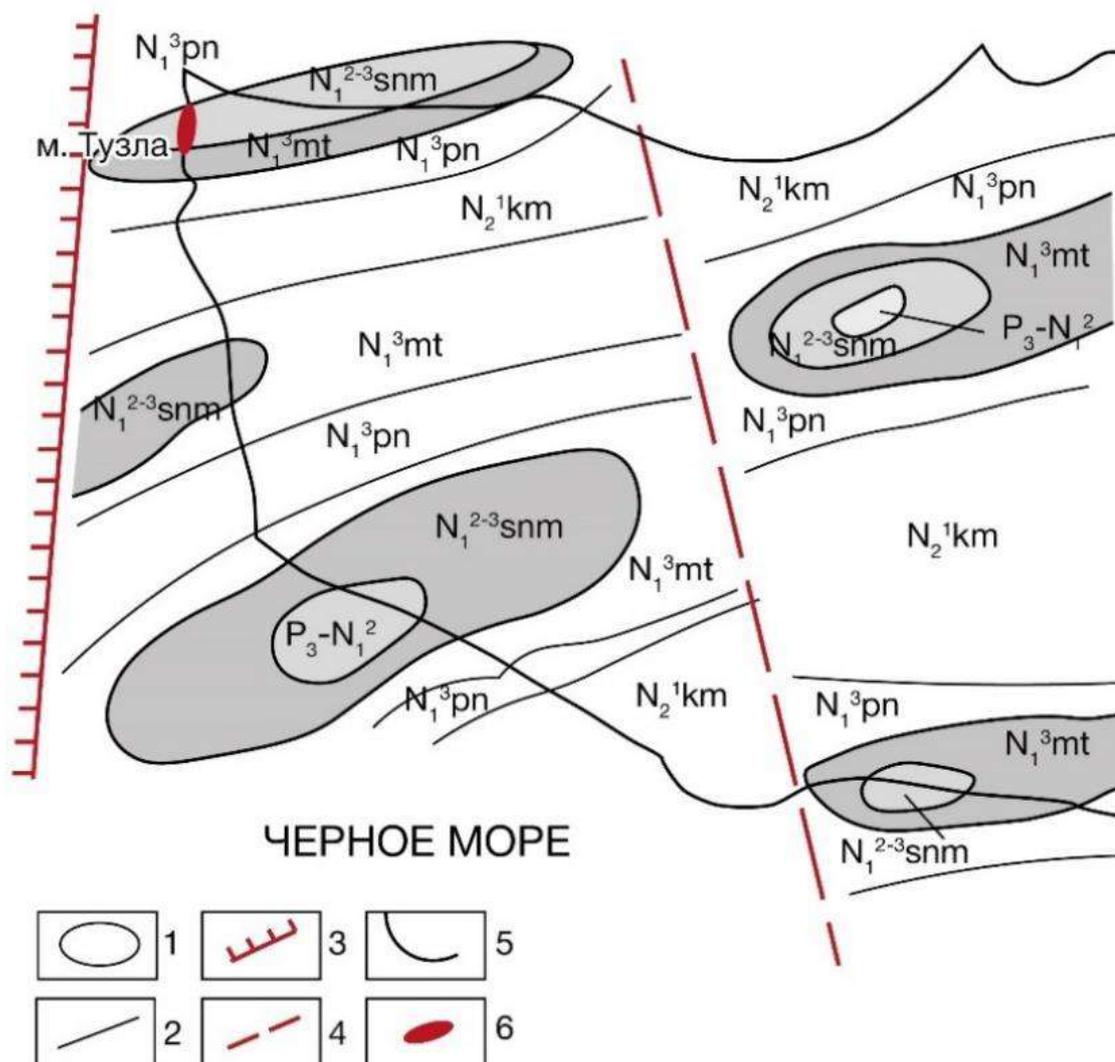


Рис. 41. Схема тектонического строения прилегающей к разрезу Тузла территории: 1 — брахиантиклинали; 2 — стратиграфические границы; 3 — Керченско-Ждановский глубинный разлом; 4 — Таманский разлом; 5 — береговая линия; 6 — разрез Тузла. Составлено автором на основе [Шарданова и Соловьева, 2006]

В пределах рассматриваемой территории можно выделить четыре морфогенетических комплекса рельефа (рис. 42): комплекс вершинных поверхностей денудационно-структурных гряд и холмов, морских пластовых равнин, делювиально-пологонаклонных и аккумулятивных низменных равнин лиманного и лагунного происхождения, овражно-балочный комплекс и комплекс береговой зоны.

Разрез Тузла ($N45^{\circ}11'57,87$ $E36^{\circ}35'59,23$) — абразионный уступ, высота которого достигает 12–14 м над уровнем моря (рис. 43). Берег, круто обрывающийся в акваторию

Керченского пролива, представляет собой пологоволнистую террасовидную поверхность высотой до 15–17 м в р-не мыса Тузла, в цоколе которой залегают дислоцированные миоценовые глины сарматского яруса [Пилипенко, Трубихин, 2012]. В разрезе вскрывается толща морских отложений карангатской трансгрессии, перекрытых лессовидными суглинками мощностью до 7–8 м с тремя плохо развитыми палеопочвами, толща имеет цвет от темно-коричневого (голоценовая почва) до светло-палевого, характеризуется столбчатой отдельностью, блоками отседания, карбонатными образованиями (журавчики).

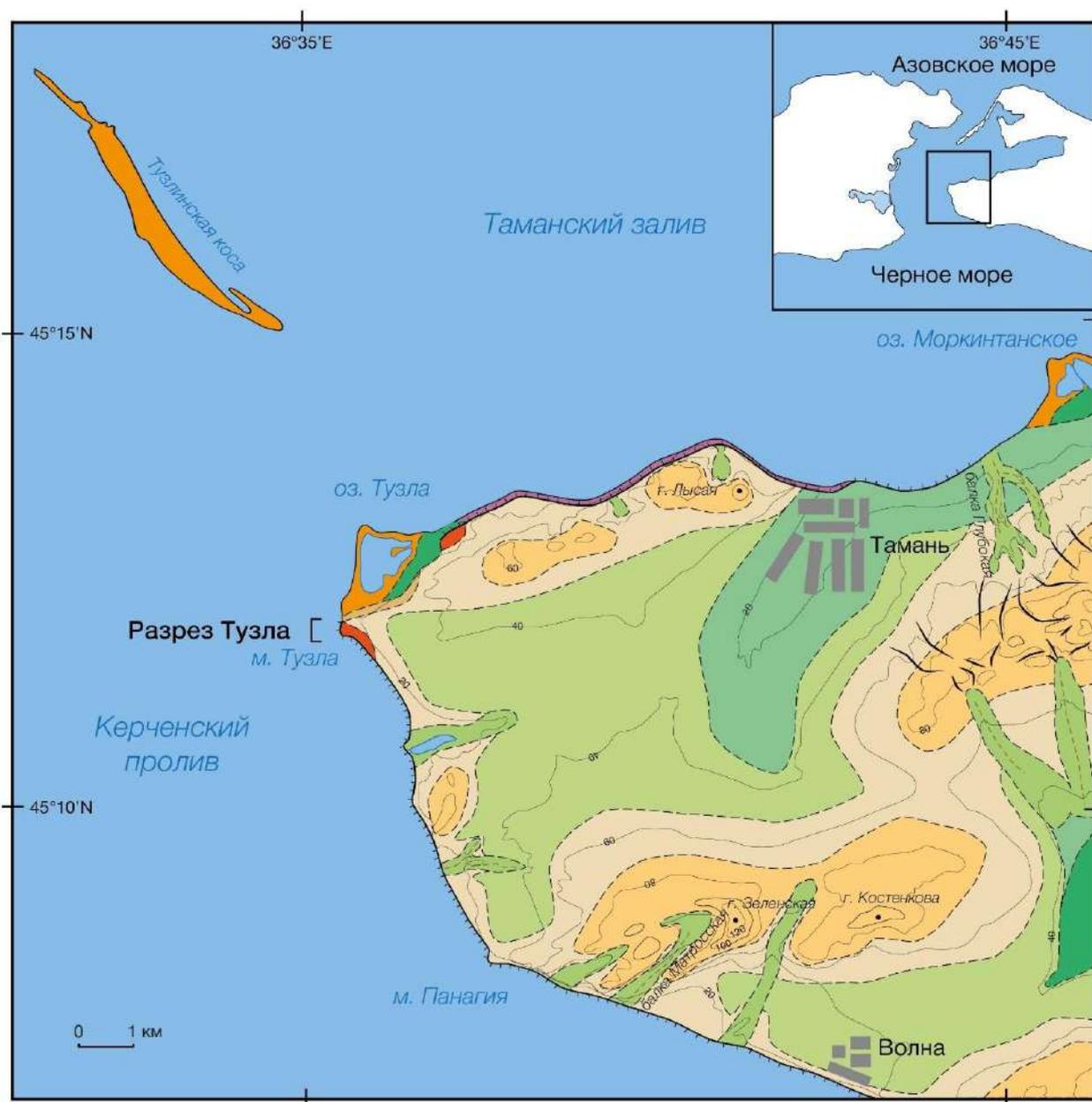


Рис. 42. Геоморфологическая схема (легенду см. к рис. 30) прилегающей к разрезу Тузла территории. Составлено автором на основе [Благоволин, 1962]

Карангатские отложения представлены толщей мощностью 2,2 м (рис. 44), в которой выделяются сверху вниз следующие горизонты [Курбанов и др., 2020]: (9) темно-серый пылеватый песок мощностью 0,25 м с включением мелкого раковинного детрита и целых раковин

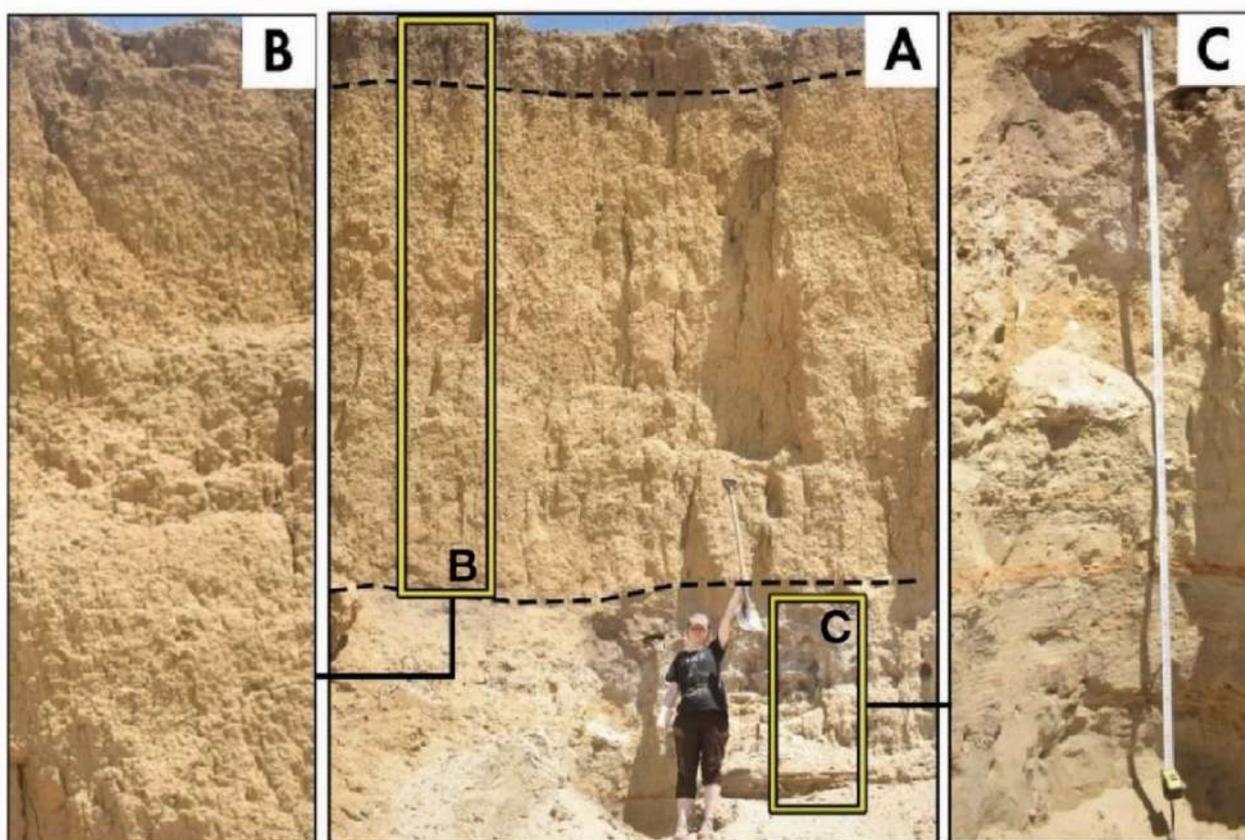


Рис. 43. Разрез Тузла (сверху) и изученное обнажение разреза (снизу). Фото Н. А. Тюнина

морских моллюсков, переход в нижележащий слой постепенный; (10) темно-серый, разнородный, детритовый песок мощностью 0,15 м с редкими включениями раковин морских мол-

люсков, граница четкая; (11) рыжевато-серый, мелко-среднезернистый, горизонтально-слоистый, детритовый песок мощностью 0,9 м с прослоями раковин морских моллюсков, в кровле ожелезненный прослой с тонкостенными раковинами, граница четкая, посередине слоя был обнаружен крупный обломок (до 40 см по длинной стороне) древнего ракушечника; (12) сизо-серый, тонкозернистый до среднезернистого песок мощностью 0,6 м, характеризующийся тонкой горизонтальной слоистостью: чередование серых слоев и рыжих/ожелезненных с прослоями детрита и прослоями раковин морских моллюсков, кровля сильно ожелезнена. Под ним, отделенная резкой границей, залегает толща (13) темно-серых легких суглинков со следами ожелезнения.

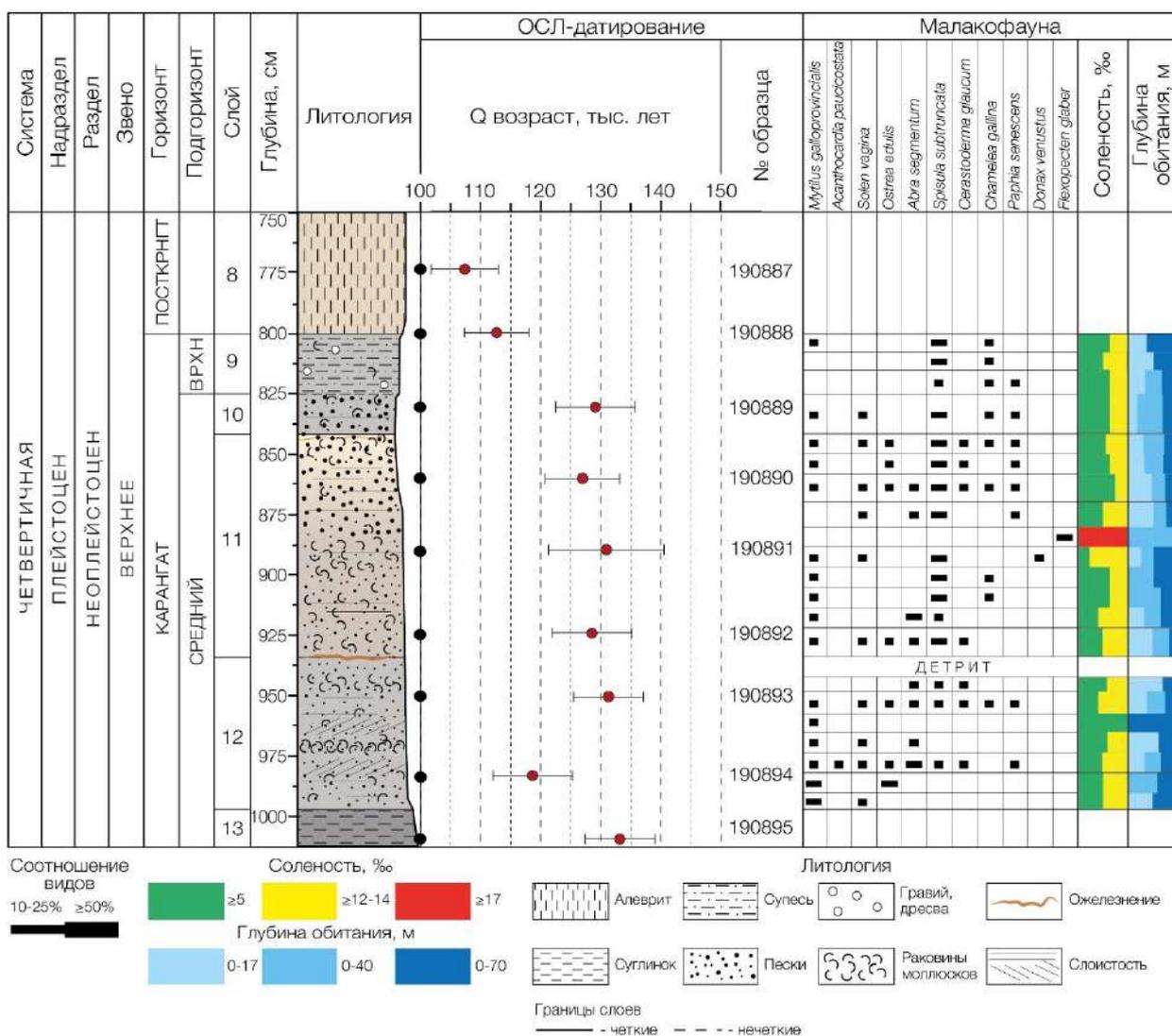


Рис. 44. Схема разреза Тузла с результатами малакофаунистического и геохронологического анализов

В разрезе Тузла выделяется 13 горизонтов, характеризующих различные условия осадконакопления. В морской толще различаются пять горизонтов разнофациальных осадков: нижний горизонт (13) представляет собой темно-серый зеленоватый легкий суглинок, который, вероятно, накапливался в лагунных или лиманных условиях. Отложения горизонтов

12 и 11 по структуре напоминают прибрежно-морские отложения, для которых характерна горизонтальная слоистость, различные фракции песка, обильное включение фауны моллюсков, крупность частиц увеличивается снизу вверх, вероятно, динамика бассейна постепенно увеличивалась вверх по разрезу. Наличие мощных прослоев ожелезнения с включением детрита указывает на некоторые осцилляции уровня моря в этом районе. В слое 10 процент включения раковин моллюсков заметно снижается, преобладает детрит. Скорее всего, в это время началось отступление вод карангатского бассейна, т. к. вверх по разрезу слой 10 плавно переходит в пылеватый песок или легкую супесь без выраженной слоистости и с наличием карбонатных образований, что указывает на субаэральные условия осадконакопления. С эрозионным размывом на карангатской толще залегают лессовидные суглинки (слои 8, 6, 4, 2) с тремя (слои 7, 5, 3) слабо развитыми палео-почвами. Стенка обнажения завершается горизонтом (слой 1) современных каштановых почв.

4.1.2.2. Малакофаунистический анализ

Результат малакофаунистического анализа разреза Тузла представлен на рис. 44. Полный перечень видов, составляющих малакофаунистические комплексы обнажения, и их экологические предпочтения представлены в таблице 10.

В изученном обнажении разреза Тузла наблюдается нелинейная смена видового состава, что может быть индикатором некоторых осцилляций [Семиколенных, Тюнин, 2020], связанных с изменением уровня моря, береговой линии, изменением интенсивности влияния речных вод или др. причинами. В нижней части разреза на глубине 9,9–9,8 м обнаруживаются эвригалинные и умеренно эвригалинные виды моллюсков (*Ostrea edulis*, *Mytilus galloprovincialis*, *Solen vagina*). Выше наблюдается увеличение биоразнообразия одновременно со снижением процентного соотношения *Mytilus galloprovincialis*, широкое распространение получают эвригалинные *Cerastoderma glaucum* и *Abra segmentum*, что указывает на обмеление и без того достаточно мелкого (10–15 м) бассейна с сохранением достаточно спокойной динамической обстановки, т. к. указанные *Cerastoderma glaucum* и *Abra segmentum* плохо переносят высокую динамику (рис. 45). В районе 9,7–9,6 м наблюдается большое количество детрита во включении. На глубине около 8,8 м появляются характерные для пиковой фазы карангатской трансгрессии *Flexopecten glaber* и *Donax venustus*. Выше по разрезу вновь происходит обмеление бассейна, на что указывает появление *Cerastoderma glaucum* и *Chlamelea gallina* в составе комплекса. С глубины около 8,4 м видовое разнообразие моллюсков уменьшается до 2–3 эвригалинных и умеренно эвригалинных видов, приспособленных к выживанию в мелководных и высокодинамичных условиях, что указывает на деградацию бассейна и переход в континентальный режим осадконакопления.



Рис. 45. Некоторые виды, встречающиеся в разрезе Тузла: 1. *Ostrea edulis*; 2. *Paphia senescens*; 3. *Spisula subtruncata*; 4. *Solen vagina*; 5. *Chamelea gallina*; 6. *Donax venustus*; 7. *Mytilus galloprovincialis*

Таблица 10. Виды двустворчатых моллюсков, обнаруженные при изучении разреза Тузла. Экологические характеристики по данным [¹Невесская, 1965; ²Определитель рыб и беспозвоночных..., 2013]

№	Вид	Семейство	Соленость, ‰	Глубина, м
1	¹ <i>Abra segmentum</i> (Récluz, 1843)	Semelidae	Эвригалинный	≤10–12
2	¹ <i>Acanthocardia paucicostata</i> (G. B. Sowerby II, 1834)	Cardiidae	≥14 (стеногалинный)	15–40
3	² <i>Cerastoderma glaucum</i> (Bruguière, 1789)	Cardiidae	Эвригалинный	≤10–12
4	¹ <i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus, 1758)	Veneridae	Эвригалинный	≤20–22
5	¹ <i>Donax venustus</i> (Poli, 1795)	Donacidae	≥14 (стеногалинный)	≤22
6	¹ <i>Flexopecten glaber</i> (Linnaeus, 1758)	Pectinidae	≥17 (стеногалинный)	≤40
7	¹ <i>Mytilus galloprovincialis</i> (Lamarck, 1819)	Mytilidae	Эвригалинный	≤70
8	¹ <i>Ostrea edulis</i> (Linnaeus, 1758)	Ostreidae	≥13–14 (умеренно эвригалинный)	≤30–35
9	¹ <i>Paphia senescens</i> (Cocconi, 1873)	Veneridae	Эвригалинный	≤30–35
10	¹ <i>Solen vagina</i> (Linnaeus, 1758)	Solenidae	Умеренно эвригалинный	≤10–12
11	¹ <i>Spisula subtruncata</i> (da Costa, 1778)	Macluridae	≥12 (эвригалинный)	≤50

Итак, в составе карангатских отложений разреза Тузла можно выделить пять фаунистических комплексов. Первый комплекс выделяется в нижней части слоя 12 и характеризует спокойный мелководный (до первых десятков м) тепловодный бассейн с невысокой (12–14‰) соленостью. Второй и четвертый схожи по своему видовому составу и отражают условия мелководного (до первых метров) теплого бассейна со средней динамичной обстановкой и невысокой (12–14‰) соленостью. Третий комплекс отражает максимальную соленость и тепловодность бассейна в этой части Керченского пролива (17‰

и выше), однако, сололюбовивые средиземноморские виды, не характерные для Черного моря в настоящее время, в составе комплекса не обнаружены. Пятый комплекс выделяется в слое 10 и 9 и соответствует понижению солености бассейна, указывает на его достаточно высокую динамику, т. к. в составе комплекса присутствуют только виды, хорошо переносящие турбулентные условия.

4.1.2.3. Геохронологический анализ

Геохронология разреза Тузла получена с помощью люминесцентного датирования по полевым шпатам (ИКСЛ₂₉₀), т. к. кварц в образцах оказался насыщен. Всего было отобрано девять образцов (190887–190895), семь из которых из карангатских отложений (слои 13–9), два — из подошвы перекрывающей их лессово-почвенной серии (слой 8) [Курбанов и др., 2020].

Результаты измерения скоростей накопления дозы и итоговые значения мощности дозы для полевых шпатов представлены в таблице 11.

На основе результатов гамма-спектрометрии, в разрезе Тузла выделяются четыре горизонта с разными значениями мощности дозы: 1) серые суглинки слоя 13, с повышенным содержанием ⁴⁰K и ²³²Th, и как следствие, с относительно высокой мощностью дозы (3,1–3,4 Гр/тыс. лет); 2) пески слоев 10–12 с пониженным содержанием радионуклидов и мощностью дозы в пределах 2,6–2,8 Гр/тыс. лет; 3) переходный слой от песков слоя 10 к лессовидным суглинкам слоя 8 (190888); 4) резко отличный от морских песков образец (190887) из низов лессовидной толщи (слой 8). Такое различие скоростей накопления дозы в отложениях указывает на различие в их генезисе и на возможную смену источников сноса материала. Образец 190894 выделяется повышенной мощностью дозы (3,4 Гр/тыс. лет), что может быть связано с возможными ошибками в ходе пробоподготовки образца (весовая влажность, содержание органики и т. д.) или же с локальным источником повышенной радиации.

Измерение люминесценции полевых шпатов выполнено для 7–9 навесок, по протоколу pIRIR₂₉₀ с регистрацией отклика при нагреве до 290°C. Построение кривой насыщения выполнялось по пяти точкам: 125, 200, 500, 0, 125 Грей. Для всех образцов получена характерная для полевых шпатов кривая затухания люминесцентного сигнала. Результаты теста восстановления дозы оказались в пределах 1,01–1,05. Эквивалентные дозы (D_e) и итоговые датировки представлены в таблице 12. Значения эквивалентных доз можно разделить на три группы, которые в целом соотносятся с выделенными горизонтами. Так, для двух образцов (190894–190895) из нижней части разреза (слой 13) получены дозы 404–412 Гр. Средняя часть разреза (слои 9–12) характеризуется дозами в пределах 324–404 Гр. Для образца лессовидных суглинков из слоя 8 измерена повышенная эквивалентная доза около 410 Гр.

По результатам люминесцентного датирования в обнажении можно выделить два разновозрастных горизонта. Возраст морских отложений находится в диапазоне от 132,9±5,8

Таблица 11. Результаты гамма-спектрометрического анализа образцов разреза Тузла для полевых шпатов

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	Водонасыщение, %	²²⁶ Ra, Бк/кг ⁻¹	²³² Th, Бк/кг ⁻¹	⁴⁰ K, Бк/кг ⁻¹	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	
1	190887	770	8	Лессовидный суглинок	10	42,8±1,0	44,5±0,8	478±16	3,8±0,2	
2	190888	800	9	Супесь	10	17,4±0,9	19,1±0,8	500±19	3,0±0,1	
3	190889	830	10	Песок	5	13,5±0,4	15,4±0,4	435±11	2,6±0,1	
4	190890	860	11		5	11,8±0,5	13,2±0,4	422±12	2,6±0,1	
5	190891	890			5	14,6±0,9	19,7±0,8	451±20	2,8±0,1	
6	190892	920			5	15,1±0,2	19,5±0,2	453±4	2,8±0,1	
7	190893	950	12		5	11,8±0,2	15,4±0,2	494±4	2,8±0,1	
8	190894	980			5	18,4±0,4	22,7±0,4	654±12	3,4±0,1	
9	190895	1010	13		Суглинок	10	16,8±0,9	20,3±0,7	561±19	3,1±0,1

Таблица 12. Результаты ОСЛ-датирования разреза Тузла

№	Лаб. номер	Глубина, см	Слой	Литология	Измерения по полевым шпатам (ИКСЛ ₂₉₀)			
					Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во аликвот	
1	190887	775	8	Лессовидный суглинок	409,6±13,2	107,5±5,6	8	
2	190888	800	9	Супесь	343,9±8,1	112,9±5,4	8	
3	190889	830	10	Песок	341,4±11,5	129,0±6,6	8	
4	190890	860	11		323,8±7,7	126,9±5,8	8	
5	190891	890			361,8±22,5	130,6±9,7	8	
6	190892	920			356,0±12,4	128,2±6,6	7	
7	190893	950	12		363,6±7,9	131,0±5,8	9	
8	190894	980			403,7±16,2	118,3±6,6	9	
9	190895	1010	13		Суглинок	411,9±7,3	132,9±5,8	9

до $129,0 \pm 6,6$ тыс. лет (190895–190889), что соответствует эпохе микулинского межледниковья на территории Восточно-Европейской равнины (МИС 5e). Датировки имеют близкие, а с учетом доверительных интервалов, практически идентичные значения, что указывает на высокие скорости накопления толщи. Инверсионная дата в $118,3 \pm 6,6$ тыс. лет (190894), по-видимому, ошибочна, полученное значение возраста связано с завышенным значением мощности дозы, что указано выше.

Для отобранного из плохо выраженной границы между слоями 9 и 8 образца 190888 получена дата $112,9 \pm 5,4$ тыс. л. н., указывающая на начало субаэрального этапа в районе расположения разреза Тузла. Основание горизонта лессовидных суглинков (слой 8) охарактеризовано датой $107,5 \pm 5,6$ тыс. л. н.

Заключение по разрезу Тузла

Разрез Тузла расположен практически на самой оси брахиантиклинальной складки, кровля карангатских отложений находится на абс. высоте около 4 м, мощность осадков немногим превышает 2 м. Судя по литологическому составу отложений: от легкого суглинка, возможно лагунного генезиса, до горизонтально- и косослоистого прибрежно-морского средне-крупнозернистого песка с обильным включением фауны моллюсков — динамика бассейна увеличивалась. Выраженные эрозионные перерывы с ожелезненными прослоями указывают на некоторую осцилляцию уровня карангатского бассейна. Переход к лессово-почвенной формации мощностью более 8 м, в которой удалось различить как минимум три палеопочвы, происходил постепенно. В переходной толще были отмечены следы почвообразовательных процессов.

Малакофаунистический анализ отложений показал нелинейную смену видового состава в толще прибрежно-морских отложений. Состав фаунистических комплексов в целом указывает на достаточно мелководный бассейн с явной тенденцией к уменьшению глубины и с двумя выраженными эпизодами кратковременного обмеления до первых метров, более вероятно, до полного отступления береговой линии из района расположения разреза. Максимальной соленостью (около 17‰) и наиболее высокой и стабильной температурой, судя по наличию во включении *Flexopecten glaber* и *Donax venustus*, водоем мог характеризоваться во время накопления средней части слоя 11.

Все виды, обнаруженные в составе отложений разреза, за исключением *Paphia senescens*, обитают в мелководных районах современного Черноморского бассейна, следовательно, соленость Керченского пролива в районе мыса Тузла не достигала отметок 28–30‰, характерных для карангатского бассейна, что может быть следствием воздействия локальных опресняющих факторов.

По результатам геохронологического анализа было установлено, что толща морских отложений разреза Тузла накапливалась во временном диапазоне $132,9 \pm 5,8$ до $129,0 \pm 6,6$

тыс. лет, что соответствует эпохе микулинского межледниковья на территории Восточно-Европейской равнины (МИС 5e). Вероятно, выделенные по литологическим характеристикам и по результатам малакофаунистического анализа эпизоды обмеления имели кратковременный характер, т. к. явных разрывов в хронологии не было установлено. Окончательное отступление вод карангатского бассейна произошло около $112,9 \pm 5,4$ тыс. л. н. с началом валдайского оледенения (МИС 5d), морской режим осадконакопления сменился субаэральным. Активное накопление лессовидного суглинка в этом районе началось не позднее $107,5 \pm 5,6$ тыс. л. н.

Итак, проведенные анализы показали, что в разрезе Тузла представлена толща прибрежно-морских отложений, накопившихся в условиях относительно теплого и мелководного бассейна. Толща с эрозионным размывом залегает на практически одновозрастных немых суглинках, возможно, лагунного происхождения, на данный факт указывал и П. В. Федоров [1963], однако, в составе суглинков им были обнаружены угнетенные раковины *Cerastoderma glaucum*, наличие которых, по его мнению, указывает на существование опресненной лагуны в районе разреза Тузла, находящейся под влиянием речных вод, в начале карангатской эпохи. Хронологически морские отложения разреза Тузла соответствуют II фазе карангатской трансгрессии (МИС 5e), выделенной в разрезе Эльтиген. Данное заключение частично согласуется с выводами А. А. Свиточа [2009], в которых он заключил, что карангатские отложения разреза накапливались в условиях мелководного и теплого бассейна и могут быть соотнесены только с одной эпохой (фазой) карангатского времени. О. В. Пилипенко и В. М. Трубихин [2012], используя заключения А. Е. Додонова с соавторами [2000] и Х. А. Арсланова с соавторами [1972, 1983] по карангатским отложениям разреза Эльтиген, без обоснования по аналогии выделяют в разрезе Тузла три цикла осадконакопления. Однако результаты проведенного ими палеомагнитного исследования вносят определенный вклад в понимание хронологии осадконакопления осадков разреза Тузла. Так, выделенные аномалии магнитного поля в толще морских отложений возрастом 110–105 тыс. лет, несколько моложе полученной ОСЛ-хронологии, однако, с некоторыми допущениями, ей не противоречат.

По-видимому, после отступления карангатского бассейна на фоне начавшегося похолодания уровень моря уже не достиг высоты образованной террасы во II фазу развития трансгрессии ввиду активного тектонического поднятия брахиантиклинальной складки, на оси которой располагается разрез. Верхняя толща, датированная $112,9 \pm 5,4$ тыс. л. н., имеет во включении морские виды, однако она, очевидно, сильно переработана эоловыми и почвообразовательными процессами, что отражено в наличии большой доли пылеватого заполнителя и карбонатных образований. Единственная полученная ранее ОСЛ-датировка

85±6 тыс. лет для верхней части морских отложений разреза в Датском техническом университете и опубликованная О. В. Пилипенко и В. М. Трубиным [2012], выходит за пределы выделенного в данной работе диапазона накопления морских отложений, что может быть связано с тем, что отбор производился не из одного и того же обнажения, и степень эродированности верхней границы отложений может различаться по простиранию.

Начало субаэрального осадконакопления отвечает началу валдайского оледенения. По результатам палеомагнитных исследований О. В. Пилипенко и В. М. Трубина [2012] верхние две почвы отвечают брянскому интерстадиалу (МИС 3), возраст толщи на глубине 2,6–4,2 м составляет 25–35 тыс. лет.

4.1.3. Скважины о. Тузла

Автором выполнен палеогеографический анализ керн четырех скважин 93, 95, К4-53 и К3-14, пробуренных на косе (острове) Тузла в ходе инженерно-изыскательских работ при проектировании Крымского моста [Семиколенных и др., 2018]. Бурение скважин глубиной 70–80 м выполнено на разных участках косы Тузла (рис. 28). Керны скважин 93 и 95 переданы для изучения профессором Е. И. Игнатовым, а керны скважин К3-14 и К4-53 сотрудниками геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова профессором В. М. Сорокиным и инженером В. Л. Лукшой.

4.1.3.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений

Коса Тузла, включающая в себя о. Тузла, — песчано-ракушечная аккумулятивная форма, вытянутая в северо-западном направлении по линии мыс Тузла — мыс Ак-Бурун, берущая начало на побережье Таманского полуострова. Общая длина аккумулятивного тела косы вместе с островами и подводными отмелями составляет около 12 км. Остров Тузла имеет длину около 8 км, его ширина редко превышает 100 м, лишь в центральной части достигает 500 м [Пешков и др., 2005]. Основной объем наносов на косу до строительства инфраструктуры Крымского моста поступал за счет абразии четвертичных террас между мысом Тузла и Панагия, в меньшей степени со стороны Таманского залива. Важную роль в питании косы играл материал биогенного происхождения.

По данным В. М. Пешкова с соавторами [2005] современное тело косы Тузла — молодое образование, возникшее при уровне моря на 1,5–2,0 м ниже современного, возрастом около 1,0–1,3 тыс. лет. С момента своего возникновения коса Тузла многократно изменяла свои очертания [Пасынков, 2005], то составляя единое целое, то распадаясь на систему островов. Причиной образования аккумулятивной формы косы Тузла, помимо развития голоценовой трансгрессии, служит и привнос обломочного материала одним из рукавов дельты Кубани, впадавшего в новочерноморский отрезок времени в Таманский залив в районе станицы Сенная и южнее [Геология шельфа..., 1981]. После изменения

направления течения Кубани прекратилась и подпитка косы терригенным материалом, фактически Тузла утратила роль косы и в настоящее время является реликтовой аккумулятивной формой (рис. 42). Подошва острова Тузла находится на отметках –11 – –13 м и залегает на относительно выровненной поверхности уплотненных морских илов [Пешков и др., 2005].

На рис. 46 представлены схемы изученных автором скважин.

В керне скважины КЗ-14 сверху вниз вскрываются следующие отложения: (1) песчано-гравийный материал буро-коричневого цвета, преимущественно биогенный с включением створок раковин на глубине 4,0–0,0 м, граница с нижележащим слоем четкая; (2) серый глинисто-алевритовый ил с более темными слойками алеврита, насыщенный крупными створками раковин на глубине 12,0–4,0 м, переход к слою ниже постепенный; (3) зеленоватый алевритово-глинистый ил на глубине 17,0–12,0 м с включением створок мелких раковин моллюсков (выше по керну крупность раковин увеличивается), переход к слою ниже постепенный; (4) зелено-серый алевритово-глинистый ил на глубине 20,0–17,0 м с включением крупных створок раковин моллюсков, переход к слою ниже постепенный; (5) серо-зеленый алевритово-глинистый ил на глубине 29,0–20,0 м с включением достаточно крупных створок раковин моллюсков, переход к слою ниже постепенный; (6) зелено-серый слюдистый глинисто-алевритовый ил на глубине 31,0–29,0 м с линзами и прожилками серого и темно-серого алеврита с включением раковинного детрита, граница с нижележащим слоем четкая; (7) серо-зеленая плотная алевритовая глина на глубине 42,5–31,0 м с линзами и прослойками серого и темно-серого алеврита с включением очень мелких, угнетенных створок раковин моллюсков, выше по керну крупность раковин увеличивается, исчезают лиманные виды, граница с нижележащим слоем четкая; (8) серо-зеленый песчанистый алеврит на глубине 47,0–42,5 м с алевритово-глинистыми линзами с включением створок раковин лиманных и пресноводных моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (9) зеленовато-светло-серый тонко-мелкозернистый песок на глубине 51,5–47,0 м с включениями гальки и обломков раковин лиманных и пресноводных моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (10) темно-коричневая плотная глина вскрытой мощностью 18,5 м в кровле с включением песка, гальки и раковинного детрита.

В керне скважины выделяются шесть эпизодов смены режима осадконакопления. На древних глинах, по-видимому, неогенового возраста с эрозионным размывом залегает горизонт базального аллювия, который сменяется аллювиальным песком тонко-мелкозернистой фракции, выше происходит переход к лиманному режиму осадконакопления (алеврит — глина — ил). В толще лиманных осадков наблюдается некоторое увеличение динамики бассейна на глубине 31,0–29,0 м, где появляются прослойки алеврита и раковинный детрит

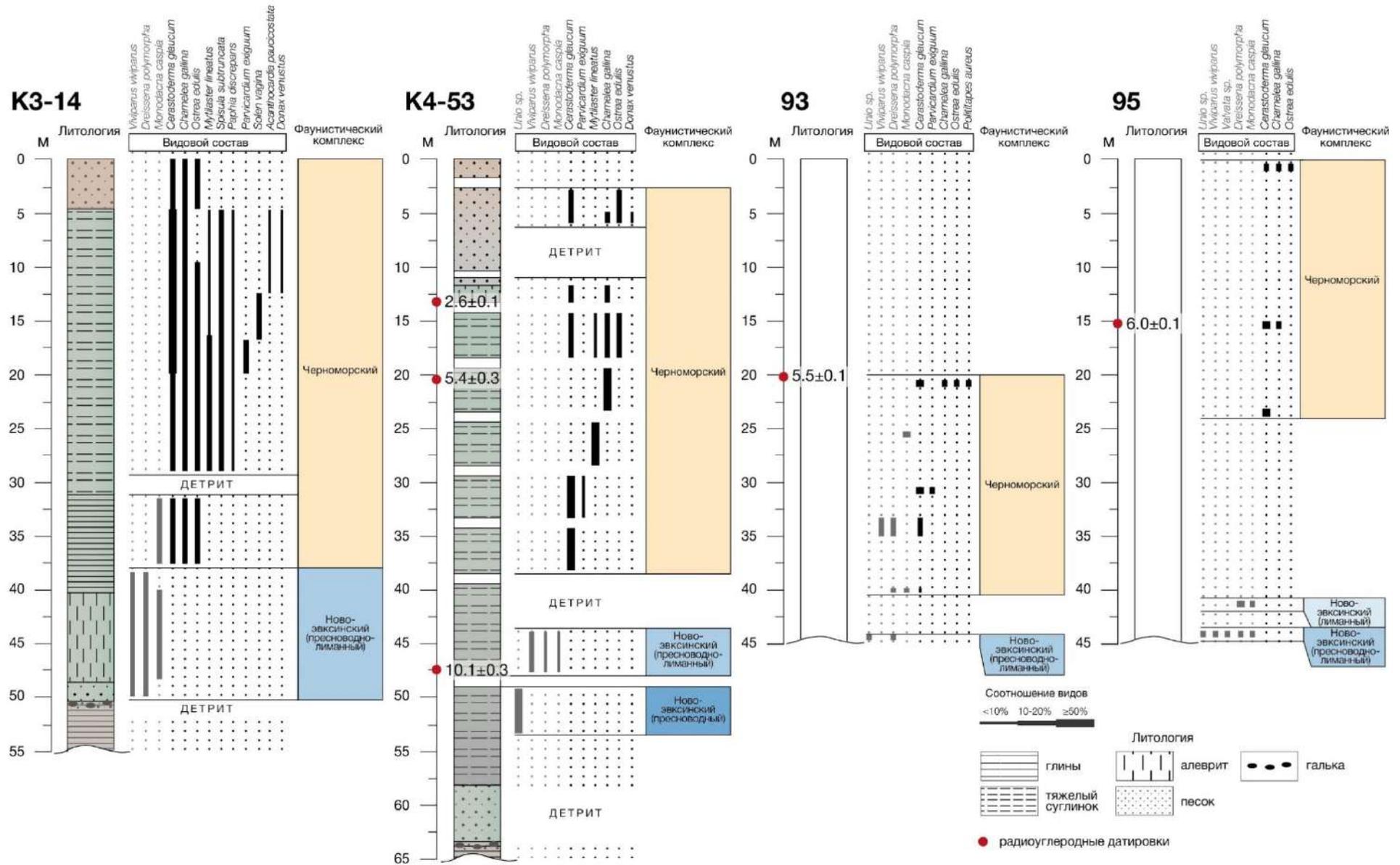


Рис. 46. Схема скважин, пробуренных на о. Тузла, с результатами малакофаунистического и геохронологического анализов

при отсутствии целых створок моллюсков, возможно, в это время на данной территории вновь активизировались русловые процессы. В верхней части керна отмечается резкий переход в динамичную прибрежно-морскую обстановку осадконакопления.

В керне скважины К4-53 сверху вниз вскрываются следующие отложения: (1) рыжевато-коричневый грубо-крупнозернистый биогенный песок мощностью 1,5 м; (2) коричневато-бежевый разнородный песок на глубине 3,5–2,5 м с включением гравийно-галечного материала и битых, мелких створок раковин моллюсков, граница с нижележащим слоем нечеткая; (3) темно-серый до черного средне-крупнозернистый песок на глубине 5,5–3,5 м, насыщен раковинным детритом, встречаются мелкие раковины моллюсков, граница с нижележащим слоем нечеткая; (4) серый средне-мелкозернистый песок на глубине 10,5–5,5 м с включением раковинного детрита; (5) зеленовато-серый однородный алевритовый песок в интервале керна 12,0–11,0 м, граница с нижележащим слоем нечеткая; (6) зеленовато-серый однородный слабоглинистый алеврит в интервале керна 13,0–12,0 м с включением мелких раковин моллюсков; (7) зеленовато-серый глинисто-алеваитовый ил в интервале керна 18,0–14,0 м с тонкими прожилками светло-серого алеврита и с включением достаточно крупных створок раковин моллюсков; (8) зеленовато-серый алевритово-глинистый ил на глубине 23,0–19,0 м с включением створок раковин моллюсков; (9) зеленовато-серый алевритово-глинистый ил на глубине 28,0–24,0 м с включением мелких обломков створок раковин моллюсков; (10) зеленовато-темно-серый алевритово-глинистый ил на глубине 33,0–29,0 м, неяснослоистый с включением мелких створок раковин моллюсков; (11) темно-серый до черного глинисто-алеваитовый ил на глубине 38,0–34,0 м с тонкими прослойками серого алеврита с включением мелких закрытых створок раковин моллюсков; (12) преимущественно черный глинистый, плотный, ил на глубине 43,0–39,0 м с включением раковинного детрита; (13) зеленый к темно-серому до черного глинистый ил мощностью 5 м с включением очень мелких, угнетенных обломков раковин моллюсков; (14) серо-зеленый глинисто-алеваитовый плотный ил в интервале керна 53,0–49,3 м с включением обломков раковин моллюсков, граница с нижележащим слоем нечеткая; (15) зеленовато-серый глинисто-алеваитовый неяснослоистый ил мощностью 5,0 м с включением растительных остатков, плавно переходящий в светло-серый алеврит с прослоями глинистого алеврита зеленовато-серого цвета, граница с нижележащим слоем четкая; (16) зеленовато-светло-серый тонко-мелкозернистый песок мощностью 5,5 м, насыщенный раковинным детритом, граница с нижележащим слоем четкая; (17) темно-коричневая глина с включением в кровле песка, гравия и гальки вскрытой мощностью 20,5 м.

В керне скважины выделяются пять эпизодов смены режима осадконакопления. На древних глинах, как и в керне скважины К4-13, с эрозионным размывом залегает горизонт

базального аллювия, характеризующийся включением гальки, песка и раковинного детрита. Выше он перекрывается аллювиальным тонко-мелкозернистым песком. С глубины 58,0 м наблюдаются лиманные осадки с большой долей органики, о чем говорит темно-серый до черного цвет отложений. На глубине 43,0–39,0 м наблюдается горизонт, обогащенный раковинным детритом, что может указывать на активизацию водотоков в данном районе. Выше до глубины 14,0 м наблюдается спокойный лиманный режим осадконакопления, однако выше 13,0 м начинается переход в динамичную прибрежно-морскую обстановку осадконакопления. Крупность осадка увеличивается снизу вверх — от алевролита до крупнозернистого песка с включением гравия и гальки.

Литологическим описанием кернов скважин 93 и 95 автор не располагал, однако, на основании описания строения скважин К4-53 и К3-14, а также по литературным данным [Геология шельфа..., 1981], можно предположить, что все четыре скважины близки по своему фациально-литологическому составу.

4.1.3.2. Малакофаунистический анализ

Результат малакофаунистического анализа керна скважин о. Тузла представлен на рисунках 46 и 47. Полный перечень видов, составляющих малакофаунистические комплексы керна скважин, и их экологические предпочтения представлены в таблице 13.

Таблица 13. Виды моллюсков, обнаруженные при изучении керна скважин о. Тузла. Экологические характеристики по данным [¹Невесская, 1965; ²Определитель рыб и беспозвоночных..., 2013]

№	Вид	Семейство	Бассейн	Соленость, ‰	Глубина, м
1	¹ <i>Acanthocardia paucicostata</i> (G. B. Sowerby II, 1834)	Cardiidae	Понт	≥14 (стеногалинный)	15–40
2	² <i>Cerastoderma glaucum</i> (Bruguière, 1789)	Cardiidae	Понт	Эвригалинный	≤10–12
3	¹ <i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus, 1758)	Veneridae	Понт	Эвригалинный	≤20–22
4	¹ <i>Donax venustus</i> (Poli, 1795)	Donacidae	Понт	≥14 (стеногалинный)	≤22
5	¹ <i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas, 1771)	Dreissenidae	Понто-Каспий	≤13	≤10
6	¹ <i>Monodacna caspia</i> (Eichwald, 1829)	Cardiidae	Каспий	2–14	≤30–40
7	¹ <i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin, 1791)	Mytilidae	Понт	Эвригалинный	≤50
8	¹ <i>Ostrea edulis</i> (Linnaeus, 1758)	Ostreidae	Понт	≥13–14 (умеренно эвригалинный)	≤30–35
9	¹ <i>Paphia discrepans</i>	Veneridae	Понт	27±12	≤30–35
10	¹ <i>Parvicardium exiguum</i> (Gmelin, 1791)	Cardiidae	Понт	Эвригалинный	≤50
11	¹ <i>Politiitapes aureus</i> (Gmelin, 1791)	Veneridae	Понт	27±12	≤30–35
12	¹ <i>Solen vagina</i> (Linnaeus, 1758)	Solenidae	Понт	Умеренно эвригалинный	≤10–12
13	¹ <i>Spisula subtruncata</i> (da Costa, 1778)	Macluridae	Понт	≥12	≤50

14	¹ <i>Viviparus viviparus</i> (Linnaeus, 1758)	Viviparidae	Пресно- водный	Пресноводные	≤90
15	¹ <i>Unio</i> sp.	Unionidae	Пресно- водный	Пресноводные	≤90

Малакофаунистический анализ керна скважины КЗ-14 показал, что в составе малакофаунистического комплекса на глубине 51,5–47,0 м наблюдаются обломки раковин пресноводного *Viviparus viviparus* и лиманного каспийского вида *Monodacna caspia*, что указывает на существование в этом районе водоема с соленостью вод в диапазоне около 0,5–1,0‰. Выше по керну, в интервале 47,0–42,5 м, в составе комплекса появляются раковины солоноватоводного каспийского моллюска *Monodacna caspia*. На глубине 42,5–31,0 м происходит смена пресноводно-лиманного комплекса лиманно-морским: с глубины

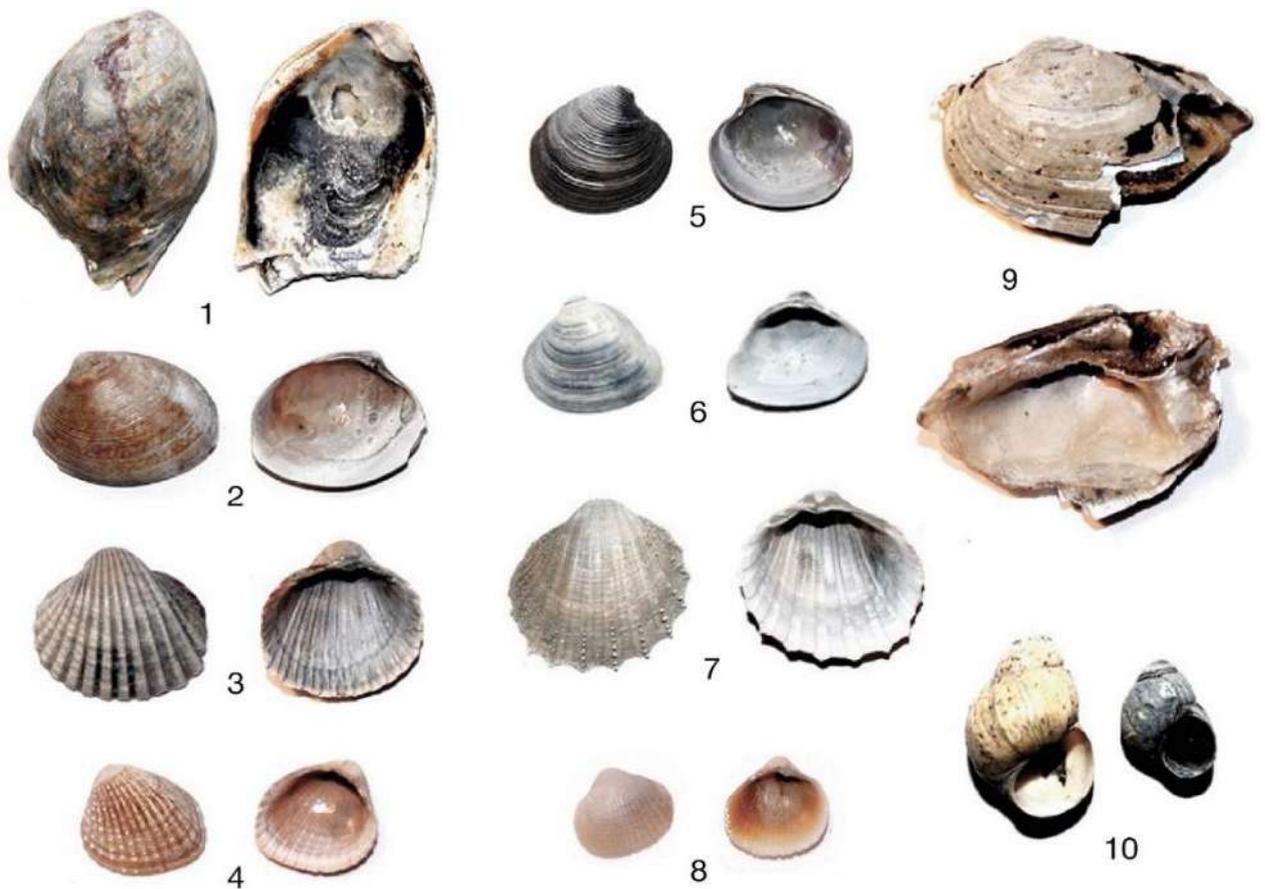


Рис. 47. Некоторые виды, встречающиеся в разрезе Тузла: 1. *Ostrea edulis*; 2. *Polititapes aureus*; 3. *Cerastoderma glaucum*; 4. *Parvicardium exiguum*; 5. *Chamelea gallina*; 6. *Spisula subtruncata*; 7. *Acanthocardia paucicostata*; 8. *Monodacna caspia*; 9. *Unio* sp.; 10. *Viviparus viviparus*

около 37,0 м появляются мелкие угнетенные раковины морских моллюсков *Ostrea edulis*, *Cerastoderma glaucum*, *Chamelea gallina*, пресноводные виды полностью исчезают, по-видимому, соленость бассейна возросла до 12–14‰. В интервале керна 31,0–29,0 м наблюдается раковинный детрит без возможности определить его принадлежность к тому или иному виду, вероятно, во время накопления данного горизонта увеличилась динамика

бассейна. Выше по керну, до глубины 4,0 м, увеличивается видовое разнообразие моллюсков, наряду с *Ostrea edulis*, *Chamelea gallina* и преобладающим *Cerastoderma glaucum* появляются *Mytilaster lineatus*, *Paphia discrepans*, *Spisula subtruncata*, *Donax venustus* и другие морские виды, увеличивается крупность раковин, что говорит о повышении солености и температуры бассейна. С глубины керна 4,0 м и выше происходит достаточно резкий переход от лиманного режима осадконакопления к прибрежно-морскому, увеличивается динамика бассейна, что отражается в обеднении видового состава. Всего в составе отложений, вскрытых скважиной КЗ-14, выделяется три малакофаунистических комплекса: пресноводно-лиманный, лиманно-морской и морской, последние два связаны с поступлением и расселением средиземноморских видов в Керченском проливе вслед голоценовой трансгрессии Мирового океана. Пресноводно-лиманный комплекс характеризует водоем соленостью не более 1,0‰, а наличие в его составе каспийского вида *Monodacna caspia* дает основание полагать, что в это время акватория Керченского пролива претерпевала влияние вод, поступающих из Каспийского моря.

В керне скважины 4-53 в самой нижней толще на глубине 53,0–49,3 м были обнаружены обломки пресноводных видов моллюсков *Unio* sp. Выше по керну, в интервале 48,0–43,0 м, к пресноводным *Viviparus viviparus* добавляются мелкие, угнетенные раковины слабосоленоватоводных лиманных видов *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*, соленость бассейна в этот период осадконакопления не превышала 1,0‰. Интервал керна 43,0–39,0 м характеризуется наличием раковинного детрита, что может свидетельствовать о высокой динамике среды. С глубины 38,0 м в составе отложений появляются мелкие целые (с сомкнутыми створками) раковины морских моллюсков *Cerastoderma glaucum*, по-видимому, в это время осадконакопление происходило в спокойном бассейне (лагуне или лимане) с соленостью вод немногим выше 2‰. Выше по керну к раковинам *Cerastoderma glaucum* добавляются мелкие створки раковин *Parvicardium exiguum*. В интервале керна 28,0–24,0 м были обнаружены только мелкие обломки раковин *Mytilaster lineatus*. По-видимому, до глубины 24,0 м осадконакопление происходило в условиях опресненного бассейна, однако, выше по керну скважины стали появляться более солонолюбивые морские виды моллюсков, такие как *Chamelea gallina* и *Ostrea edulis*, размер раковин начал укрупняться, соленость водоема в этот период могла достигать 12–14‰. С глубины керна около 12,0 м происходит постепенная смена режима осадконакопления: меняется крупность осадка от ила до песка, происходит обеднение видового состава — остаются самые непривередливые к колебаниям температур и динамике водоема *Cerastoderma glaucum* и *Chamelea gallina*, возможно, в это время произошло некоторое понижение уровня моря и опреснение. В интервале керна 5,5–3,5 м в составе малакофауны вновь

обнаруживаются мелкие створки раковин *Ostrea edulis*, появляются *Donax venustus*, что свидетельствует о солености акватории выше 13‰.

В скважине К4-53 выделяются три малакофаунистических комплекса: пресноводный, в составе которого наблюдаются только представители *Unio* sp., пресноводно-лиманный, характеризующий бассейн с соленостью акватории до 1,0‰, судя по каспийским *Monodacna caspia*, подверженный влиянию вод Каспийского моря, и морской.

В керне скважин 93 и 95 фауна моллюсков представлена не на всем протяжении керна, а фрагментарно. Так, в скважине 93 на глубине 44,2–44,0 м присутствуют пресноводные *Unio* sp. и слабосоленатоводные виды *Dreissena polymorpha*, что свидетельствует о крайне слабой солености водоема не выше 1,0‰. Выше по керну, в интервале 40,3–40,0 м, отмечается появление единичных мелких раковин морских моллюсков *Cerastoderma glaucum*, что указывает на незначительно повышение солености бассейна. На глубине 35,0–33,0 м наряду с лиманными (*Dreissena polymorpha*) и морскими (*Cerastoderma glaucum*) присутствуют пресноводные виды *Viviparus viviparus*, что указывает на понижение солености водоема. Однако в интервале керна 30,1–30,0 м обнаруживаются только средиземноморские виды *Cerastoderma glaucum* (преобладает), *Parvicardium exiguum*, что можно интерпретировать как очередное увеличение солености бассейна, возможно, до 2,5–3,0‰. На глубинах 25,2–25,0 м в грунте обнаруживаются только обломки *Monodacna caspia*, что может указывать на очередное понижение солености водоема. В интервале керна 20,2–20,0 м были обнаружены раковины морских моллюсков *Ostrea edulis*, *Polittapes aureus*, которые обитают при солености вод выше 12‰.

По итогам малакофаунистического анализа керна скважины 93 в составе отложений выделяются два комплекса моллюсков: пресноводно-лиманный и морской. Пресноводно-лиманный комплекс характеризует водоем соленостью не более 1,0‰, а наличие в его составе каспийского вида *Monodacna caspia* дает указывать на влияние вод, поступающих из Каспийского моря. Появление морских видов связано с поступлением вод голоценовой трансгрессии в акваторию Керченского пролива.

В керне скважины 95 на глубине 43,6–43,5 м были обнаружены обломки пресноводных видов *Viviparus viviparus*, *Unio* sp. и створки слабосоленатоводных лиманных видов *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*. Наличие раковин данных видов моллюсков в отложениях может свидетельствовать о солености вод в диапазоне 0,5–1,0‰. В интервале керна скважины 41,1–41,0 м обнаружены только лиманные слабосоленатоводные виды *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha* (преобладает), очевидно, что в данном промежутке времени водоем также представлял собой опресненный бассейн, однако, судя по отсутствию пресноводных видов, соленость вод превысила 1,0‰. На

глубине 23,1–23,0 м появляются мелкие, угнетенные раковины морского вида *Cerastoderma glaucum in situ*, что указывает на повышение солености бассейна до 2,0‰ и на спокойную лиманную обстановку осадконакопления. В интервале керна 15,1–15,0 м помимо *Cerastoderma glaucum* обнаруживаются представители вида *Chamelea gallina*, которые характеризуются меньшей терпимостью к опресненным водам, чем *Cerastoderma glaucum*, следовательно, данный период времени накопления осадка можно охарактеризовать более высокой соленостью морских вод. На глубине 1,0–0,8 м обнаруживаются раковины морских моллюсков *Ostrea edulis*, что указывает на увеличение солености вод до 13‰ и выше.

В керне скважины 95 выделяются пресноводно-лиманный, лиманный и морской малакофаунистические комплексы. Наличие лиманного комплекса без включений пресноводных видов моллюсков указывает на возможное повышение солености существовавшего бассейна в данном месте до 2,0‰. Наличие каспийского вида *Monodacna caspia*, как и в других исследованных скважинах, указывает на поступление каспийских вод в акваторию Керченского пролива. Появление морских видов является следствием поступления вод голоценовой трансгрессии.

4.1.3.3. Геохронологический анализ

Радиоуглеродное датирование сцинтилляционным методом раковинного материала выполнено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ. Значения календарного возраста получены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13») [Reimer et al., 2013].

Таблица 14. Результаты радиоуглеродного датирования, полученные в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ

Лаб. номер	Описание	Радиоуглеродный возраст	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
ЛУ-8428	Тузла, скв. 4-53, гл. 12,5–13,0 м. скв. 2014 г. <i>Cerastoderma glaucum</i>	2510±120	2570±140
ЛУ-8429	Тузла, скв. 4-53, гл. 20,1–20,3 м. скв. 2014 г. (малое количество образца). <i>Chamelea gallina</i> и 1 раковина гастропод	4720±200	5400±250
ЛУ-8430	Тузла, скв. 4-53, гл. 47,5–47,8 м. скв. 2014 г. (малое количество образца). Раковины гастропод	8990±240	10110±330
ЛУ-8108	Черное море, Тузла, скв. 93, инт. 20,0–20,1 м. <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chamelea gallina</i>	4810±100	5530±120
ЛУ-8110	Черное море, Тузла, скв. 95, инт. 15,0–15,1 м. <i>Cerastoderma glaucum</i> , <i>Chamelea gallina</i>	5240±120	6020±140

Результаты радиоуглеродного датирования показали, что нижние горизонты, включающие новоэвксинский малакофаунистический комплекс, накапливались на границе позднего плейстоцена и голоцена. Смена пресноводного режима осадконакопления на пресноводно-лиманный и лиманный, по-видимому, произошла в районе 10–11 тыс. л. н., когда и началось расселение каспийских видов слабосоленатоводных моллюсков, привнесенных водами каспийской трансгрессии. Голоценовое время характеризуется постепенным повышением солености бассейна, появлением и расселением морских видов моллюсков.

Заключение по скважинам о. Тузла

Строение керна скважин, пробуренных на о. Тузла и изученных в данной работе, близко по своему фациально-литологическому и малакофаунистическому составу [Семиколенных и др., 2018]. Четвертичные отложения, вскрытые скважинами, с резкой эрозионной границей залегают на древних темно-коричневых глинах неогенового возраста. Нижняя толща отложений, выделенная в интервале 51,5–47,0 м керна скважины К3-14 и в интервале 63,5–58,0 м керна скважины К4-53, имеет явное аллювиальное происхождение: подошва ее представлена смесью песка, гравия и гальки с включением раковинного детрита, что, по-видимому, является базальной фацией аллювия, основная часть толщи сложена тонко-мелкозернистым песком. Выше в скважинах была вскрыта толща илов, глин и алевритов мощностью более 40 м, насыщенных органикой, особенно в ее нижней половине, и раковинами моллюсков, в том числе залегающими *in situ*. Эти отложения соответствуют лиманной и лагунной обстановкам осадконакопления с признаками кратковременной активизации русловых процессов в интервале 31,0–29,0 м керна скважины К3-14 и в интервале 43,0–39,0 м керна скважины К4-53, на что указывает наличие прослоев алевритов в илах и детрита раковин моллюсков. Верхняя пачка песчаных и песчано-гравийных отложений в кернах скважин характеризует прибрежно-морскую динамичную обстановку осадконакопления близкую к современной.

По результатам малакофаунистического анализа отложений удалось выделить два крупных малакофаунистических комплекса: первый, в составе которого присутствуют пресноводные и слабосоленатоводные лиманные виды, и второй, в составе которого появляются морские виды.

Комплекс в составе отложений посткарангатского времени, фауна которого состоит только из пресноводных и лиманных видов каспийского типа, назван А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым [1938] новоэвксинским. Это название закрепилось в литературе, позднее новоэвксинский комплекс выделяли также Л. А. Невеская [1965], Г. И. Попов [1955, 1983], П. В. Федоров [1963, 1978], Е. Г. Конигов [2005], В. В. Янко-Хомбах с соавторами [2011], Т. А. Янина [2012] и др.

Новоэвксинский комплекс кернов скважин, пробуренных в Керченском проливе, в свою очередь, по видовому составу можно подразделить на пресноводный, пресноводно-лиманный и лиманный подкомплексы, смена которых происходит в отложениях линейно и отражает увеличение солености бассейна до 2,0‰. Е. Ф. Шнюков и Ю. И. Иноземцев [1981] соотносили выделенные подкомплексы с нижненовоэвксинскими, средненовоэвксинскими и верхненовоэвксинскими отложениями. Особенностью новоэвксинского комплекса является появление в составе подкомплексов каспийских слабосоленоватоводных моллюсков *Monodacna caspia*, которые в результате проникновения вод раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря [Свиточ, 2007; Янина, 2013] расселились сначала в новоэвксинском бассейне Черного моря, а позднее по мере развития новоэвксинской трансгрессии и в Керченском проливе. Представление Г. И. Попова [1983] о том, что воды раннехвалынской трансгрессии Каспия проникали в Азово-Черноморский бассейн в сурожскую эпоху, предшествующую новоэвксинскому бассейну, было опровергнуто многочисленными геохронологическими данными [Балабанов, Измайлов, 1988; Коников, 2007; Свиточ, 2009; Lericolais et al., 2009 и др.]. Отнесение всей толщи новоэвксинских осадков Керченского пролива Е. Ф. Шнюковым и Ю. И. Иноземцевым [1981] к голоценовому времени, также, судя по результатам радиоуглеродного датирования, оказалось ошибочным, т. к. осадконакопление началось 15–16 тыс. л. н., т. е. в конце позднего плейстоцена.

Радиоуглеродный анализ по раковинам моллюсков на глубине 47,5–47,8 м в керне скважины К4-53 позволил отнести время накопления новоэвксинской толщи к границе позднего плейстоцена и голоцена, причем каспийские виды в составе малакофаунистического комплекса в Керченском проливе появились, по-видимому, в интервале 10–11 тыс. л. н. Черноморские отложения накапливались в голоценовую эпоху.

Таким образом, во время позднеплейстоценовой регрессии Мирового океана и, соответственно, Азово-Черноморского бассейна, в центральной части (в районе о. Тузла) Керченского пролива накопленные ранее четвертичные отложения были эродированы до неогенового основания на более чем 50 м. Позднее здесь происходило накопление аллювиальных отложений пересекавшего котловину осушенного Азовского моря палео-Дона. Судя по наличию в составе аллювиальных отложений лиманных каспийских видов, практически одновременно с речными водами в Керченский залив поступали воды раннехвалынской трансгрессии Каспия, которые преодолели водораздел с Азово-Черноморским бассейном в Манычской депрессии. По результатам радиоуглеродного датирования раковин моллюсков из интервала 47,8–47,5 м скважины К4-53 расселение каспийских видов в акватории Керченского пролива началось около 10–11 тыс. л. н. В начале новоэвксинского трансгрессивного этапа, к которому, судя по всему, относятся лагунные и

лиманные отложения, в районе о. Тузла возник опресненный лиман, а позднее морская лагуна, в которой накапливались мощные толщи илов, глин и алевроитов, насыщенных органикой. Наличие горизонтов с раковинным детритом и прослоями более крупного материала может свидетельствовать о снижении уровня новоэвксинского бассейна и выдвигании устья палео-Дона или же о кратковременном функционировании иного водотока в районе о. Тузла, возможно, в это время в Таманский залив впадали воды палео-Кубани. Появление морских видов моллюсков в составе отложений маркирует начало поступления средиземноморских вод в акваторию пролива вслед за трансгрессией Мирового океана. С увеличением солености водоема происходит вытеснение лиманных видов морскими и постепенная смена фаунистических комплексов. Переход к прибрежно-морской близкой к современной обстановке осадконакопления произошел около 2,6 тыс. л. н.

4.2. Основные этапы позднеплейстоценовой истории Керченского пролива

Проведенные палеогеографические реконструкции по результатам малакофаунистического и геохронологического анализов отложений террас и керн скважин позволяют выделить основные этапы и закономерности развития Керченского пролива в позднеплейстоценовое время (рис. 48).

С началом деградации московского оледенения на Восточно-Европейской равнине в акваторию Керченского пролива начали поступать воды карангатской трансгрессии. По результатам ОСЛ-датирования котловина озера палео-Тобечикское была заполнена трансгрессивными водами уже в конце МИС 6. Отложения этого времени вскрываются в нижнем песчаном горизонте южной части разреза Эльтиген. Соленость и температура бассейна в районе современной пересыпи озера были понижены, что отражено в обедненном видовом составе малакофаунистического комплекса. Чуть позже, но также в конце МИС 6, начала формироваться прибрежно-морская толща отложений центральной части разреза с включением карангатского комплекса моллюсков с большим видовым разнообразием, чем в районе озера палео-Тобечик. Этот период соотносится с первой фазой карангатской трансгрессии.

Развитие второй фазы трансгрессии отвечает микулинскому межледниковью (МИС 5е). К этому времени дегляциация покровного и горного оледенения на Земном шаре достигла максимальных значений [Menviel et al., 2019], что повлекло за собой повышение уровня Мирового океана до самых высоких для позднего плейстоцена отметок, по разным оценкам [Kopp et al. 2009; Dutton et al. 2015; Lisiecki and Stern, 2016; Hibbert et al., 2016; Ballesteros et al., 2017; Sawthra et al., 2018 и др.], до 1–9 м над современным уровнем моря. В это время накапливались мощные толщи прибрежно-морских осадков слоя 8 центральной части разреза Эльтиген с включением наиболее теплолюбивой фауны моллюсков, обитающей при солености вод выше 28–30‰. Карангатские отложения, соответствующие

этому периоду, также были изучены в южной части разреза Эльтиген и в разрезе Тузла. В районе озера палео-Тобечик, судя по составу малакофаунистических комплексов, соленость воды увеличилась незначительно, т. к. водотоки, впадающие в озеро, могли существенно опреснять здесь воды карангатской трансгрессии. Также, судя по строению отложений, в районе южной части разреза могла образовываться пересыпь, отделяющая озеро от акватории Керченского пролива и которая способствовала трансформации прибрежно-морского режима осадконакопления в лагунный. Морские осадки разреза Тузла накапливались в условиях относительно теплого и мелководного бассейна. Малакофаунистические комплексы, обнаруженные в отложениях разреза Тузла, также указывают на существование здесь относительно опресненного бассейна в сравнении с соленостью западного побережья Керченского пролива.



Рис. 48. Корреляция событий в Керченском проливе в позднем плейстоцене с событиями Восточно-Европейской равнины и изотопно-кислородными стадиями. Изотопно-кислородная кривая по [Lisiecki and Stern, 2016]

Третья фаза карангатской трансгрессии развивалась во время верхневолжского (крутицкого) интерстадияла (МИС 5с) после небольшого регрессивного отступления береговой линии с началом ранневалдайского оледенения (МИС5d), что маркируется по эрозионным перерывам в накоплении осадков разреза Эльтиген. Уровень карангатского бассейна третьей фазы трансгрессии, скорее всего, по аналогии со Средиземным морем [Marra et al., 2020], не превышал 0–3 м над современным уровнем моря или даже был

несколько ниже. Котловина озера палео-Тобечик в начале фазы, судя по характеру отложений, вновь была отделена от акватории Керченского пролива пересыпью и характеризовалась лагунным режимом осадконакопления, который в последующем сменился мелководно-морским. Комплекс моллюсков в составе осадков указывает на соленость водоема выше 14‰. Севернее, в районе центральной части разреза, происходило накопление пляжевых осадков с включением схожего комплекса карангатских моллюсков. По-видимому, благодаря более интенсивным восходящим тектоническим движениям, район центральной части разреза, расположенный практически на оси эльтигенской брахиоантиклинальной складки, оказался несколько выше района озера палео-Тобечик, поэтому в то время, как в первом накапливались пляжевые осадки, во втором — мелководные. В отложениях разреза Тузла осадки крутицкого (МИС5с) возраста не сохранились, вероятно, после отступления вод карангатского бассейна во время курголовского стадияла (МИС 5d) уровень моря не достиг высоты образованной близ мыса Тузла во II фазу развития трансгрессии террасы ввиду активного тектонического поднятия брахиоантиклинальной складки, на оси которой располагается разрез Тузла, поэтому толща, накопленная здесь в МИС 5e, переходит в субэральные осадки со следами почвообразования возрастом МИС 5d–с. Окончательно отступление вод карангатского бассейна в районе разреза Эльтиген соотносится с началом глобального похолодания (МИС 5b–4). В континентальных осадках по горизонтам почв и делювиальным осадкам маркируются периоды потепления, отвечающие круглицкому (МИС5a) и брянскому (МИС 3) интерстадиялам.

Морские верхнеплейстоценовые отложения послекарангатской эпохи в ходе многочисленных исследований были обнаружены только в колонках скважин (исключение: отложения сурожского бассейна, вызывающего споры), пробуренных в акватории Керченского пролива и на шельфе Черного и Азовского морей. По-видимому, вплоть до наступления голоценового межледниковья уровень Азово-Черноморского бассейна не превышал отметок современного уровня моря.

В центральной части (в районе о. Тузла) Керченского пролива накопленные ранее четвертичные отложения во время отступления морских вод из акватории Керченского пролива вследствие развития позднеплейстоценовой регрессии Мирового океана [Menviel et al., 2019] были эродированы до неогенового основания на более чем 50 м. Позднее здесь происходило накопление аллювиальных отложений пересекавшего котловину осушенного Азовского моря Палео-Дона. В начале новозвксинского трансгрессивного этапа (начало деградации валдайского оледенения — МИС 2) в районе о. Тузла возник опресненный лиман, а позднее солоноватоводная лагуна, в которой накапливались мощные толщи илов, глин и алевролитов, насыщенных органикой. Согласно радиоуглеродным датировкам, не

позднее 10–11 тыс. л. н. в акватории Керченского пролива, занятой водами новоэвксинской трансгрессии, расселилась фауна каспийских видов моллюсков, которая проникла в новоэвксинский бассейн Черного моря вместе с преодолевшими высоту водораздела с Азово-Черноморским бассейном в Маньчской депрессии водами раннехвалынской трансгрессии Каспия.

Новоэвксинская трансгрессия развивалась нелинейно — кратковременные осцилляции ее уровня нашли свое отражение в неоднородном литологическом строении отложений, вскрытых скважинами о. Тузла. Поступление средиземноморских вод в акваторию пролива, как следствие трансгрессии Мирового океана, началось с наступлением голоценовой эпохи, что маркируется появлением в составе отложений морских видов моллюсков.

ГЛАВА 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРОЛИВОВ В МАНЫЧСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В главе представлены результаты изучения автором керна четырех скважин, пробуренных в центральной части Манычской депрессии, вскрывающих верхнеплейстоценовые отложения Понто-Каспия, и естественного обнажения — разреза хвалынских отложений Каспийского моря (рис. 49). На их основе выполнены палеогеографические реконструкции проливов, функционировавших в Манычской депрессии в позднем плейстоцене.

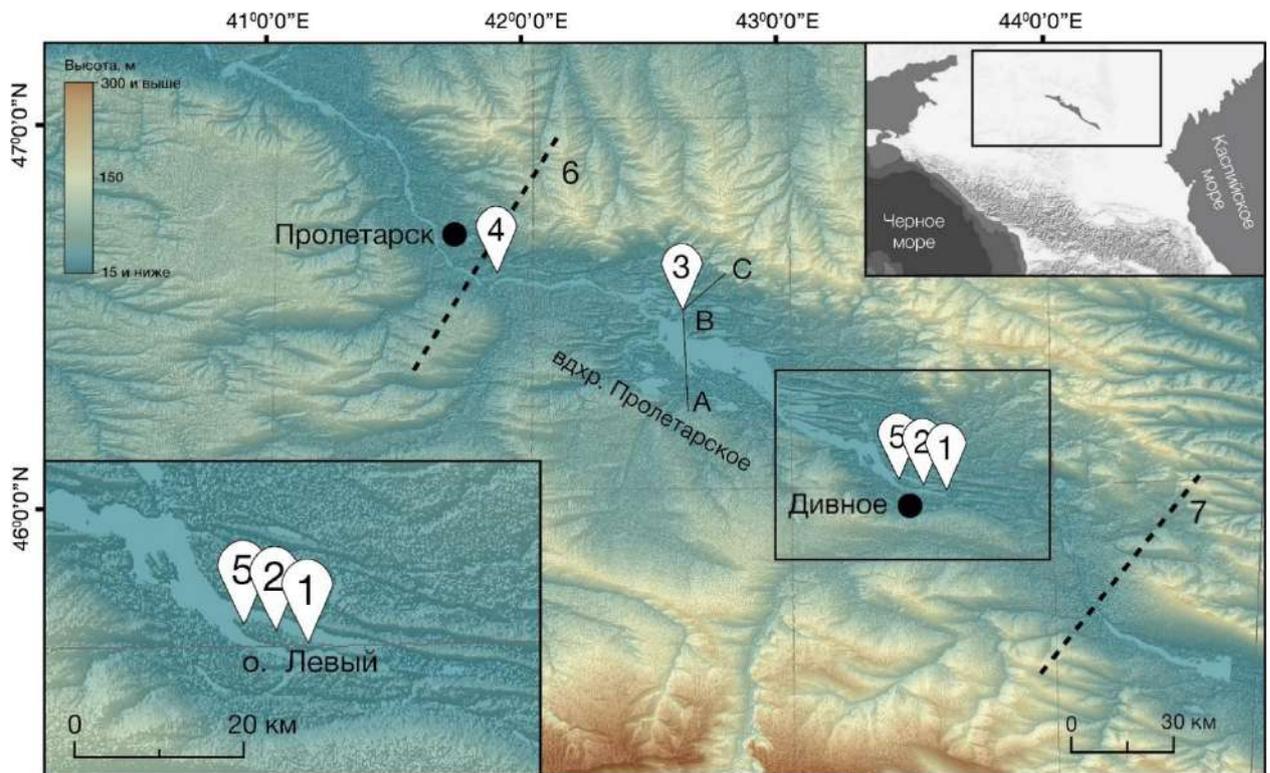


Рис. 49. Схема расположения изученных разрезов и скважин: 1 — OL-1; 2 — OP-1; 3 — MN-1; 4 — PR-1; разрез Остров Левый; тектонических порогов: 6 — Сальский, 7 — Зундатолгинский. А—В—С — геологический профиль см. рис. 51

5.1. Строение неоплейстоценовых отложений Манычской депрессии

Неоплейстоценовые отложения Манычской депрессии отражают трансгрессивные фазы Черноморского и Каспийского бассейнов и фазы континентального осадконакопления [Попов, 1983]. Всего в Манычской депрессии насчитывается до восьми горизонтов разновозрастных отложений трансгрессивно-регрессивных фаз неоплейстоценового возраста: раннебакинский, позднебакинский, древнеэвксинско-хазарский, карангатский, гирканский (?), буртасский, раннехвалынский и позднехвалынский горизонты. Последние пять относятся к позднему плейстоцену.

Мощность чехла четвертичных отложений наибольших значений достигает в пределах центральной части депрессии — более 100 м, в западной и восточной редко превышает 70 м.

Современные долины р. Восточного и Западного Манычей врезаются в буртасские отложения [Свиточ, 2010], к склонам которых прислонены отложения хвалынской трансгрессии Каспия. Наблюдаемое погружение плейстоценовых отложений к центральной части депрессии свидетельствует об опускании территории в четвертичном периоде [Попов, 1983].

5.1.1. Скважины центральной части Манычской депрессии

Автором выполнен палеогеографический анализ керн четырех скважин PR-1, MN-1, OP-1, OL-1, пробуренных в пределах центральной части Манычской депрессии. Скважины PR-1 и MN-1 пробурены в ходе студенческой зимней экспедиции (НСО) 2016 г. географического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова; скважины OP-1 и OL-1 — в рамках проекта РНФ 16-17-10103 в 2017 году полевым отрядом НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ имени М. В. Ломоносова с участием автора. Диссертант принял участие в комплексном изучении керн всех скважин.

5.1.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений

Центральная часть Манычской депрессии характеризуется своеобразным рельефом — сочетанием вытянутых в субширотном направлении гряд и разделяющих их ложбин. В основании этих гряд зачастую вскрываются буртасские отложения, перекрытые местами нижнехвалынскими осадками и/или лессовидными суглинками [Попов, 1983]. Длина гряд может достигать первых десятков километров, а ширина первых километров. По представлениям А. А. Свиточа с коллегами [2010] ложбины представляют собой реликты хвалынских проток, которые сейчас заняты солеными озерами или солончаками, а гряды не что иное, как эрозионные формы.

Скважины OP-1 и OL-1 пробурены с поверхности вышеописанных останцовых эрозионных форм (рис. 50А). Скважины PR-1 и MN-1 пробурены в пределах предполагаемых реликтовых ложбин (рис. 50Б, В).

Помимо ложбин и гряд в рельефе центральной части депрессии различаются широкая заболоченная пойма шириной до 2 км и высотой до 1 м и первая надпойменная терраса высотой до 3 м р. Западный Маныч, склоны бортов депрессии пологие и террасированные.

На рис. 51 представлены схемы изученных автором скважин.

Скважина PR-1 (N46°36'26,5 E41°51'43,7) пробурена на правом берегу р. Маныч в 7 км к ЮВ от г. Пролетарск, Ростовская область. Забой глубиной 40,2 м, $H_{\text{абс}}$ — 17,5 м.

В керне скважины PR-1 сверху вниз вскрываются следующие отложения: (1) антропогенная «покрышка» и современная каштановая почва с включением корней растений мощностью 0,5 м, переход к нижележащему слою постепенный; (2) светло-коричневый суглинок на глубине 0,5–10,5 м от тяжелого в кровле до легкого к подошве с включением

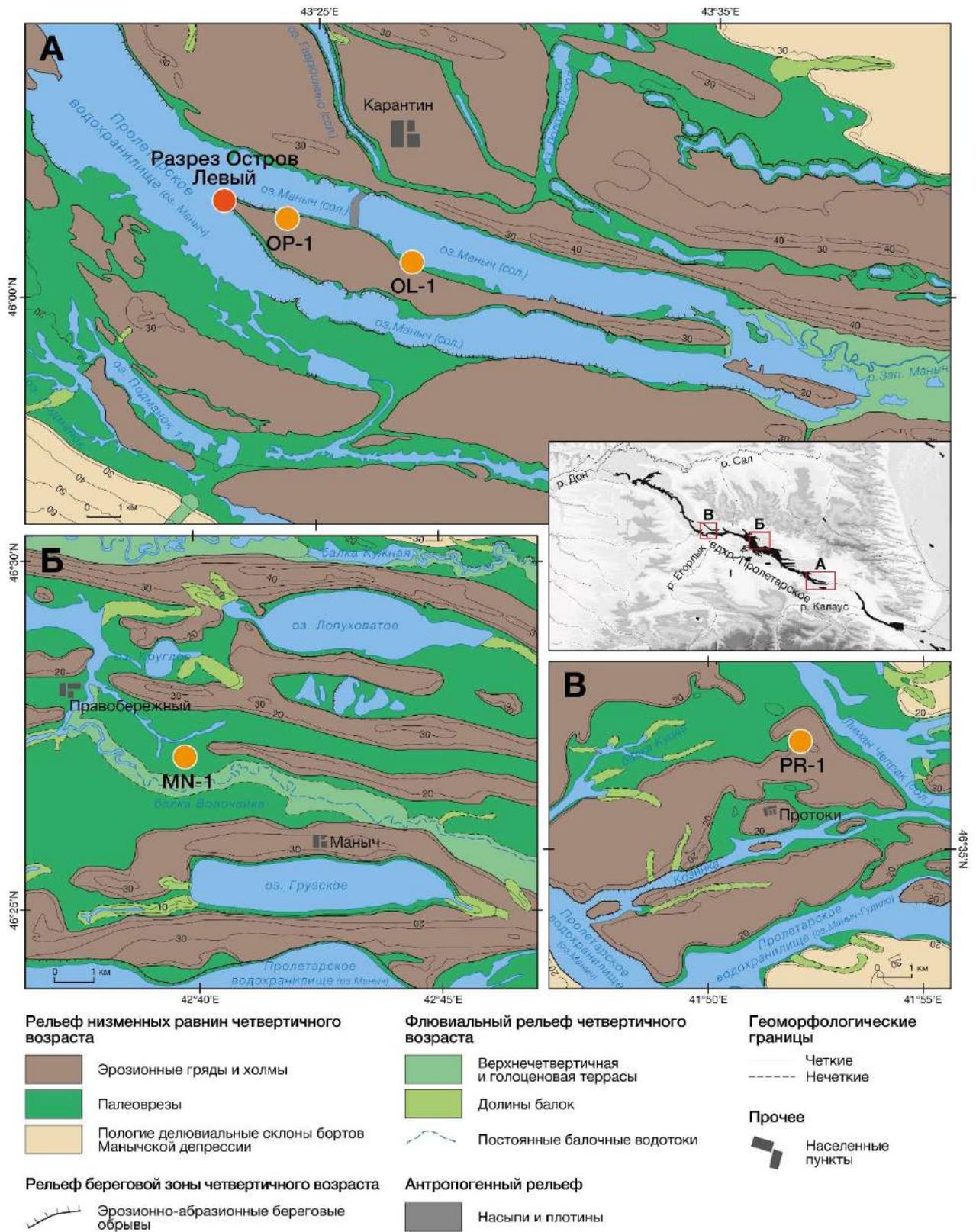


Рис. 50. Геоморфологические схемы: А — о. Левый и прилегающая территория; Б, В — места бурения скважин PR-1 и MN-1 и прилегающая к ним территория соответственно

карбонатов, граница с нижележащим слоем четкая; (3) серая глина в интервале керна 10,5–14,2 м с прослоями супеси/алевролита и единичным включением гипса, пятен ожелезнения и марганцевания, с глубины 11,8 м встречается раковинный детрит, граница с нижележащим

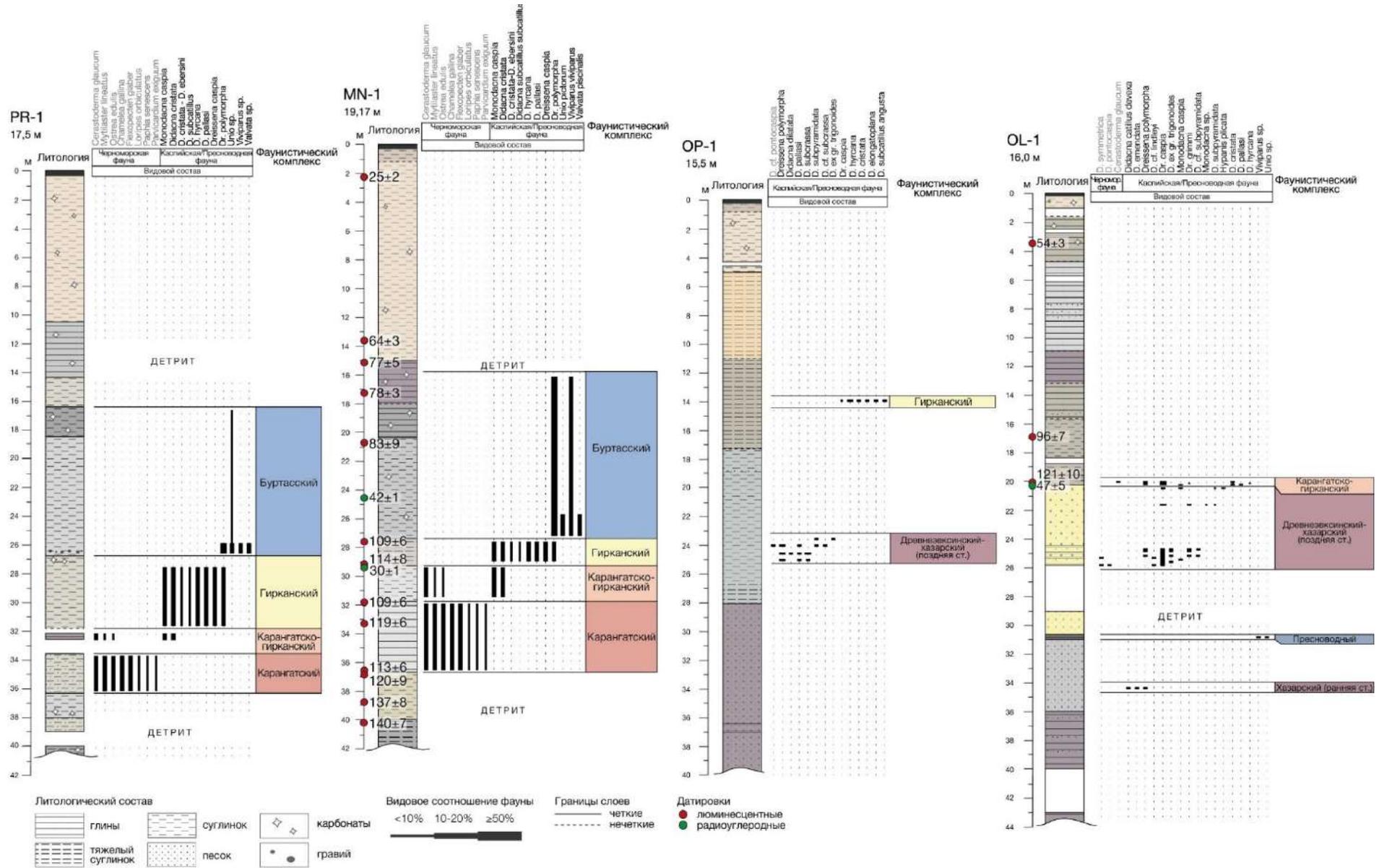


Рис. 51. Литология, биостратиграфия и геохронология отложений скважин MN-1, PR-1, OL-1, OP-1

слоем четкая; (4) серо-бежевый суглинок с неясной слоистостью на глубине 14,2–16,5 м, граница с нижележащим слоем четкая; (5) темно-серый до синего комковатый тяжелый суглинок в интервале 16,5–18,6 м с включением марганцевых пятен и гипса, граница с нижележащим слоем четкая; (6) серый суглинок в интервале 18,6–26,7 м с редкими включениями прослоев песка, алевроита раковинного детрита и целых раковин пресноводных моллюсков, в подошве наблюдаются следы ожелезнения, включения мелкого гравия и раковинного детрита, граница с нижележащим слоем четкая; (7) серо-бежевый суглинок на глубине 26,7–31,8 м с редкими тонкими прослоями алевроита и редким включением гипса в кровле и обильным включением детрита и целых раковин каспийской фауны моллюсков с глубины 27,5 м, переход к нижележащему слою постепенный; (8) темно-серая глина на глубине 31,8–33,5 м с редким включением раковинного детрита, с глубины 32,5 встречаются целые раковины каспийских и черноморских видов моллюсков (31,8–32,2, 32,7–33,5 м — пропуск в керне), переход к нижележащему слою резкий; (9) опесчаненная серая супесь в интервале 33,5–36,2 м с включением раковин морских черноморских моллюсков, переход к нижележащему слою резкий; (10) серый легкий суглинок до супеси на глубине 36,2–38,0 м с неясной слоистостью и редким включением детрита и мелких обломков раковин моллюсков, с глубины 37,0 м наблюдаются пятна ожелезнения и омарганцевания с мелкими карбонатными включениями, граница с нижележащим слоем четкая; (11) светло-коричнево-бежевая супесь до песка в интервале 38,0–40,0 м с включением раковинного детрита (39,0–40,0 м — пропуск в керне), с глубины 38,5 м обводненная супесь темно-бежевого цвета, граница с нижележащим слоем четкая; (12) темно-серый тяжелый суглинок с редкими включениями мелких кристаллов гипса, на видимую мощность до 0,2 м.

В керне скважины PR-1 выделяются 12 слоев, которые характеризуют изменения режима осадконакопления. Темно-серый тяжелый суглинок, вскрывающийся в забое скважины, указывает на застойные лиманные или лагунные, возможно, мелководные условия осадконакопления, судя по включениям кристаллов гипса, с периодическим высыханием водоема. Выше с эрозионным размывом залегает слой светло-коричнево-бежевой супеси до песка с включением раковинного детрита — застойные лагунные условия сменились открытыми проточными. Слой серого суглинка на глубине керна 38,0–36,2 м перекрывает предыдущий также по эрозионной границе, наличие детрита и мелких раковин моллюсков во включении свидетельствует о снижении динамики водоема, что, скорее всего, и способствовало сохранности раковин, наличие карбонатных включений может идентифицировать эпизоды высыхания водоема. На глубине керна 36,2–33,5 м, судя по гранулометрическому составу отложений, осадконакопление происходило в относитель-

но динамичных условиях. Выше по керну условия проточного, относительно динамичного водоема сменяются застойными лагунными или лиманными, о чем свидетельствует слой насыщенной органикой темно-серой глины с включением детрита и целых раковин моллюсков. В интервале 31,8–26,7 м наличие серо-бежевого суглинка с прослоями алеврита и включением детрита и целых раковин моллюсков в целом говорит о проточной, но достаточно спокойной динамической обстановке осадконакопления, включение гипсов в кровле, возможно, указывает на осушение бассейна в условиях аридного климата. Выше с эрозионной границей залегает серый суглинок, включения мелкого гравия и раковинного детрита в подошве слоя говорит о том, что накопление осадка началось в динамичной обстановке, возможно, небольшого водотока, позднее динамика водоема снизилась, вероятно, за счет увеличения его глубины или смещения динамической оси, прослой песка и алеврита с раковинным детритом во включении указывают на нестабильность динамической обстановки водоема. Темно-серый тяжелый суглинок, залегающий выше, указывает на смену условий низкодинамичного водоема на застойный, мелководный и периодически высыхающий, на что указывает наличие включений гипса. Слои 4 и 3 также свидетельствуют о субаквальной обстановке осадконакопления в условиях низкодинамичного бассейна. Светло-коричневый суглинок, судя по строению и включению гипсов, накапливался в условиях застойного мелководного бассейна. Керн завершает современная каштановая почва.

Скважина MN-1 (N46°26'52,7 E42°41'19,6) была пробурена близ оз. Грузское (рис. 52) в 5 км к ССЗ от пос. Маныч, Ростовская область. Забой глубиной 42 м, $H_{абс}$ — 19,17 м.

В керне скважины MN-1 сверху вниз вскрываются: (1) современная каштановая почва мощностью 1,2 м с антропогенной покрывкой в кровле, переход к нижележащей толще постепенный; (2) светло-коричневые суглинки в интервале 1,2–15,0 м от легких в кровле до тяжелых в подошве с включениями гипса и прослоев алеврита, количество которых увеличивается вниз по керну, граница с нижележащим слоем четкая; (3) сизовато-темно-серая глина на глубине 15,0–18,0 м с включением редких кристаллов гипса, прослоев с раковинами моллюсков, марганцевых пятен и пятен ожелезнения, в кровле наблюдается скопление раковинного детрита, с глубины 17,5 м встречаются прослой алеврита, переход к нижележащей толще постепенный; (4) темно-серая плотная глина на глубине 18,0–20,4 м с включением карбонатов и пятен ожелезнения, переход к нижележащей толще постепенный; (5) сизовато-серый от легкого до среднего алевритистый суглинок на глубине 20,4–27,6 м с включением пятен ожелезнения и марганцевания, встречаются прослой алеврита, в интервале 25,8–26,0 м наблюдается прослой более темного серого цвета, обогащенный детритом, мелкими обломками тонкостворчатых раковин моллюсков, в по-

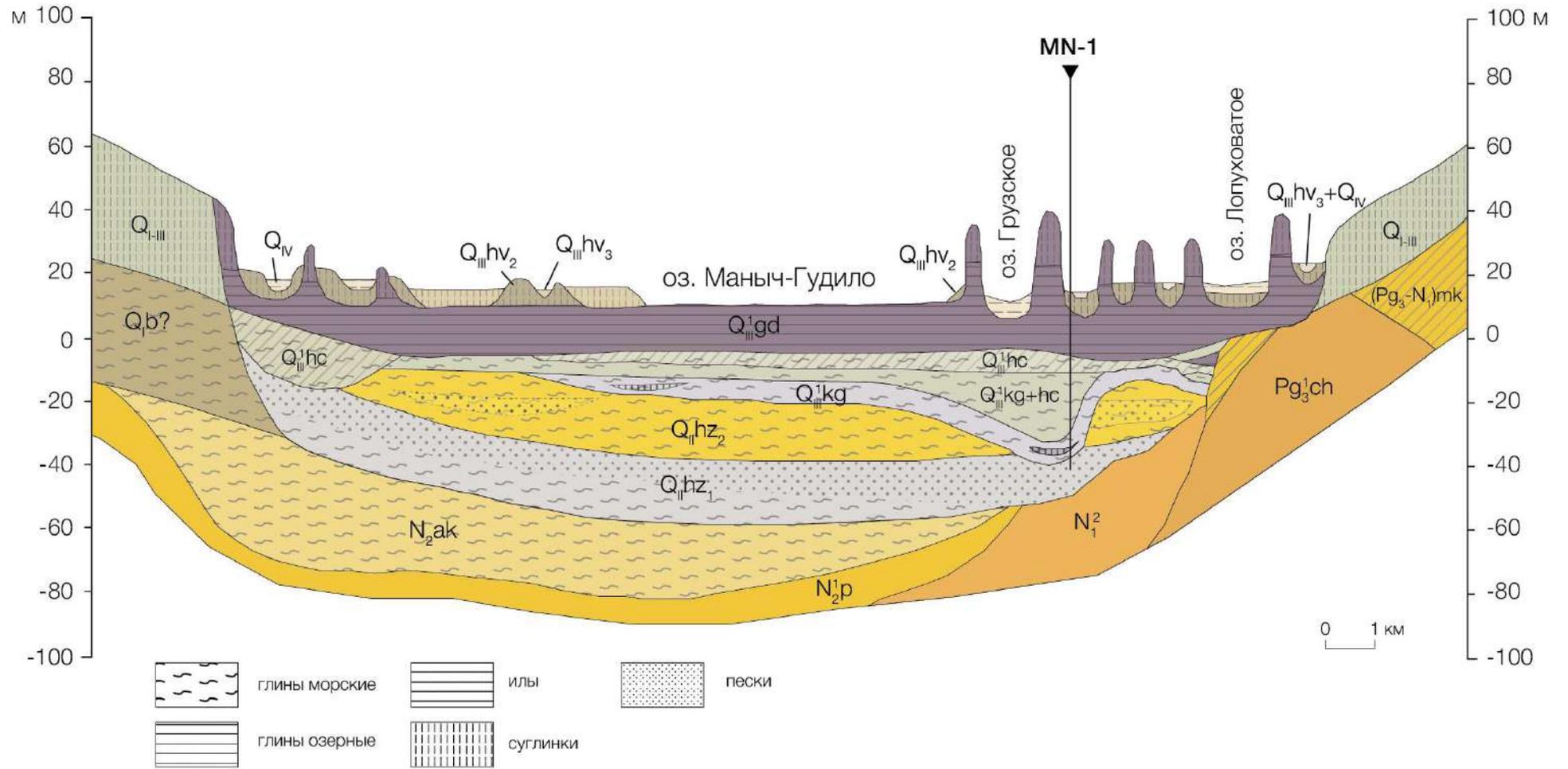


Рис. 52. Профиль по линии А–В–С (рис. 49). Составлено автором на основе [Геологическая карта L-38-ХІІІ, 1965]

дошве слоя отмечается опесчаненный прослой с включением раковин моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (6) серо-коричневый тяжелый суглинок в интервале 27,6–29,2 м с включением многочисленных раковин каспийских видов моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (7) серый легкий суглинок на глубине 29,2–31,8 м с включением многочисленных раковин черноморских и каспийских видов моллюсков, граница с нижележащим слоем четкая; (8) сизовато-серый тяжелый суглинок-глина на глубине 31,8–36,8 м с включением алеврита, пятен марганцевания, встречаются обильные включения раковин черноморских видов моллюсков, в подошве наблюдается повышенная концентрация пятен ожелезнения, граница с нижележащим слоем четкая; (9) толща переслаивающихся светло-коричневого суглинка и опесчаненной супеси на глубине 36,8–40,0 м с включением раковинного детрита, пятен марганцевания и ожелезнения, граница с нижележащим слоем четкая; (10) темно-серый до сизого тяжелый суглинок в интервале 40,0–42,0 м с прослоями алеврита и включением раковинного детрита.

В керне скважины MN-1 выделяются 10 слоев, отвечающих 10 этапам смены режима осадконакопления. Темно-серый тяжелый суглинок слоя 10 характеризует застойную лагунную или лиманную обстановку осадконакопления, наличие прослоев алеврита и включения раковинного детрита свидетельствуют о периодическом увеличении динамики водоема или активизации впадающих в водоем водотоков. Выше с эрозионным размывом залегает толща переслаивающихся светло-коричневого суглинка и опесчаненной супеси с включением раковинного детрита, что указывает на наличие проточного водоема со спокойной динамикой, пятна ожелезнения могут быть следствием мелководной обстановки. В интервале 36,8–31,8 м с эрозионной границей вновь залегает темный тяжелый суглинок, указывающий на застойную обстановку осадконакопления, а пятна марганцевая, включения целых раковин моллюсков указывают на стабильную субаквальную среду, наличие пятен ожелезнения в подошве указывает на то, что накопление осадка началось в мелководных условиях. Серый легкий суглинок на глубине 31,8–29,2 м с включением многочисленных раковин моллюсков свидетельствует о смене застойного режима проточным, но достаточно спокойным. Выше по керну осадок вновь характеризует застойные условия осадконакопления — в интервале керна 29,2–27,6 м вскрывается слой серо-коричневых тяжелых суглинков с включением многочисленных раковин моллюсков. На глубине 27,6–20,4 м условия осадконакопления изменяются в сторону увеличения динамики водоема, по эрозионному размыву на нижележащем слое залегает толща сизовато-серого суглинка, в составе которой наблюдаются прослой алеврита и прослой, обогащенные раковинным детритом и мелкими обломками раковин моллюсков. Темные глины в интервале 20,4–15,0 м свидетельствуют о застойных условиях, скопление раковинного детрита и целых раковин

моллюсков может быть следствием активизации эрозионных процессов. Светло-коричневый суглинок, залегающий выше с эрозионным размывом, представляет, судя по механическому составу и включениям гипса, собой отложения мелководного застойного водоема, которые постепенно переходят в современную каштановую почву.

Скважина ОР-1 (N46°00'23,4 E43°24'25,2) была пробурена на о. Левый в 3 км к западу от трассы Р-216 в небольшой ложбине на берегу пруда, примыкающего к оз. Маныч (Республика Калмыкия). Забой 63,8 м, $H_{абс}$ — 14,0 м.

В керне скважины ОР-1 сверху вниз вскрываются: (1) современная каштановая почва с включением корней растений мощностью 0,7 м, переход в нижележащий слой постепенный; (2) тяжелый рыжевато-коричневый суглинок в интервале керна 0,7–5,0 м с включением карбонатов (4,2–4,6 м — пропуск в керне), переход в нижележащий слой через опесчаненный прослой; (3) желтовато-коричневый тяжелый суглинок в интервале керна 5,0–11,0 м, на глубине 8,0–8,5 м наблюдаются прослой алеврита, переход в нижележащий слой постепенный; (4) темно-зеленовато-коричневый плотный тяжелый суглинок на глубине 11,0–17,6 м, ниже 13,5 м с включением мелкого детрита раковин моллюсков, с глубины 15,0 м наблюдаются тонкие прослой алеврита и пятна ожелезнения, переход в нижележащий слой постепенный; (5) темный зеленовато-серый суглинок от легкого и среднего до тяжелого в интервале керна 17,6–28,0 м с редкими включениями детрита и мелких раковин моллюсков, на глубине 19,0 м наблюдается сильно опесчаненный прослой, граница с нижележащим слоем четкая; (6) сизый разнозернистый песок в интервале керна 28,0–62,9 м с прослоями глин, суглинков и супесей на глубинах 36,5, 37,0, 40,0, 42,0, 43,5, 46,0 и 51,0 м, граница с нижележащим слоем четкая; (7) сизовато-серый тяжелый суглинок на глубине 62,9–63,2 м с включением гравия в кровле и черных прослоев органики и алеврита глубже 63,1 м, переход к нижележащему слою резкий; (8) темно-серый разнозернистый песок на видимую мощность 0,7 м.

В керне скважины ОР-1 выделяются 8 слоев, отвечающих 8 этапам смены режима осадконакопления. На глубине керна 63,1 м и ниже, до забоя, вскрывается темно-серый разнозернистый песок, который идентифицирует высокодинамичную среду. Выше, в интервале керна 63,2–62,9 м, наблюдается слой сизовато-серого тяжелого суглинка, характеризующий застойный режим осадконакопления, вероятно, в это время в районе места бурения существовала старица, т. к. выше старичную фацию аллювия сменяет мощная толща сизого разнозернистого, возможно, аллювиального песка. На глубине керна 28,0–17,6 м с эрозионным размывом залегает мощный слой темного зеленовато-серого суглинка, его механический состав от подошвы к кровле постепенно становится легче, появляются включения раковинного детрита, что в совокупности указывает на постепенное

увеличение динамики водоема. На глубине 17,6–11,0 м динамика водоема, судя по составу отложений, снова характеризуется застойными лагунными или лиманными условиями, в верхней части слоя появляются прослой алеврита, раковинного детрита, пятна ожелезнения, что указывает на увеличение динамики водоема и его обмеление. Желтовато-коричневый тяжелый суглинок на глубине 11,0–5,0 м с редкими прослоями алеврита также характеризует спокойную динамическую обстановку в водоеме. В интервале керна 5,0–0,7 м вскрывается рыжевато-коричневый суглинок с включением карбонатных образований, который характеризует мелководную застойную обстановку осадконакопления. Керн скважины завершается современной каштановой почвой.

Скважина OL-1 (N46°00'23,4 E43°28'20,7) была пробурена на северном берегу о. Левый в 4 км к востоку от трассы Р-216, оз. Маныч (Республика Калмыкия). Забой 53 м, $H_{\text{абс}}$ — 13,5 м.

В керне скважины OL-1 сверху вниз вскрываются: (1) дернина и современная почва мощностью 0,1 м, переход в нижележащий слой постепенный; (2) светло-коричневый суглинок в интервале 0,1–1,5 м с включением карбонатов (1,1–1,5 м — пропуск в керне), переход в нижележащий слой постепенный; (3) темно-коричневая глина в интервале керна 1,5–4,8 м с включением карбонатов, пятен ожелезнения и марганцевания (1,8–1,9 м — пропуск в керне), переход в нижележащий слой постепенный; (4) светло-серо-коричневая глина на глубине 4,8–11,0 м, в интервале 7,7–8,0 м наблюдается прослой песка, глубже, до 8,5 м, появляются прослой алеврита и мелкозернистого песка (5,8–6,2 м — пропуск в керне), переход в нижележащий слой постепенный; (5) сизовато-серая плотная глина в интервале керна 11,0–13,2 м, переход в нижележащий слой постепенный; (6) темно-коричневая плотная глина в интервале керна 13,2–15,6 м, на глубине 15,4–15,6 м наблюдается прослой серого мелкозернистого песка, переход в нижележащий слой постепенный; (7) темно-коричневый суглинок в интервале керна 15,6–20,4 м с включением мелких раковин моллюсков и раковинного детрита, с глубины 18,8 м с включением раковинного детрита (19,6–20,0, 18,4–18,8 м — пропуск в керне), граница с нижележащим слоем четкая; (8) желтый средне-мелкозернистый хорошо сортированный песок в интервале 20,4–30,9 м с обильным включением раковинного детрита, с глубины 24,0 м наблюдаются прослой глины с единичными раковинами моллюсков (25,8–29,0 м — пропуск в керне), граница с нижележащим слоем четкая; (9) черная насыщенная органикой глина с включением раковинного детрита мощностью 0,1 м, граница с нижележащим слоем четкая; (10) серый песок в интервале керна 31,0–36,0 м, граница с нижележащим слоем четкая; (11) сизовато-темно-коричневая слоистая глина на глубине 36,2–51,0 м с прослоями алеврита и песка (40,0–43,6 м — пропуск в керне), граница с нижележащим слоем четкая; (12) серый песок

мощностью 1,5 м, граница с нижележащим слоем четкая; (13) сизовато-серая опесчаненная глина на видимую мощность 0,5 м с прослоями тонко-мелкозернистого песка.

В керне скважины OL-1 выделяются 13 слоев, отвечающих 13 этапам смены режима осадконакопления. В забое вскрывается слой сизовато-серой глины, которая характеризует застойные условия осадконакопления. Выше, с эрозионным размывом залегает толща серых песков. В интервале керна 51,0–36,2 м наблюдается слой темно-коричневых слоистых глин с прослоями алеврита и песка, что характеризует стабильный застойный водоем с периодическим увеличением интенсивности стока впадающих водотоков. Выше глинистая толща по эрозионному размыву перекрывается серым песком, данные отложения характеризуют проточный водоем с достаточно высокой динамикой. В интервале керна 31,0–30,9 м вскрывается черная насыщенная органикой глина с включением раковинного детрита, который характеризует застойную, благоприятную для накопления и разложения органики, обстановку осадконакопления. Выше с эрозионным размывом залегает средне-мелкозернистый хорошо сортированный песок с обильным включением раковинного детрита, что характеризует водоем как проточный и динамичный, наличие прослоев глин с включением целых раковин моллюсков, вероятно, указывает на эпизоды лагунного режима накопления осадка ввиду смещения оси потока. На глубине 20,4–15,6 м обстановка осадконакопления характеризуется как лиманная или лагунная — в это время происходит накопление темно-коричневого суглинка, наличие раковинного детрита в слое, вероятно, указывает на осаждение материала, привнесенного притоками, размывающими отложения с включением фауны моллюсков. Выше суглинок постепенно переходит в темно-коричневую плотную глину, что указывает на еще большую изоляцию бассейна или на увеличение его глубины, вплоть до глубины керна 1,5 м в скважине вскрываются глины, редкие прослои алеврита или песка свидетельствуют о кратковременных эпизодах увеличения динамики осадконакопления, возможно, за счет действия небольших водотоков и/или колебания уровня водоема, в кровле в составе глин появляются кристаллы гипса и другие карбонатные образования, пятна ожелезнения и марганцевания, что свидетельствует об обмелении водоема в условиях аридизации климата. В интервале керна 1,5–0,1 м в керне скважины вскрывается светло-коричневый, возможно, лессовидный суглинок, характеризующий начала субаэрального этапа осадконакопления. Керн скважины завершается слабо развитой светло-каштановой современной почвой.

5.1.1.2. Малакофаунистический анализ

Результат малакофаунистического анализа керна скважин центральной части Маньчской депрессии представлен на рисунках 51, 53. Перечень видов, составляющих малакофаунистические комплексы керна скважин и их экологические предпочтения представлены в таблице 15.

Таблица 15. Виды моллюсков, обнаруженные при изучении керна скважин центрального Маныча. Экологические характеристики по данным [¹Невесская, 1965; ²Янина, 2005; ³Nevevskaĵa, 2007; ⁴Определитель рыб и беспозвоночных..., 2013; ⁵Янина, 2014]

№	Вид	Семейство	Отложения	Бассейн	Соленость, ‰	Глубина, м
1	⁴ <i>Cerastoderma glaucum</i> (Bruguière, 1789)	Cardiidae	Верхнечетвертичные Понта	Понт	≥2,5	≤10–12, реже до нескольких десятков
2	¹ <i>Chamelea gallina</i> (Linnaeus, 1758)	Veneridae	Верхнечетвертичные Понта	Понт	≥14	0–170
3	² <i>Didacna cristata</i> (Bogachev 1932)	Cardiidae	Нижнехазарские, верхнехазарские, гирканские	Каспий	3–14	0–50
4	⁵ <i>Didacna devexa</i> (Popov, 1983)	Cardiidae	Нижнехазарские	Каспий	—	—
5	⁵ <i>Didacna dilatata</i> (Pravoslavlev, 1939)	Cardiidae	Верхнехазарские, нижнехазарские	Каспий	—	—
6	⁵ <i>Didacna elongatoplana</i> (Popov, 1983)	Cardiidae	Гирканские	Маныч	—	—
7	⁵ <i>Didacna emendate</i> (Popov, 1983)	Cardiidae	Нижнехазарские	Маныч	—	—
8	⁵ <i>Didacna hyrcana</i> (Popov, 1983)	Cardiidae	Гирканские	Каспий	—	—
9	⁵ <i>Didacna lindleyi</i> (Fedorov, 1948)	Cardiidae	Бакинские, урунджикские, нижнехазарские	Каспий	—	—
10	⁵ <i>Didacna pallasii</i> (Pravoslavlev, 1939)	Cardiidae	Нижнехазарские	Каспий	—	—
11	⁵ <i>Didacna pontocaspia</i> (Pavlov, 1925)	Cardiidae	Древнеэвксино-узунларские, ниже- и верхнехазарские	Понто-Каспий	—	—
12	⁵ <i>Didacna subcatillus subcatillus</i> (Andrussoff, 1910)	Cardiidae	Гирканские, нижнехвалынские	Каспий	—	—
13	⁵ <i>Didacna subcatillus angusta</i> (Andrussoff, 1910)	Cardiidae	Нижнехазарские	Каспий	—	—
14	⁵ <i>Didacna subpyramidata</i> (Pravoslavlev, 1939)	Cardiidae	Нижнехазарские	Каспий	—	—

15	³ <i>Didacna symmetrica</i> (Popov, 1983)	Cardiidae	Нижнехазарские- древнеэвксинские	Понто-Каспий	—	—
16	⁴ <i>Dreissena caspia</i> (Eichwald, 1855)	Dreissenidae	Вехнечетвертичные отложения Понто-Каспия	Каспий	2–13	0–40
17	⁴ <i>Dreissena grimmi</i> (Andrusov, 1890)	Dreissenidae	Вехнечетвертичные отложения Понто-Каспия	Каспий	7–12	25–90
18	¹ <i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas, 1771)	Dreissenidae	Вехнечетвертичные отложения Понто-Каспия	Понто-Каспий	≤13	≤10
19	¹ <i>Flexopecten glaber</i> (Linnaeus, 1758)	Pectinidae	Карангатские, новочерноморские	Понт	≥17	до нескольких десятков
20	⁴ <i>Hypanis plicata</i> (Eichwald, 1829)	Cardiidae	Древне- и новоэвксинские, хвалынские	Понто-Каспий	4–13	0–40
21	¹ <i>Loripes orbiculatus</i> (Poli, 1795)	Lucinidae	Карангатские, новочерноморские	Понт	10–30	≤20–25
22	¹ <i>Monodacna caspia</i> (Eichwald, 1829)	Cardiidae	Вехнечетвертичные отложения Понто-Каспия	Каспий	2–14	≤30–40
23	¹ <i>Mytilaster lineatus</i> (Gmelin, 1791)	Mytilidae	Вехнечетвертичные отложения Понта	Понт	≥5	от 0 до нескольких десятков
24	¹ <i>Ostrea edulis</i> (Linnaeus, 1758)	Ostreidae	Вехнечетвертичные отложения Понта	Понт	≥13–14	1–90
25	¹ <i>Parvicardium exiguum</i> (Gmelin, 1791)	Cardiidae	Вехнечетвертичные отложения Понта	Понт	≥2,5	≤220
26	¹ <i>Paphia senescens</i>	Veneridae	Вехнечетвертичные отложения Понта	Понт	≥12–14	0–170
27	¹ <i>Unio pictorum</i> (Linnaeus, 1758)	Unionidae	Озерные, речные	Солоноватоводный, пресноводный	≤2	0–40
28	¹ <i>Valvata piscinalis</i> (O.F. Müller, 1774)	Valvatidae	Озерные, речные	Пресноводный	≤2	≤10
29	¹ <i>Viviparus viviparus</i> (Linnaeus, 1758)	Viviparidae	Озерные, речные	Пресноводный	≤2	≤9



Рис. 53. Некоторые виды моллюсков, обнаруженные в скважинах центрального Маньча: 1. *Ostrea edulis*; 2. *Paphia senescens*; 3. *Cerastoderma glaucum*; 4. *Flexopecten glaber*; 5. *Dreissena polymorpha*; 6. *Dreissena caspia*; 7. *Hypanis plicata*; 8. *Didacna hyrcana*; 9. *D. subcatillus*; 10. *Monodacna caspia*; 11. *Didacna cristata*; 12. *D. pontocaspia*; 13. *D. cf. symmetrica*; 14. *D. catillus devexa*; 15. *D. cf. Lindleyi*

Малакофаунистический анализ керна скважины PR-1 показал, что в составе малакофаунистического комплекса в интервале керна 36,2–32,2 м наблюдаются относительно крупные раковины морских черноморских видов моллюсков: *Cerastoderma glaucum*, *Parvicardium exiguum*, *Mytilaster lineatus*, *Ostrea edulis*, *Loripes orbiculatus*, *Paphia senescens*, *Flexopecten glaber*, *Chamelea gallina*. Данное сообщество характеризует теплый бассейн с соленостью около 20–22‰. Раковины моллюсков имеют достаточно сохранный вид, что свидетельствует о спокойной динамике бассейна. Выше на глубине 32,2–31,8 м, в глинистых осадках, была определена фауна как черноморских видов моллюсков (*Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus*), так и каспийских (*Monodacna caspia*, *Didacna cristata*). Данное сообщество состоит из видов, принадлежащих двум разным бассейнам, что говорит о смешении вод Черного и Каспийского морей. В составе сообщества отсутствуют солонолюбивые виды, раковины имеют угнетенный вид: малый размер, тонкие стенки, что говорит о неблагоприятной, опресненной обстановке в бассейне, вероятно, соленость воды не превышала 14‰. Интервал 31,8–26,7 м характеризуется наличием хорошо сохранившихся раковин каспийской фауны моллюсков (*Monodacna caspia*, *Didacna cristata*, *D. cristata* — *D. ebersini*, *D. subcatillus*, *D. hyrcana*, *D. pallasi*, *Dreissena caspia*, *Dr. polymorpha*), данное сообщество отвечает фаунистическому комплексу, обитающему при солености вод около 10‰. С 26,7 до 16,5 м в керне встречаются редкие раковины пресноводных и слабосоленоватоводных моллюсков: в основании интервала обнаружены *Dreissena polymorpha*, *Unio* sp., *Viviparus* sp., *Valvata* sp.,

в его средней и верхней части — редкие обломки раковин *Unio* sp. и детрит. Судя по видовому составу комплекса, осадок накапливался в условиях пресноводного озера. В глинах интервала 14,2–10,5 м был обнаружен детрит, однако определить видовой состав существовавшего сообщества не представляется возможным.

Малакофаунистический анализ керн скважины MN-1 показал, что на глубине 36,8–31,8 м в обнаруженном малакофаунистическом комплексе содержатся раковины морских черноморских моллюсков (*Cerastoderma glaucum*, *Parvicardium exiguum*, *Mytilaster lineatus*, *Ostrea edulis*, *Loripes orbiculatus*, *Paphia senescens*, *Flexopecten glaber*, *Chamelea gallina*). Данное сообщество моллюсков характеризует теплый бассейн с соленостью до 20–22‰, в составе комплекса присутствуют умеренно стеногалинные и стеногалинные виды, раковины достаточно крупные, обнаружены в хорошо сохранившемся состоянии. Выше по керну стеногалинные виды исчезают, присутствуют черноморские эвригалинные и умеренно эвригалинные *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus*, *Ostrea edulis* (обломки) и появляются представители каспийской фауны (*Monodacna caspia*, *Didacna cristata*), данное сообщество состоит из видов, принадлежащих двум разным бассейнам, что говорит о смешении вод Черного и Каспийского морей. Судя по видовому составу, соленость воды не превышала 14‰. С глубины 29,2 м в состав сообщества входят только солоноватоводные каспийские виды: *Didacna cristata*, *D. hyrcana*, *D. subcatillus*, *D. cristata* — *D. ebersini*, *D. pallasi*, *Monodacna caspia*, *Dreissena caspia*. Судя по видовому составу и хорошей сохранности раковин моллюсков, бассейн характеризовался спокойной обстановкой с соленостью вод не выше 10‰. В интервале 27,6–25,8 м были обнаружены раковины пресноводных и слабосоленатоводных моллюсков (*Dreissena polymorpha*, *Unio* sp., *Viviparus* sp., *Valvata* sp.), что говорит о существовании спокойного пресноводного бассейна.

Всего в составе отложений, вскрытых скважинами PR-1 и MN-1, выделяется четыре малакофаунистических комплекса: морской, лиманно-морской, лиманный и пресноводный. Морской комплекс отражает проникновение вод карангатского бассейна ингрессионным заливом вглубь Манычской депрессии, на что указывает наличие характерных для карангатской трансгрессии видов (*Paphia senescens*, *Flexopecten glaber*, *Chamelea gallina* и др.) в составе комплекса. Видовой состав моллюсков отражает теплый водоем с соленостью вод сопоставимой с соленостью современного Черного моря (около 20–22‰). Сменивший его лиманно-морской комплекс маркирует начало поступления вод гирканской трансгрессии и их смешения с водами карангатского бассейна — об этом свидетельствует наличие в составе комплекса как черноморских, так и каспийских моллюсков. Судя по видовому составу комплекса, размеру и сохранности раковин, водоем характеризовался спокойной динамической обстановкой с соленостью не выше 14‰. Выше 29,2 м

наблюдался третий комплекс — гирканский, в составе которого присутствуют только виды, характерные для гирканского бассейна (*Didacna cristata*, *D. hyrcana*, *D. subcatillus* и др.). По-видимому, поступление гирканских вод через Манычскую депрессию в Черное море не прекращалось, в то время как воды карангатской трансгрессии отступили. Соленость бассейна, судя по малакофаунистическому составу, не превышала 10%. Выше по керну наблюдался буртаский малакофаунистический комплекс, в составе которого были обнаружены раковины пресноводных моллюсков, что указывает на прекращение функционирования гирканского пролива и образования в районе бурения скважин обширного пресноводного озера.

На глубине 25,2–23,1 м керна скважины ОР-1 наблюдается солонатоводная черноморская, каспийская и слабосолонатоводная фауна моллюсков (*Didacna pontocaspia*, *D. pallasii*, *D. dilatata*, *D. subpyramidata*, *Dreissena polymorpha*, и др.). Сообщество характеризует условия морского очень опресненного бассейна с соленостью в районе не более 5%. Фауна имеет крайне угнетенный вид, раковины — мелкие и тонкостенные, часто возможно было определить только группу, к которой принадлежит вид моллюска. В данном интервале слои детрита чередуются со слоями, содержащими целые раковины, что свидетельствует об изменчивой динамике бассейна. На глубине 22,4–22,3 м были обнаружены переотложенные раковины моллюсков рода *Didacna*. В интервале 14,0–13,9 м были также обнаружены раковины солонатоводных каспийских моллюсков (*Didacna cristata*, *D. hyrcana*, *D. elongatoplana*, *D. subcatillus angusta*, *Dreissena caspia*). Фауна имеет угнетенный вид: тонкостенные, мелкие раковины моллюсков. Среди детрита находится достаточное количество целых раковин, что говорит об относительно спокойных условиях водоема.

По итогам малакофаунистического анализа керна скважины ОР-1 в составе отложений выделяются два лиманного комплекса моллюсков. Первый характеризует водоем соленостью не более 5%, наличие в составе черноморской *Didacna pontocaspia*, имевшей широкое распространение в древнеэвксинском бассейне [Невесская, 2007], и каспийских видов, характерных для поздней стадии раннехазарского бассейна *Didacna pallasii*, *D. dilatata*, *D. subpyramidata*, *Dreissena polymorpha* [Янина, 2005], дает основание отнести данный комплекс к водоему, в котором произошло слияние вод двух бассейнов — древнеэвксинского и раннехазарского в завершающей стадии его развития. Чрезвычайно угнетенный вид фауны указывает на экстремально неблагоприятную обстановку для данного комплекса, возникшую в результате опреснения водоема. Второй комплекс характеризуется наличием в его составе гирканских и местных — манычских [Попов, 1983] — видов моллюсков (*Didacna cristata*, *D. hyrcana*, *D. elongatoplana* и др.), маркирующих проникновение в Манычскую депрессию вод гирканского бассейна Каспия. Угнетенный

вид раковин указывает на опресненную обстановку, но большая доля целых раковин и характер вмещающих их отложений позволяет сделать вывод о достаточно спокойных условиях осадконакопления.

По результатам малакофаунистического анализа отложений скважины OL-1 установлено, что в интервале керна 34,5–34,4 м наблюдаются раковины солоноватоводных каспийских видов (*Didacna catillus devexa*, *D. emendata*, *Dreissena polymorpha*). Сообщество характеризует условия морского бассейна с соленостью в районе 7–13‰. Фауна имеет угнетенный вид, раковины не достигают даже средних размеров, что свидетельствует об опресненных, неблагоприятных условиях, сохранность раковин позволяет говорить о низкой динамике бассейна. В интервале 31,0–30,9 м были обнаружены раковины пресноводного моллюска *Viviparus* sp. и обломки перламутровых раковин моллюсков, возможно, вида *Unio* sp., что говорит об условиях пресноводного, спокойного бассейна. На глубине 29,1–29,0 м среди обломков раковин различались обломки раковин рода *Dreissena*. В интервале 25,8–25,7 м наблюдается горизонт, насыщенный раковинами и раковинным детритом солоноватоводных черноморских (*Didacna pontocaspia*, *D. symmetrica*) и каспийских (*Didacna cf. lindleyi*) моллюсков. Состав сообщества характеризует весьма опресненный бассейн, возможно, соленость варьировалась в интервале от 1 до 10‰. Внешний вид раковин также имеет угнетенный вид: раковины взрослых особей тонкостенные и мелкие, слои с преимущественно целыми раковинами чередуются с мелким детритом, вероятно, за данный интервал условия бассейна изменялись от относительно спокойных до достаточно динамичных. Вверх по керну до глубины 25,3 м комплекс постепенно беднеет, раковины приобретают более угнетенный вид. В интервале 24,8–24,7 различается детрит и обломки раковин рода *Didacna* и единичные мелкие раковины *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia* и *Dr. grimmi*. На глубине 24,7–24,6 м встречаются такие мелкие раковины рода *Didacna* и *Dreissena* и их обломки, что определить видовой состав не представляется возможным. В интервале 24,6–24,5 м были обнаружены редкие обломки раковин рода *Dreissena*. С 24,5 по 24,4 м был обнаружен редкий детрит раковин *Dreissena polymorpha*, *Dr. grimmi* и редкие обломки дидакн. На глубине 21,7 м встречаются мелкие единичные *Didacna subpyramidata*, *Monodacna* sp., *Dreissena grimmi*, *Dr. caspia*. На глубине 20,9 м в составе комплекса обнаружены многочисленные *Dreissena caspia* и единичные мелкие раковины *Hypanis plicata*, *Didacna subpyramidata*, *Monodacna caspia*. В интервале 20,4–20,3 м снова в составе отложений обнаруживаются мелкие раковины моллюсков рода *Dreissena* и *Didacna*. Интервал 20,3–20,0 м включает в себя комплекс, в составе которого наблюдаются многочисленные *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia*, *Dr. grimmi*, в умеренном количестве, а в интервале 20,3–20,2 м многочисленные *Didacna cristata* и единичные раковины *D. hyrcana*, *D. pallasii*

(переотложенные?), *Monodacna caspia*. В районе 20,0 м был обнаружен обломок *Cerastoderma glaucum*. Выше по керну в составе отложений фауны моллюсков обнаружено не было.

В керне скважины OL-1 выделяются три лиманских фаунистических комплекса и один пресноводный. Первый лиманский комплекс характеризует водоем с каспийской фауной моллюсков (*Didacna catillus devexa*, *D. emendata*, *Dreissena polymorpha*), которая соответствует комплексам раннехазарского бассейна (ранняя стадия) [Янина, 2005]. Сообщество характеризует условия бассейна с соленостью в районе 7–13‰. Фауна имеет угнетенный вид, раковины не достигают даже средних размеров, что свидетельствует об опресненных, неблагоприятных условиях. В интервале 31,0–30,9 м выделяется горизонт, включающий в себя комплекс с пресноводной фауной моллюсков. Выше в составе отложений вновь выделяется лиманский комплекс в составе которого выделяются черноморские дидакны (*Didacna pontocaspia*, *D. symmetrica*), имевшие широкое распространение в древнеэвксинском бассейне, и каспийские виды *Didacna cf. lindleyi*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. caspia* и др. [Янина, 2005], это, а также положение слоя, который с перерывом залегает на осадках ранней стадии хазарского бассейна, дает основание отнести данный комплекс к водоему, в котором произошло слияние вод двух бассейнов — древнеэвксинского и раннехазарского в завершающей стадии его развития. Состав сообщества характеризует весьма опресненный бассейн, возможно, соленость варьировалась в интервале от 1 до 10‰. Внешний вид раковин также имеет угнетенный вид: раковины взрослых особей тонкостенные и мелкие, слои с преимущественно целыми раковинами чередуются с мелким детритом, вероятно, за данный интервал условия бассейна изменялись от относительно спокойных до достаточно динамичных. Выше в составе керна был обнаружен третий лиманский комплекс, в составе которого выделена фауна гирканского бассейна (*Didacna cristata*, *D. hyrcana* и др.), а также обломок раковины черноморского моллюска *Cerastoderma glaucum*, что указывает на влияние вод карангатского бассейна. По-видимому, самая восточная часть залива достигла района бурения, однако соленость бассейна, судя по видовому составу и угнетенному виду раковин, едва ли могла превышать 5‰, характер вмещающих их отложений позволяет сделать вывод о достаточно спокойных условиях осадконакопления.

5.1.1.3. Геохронологический анализ

Радиоуглеродное датирование сцинтилляционным методом раковинного материала выполнено в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ (таблица 16). Значения календарного возраста получены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13») [Reimer et al., 2013].

Образец ЛУ-8673 был отобран из серо-бежевых суглинков скважины MN-1, включающих фауну буртасского времени, а ЛУ-8553 из серого суглинка с включением

карангатско-гирканского фаунистического комплекса. Инверсия полученных дат и близкое к границе диапазона радиоуглеродного датирования значение первой датировки, указывает на то, что данные радиоуглеродные датировки нельзя считать достоверными и, скорее всего, отложения древнее верхнего предела датирования радиоуглеродного метода. Образец ЛУ-9215 (скв. OL-1), отобранный из темно-коричневых суглинков, включающих фауну карангатско-гирканского комплекса, также показал возраст, который нельзя считать достоверным.

Таблица 16. Результаты радиоуглеродного датирования, скважины MN-1 и OL-1

Лаб. номер	Описание	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст (календарный), кал. лет
ЛУ-8673	MN-1 (24,5–24,2 м), раковины <i>Viviparus</i> sp., <i>Dreissena polymorpha</i>	37600±1070	42010±910
ЛУ-8553	MN-1 (29,3–29,2 м), раковины <i>Didacna cristata</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	25970±590	30100±580
ЛУ-9215	OL-1 (20,3–20,1 м), детрит	41990±4950	46790±5060

Для геохронологического анализа отложений методом *ОСЛ-датирования*, вскрытых в скважине MN-1, было отобрано 13 образцов. В процессе геохронологического исследования было использовано три протокола датирования [Курбанов и др., 2020]: по кварцу (ОСЛ) и по полевому шпату при разных температурах преднагрева (ИКСЛ₅₀ и ИКСЛ₂₉₀).

Первые четыре образца показали наличие быстрого компонента в навесках кварца (ОСЛ), однако все последующие оказались близки к сатурации, т. е. к пределу датирования. В связи с этим абсолютный возраст был получен по полевым шпатам с помощью протокола ИКСЛ₂₉₀ [Buylaert et al., 2012]. Результаты датирования представлены в таблице 17.

Таблица 17. Результаты ОСЛ-датирования, скважина MN-1

№	Лаб. номер	Интервал зерна, м	Эквивалентная доза, Гр	Скорость накопления дозы, Гр/тыс. лет	Кол-во ал.	Весовая влажность, %	Возраст по полевым шпатам, тыс. лет
1	180850	2,0-2,1	86,4±3,6	3,48±0,11	12	25	24,84±1,51
2	190898	13,5-13,6	194,8±2,3	3,45±0,13	10	25	64,16±2,65
3	180852	15,1-15,0	217,4±9,4	2,84±0,09	20	25	76,63±4,65
4	190863	17,3-17,4	239,4±3,1	3,07±0,10	10	25	77,98±3,20
5	190864	21,7-21,8	239,1±24,7	3,01±0,10	10	25	83,16±9,48
6	180856	27,8-27,9	351,0±10,9	3,22±0,11	11	25	109,10±5,70
7	180857	29,1-29,2	388,2±22,0	3,41±0,12	12	25	113,88±8,35
8	180858	31,9-32,0	359,0±9,9	3,28±0,12	11	25	109,36±5,72
9	180865	33,2-33,3	392,5±8,9	3,29±0,12	12	25	119,28±5,27
10	180861	36,6-36,7	368,3±12,2	3,25±0,11	12	25	113,32±6,05
11	180862	36,9-37,0	320,3±18,1	2,65±0,10	12	25	120,94±8,93
12	180863	39,7-39,8	362,8±15,2	2,77±0,10	11	25	137,00±8,22
13	180864	40,2-40,3	374,8±12,20	2,81±0,10	11	25	139,53±7,40

Верхние два образца (180850, 190898), отобранные из верхней толщи светло-коричневого суглинка, по результатам гамма-спектрометрии характеризуются наибольшими значениями скоростей накопления дозы (выше 3,4 Гр/тыс. лет), восемь образцов из озерных (180852, 190863, 190864, 180856) и лагунно-лиманских (180857–58, 180865, 180861) отложений продемонстрировали средние для полученной серии значения — в диапазоне около 2,8–3,4 Гр/тыс. лет, три образца (180862–64) из нижней, более древней части керна, характеризуются относительно низкими значениями скорости осадконакопления дозы — в районе 2,6–2,8 Гр/тыс. лет. Распределение эквивалентных доз в образцах позволяет выделить три группы значений: ~86 Гр (180850), ~195–240 Гр (190898, 180852, 190863–64) и ~320–392 Гр (180856–58, 180861–64).

При расчете абсолютного возраста (таблица 18) было установлено, что накопление светло-коричневого суглинка (1,2–15,0 м) произошло в интервале 64–24 тыс. л. н. Накопление озерных глин и суглинков завершилось около 77 тыс. л. н., а началось не позднее 83 тыс. л. н. В серии образцов, отобранных из отложений, включающих черноморскую и каспийскую фауну моллюсков, наблюдается инверсия, однако с учетом доверительного интервала диапазоны возможного возраста каждого из образцов пересекаются с предыдущим и последующим. Данное явление объясняется высокими темпами осадконакопления в относительно короткий период времени. Скорее всего, осадок активно перемешивался во взвеси. Нижние три образца характеризуются интервалом накопления 140–120 тыс. л. н.

Таким образом, вскрывающаяся в нижней части керна толща суглинков, насыщенных детритом, имеет возраст 140–120 тыс. л. н. Выше, отложения на основе малакофаунистического анализа отнесенные к карангатскому, карангатско-гирканскому и гирканскому времени, накапливались в очень узком диапазоне времени — около 119–109 тыс. л. н., или с учетом доверительного интервала, около 120–105 тыс. л. н. Возраст карангатских отложений, судя по датировкам, находится в диапазоне 120–110 тыс. л. н, карангатско-гирканского горизонта — в диапазоне 110–105 тыс. л. н., а отложения гирканского горизонта накапливались ~105 тыс. лет. Накопление толщи буртасских отложений началось не позднее 83 тыс. лет, а закончилось не ранее 78 тыс. л. н. Немые светло-коричневые суглинки накапливались в диапазоне 64–24 тыс. л. н.

Как и для образцов скважины MN-1, возраст отложений скважины OL-1 был получен по полевым шпатам с помощью протокола ИКСЛ₂₉₀ [Buylaert et al., 2012]. Люминесцентное датирование отложений скважины OL-1 было проведено по семи образцам. Три нижних образца показали, что способность полевого шпата накапливать люминесцентный сигнал достигла предела, а навески четвертого образца из-за нестабильного сигнала были признаны непригодными для датирования. На момент написания диссертации автор

располагал только тремя люминесцентными датировками образцов с глубины керна 3,3–3,4, 17,8–17,9 и 20,1–20,2 м. Результаты датирования представлены в таблице 18.

Таблица 18. Результаты ОСЛ-датирования, скважина OL-1

№	Лаб. номер	Интервал керна, м	Эквивалентная доза, Гр	Скорость накопления дозы, Гр/тыс. лет	Кол-во ал.	Весовая влажность, %	ОСЛ возраст по полевым шпатам, тыс. лет
1	190874	3,4–3,3	177,2±7,2	3,3±0,1	8	33	54,2±3,0
2	190875	17,9–17,8	302,8±19,5	3,2±0,1	7	33	95,8±7,2
3	190876	20,2–20,1	352,2±27,2	2,9±0,1	5	33	121,0±10,5

Все три образца показали близкую по значениям скорость накопления дозы — в диапазоне 2,9–3,3 Гр/тыс. лет. Значение эквивалентной дозы закономерно возрастает с глубиной керна.

В итоге возраст толщи суглинистых карангатско-гирканских отложений был оценен в 121,0±10,5 тыс. лет. Для образца из толщи темно-коричневых суглинков получена абсолютная дата 95,8±7,2 тыс. лет. Возраст отложений интервала 3,4–3,3 м составил 54,2±3,0 тыс. лет.

5.1.1.4. Спорово-пыльцевой анализ

Спорово-пыльцевой анализ образцов скважин PR-1 и MN-1 выполнен г.н.с. отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН д.г.н. О. К. Борисовой. Было проанализировано около 30 образцов. Скважина PR-1 оказалась непригодной для проведения анализа ввиду малого количества пыльцы.

По результатам анализа отложений скважины MN-1 (16 образцов) было сделано следующее общее заключение: 1) образцы отложений включают в себя малое количество пыльцы; 2) наибольшей концентрации пыльца достигает в нижней части керна, но она преимущественно переотложена из третичных отложений; 3) Для гирканских отложений удалось провести реконструкцию природной среды на основе спорово-пыльцевых спектров (Курбанов и др., 2018). Так, во время накопления гирканский слоев территория в районе места бурения скважины MN-1 принадлежала к степной зоне: сообщества отражают интерстадиальные (прохладные) климатические условия. В составе спектров обнаружена пыльца растений из семейств астровых, гречишных, яснотковых (губоцветных), мареновых, лютиковых, сельдерейных (зонтичных), гвоздичных, и др. Пыльца деревьев и кустарников составила менее трети (27%) спектра. Большое количество переотложенной древней пыльцы указывает на активные процессы размыва, происходившие в водосборе гирканского бассейна, и о динамичной обстановке осадконакопления в водной среде.

Заключение по скважинам центральной части Маньчской депрессии

Верхнечетвертичные отложения, вскрытые в скважинах, имеют схожее фациально-литологическое строение — осадки сложены преимущественно суглинистыми и глинистыми фациями, накопившимися, по-видимому, в лиманных, лагунных и/или озерных условиях. Возможно, места бурения скважин были расположены вдали от динамической оси существовавших протоков, т. к. в ходе спорово-пыльцевого анализа, по крайней мере для гирканского времени, было обнаружено значительное количество переотложенной пыльцы, что указывает на активный размыв более древних отложений.

Результаты малакофаунистического анализа показали, что керн скважин PR-1 и MN-1, пробуренных в западной половине центральной части Маньчской депрессии, характеризуются практически идентичным набором малакофаунистических комплексов и входящих в них видов, по экологическим характеристикам которых четко прослеживается смена морских, солоновато-водных и пресноводных условий, а керн скважин OP-1 и OL-1, пробуренных в восточной половине центральной части Маньчской депрессии, включает в себя фаунистические комплексы, характерные для в значительной степени опресненных солоноватоводных водоемов каспийского типа.

Всего в составе отложений обнаружено четыре позднеплейстоценовых малакофаунистических комплекса. В керне скважин PR-1 и MN-1 был выделен карангатский комплекс моллюсков, включающий в себя характерные виды моллюсков: *Ostrea edulis*, *Paphia senescens*, *Flexopecten glaber* и др. Сообщества в обеих скважинах характеризуют относительно тепловодный водоем с соленостью до 22‰. По-видимому, достаточно мощные водные массы карангатской трансгрессии, без существенного влияния впадающих в Маньчскую депрессию водотоков, проникали в восточном направлении на 250–300 км — максимальная соленость карангатского бассейна оценивается в 20–24‰ [Федоров, 1963], а в открытой части бассейна могла достигать и 30‰ [Невеская, 1965]. В керне самой восточной скважины OL-1 также были обнаружены следы обитания эвригалинной черноморской фауны в составе гирканского малакофаунистического комплекса, что может быть свидетельством того, что воды карангатской трансгрессии могли подходить к порогу Зунда Толга, однако условия в восточной части залива, очевидно, были крайне неблагоприятны для обитания черноморской фауны.

В кернах скважин PR-1 и MN-1 выше осадков карангатского времени и в керне скважины OL-1 наблюдается одновременное нахождение в составе отложений как карангатской, так и гирканской фауны моллюсков. Видимо, по достижении водораздела с Азово-Черноморским бассейном воды гирканской трансгрессии Каспия начали разгружаться в Маньчскую депрессию в то время, как в пределах депрессии еще существовал залив карангатского бассейна. Такой приток достаточно опресненных вод

гирканского бассейна стал причиной обеднения черноморского комплекса — в его составе установлены только эвригалинные виды, соленость понизилась до 14‰ и ниже.

Четкая смена карангатско-гирканского комплекса на гирканский прослеживается в осадках скважин PR-1 и MN-1, в керне скважины OP-1 гирканские виды моллюсков были обнаружены в маломощном горизонте в составе суглинистых отложений. Судя по всему, воды карангатского бассейна покинули центральную часть Манычской депрессии, однако после этого события гирканский пролив все еще продолжал функционировать. Соленость пролива едва ли достигала 10‰, в составе малакофаунистического сообщества черноморские виды полностью отсутствуют.

Выше в кернах скважин PR-1 и MN-1 отчетливо прослеживается этап озерного осадконакопления — ему отвечают мощные толщи глин и тяжелых суглинков с пресноводной фауной во включении. Скважинами OP-1 и OL-1 также вскрыты мощные толщи разнофациальных суглинков, однако не содержащие фаунистических остатков.

Результаты геохронологического анализа отложений скважин MN-1 и OL-1 позволили определить временные рамки выделенных на основе малакофаунистического анализа событий. Все образцы прошли необходимые тесты, принятые в ОСЛ-датировании для подтверждения надежности и достоверности конечных геохронологических данных.

Возраст карангатских отложений был определен в диапазоне ~120–110 тыс. лет, что соответствует второй половине микулинского межледниковья МИС 5е и началу валдайского оледенения (МИС 5d). Видимо, глубокий ингрессионный залив образовался в центральной части Манычской депрессии в максимальную фазу карангатской трансгрессии и существовал на протяжении всего курголовского стадиала ранневалдайского оледенения (МИС 5d). Накопление горизонтов, включающих и карангатскую, и гирканскую фауны моллюсков, судя по результатам датирования, происходило 110–105 тыс. л. н., что отвечает второй половине курголовского стадиала ранневалдайского оледенения (МИС 5d). К 105 тыс. л. н. воды карангатского бассейна покинули пределы центральной части Манычской депрессии в то время, как Каспий продолжал сбрасывать гирканские трансгрессивные воды в Понт до ~100 тыс. л. н. (МИС 5с). В прохладных условиях начального этапа валдайской ледниковой эпохи (МИС 5с–а), до ~78 тыс. л. н., в районе озера Маныч-Гудило существовало буртасское озеро. Немые суглинки озерного происхождения, с эрозионным перерывом залегающих выше буртасских горизонтов, датированы интервалом в 64–25 тыс. л. н. (МИС 3).

Результаты проведенных анализов позволяют выделить пять этапов в позднечетвертичной истории центральной части Манычской депрессии: карангатский, карангатско-гирканский, гирканский, буртасский и гудиловский. Последний этап отвечает накоплению осадков мелководного, время от времени пересыхающего водоема или системы водоемов.

Так, в начале позднего плейстоцена, в карангатскую эпоху, в пределах Маньчской депрессии существовал ингрессионный залив, проникший вглубь депрессии более чем на 300 км в восточном направлении. Воды залива в районе Маньч-Гудило характеризовались соленостью близкой к солености современного Черного моря (20–22‰), однако в восточной части центрального Маньча соленость вод значительно снижалась (до 10‰) под влиянием впадающих в депрессию водотоков. Данное событие по результатам ОСЛ-датирования относится ко второй половине микулинского межледникового (МИС 5e). В начале валдайского оледенения (МИС 5d) в Маньчской депрессии все еще находились воды карангатской трансгрессии, однако достигнувшие водораздела в районе порога Зунда Толга воды гирканской трансгрессии Каспия стали разгружаться в депрессию. Соленость образовавшегося водоема, судя по фаунистическим комплексам, едва достигала 14 ‰. Начавшееся глобальное похолодание повлекло за собой снижение уровня Мирового океана [Hearty et al., 2007], вследствие чего из Маньчской депрессии отступили и воды карангатского бассейна, связанного со Средиземным морем. Во второй половине МИС 5d — начале МИС 5c в депрессии продолжал функционировать гирканский пролив с соленостью вод не более 10‰. Территория в районе современного оз. Маньч-Гудило по результатам спорово-пыльцевого анализа принадлежала к степной зоне, характерной для интерстадиального (прохладного) климата [Курбанов и др., 2019]. Около 100 тыс. л. н. произошло закрытие гирканского пролива, после чего в прохладных условиях начального этапа валдайской ледниковой эпохи (МИС 5c–a) в районе озера Маньч-Гудило существовало пресное Буртасское озеро. Позднее ~78 тыс. лет в районах точек бурения произошел частичный размыв накопленных ранее буртасских осадков, а во время брянского интерстадиала (МИС 3) вновь начали накапливаться озерные отложения. В эпоху максимума последнего оледенения (МИС 2) происходило активное врезание водотоков Маньчской депрессии.

Полученная по результатам анализа кернов скважин стратиграфия отложений не противоречит выводам Г. И. Попова [1983] о строении и истории развития Маньчской депрессии за исключением двух аспектов. В западной части Маньчской депрессии Г. И. Попов [1955, 1983] выделил две стадии карангатской трансгрессии, отложения которой чередуются с отложениями гирканской трансгрессии. Данного явления ни в одном из кернов скважин, пробуренных нами в центральной части депрессии, не наблюдалось и, судя по геохронологическому анализу, проникновение вод карангатского бассейна в район оз. Маньч и оз. Маньч-Гудило происходило именно в максимальную стадию развития одноименной трансгрессии — в МИС 5e, на это косвенно указывают данные о положении уровня Средиземного моря [Kopp et al., 2009; Polyak et al., 2018; Campo et al., 2020; Marra et al., 2020 и др.] и в целом Мирового океана [Lisiecki and Stern, 2016; Hibbert et al., 2016;

Ballesteros et al., 2017; Sawthra et al., 2018], однако отрицать, что карангатские воды могли дважды проникать в пределы западной части Манычской депрессии оснований нет, т. к. установлен факт наличия второго, не такого обширного как в МИС 5е, пика эемской трансгрессии Средиземного моря во время МИС 5с, уровень которого мог достигать $\sim 3-1$ м [Marra et al., 2020]. Уровень карангатской трансгрессии вполне мог позволить проникнуть ее водам в Манычскую депрессию, учитывая, что высота кровли отложений, включающих карангатскую фауну, по данным бурения и по данным Г. И. Попова [1983] располагается в районе $-15 - -5$ м с учетом амплитуды тектонического прогибания Манычской депрессии с момента накопления карангатских отложений, оцененной в ~ 12 м [Свиточ, Макшаев, 2011].

Также по данным Г. И. Попова [1983] и Г. И. Горецкого [1957] во время брянского интерстадиала в Азово-Черноморском бассейне развивалась сурожская трансгрессия, которая ингрессионным заливом заходила вглубь Манычской депрессии до Сальского поднятия в 9–10 км выше г. Пролетарска. В скважине PR-1, которая расположена в пределах нахождения предполагаемого сурожского залива, не было обнаружено каких-либо следов влияния морских вод послекарангатского времени, к тому же по результатам палеогеографических исследований в Мраморном море было установлено, что после того, как уровень Мирового океана снизился с наступлением валдайского оледенения, связь Средиземного моря с Черным возобновилась лишь в начале голоценового времени [Hiscott et al., 2007], т. е. воды Черного моря даже в интерстадиале не могли значительно превысить порог пролива Босфор, который располагался ниже -35 м [Kerey et al., 2004].

До настоящего времени для верхнеплейстоценовых отложений Манычской депрессии не было получено геохронологических данных, за исключением единичных радиоуглеродных датировок отложений раннехвалынского пролива, речь о котором пойдет ниже, поэтому надежной корреляции событий Манычской депрессии с событиями, происходившими в Понто-Каспийском бассейне, в пределах Восточно-Европейской равнины и всей Северной Евразии, до сих пор не было выполнено.

5.1.2. Разрез Остров Левый

Разрез Остров Левый — наиболее полный разрез нижнехвалынских отложений [Свиточ, Хоменко, 2009]. Разрез изучен автором в 2020 году в рамках проекта РФФИ НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ имени М. В. Ломоносова. Отложения обнажения исследовались коллективом НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ имени М. В. Ломоносова и ранее [Свиточ, Хоменко, 2009; Свиточ и др., 2009, 2010]. По раковинам хвалынской фауны моллюсков (*Didacna protracta*) из разреза была получена радиоуглеродная датировка 12750 ± 460 тыс. лет [Свиточ и др., 2009].

5.1.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика и строение отложений

Разрез Остров Левый (N46°01'38,0 E43°23'05,9; $H_{абс}$ — 22,4 м) расположен в западной оконечности о. Левый оз. Маныч на территории Республики Калмыкия (рис. 54).



Рис. 54. А — Западная оконечность о. Левый оз. Маныч; Б — разрез нижнехвалынских отложений Остров Левый

Остров Левый представляет собой субширотно вытянутую положительную форму рельефа — гряды с пологонаклонной или местами субгоризонтальной слабоволнистой поверхностью, его длина достигает 16 км, средняя ширина составляет 250 м (макс. 1 км). Относительная высота над урезом оз. Маныч составляет 6–7 м. Гряда сложена глинистыми осадками древнего буртасского озера [Свиточ, Хоменко, 2009], перекрытыми делювиальным и элювиальным чехлом с прислоненными отложениями хвалынской трансгрессии.

В разрезе Остров Левый (рис. 55, 56) сверху вниз вскрываются следующие отложения [Семиколенных и др., 2022]: (1) коричневый суглинок (современная почва) мощность 0,4 м с включением корней растений и карбонатных образований, переход в нижележащему слою постепенный; (2) палевый лессовидный суглинок плотный, с крупной столбчатой

отдельностью мощностью 0,7 м, граница с нижележащим слоем четкая; (3) уплотненный темно-бежевый лессовидный суглинок с четкой столбчатой отдельностью и мощным прослоем (до 5 см) карбонатных образований в подошве мощностью 0,2 м, граница с нижележащим слоем четкая; (4) светло-бежевый тонко-волнисто-косослоистый хорошо сортированный кварцевый среднезернистый песок мощностью 1,65 м с включением фауны каспийских моллюсков в верхней части, граница с нижележащим слоем нечеткая; (5) горизонтально-слоистая толща переслаивающихся палевых песков, сизых и коричневых глин с пятнами ожелезнения и марганцевания мощностью 0,35 м, переход в нижележащий слой четкий; (6) палевые тонкозернистые алевритистые пески мощностью 1,35 м, переслаивающиеся с маломощными прослоями коричневых (похожих на шоколадные) глин, граница с нижележащим слоем четкая; (7) темно-серо-коричневые глины видимой мощностью до 0,2 м.

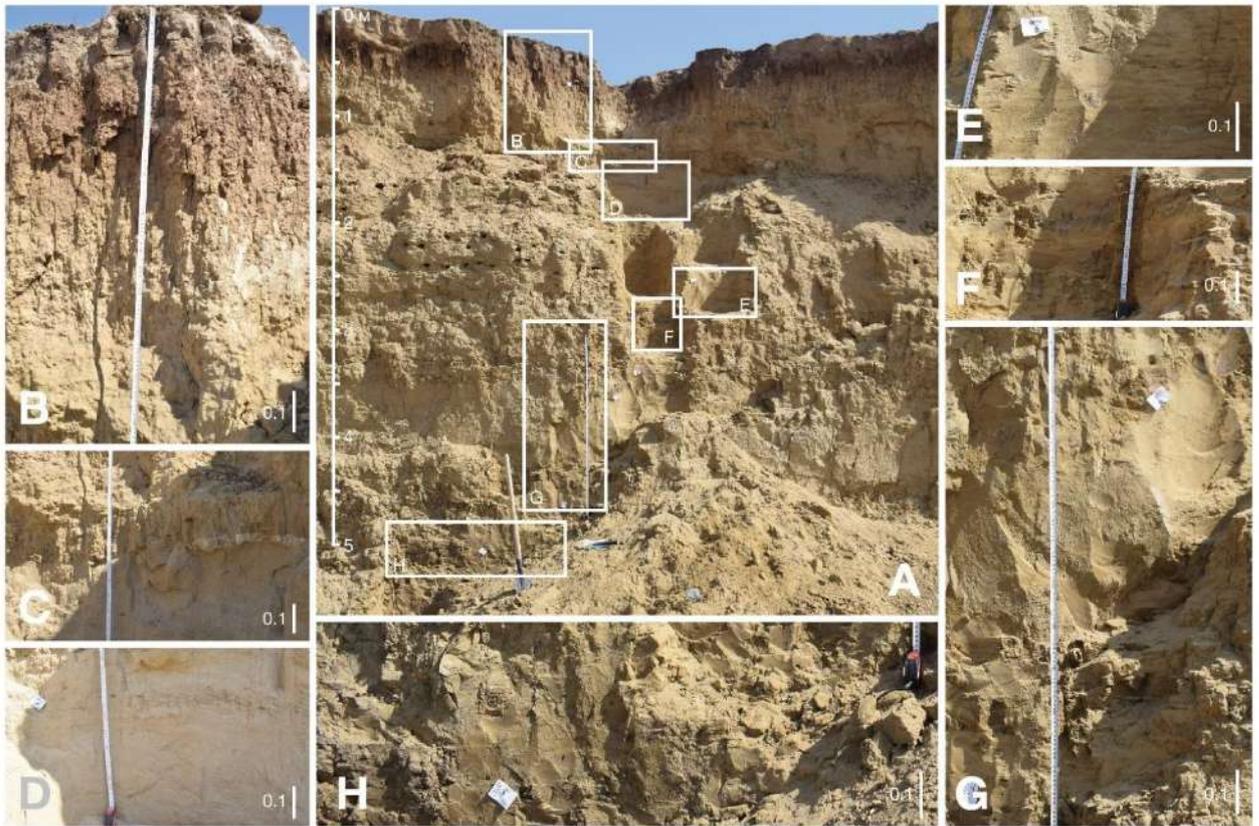


Рис. 55. Отложения разреза Остров Левый

Строение разреза отражает постепенную смену условий осадконакопления от спокойных лиманных (ингрессия каспийских вод) до динамичных проточных (развитие и активизация пролива). Верхняя часть толщи нижнехвалынских отложений, которая характеризуется косослоистыми хорошо сортированными среднезернистыми песками с включением фауны каспийских моллюсков, отражает повышение уровня пролива (до 21 м над современным уровнем моря) и увеличение скорости водного потока.

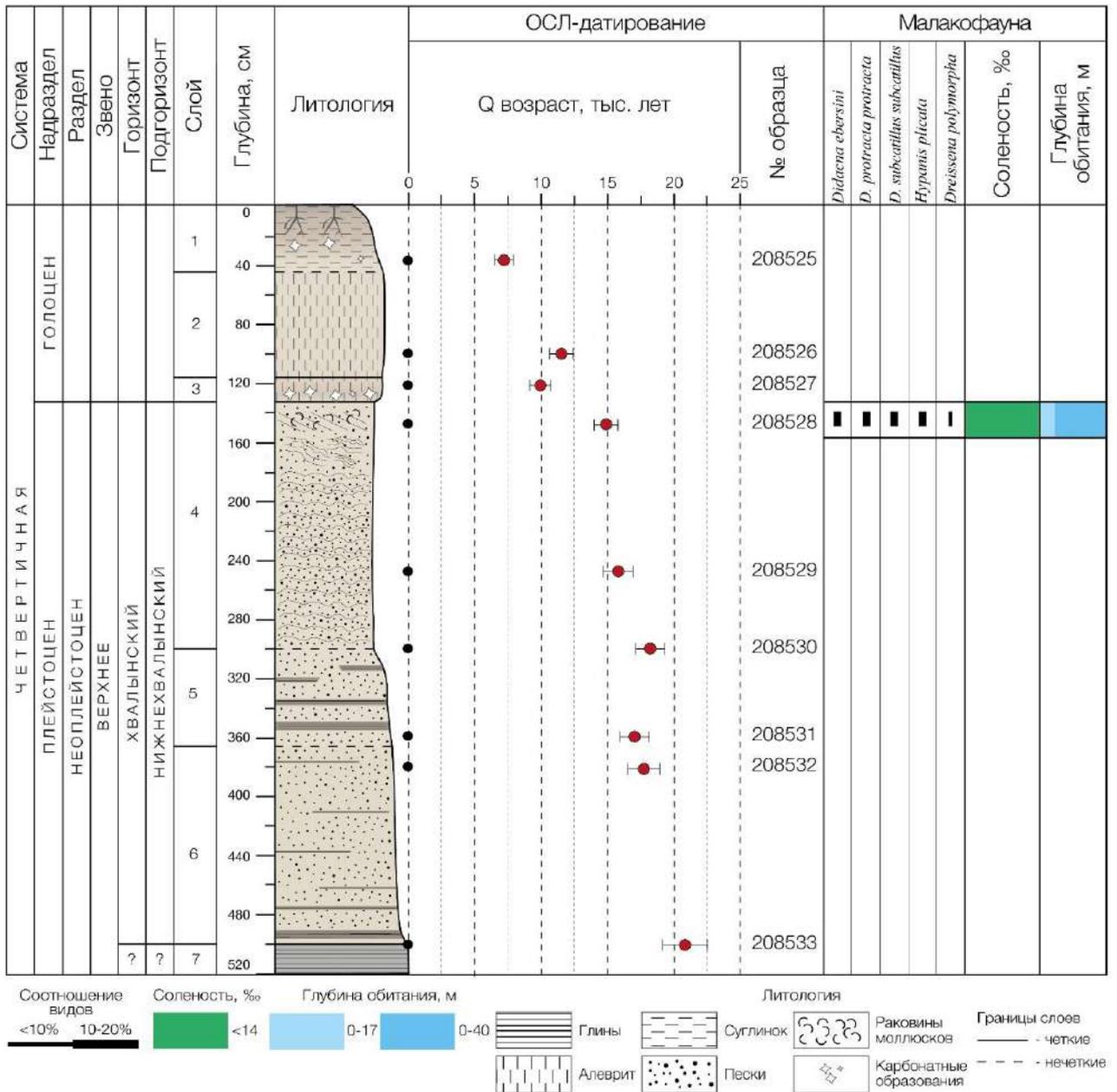


Рис. 56. Схема разреза Остров Левый с результатами малакофаунистического и геохронологического анализов

5.1.2.2 Малакофаунистический анализ

Результаты малакофаунистического анализа отложений разреза Остров Левый представлены на рисунке 56. Полный перечень видов, составляющих малакофаунистический комплекс разреза, и их экологические предпочтения представлены в таблице 19.

В разрезе Остров Левый в толще горизонтально-слоистых хорошо сортированных среднезернистых песков на глубине 1,6–1,3 м обнаруживаются редкие мелкие раковины *Didacna protracta protracta*, *D. ebersini*, *D. subcatillus subcatillus*, *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicata*, располагающиеся в отложениях тонким слоем (рис. 57).

Таблица 19. Виды моллюсков, обнаруженные в разрезе Остров Левый. Экологические характеристики по данным [¹Невеская, 1965; ²Янина, 2005; ³Nevevskaia, 2007; ⁴Определитель рыб и беспозвоночных..., 2013; ⁵Янина, 2014]

№	Вид	Семейство	Отложения	Бассейн	Соленость	Глубина, м
1	² <i>Didacna ebersini</i> (Fedorov, 1953)	Cardiidae	Нижнехвалынские	Каспий	5–7	—
2	³ <i>Didacna protracta protracta</i> (Eichwald, 1841)	Cardiidae	Нижнехвалынские	Каспий	11–13	—
3	³ <i>Didacna subcatillus subcatillus</i> (Andrussoff, 1910)	Cardiidae	Гирканские, нижнехвалынские	Каспий	—	—
4	¹ <i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas, 1771)	Dreissenidae	Вехнечетвертичные отложения Понто-Каспия	Понто-Каспий	≤ 13	≤ 10
5	⁴ <i>Hypanis plicata</i> (Eichwald, 1829)	Cardiidae	Древне- и новоэвксинские, хвалынские	Понто-Каспий	4–13	0–40

Наличие *D. protracta protracta* и *D. ebersini* дают основание охарактеризовать данный малакофаунистический комплекс как раннехвалынский. Малакофаунистический состав указывает на соленость водоема около 11–13‰, что близко к солености современного Среднего Каспия, однако угнетенный вид раковин указывает на то, что акватория пролива была, по-видимому, несколько опреснена, возможно, за счет привноса пресных вод местными реками.

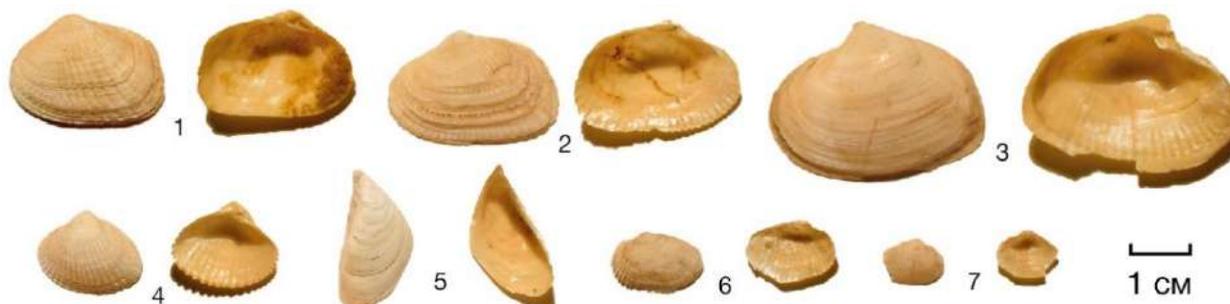


Рис. 57. Раковины моллюсков из разреза Остров Левый: 1, 2, 3. *Didacna protracta protracta*; 4. *D. ebersini*; 5. *Dreissena polymorpha*; 6. *Hypanis plicata*; 7. *D. subcatillus subcatillus*

5.1.2.3. Геохронологический анализ

Абсолютный возраст отложений разреза Остров Левый был получен на основе результатов люминесцентного датирования девяти образцов [Семиколенных и др., 2021; 2022]: трех отобранных из континентальных осадков (208525–208527), пяти — из морских (208528–208532) и одного на границе морских осадков и толщи темных глин в основании разреза (208533). Также был отобран образец из вышеуказанных глин, однако получить необходимое количество материала для датирования не удалось ввиду тонкодисперсности осадка.

Скорость накопления дозы рассчитана по результатам измерения активности образцов на гамма-спектрометре (таблица 20). Содержание радионуклидов имеет закономерное распределение по разрезу: повышенные значения отмечаются в образцах из слоев, обогащенных глинистыми частицами (2,4–3,4 Гр/тыс. лет), в то время как для хорошо

сортированных песков характерно низкое количество (1,8–2,1 Гр/тыс. лет). Первые три образца (208525–208527) были отобраны из толщи континентальных осадков — современной суглинистой почвы и лессовидных суглинков, они характеризуются повышенной скоростью накопления дозы относительно других образцов, что в целом характерно для подобного типа отложений. Наименьшую радиоактивность демонстрируют хорошо сортированные кварцевые пески с включением прослоя малакофауны. Ниже по разрезу образцы отбирались из плохо сортированных алевритистых песков, местами с примесью глин, и из глин, что закономерно отражается в увеличении скорости накопления дозы.

Анализ соотношения радионуклидов по слоям дает возможность выделения интервалов с различным участием областей сноса материала, так как $^{226}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ и $^{40}\text{K}/^{232}\text{Th}$ отражают количество циклов седиментации и выветривания, через которые прошел материал [Курбанов и др., 2021]. В разрезе Остров Левый соотношение $^{226}\text{Ra}/^{232}\text{Th}$ равномерно распределено в районе 0,92, без резких отскоков, а $^{40}\text{K}/^{232}\text{Th}$ близко к 15,4, также без разброса значений, что указывает на единый источник материала при формировании отложений в районе изученного разреза.

Величина эквивалентной дозы (D_e), накопленной в кристаллах кварца и полевого шпата, измерялась по трем протоколам датирования (ОСЛ, ИКСЛ₅₀ и ИКСЛ₂₉₀). Результаты измерений навесок кварца показали доминирование быстрого компонента (рис. 58А, во врезке) в люминесцентном сигнале всех образцов. Кривая насыщения ОСЛ-сигнала (рис. 58А) строилась по пяти точкам в результате облучения бета-источником фиксированной дозой (20, 40, 80, 0, 20 Гр). Значения эквивалентных доз, полученных по кварцу, оказались в пределах 60 Грей. Для полевых шпатов выполнялись измерения для 6–12 навесок (в зависимости от объема полученных зерен) по протоколу, включающему в себя регистрацию люминесцентного отклика при нагреве 50°C (ИКСЛ₅₀) и 290°C (ИКСЛ₂₉₀). Построение кривой насыщения ИКСЛ-сигнала выполнялось по пяти точкам: 30, 60, 90, 0, 30 или 50, 100, 250, 0, 50 Грей. Результаты датирования представлены в таблице 21.

Обнуление сигнала в образцах перед погребением — важный фактор, влияющий на точность датирования. Существует несколько подходов оценки степени обнуления сигнала, одним из них является метод сравнения результатов датирования, полученных по кварцу и полевоому шпату [Murray et al., 2012; Reimann et al., 2015]. Подход подразумевает, что ИКСЛ-сигнал полевого шпата обнуляется в природе медленнее, чем ОСЛ-сигнал кварца [Buylaert et al., 2012; Murray et al., 2012], и, если ИКСЛ-даты сопоставимы с результатами датирования по кварцу, то это значит, что ОСЛ-сигнал был обнулен перед отложением осадка, как и сигнал полевого шпата.

В разрезе Остров Левый, как было упомянуто выше, для люминесцентного датирования были отобраны образцы отложений, накопленных в различных геологических

Таблица 20. Результаты гамма-спектрометрического анализа отложений разреза Остров Левый. Содержание радиоактивных элементов в образце и скорость накопления дозы для кварца и полевых шпатов

№	Лаб. номер	Глубина, см	Литология	Водонасыщение, %	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг	Скорость накопления дозы для кварца Грей/тыс. лет
1	208525	40	Суглинок	10	38,0±0,5	41,5±0,8	675±8	3,24±0,17
2	208526	100	Лессовидный суглинок	10	38,3±0,7	40,8±0,6	642±12	3,12±0,16
3	208527	120	Лессовидный суглинок	10	38,6±0,9	40,0±0,8	608±16	3,02±0,16
4	208528	160	Песок	5	19,5±0,3	21,2±0,3	341±5	1,81±0,10
5	208529	250	Песок	5	24,1±0,3	26,3±0,3	404±5	2,13±0,11
6	208530	300	Песок	5	23,4±0,2	24,7±0,2	394±4	2,05±0,11
7	208531	360	Глины с прослоями песка	10	41,4±0,4	46,6±0,3	689±6	3,35±0,18
8	208532	380	Песок с прослоями глины	10	33,2±0,5	35,4±0,5	451±7	2,40±0,13
9	208533	500	Глины	25	33,1±0,5	37,6±0,5	610±10	2,47±0,11

Таблица 21. Результаты ОСЛ-датирования разреза Остров Левый

№	Лаб. номер	Глубина, см	Литология	Измерения по кварцу (ОСЛ)			Измерения по полевому шпату (ИКСЛ ₂₉₀)			Измерения по полевому шпату (ИКСЛ ₅₀)		
				Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во ал.	Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во ал.	Доза, Грей	Возраст, тыс. лет	Кол-во ал.
1	208525	40	Суглинок	23,1±1,9	7,1±0,7	19	47,9±0,9	11,5±0,6	8	28,7±1,6	6,4±0,5	8
2	208526	90	Лессовидный суглинок	35,7±2,1	11,5±0,9	18	75,8±1,3	18,7±0,9	8	43,7±1,8	10,0±0,6	8
3	208527	120	Лессовидный суглинок	30,1±1,9	9,9±0,8	18	62,9±4,0	15,9±1,3	8	41,2±3,3	9,6±0,9	8
4	208528	145	Песок	27,0±0,8	14,9±0,9	16	68,0±2,0	24,8±1,8	8	37,3±1,0	12,6±0,7	8
5	208529	250	Песок	33,9±1,1	15,9±1,1	16	104,8±5,7	34,2±2,5	6	50,6±3,4	15,3±1,3	8
6	208530	300	Песок	37,1±0,6	18,1±1,1	23	79,6±3,1	26,7±1,6	8	42,4±4,5	13,2±1,6	8
7	208531	360	Глины с прослоями песка	57,1±1,8	17,1±1,1	22	138,4±2,4	32,3±1,6	8	60,3±0,9	13,0±0,6	6
8	208532	380	Песок с прослоями глины	42,5±1,6	17,7±1,2	20	148,3±5,8	44,4±2,7	8	81,0±1,6	22,5±1,1	7
9	208533	500	Глины	51,1±3,2	20,7±1,7	23	128,6±7,9	37,8±2,8	2	73,6±6,0	20,0±1,9	2

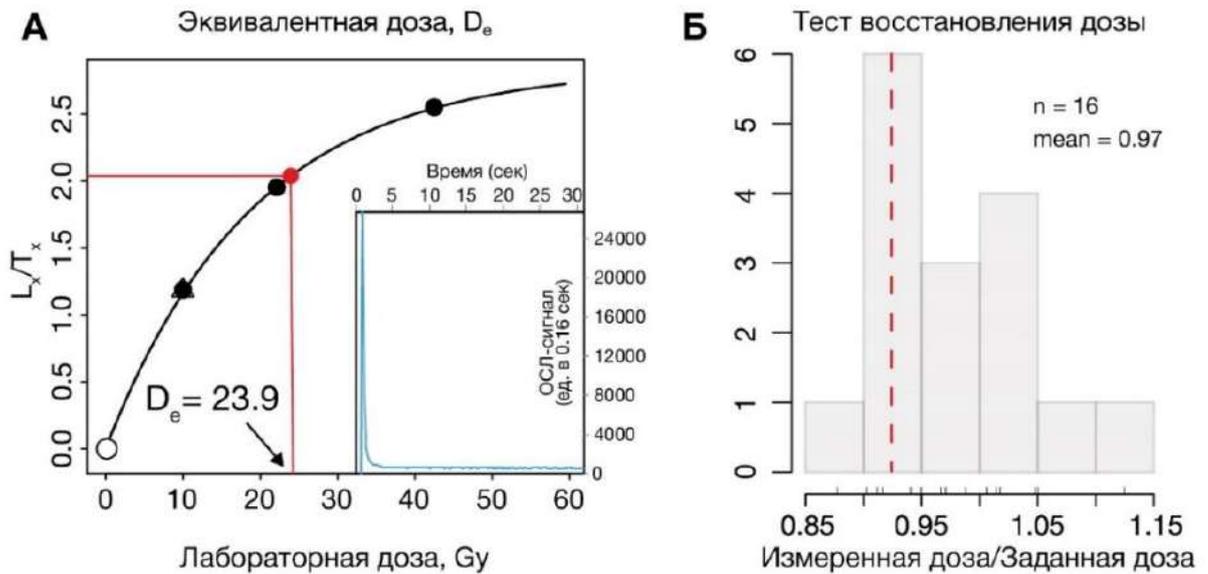


Рис. 58. Кривые насыщения и затухания люминесцентного сигнала кварца (во врезке) на примере образца 208528 (А) и результаты теста восстановления дозы образцов кварца (Б)

средах: динамичные морские, лагунные, континентальные (эоловые). Для того, чтобы определить, насколько полно был обнулен сигнал в кристаллах кварца перед погребением, мы сравнили ОСЛ-сигнал, полученный по кварцу, с ИКСЛ-сигналом полевого шпата.

На графике (рис. 59А) отчетливо видно, что сигнал полевого шпата, измеренный по протоколу ИКСЛ₂₉₀, не был обнулен полностью, однако отличное соотношение возрастов, полученных по протоколам ОСЛ и ИКСЛ₅₀, указывает на то, что кварц был хорошо обнулен перед погребением. Исключение составляет образец 208533, полученное соотношение измеренных сигналов ОСЛ и ИКСЛ₅₀ не позволяет утверждать, что кварц не несет в себе остаточного сигнала. Исходя из проведенного анализа, именно результаты датирования по кварцу были использованы для получения итоговой геохронологии.

Для проверки пригодности протокола ОСЛ-датирования были проведены стандартные тесты (тест чистоты, тест рекуперации и др.) и дополнительно тест восстановления дозы (рис. 58А). В результате измерений оказалось, что соотношение заданных и измеренных доз в более 90% измерений не выходят из диапазона 0,9–1,1. Это показывает, что известная лабораторная доза может быть достаточно точно измерена с использованием SAR-протокола. Дополнительно нами было проведено исследование зависимости степени обнуления сигнала в полевом шпате от генетического типа отложений (рис. 59Б). Так, лучше всего сигнал в полевых шпатах обнуляется в эоловом транспорте (лессовидные суглинки), хуже всего — в результате осадконакопления в лагунной среде.

Результат люминесцентного датирования отложений разреза Остров Левый с учетом доверительных интервалов указывает на наличие трех разновозрастных горизонтов: 1. Суб-аэральная толща (слои 1–3) голоценового возраста (~11,5–7,1 тыс. лет); 2. Толщи песков с про-

слоями глин в основании (слои 4-6) — возраст моложе последнего ледникового максимума (~17,7–14,9 тыс. лет); 3. Темно-серо-коричневых глин возрастом $20,7 \pm 1,7$ тыс. лет. Результат датирования образца из слоя глин в основании разреза, по-видимому, несколько завышен, ввиду сложности расчета мощности дозы на границах слоев, резко отличающихся по литологии.

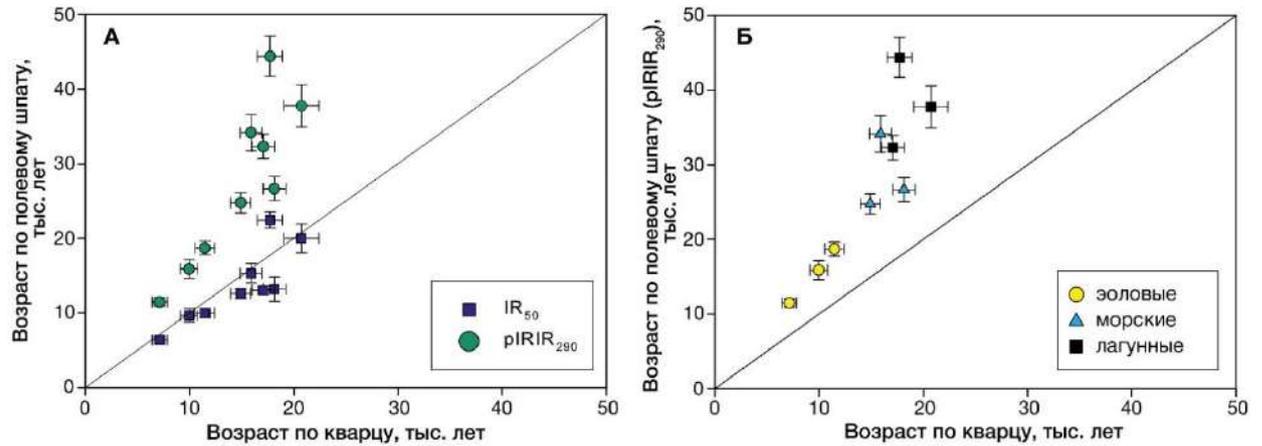


Рис. 59. А — соотношение результатов датирования, полученных по кварцу (ОСЛ) и полевому шпату (ИКСЛ₅₀, ИКСЛ₂₉₀); Б — зависимость степени обнуления сигнала в полевом шпате от генетического типа отложений

Выделенная на основе малакофаунистического анализа толща нижнехвалынских отложений охарактеризована пятью датировками и имеет возраст ~17,7–14,9 тыс. лет. Верхняя часть разреза, включающая в себя прослой хвалынской фауны, датирована $14,9 \pm 0,9$ тыс. лет.

Заключение по разрезу Остров Левый

Строение разреза отражает постепенную смену условий осадконакопления от спокойных лиманных (ингрессия каспийских вод) до динамичных проточных (развитие и активизация пролива). Верхняя часть толщи нижнехвалынских отложений, которая характеризуется косослоистыми хорошо сортированными среднезернистыми песками с включением фауны каспийских моллюсков, отражает повышение уровня пролива (до 21 м над современным уровнем моря) и увеличение скорости водного потока. Малакофаунистический состав отложений свидетельствует о несколько пониженной (по сравнению с раннехвалынским бассейном) солёности пролива (около 10–11‰), что объясняется опресняющим влиянием местных водотоков. Субэральное осадконакопление активизировалось на территории центральной части Маньчской депрессии в начале голоцена.

На основании результатов ОСЛ-датирования, время функционирования раннехвалынского пролива в Маньчской депрессии определено в интервале 17,7–14,9 тыс. л. н. В климатическом отношении это была эпоха деградации поздневалдайского (осташковского) оледенения (МИС 2). Результаты не противоречат хронологии, полученной с помощью радиоуглеродного датирования нижнехвалынских отложений серии разрезов в пределах Маньчской депрессии (рис. 60).

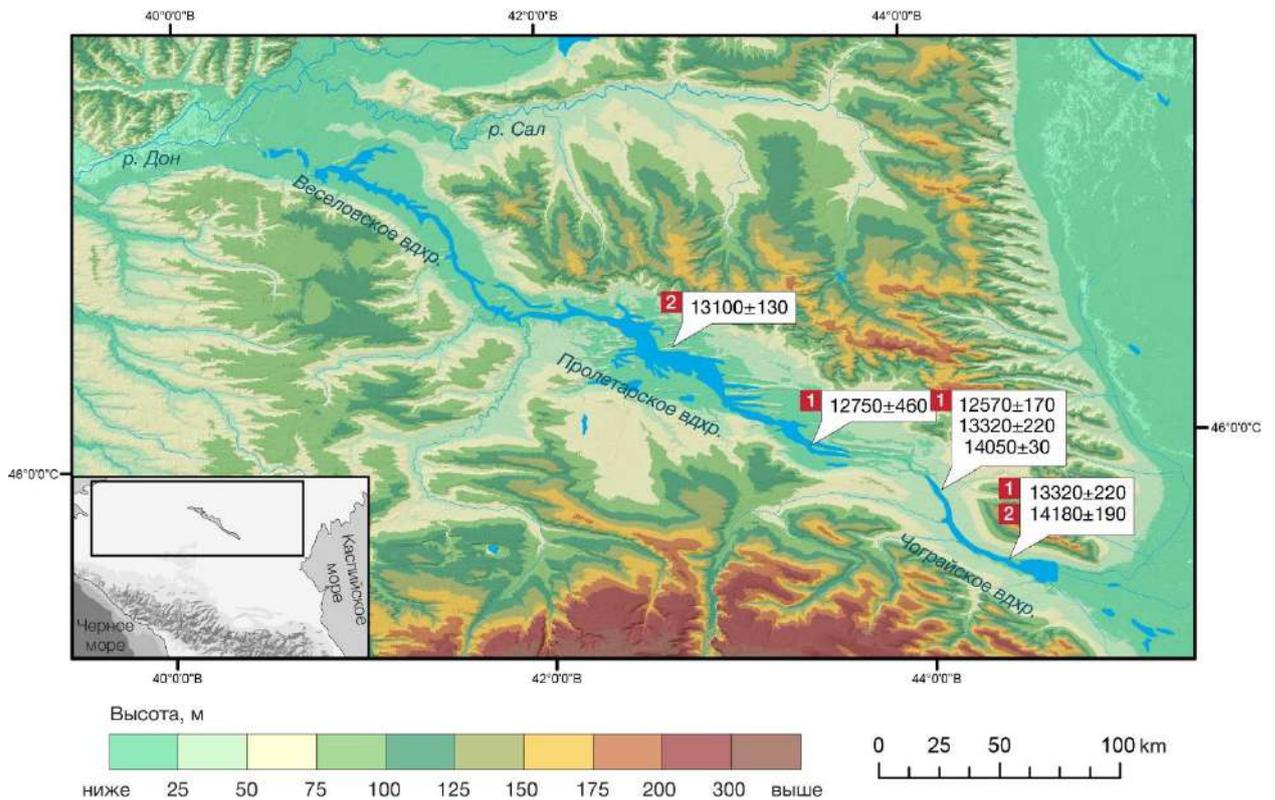


Рис. 60. Результаты радиоуглеродного датирования (кал. лет) нижнехвалынских отложений. 1 – [Свиточ и др., 2009]; 2 – [Arslanov et al., 2015]

5.2. История функционирования проливов Маныча в позднем плейстоцене

Проведенные палеогеографические реконструкции по результатам малакофаунистического, спорово-пыльцевого и геохронологического анализов верхнечетвертичных отложений керна скважин и естественного обнажения позволяют выделить основные этапы и закономерности развития центральной части Манычской депрессии в позднеплейстоценовое время (рис. 61).

В начале позднего плейстоцена — во второй половине микулинского межледникового (МИС 5e) воды карангатской трансгрессии ингрессионным заливом проникли вглубь Манычской депрессии на более чем 300 км. По результатам ОСЛ-датирования карангатский залив существовал на протяжении второй половины МИС 5e и всей МИС 5d. Судя по видовому составу малакофауны, обнаруженной в карангатских осадках, до середины курголовского стадиала (МИС 5d) в районе современного оз. Маныч-Гудило существовал теплый водоем с соленостью около 20–22‰.

Во второй половине курголовского стадиала (МИС 5d) в залив карангатского бассейна стали поступать воды гирканской трансгрессии Каспия, преодолевшие водораздел с Азово-Черноморским бассейном, произошло смешение вод двух бассейнов. Данное событие маркируется появлением в составе отложений, наряду с морскими черноморскими видами, солоноватоводных гирканских. Произошло существенное опреснение водоема — стеногалин-

ные виды исчезли из состава малакофаунистических комплексов. Соленость существовавшего водоема на месте современного оз. Маныч-Гудило не могла превышать 14%. Особенно неблагоприятная обстановка для обитания черноморской фауны сложилась в восточной половине центральной части Манычской депрессии — здесь акваторию существенно опресняли впадающие в депрессию водотоки. Возможно, с началом валдайского оледенения (МИС 5d) карангатский залив стал постепенно отступать из Манычской депрессии, что позволило гирканским водам в сравнительно короткий промежуток времени вытеснить морскую стеногалинную фауну.



Рис. 61. Корреляция событий в центральной части Манычской депрессии в позднем плейстоцене с событиями Восточно-Европейской равнины и изотопно-кислородными стадиями. Изотопно-кислородная кривая по [Lisiecki and Stern, 2016]

К концу курголовского стадиала (МИС 5d) воды карангатской трансгрессии покинули центральную часть Манычской депрессии, однако воды гирканского бассейна продолжали сбрасываться в Азово-Черноморский бассейн вплоть до середины крутицкого интерстадиала (МИС 5c). Соленость гирканского пролива снизилась до 10‰ и ниже. Условия водоема были неблагоприятны даже для обитания солоноватоводной фауны, что связано как с опреснением акватории локальными водотоками в пределах Манычской депрессии, так и с понижением температуры воды. По результатам спорово-пыльцевого анализа гирканских отложений территория центральной части Манычской депрессии принадлежала к степной зоне характерной для интерстадиального (прохладного) климата [Курбанов и др., 2018]. Судя по наличию большого количества переотложенной пыльцы в

составе гирканских отложений, во время функционирования пролива происходил активный размыв более древних отложений.

Закрытие гирканского пролива произошло во второй половине крутицкого интерстадиала (МИС 5с). В центральной части Маньчской депрессии — в районе современного оз. Маньч-Гудило — начали накапливаться осадки пресноводного буртасского озера. Результаты ОСЛ-датирования показали, что озеро существовало здесь вплоть до начала калининского стадиала (МИС 4). По-видимому, после закрытия гирканского пролива здесь остался водоем — реликт гирканского пролива, быстро опреснившийся под действием локальных водотоков. В конце МИС 5, несмотря на начавшееся направленное похолодание, климат все еще оставался интерстадиальным [Курбанов и др., 2018], т. е. относительно прохладным, но не перигляциальным, и, скорее всего, озеро характеризовалось положительным водным балансом. Именно поэтому вплоть до калининского стадиала (МИС 4) в пределах Маньчской депрессии существовало полноводное пресное буртасское озеро, которое, возможно, имело сток [Свиточ и др., 2010; Бадюкова, 2011] и в Азово-Черноморский бассейн, и в Каспий.

С началом калининского стадиала (МИС 4) на юге Восточно-Европейской равнины установились холодные и сухие перигляциальные условия [Сычева и др., 2017], центральная часть Маньчской депрессии вступила в континентальный этап осадконакопления: озеро на большей площади осушилось, одновременно с начавшейся эрозией на фоне снижения базиса эрозии (посткарангатская регрессия Черного моря и ательская регрессия Каспия) на вершинных поверхностях начали накапливать субаэральные отложения, а в депрессиях — отложения локальных застойных водоемов. Возможно, во время брянского интерстадиала (МИС 3) в Маньчской депрессии вновь образовался водоем на подобие буртасского озера, на что указывают вскрытые в скважинах MN-1 и OL-1 одновозрастные озерные отложения.

Спустя несколько десятков тысяч лет во второй половине поздневалдайского (осташковского) оледенения (МИС 2) в Каспии начала развиваться раннехвалынская трансгрессия — самая полноводная и масштабная в неоплейстоценовой истории Каспия трансгрессия [Kurbanov et al., 2021]. При превышении высоты водораздела с Азово-Черноморским бассейном, как и в гирканскую эпоху, произошло открытие раннехвалынского пролива. По результатам ОСЛ-датирования время функционирования пролива также отвечает второй половине осташковского оледенения (МИС 2). Судя по характеру нижнехвалынских отложений, условия пролива изменялись от лиманных до динамичных проточных, а видовой состав малакофауны во включении характеризует соленость водоема в 10–11‰.

Формирование характерных для Манычской депрессии вытянутых в субширотном направлении гряд, по нашим представлениям, произошло до начала функционирования раннехвалынского пролива, хотя, безусловно, эрозионная деятельность раннехвалынских протоков внесла вклад в формирование морфоскульптуры гряд. В пользу данной гипотезы выступают как минимум два аргумента: 1. Во время калининского стадияла (МИС 4) и во второй половине ошашковского стадияла (МИС 2) в пределах Манычской депрессии должна была происходить активная эрозия накопленных в эпоху существования буртасского озера осадков, т. к. уровни Понта и Каспия находились на своих минимальных отметках в позднем плейстоцене [Yanina, 2020], и, соответственно, базис эрозии водотоков Манычской депрессии не мог не снизиться, что повлекло за собой активное врезание русел в буртасские отложения. Эрозионные перерывы, возраст которых соответствует стадияльным этапам валдайского оледенения, четко прослеживаются в изученных кернях скважин центральной части Манычской депрессии. 2. Характер нижнехвалынских отложений — постепенная смена озерно-лагунных фаций проточными — позволяет предполагать, что хвалынские воды начали проникать в Манычскую депрессию постепенно, а не катастрофически.

Накопление континентальных отложений на территории центральной части Манычской депрессии началось на рубеже плейстоцена и голоцена сразу после закрытия раннехвалынского пролива. Так, в обнажении о. Левый выше раннехвалынских осадков была вскрыта толща лессовидных суглинков с достаточно мощным прослоем гипса в подошве, что указывает на аридные условия функционирования пролива, т. е. произошло быстрое высыхание раннехвалынских протоков с последующим накоплением лессовидных суглинков в сухих холодных условиях вплоть до начала формирования современной почвы в конце среднего плейстоцена.

ГЛАВА 6. ИСТОРИЯ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПРОЛИВОВ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Проведенные реконструкции истории развития природной среды Керченского пролива и Манычской депрессии позволяют выделить основные этапы и закономерности функционирования проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене, а также провести корреляцию с глобальными и региональными палеогеографическими событиями.

6.1. Этапы развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене

В истории развития территории, в пределах которой происходило открытие проливов между Понтом и Каспием на основе анализа новейших отложений, а также на основе уже опубликованных данных установлено восемь палеогеографических этапов: карангатский, карангатско-гирканский, гирканский, тарханкутско-буртасско-гирканский, посткарангатско-ательский, сурожско-раннехвалынский, новозвксинский регрессивный и раннехвалынский-новозвксинский трансгрессивный.

6.1.1. Карангатский этап

Карангатская трансгрессия Черного моря, наступившая после регрессии узунларского бассейна [Янина, 2012], по результатам изучения новейших отложений в пределах Керченского пролива и Манычской депрессии насчитывает три фазы, разделенные кратковременными регрессиями. Во время первой фазы трансгрессии (рис. 62А) унаследованные от узунларского бассейна лиманные малакофаунистические комплексы, обитавшие в акватории Керченского пролива и примыкающих к нему водоемах, сменились лиманно-морскими и морскими комплексами, характеризующими соленость вод в диапазоне от 12‰ в начале и до 20‰ в конце фазы. В районе разреза Эльтиген происходило накопление мелководных прибрежно-морских осадков. Застойные лагунные условия восточной части Тобечикского озера сменились динамичными морскими. Спорово-пыльцевые спектры нижнекарангатских отложений, вскрытых скважиной близ мыса Казантип в Азовском море, указывают на распространение в это время в районе Керченского полуострова разнотравных степей на возвышенных поверхностях и смешанных (дубово-сосновых) лесов по долинам рек и балок [Семененко, Сиденко, 1979], что свидетельствует о достаточно теплом климате. В пределы Манычской депрессии карангатская трансгрессия в первую фазу не проникала, здесь происходила активная речная эрозия, в частности, в долине рек Нижнего Дона и Зап. Маныча по результатам бурения многочисленных скважин Г. И. Поповым [1983] был установлен глубокий (20–30 м) эрозионный врез, предшествующий ингрессии карангатских вод во вторую фазу развития трансгрессии.

ОСЛ-датировки, полученные для нижнекарангатских отложений разреза Эльтиген, определили возраст осадконакопления в 127–135 тыс. л. н. Данный временной интервал развития первой фазы находится на рубеже холодной МИС 6 и теплой МИС 5е, чему соответ-

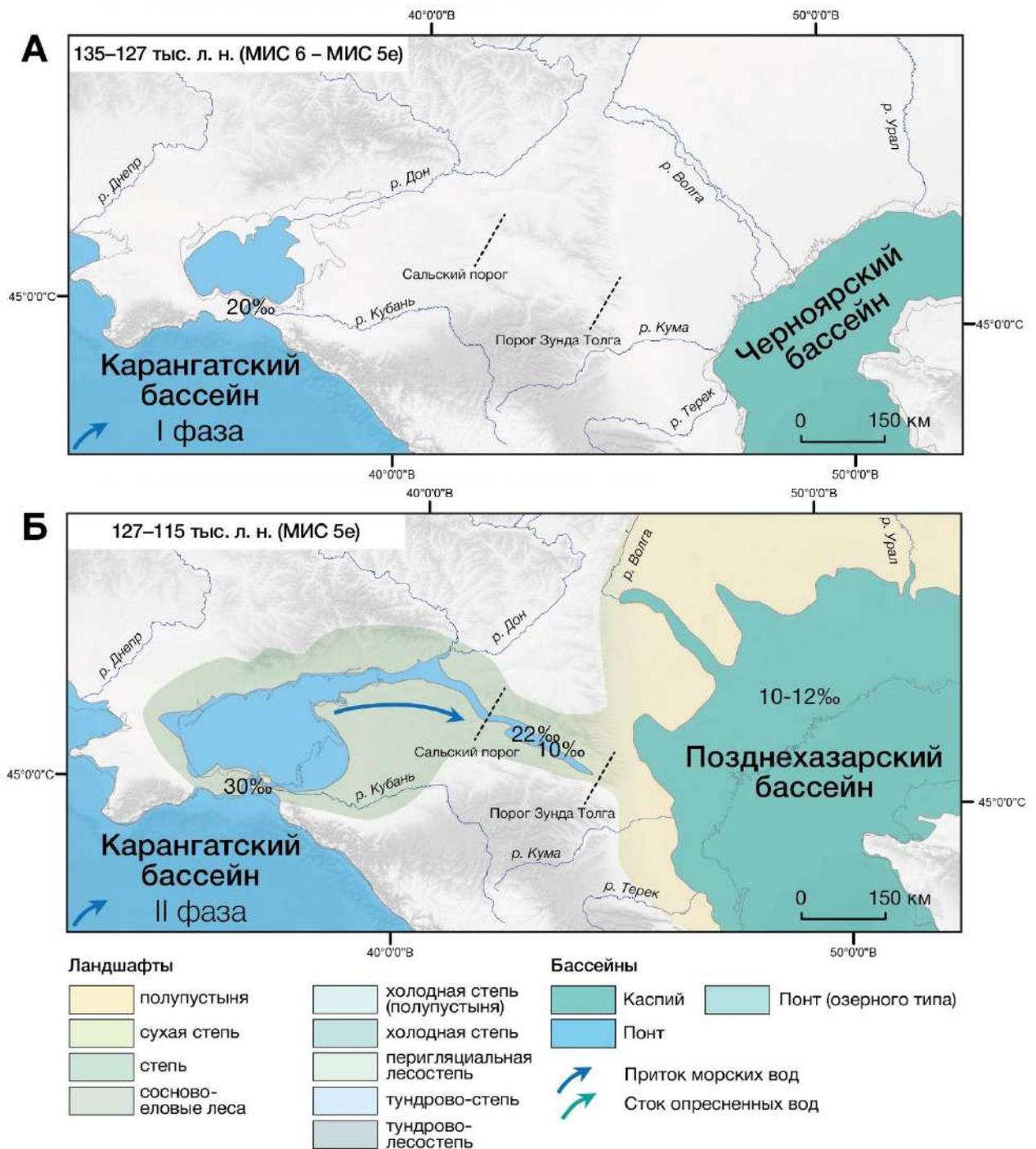


Рис. 62. Палеогеографическая схема карангатского этапа истории развития позднеплейстоценовых проливов Понто-Каспия: I (А) и II (Б) фазы карангатской трансгрессии

стует переход от московского оледенения к микулинскому межледниковью на Восточно-Европейской равнине. Появление морских малакофаунистических сообществ указывает на проникновение в акваторию Керченского пролива средиземноморских вод вследствие начавшейся межледниковой трансгрессией Мирового океана [Lisiecki, Stern, 2016]. Начало проникновения средиземноморских вод в Черное море установлено по появлению комплексов морских динофлагеллят в составе черноморских отложений [Shumilovskikh et al., 2013] и датировано интервалом в 128–130 тыс. л. н. [Wegwerth et al., 2014], что согласуется с полученными

нами данными. Каспийский бассейн во время развития первой фазы карангатской трансгрессии все еще находился в регрессивной черноморской стадии развития [Yanina, 2014]. Уровень Каспия был немногим ниже его современного уровня (< -26 м), а климат Прикаспийской низменности, судя по спорово-пыльцевым спектрам, был жарким и сухим [Янина, 2012].

В пределах Восточно-Европейской равнины по результатам палинологического анализа в конце среднего плейстоцена было установлено интерстадиальное потепление (аналог беллинг/аллеред) и следующее за ним похолодание (аналог позднего дриаса). Последнее могло стать причиной завершения первой фазы трансгрессии.

Снижение уровня карангатского бассейна в районе Керченского пролива маркируется эрозионным перерывом в осадконакоплении центральной части разреза Эльтиген и сменой мелководной-прибрежно-морской обстановки на лагунную/лиманную в его южной части, т. е. данная территория ввиду отступления береговой линии вышла из-под воздействия волнения. Это событие может отражать кратковременное глобальное похолодание в период 129–131 тыс. л. н. [Wegwerth et al., 2019] схожее по динамике с голоценовым поздним дриасом. В начале позднего плейстоцена на фоне развивающегося потепления на северо-западе Восточно-Европейской равнины распространились березовые и сосновые леса, а позднее — широколиственные [Борисова, Новенко, 2014]. В центральной и западной частях Восточно-Европейской равнины (бассейны Днепра и Волги) происходило активное врезание русел крупных рек и их притоков, что связано с деградацией скандинавского ледника на фоне все еще пониженного базиса эрозии [Panin et al., 2017; 2022].

Во вторую фазу (рис. 62Б) в районе разреза Эльтиген снова произошло накопление горизонтов прибрежно-морских отложений с включением наиболее теплолюбивой фауны морских моллюсков, обитающей при солености вод выше 28–30‰. Керченский пролив был шире и глубже современного [Динамика ландшафтных..., 2002], все крупные лиманы были затоплены, в акватории пролива отсутствовали косы Тузла и Чушка [Геология шельфа..., 1981]. Существует представление, что в районе Таманского полуострова в максимум второй фазы трансгрессии открывались протоки, реликтами которых являются современные лиманы полуострова [Геология Азовского моря, 1974].

По характеру видового состава малакофауны отмечено некоторое опреснение акватории Керченского пролива в районе оз. Тобечикское и м. Тузла, соленость вод здесь не превышала 20‰. Результаты сейсмопрофилирования дна Таманского залива [Гайдаленок и др., 2019] позволили охарактеризовать толщу карангатских отложений мощностью до 15 м на глубине более 15 метров под уровнем моря, как аллювиальные осадки. Вероятно, восточная часть Керченского пролива могла быть опреснена посредством влияния вод палео-Кубани, впадающей в Таманский залив, об этом писали

П. В. Федоров [1963], Л. А. Невеская [1965] и А. А. Свиточ [2009]. По данным минералогического анализа установлено, что формирование песчаных отложений карангатской трансгрессии в разрезе Тузла определялось поступлением обломочного материала со стоком р. Кубань [Шии, Ростовцева, 2013]. Опреснение в районе оз. Тобечикское могло быть следствием впадения в его котловину многочисленных балочных водотоков.

Воды карангатской трансгрессии в это время проникли вглубь Манычской депрессии на более чем 300 км. В районе современного оз. Маныч-Гудило существовал теплый морской залив карангатского моря с соленостью 20–22‰, а в его восточной оконечности, у порога Зунда Толга, залив был сильно опреснен — до 10‰ и ниже [Попов, 1983].

Накопление осадков второй фазы по результатам ОСЛ-датирования происходило в интервале 115–127 тыс. л. н., что соответствует большей части теплой МИС 5e — эпохи микулинского межледниковья Восточно-Европейской равнины. С началом курголовского стадияла (МИС 5d) валдайского оледенения уровень карангатского бассейна снизился.

В Каспии в первой половине микулинского межледниковья [Yanina, 2020] существовало относительно небольшое солонатоводное позднехазарское теплое море (~10 м абс.) [Свиточ, 2014], его соленость варьировалась от 10–12‰ в северной части бассейна и до 14–15‰ в южной [Yanina, 2021]. Причиной развития трансгрессии послужил теплый и влажный климат микулинского межледниковья, который привел к таянию оставшегося оледенения и, как следствие, к увеличению стока рек бассейна Каспия. По результатам палинологического анализа верхнехазарских отложений керна скважин, пробуренных на северном шельфе Каспийского моря, установлено, что в Прикаспийской низменности в позднехазарскую эпоху были развиты ассоциации полупустынного типа при практически полном отсутствии лесных сообществ [Янина и др., 2014], т. е. климат имел аридный или семиаридный характер с сезонным промерзанием [Makeev et al., 2021].

В районе Приазовья произрастала типичная степная растительность, близкая к современной, древесная растительность (береза, ольха, лещина и др.) сохранялась лишь по балкам и речным долинам [Величко и др., 2012]. На юге Восточно-Европейской равнины реконструирована степная зона [Markova, 2000; Кайтамба, 2005]. На Кавказе в микулинскую эпоху реконструированы мягкие климатические условия, отмечено почвообразование черноземного типа в северных предгорьях и набор рельефообразующих процессов близких к современному [Развитие ландшафтов..., 1993].

Уровень Средиземноморского бассейна в МИС 5e по различным данным [Sivan et al., 2016; Gzam et al., 2016; Polyak et al., 2018; Salonen et al., 2018; Marra et al., 2020] оценивается в диапазоне 1–9 м абс. высоты. Глобально эпоха МИС 5e характеризуется

теплым климатом и уровнем Мирового океана, который мог превышать современный на 9 м [Dutton et al., 2015; Tzedakis et al., 2018].

Отложения карангатского горизонта со средиземноморским комплексом фауны, отражающим пик трансгрессии, ниже современного уровня моря не встречается [Геология шельфа..., 1981], однако все обнаруженные естественные обнажения карангатских осадков расположены в пределах геологических структур с положительными тектоническими движениями, поэтому уровень карангатского бассейна в МИС 5e мог достигать отметок в диапазоне 1–9 м по аналогии со Средиземным морем, с которым он был связан проливами Босфор и Дарданеллы.

6.1.2. Карангатско-гирканский этап

После относительно краткосрочного регрессивного отступления береговой линии во время курголовского стадиала (МИС 5d) валдайского оледенения Керченский пролив заняли воды третьей — финальной фазы карангатской трансгрессии. Котловина оз. Тобечикское в начале фазы, судя по характеру отложений, вновь характеризовалась лагунным режимом осадконакопления, который в последующим сменился мелководно-морским. В слоях, отвечающих данному этапу развития природной среды пролива, отмечается наличие обедненного малакофаунистического комплекса, в котором отсутствуют стеногалинные виды. Соленость пролива и прилегающей к нему акватории находилась в диапазоне 12–18‰. По данным микрофаунистического анализа отложений разреза Эльтиген [Янко и др., 1990] в осадках, отвечающих третьей фазе карангатской трансгрессии, обнаружено существенно меньшее количество видов фораминифер, не обитающих в современном Черном море, чем в осадках второй наиболее тепловодной и солоноводной фазы.

По гипсометрическому положению, мощности и характеру строения отложений этого времени, вскрытых в береговых обнажениях Керченского пролива, прослеживается явное влияние восходящих тектонических движений различной интенсивности. Так, в разрезе Тузла у одноименного мыса отложения третьей фазы трансгрессии не встречаются. Причиной их отсутствия могут быть высокие темпы тектонического поднятия [Рогожин и др., 2015] — воды третьей фазы не достигли образованной ранее морской террасы и после отступления береговой линии в конце микулинского межледниковья (МИС 5e) район мыса Тузла вступил в континентальную фазу развития. В центральной части разреза Эльтиген с отложениями третьей фазы трансгрессии соотносятся пляжевые осадки небольшой мощности, в южной части — мелководные прибрежно-морские осадки.

Практически одновременно с началом развития третьей фазы карангатской трансгрессии, преодолев водораздел с Азово-Черноморским бассейном, в Манычскую депрессию стали поступать воды гирканской трансгрессии (рис. 63). Гирканская трансгрессия,

значительно превосходящая по уровню и объему предыдущую, позднехазарскую, начала развиваться в Каспии еще в конце микулинского межледниковья (МИС 5e) [Янина и др., 2014], однако максимальные отметки бассейна до сих пор не установлены. Основной причиной возникновения такого полноводного бассейна, по-видимому, является увеличение стока рек вместе со снижением испаряемости на фоне общего похолодания климата [Янина и др., 2014], вследствие чего соленость Северного Каспия была значительно понижена. Вклад в увеличение водного баланса Каспия также мог внести и факт «спуска» древнего озера Коми в верховьях бассейна р. Камы, датированный ОСЛ-методом 90–110 тыс. л. н. [Panin et al., 2020]. Еще одной причиной развития гирканской трансгрессии мог быть прорыв подпрудного озера, существовавшего в конце МИС 5 в Западной Сибири [Mangerud et al., 2001b; 2004], воды которого могли преодолеть порог в Тургайской котловине и через Аральское море достигнуть Каспия. Однако, ввиду малого количества фактических материалов, данное явление пока не нашло своего подтверждения.

Водоем, существовавший в это время в пределах Маньчской депрессии, из-за притока солоноватых вод гирканского бассейна существенно опреснился, соленость в районе современного оз. Маньч-Гудило, судя по составу малакофаунистических комплексов, не могла превышать 14‰. По-видимому, центральная часть депрессии уже не испытывала влияния карангатского бассейна, а водоем, существовавший в ее пределах, представлял собой в некотором роде реликт морского залива, что позволило гирканским водам в сравнительно короткий промежуток времени вытеснить морскую стеногалинную фауну.

В западной части Маньчской депрессии по результатам анализа бурового материала [Попов, 1983] установлено чередование осадков, содержащих карангатско-гирканский и

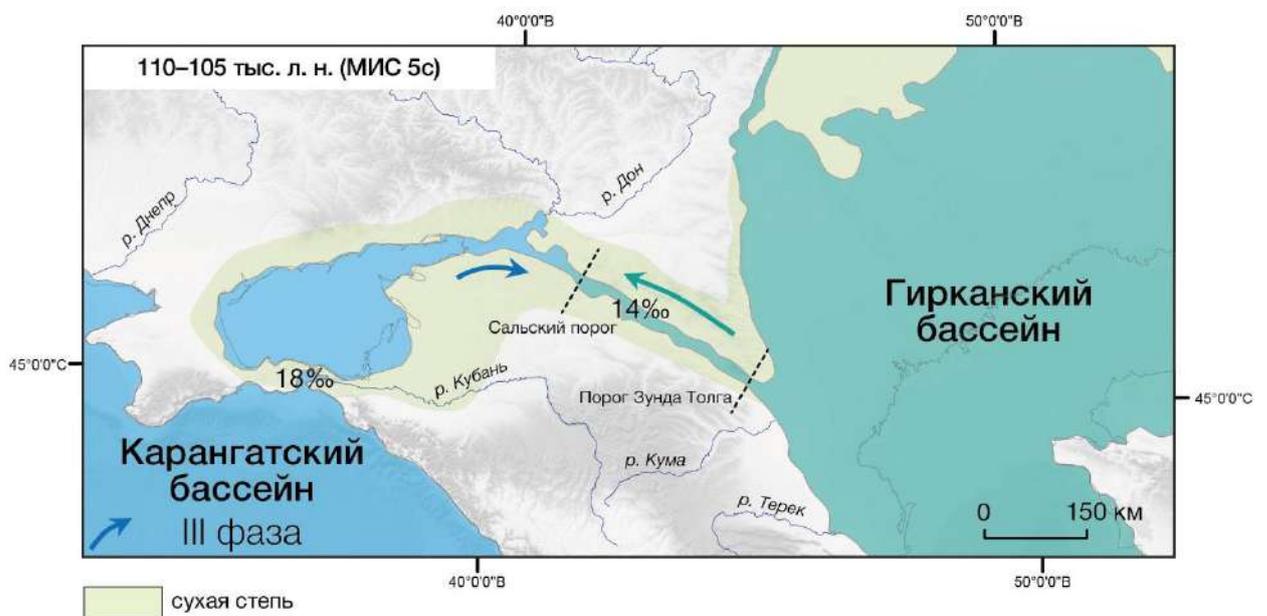


Рис. 63. Палеогеографическая схема карангатско-гирканского этапа истории развития позднелеистоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

гирканский малакофаунистические комплексы. Скорее всего, появившиеся вновь морские виды моллюсков маркируют проникновение вод третьей фазы карангатской трансгрессии, которая не смогла преодолеть Сальский порог и повторно занять центральную часть депрессии. Данное явление наблюдалось только в нескольких скважинах близ устья р. Большой Егорлык [Попов, 1983], возможно, повторное появление средиземноморских видов в составе гирканских комплексов могло быть результатом их переотложения вследствие размыва более древних осадков.

Воды третьей фазы карангатской трансгрессии, по результатам ОСЛ-датирования отложений разреза Эльтиген, занимали Керченский пролив ~95–110 тыс. л. н., открытие гирканского пролива в Манычскую депрессию произошло около 110 тыс. л. н., и вплоть до 105 тыс. л. н. в пределах центральной части Манычской депрессии обитала смешанная карангатско-гирканская фауна моллюсков.

Полученная хронология карангатско-гирканского этапа соответствует МИС 5с, во время которой произошло глобальное интерстадиальное потепление, повлекшее за собой повышение уровня Мирового океана [Lisiecki, Stern, 2016]. Территория Восточно-Европейской равнины в это время вступила в эпоху крутицкого интерстадиала: в Приазовье [Величко и др., 2017] и Нижней Волге [Янина и др., 2017; Makeev et al., 2021] были выделены горизонты палеопочв, отвечающих распространению на данной территории сухих степей. В пределах центральной части Восточно-Европейской равнины были распространены березовые и сосново-березовые группировки, чередовавшиеся с разнотравным и злаково-маревыми сообществами, формировалась кукуевская (МИС 5с) почва [Сычева и др., 2017]. Уровень Средиземного моря, не превышал 0–3 м [Marra et al., 2020] или даже был несколько ниже.

6.1.3. Гирканский этап

Дальнейшее отступление вод карангатского бассейна привело к тому, что в центральной части Манычской депрессии обитала только каспийская фауна (рис. 64). Соленость гирканского пролива снизилась до 10‰ и ниже. Условия водоема были неблагоприятны даже для обитания солоноватоводной фауны, что связано, по-видимому, с опреснением акватории локальными водотоками в пределах Манычской депрессии. По результатам спорово-пыльцевого анализа гирканских отложений территория принадлежала к степной зоне характерной для интерстадиального (прохладного) климата [Курбанов и др., 2018], судя по наличию большого количества переотложенной пыльцы в составе отложений, во время функционирования пролива происходил активный размыв более древних осадков. Если в первой половине периода функционирования гирканского пролива его воды постепенно «рассеивались» в ингрессионном заливе карангатского бассейна, то во второй половине периода ввиду отступа-

ния карангата влияние опресненных вод гирканского пролива значительно увеличилось. Так, в скважине, пробуренной на черноморском шельфе близ Таманского полуострова, в кровле верхнекарангатских отложений наблюдалось включение гирканских дидакн [Янина, 2012].

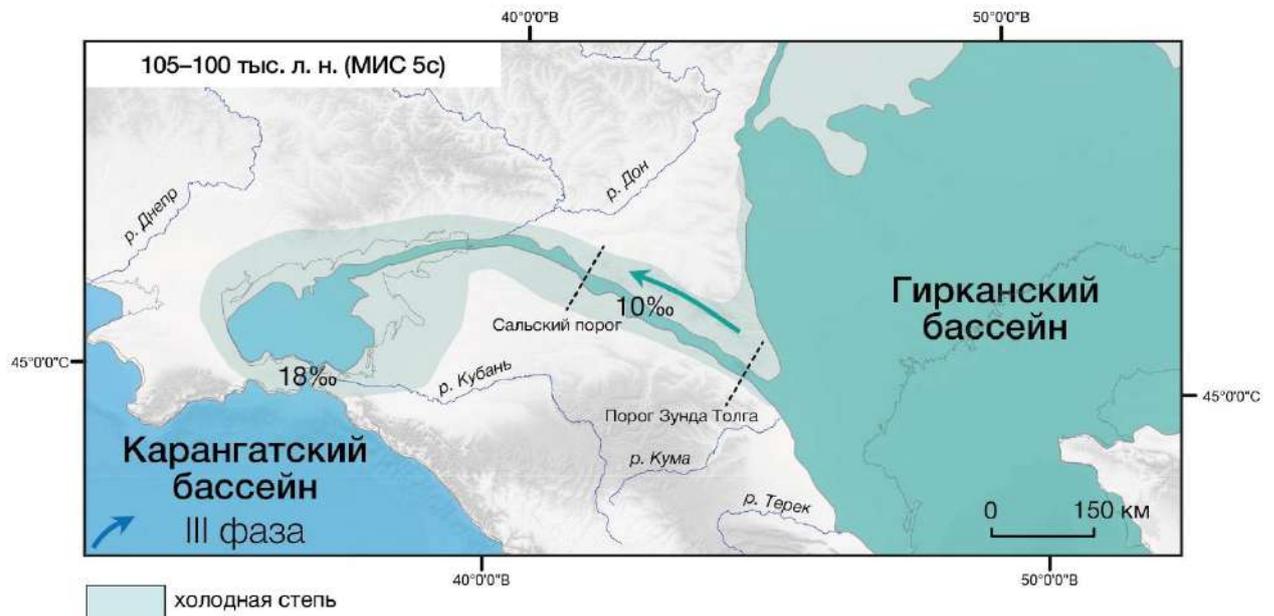


Рис. 64. Палеогеографическая схема гирканского этапа истории развития позднелейстоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

По результатам датирования гирканских горизонтов, вскрытых скважинами в Манычской депрессии, пролив активно сбрасывал свои воды в Понт до 100 тыс. л. н. (середина крутицкого интерстадиала — МИС 5с). После закрытия пролива гирканский бассейн существовал в Каспии вплоть до начала калининского оледенения (МИС 4) [Янина и др., 2014; 2017]. Окончательное отступление вод карангатского бассейна в районе разреза Эльтиген датируется в районе 95 тыс. л. н., что сопоставимо с началом лапландского стадиала (МИС 5b).

6.1.4. Тарханкутско-буртасско-гирканский этап

Морской режим осадконакопления после завершения третьей фазы карангатской трансгрессии в Керченском проливе сменился лиманным, а позднее аллювиальным [Геология шельфа..., 1981], на побережье пролива начали накапливаться лессовидные суглинки, что указывает на сухие и холодные климатические условия. По результатам ОСЛ-датирования нижней части лессовидных суглинков, перекрывающих отложения третьей фазы карангатской трансгрессии, они начали накапливаться не позднее 78 тыс. л. н., что отвечает глобальному этапу похолодания (МИС 5b) — лапландскому стадиалу на Восточно-Европейской равнине, а почва, перекрывающая эти лессовидные суглинки, по-видимому, соответствует глобальному потеплению интерстадиального типа (МИС 5a) — круглицкому интерстадиалу на Восточно-Европейской равнине.

Уровень Черного моря во время лапландского стадиала (МИС 5b) мог находиться на –35 – –40 м и ниже, т. к. в Мраморном море в колонках донных осадков на этих глубинах были зафиксированы этапы накопления отложений, отвечающих этапу прекращения связи с регрессирующим Средиземным морем [Çağatay et al., 2019]. Однако к началу круглицкого интерстадиала (МИС 5a) связь Черного моря со Средиземным вновь возобновилась [Çağatay et al., 2019]. Уровень Средиземного моря в МИС 5a в виду высокой дифференциации тектонических движений оценивается в широком диапазоне от –24 до +2 м [Surić et al., 2009; Gzam et al., 2016; Creveling et al., 2017; Marra et al., 2020]. Скорее всего, относительно небольшая трансгрессия Мирового океана и Средиземного моря во время круглицкого интерстадиала (МИС 5a) повлекла за собой образование в Черном море выделяемого некоторыми авторами [Федоров, 1963; Невеская, 1965; Янина, 2012; и др.] тарханкутского бассейна. Уровень Черного моря в это время по скудным данным мог подниматься до –35 – –20 м [Невеская, Невеский, 1961; Сорокин, 2011; Свиточ, Макшаев, 2017], а его соленость, при которой, судя по малакофаунистическим комплексам, обитала обедненная эвригалинная средиземноморская фауна, была ниже 14–15‰ [Янина, 2012]. Морских отложений этого этапа в Керченском проливе и прилегающих к нему акваториях обнаружено не было, скорее всего, они были эродированы во время последующих регрессивных фаз.

В центральной части Манычской депрессии — в районе современного оз. Маныч-Гудило — после закрытия гирканского пролива начали накапливаться осадки пресноводного буртасского озера (рис. 65). Результаты ОСЛ-датирования показали, что озеро существовало здесь вплоть до 78 тыс. л. н., т. е. до начала калининского стадиала (МИС 4). Возможно, буртасское озеро — реликт гирканского пролива, быстро опреснившийся под действием локальных водотоков. В конце МИС 5 климат все еще оставался интерстадиальным [Курбанов и др., 2018], и, по-видимому, озеро имело положительный водный баланс, что обусловило существование полноводного пресного буртасского озера в пределах Манычской депрессии на протяжении всей МИС 5.

В Приазовье [Величко и др., 2017] и Нижней Волге [Янина и др., 2017; Makeev et al., 2021] были выделены горизонты палеопочв, отвечающих потеплению климата в МИС 5a. В пределах Прикаспийской низменности произрастали сосново-еловые леса с примесью пихты и лиственницы, отражающие сравнительно влажные и прохладные климатические условия [Болиховская и др., 2017].

В центральной части Восточно-Европейской равнины также было установлено потепление интерстадиального типа, во время которого сформировалась стрелецкая почва (МИС 5a) [Сычева и др., 2017]. В это время здесь сначала были развиты сосново-березовые лесостепи с примесью широколиственных пород, которые трансформировались в лесостепи с

преобладанием сосновых лесов с участием широколиственных пород, что указывает на похолодание климата к концу эпохи [Сычева и др., 2017].

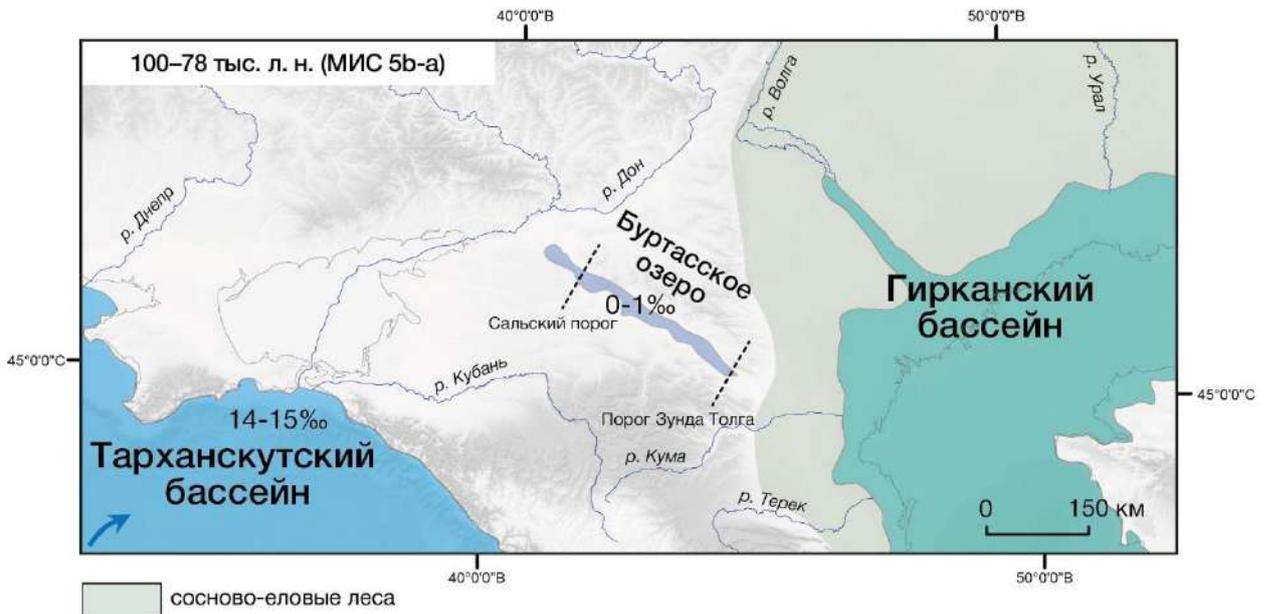


Рис. 65. Палеогеографическая схема тарханкутско-буртасско-гирканского этапа истории развития позднелейстоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

6.1.5. Посткарангатско-ательский этап

Следствием наступления глобального похолодания МИС 4 и, соответственно, калининского стадиала валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине стало падение береговой линии Черного моря до отметок -70 – -100 м [Сорокин, 2011; Янина, 2012] и его изоляция от Средиземного моря [Hoyle et al., 2021], уровень которого также снизился [Ballesteros et al., 2017; Benjamin et al., 2017] вместе с уровнем Мирового океана [Spratt, Lisiecki, 2016] (рис. 66). Судя по результатам анализа кернов скважин, пробуренных на черноморском шельфе близ Таманского полуострова, Черное море находилось в регрессивной фазе вплоть до середины брянского интерстадиала (МИС 3) [Янина и др., 2021].

Отложения Керченского пролива этого времени, вскрытые многочисленными скважинами, представлены фрагментарно аллювиальными, лиманно-морскими и континентальными породами [Геология шельфа..., 1981], на большей части пролива произошел глубокий врез до неогенового основания. В это время произошло интенсивное эрозионное расчленение, совпавшее с быстрым падением уровня моря. В этот период заложились крупные балки, например, Тобечикская [Благоволин, 1960]. На побережье Керченского пролива продолжалось накопление лессовидных суглинков.

В Каспийском бассейне в течение калининского стадиала (МИС 4) развивалась ательская регрессия [Янина и др., 2014], согласно данным сейсмоакустического профилирования и результатам анализа строения скважин северного шельфа Каспия уровень моря опускался до -100 м [Безродных и др., 2015; Yanina et al., 2017].

В пределах центральной части Маньчжунской депрессии, как следствие понижение базиса эрозии обоих — Черноморского и Каспийского — бассейнов, в осадки деградирующего буртасского озера начали врезаться долины впадающих в депрессию водотоков, тем самым закладывая зачатки грядового рельефа [Свиточ, Хоменко, 2008; Свиточ, Макшаев, 2017].

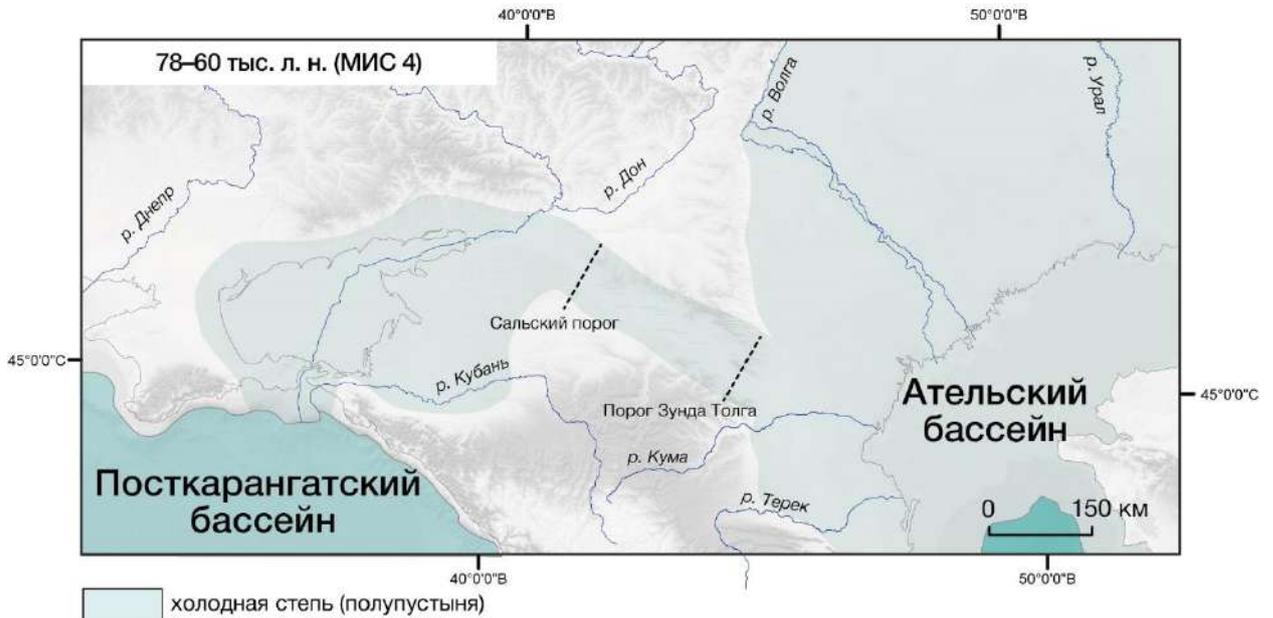


Рис. 66. Палеогеографическая схема посткарангатско-ательского этапа истории развития позднелейстоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

Палинологический анализ отложений керна скважин, пробуренных в Северном Каспии, показал, что накопление ательских отложений началось еще во влажных и прохладных климатических условиях в фазу господства сосново-еловых лесов и ольшаников, позднее произошла аридизация климата, и сосново-еловые леса сменились сухой (полупустынной) степью с преимущественным распространением полынно-маревых сообществ [Болиховская и др., 2017]. В пределах Приазовья на протяжении всего калининского стадиала (МИС 4) накапливались мощные лессовые толщи в условиях холодного и сухого климата [Chen et al., 2022]. На Среднерусской возвышенности установилась многолетняя мерзлота [Сычева и др., 2017], а на Кавказе развивалась раннебезенгийская фаза оледенения, ледники которой могли выходить и на предгорные равнины до отметок 660–700 м [Развитие ландшафтов..., 1993].

6.1.6. Сурожско-раннехвалынский этап

В Черном море, ввиду интенсивного стока рек Восточно-Европейской равнины [Panin et al., 2017] в конце ошашковского оледенения (МИС 4), во второй половине брянского интерстадиала (МИС 3) отмечалась небольшая сурожская трансгрессия (рис. 67), уровень которой мог достигать –20 – –25 м [Горетский, 1953; Попов, 1983; Динамика ландшафтных..., 2002; Янина и др., 2022; и др.].

Осадки сурожской трансгрессии [Янина и др., 2022] были обнаружены на северо-восточном шельфе Черного моря на глубине около –28 – –30 м и датированы возрастом 32 тыс. л. н. Фауна моллюсков в составе отложений характеризуется наличием эвригаллиных средиземноморских, переживших опреснение бассейна во время калининского похолодания (МИС 4), и солоноватоводных видов с включением переотложенных раковин моллюсков характерных для карангатского комплекса фауны.

Большое количество проведенных исследований в разных участках Мирового океана [Shakun et al., 2015; Pico et al., 2017] и в Средиземном море показали, что уровень моря хоть и повысился относительно его положения в МИС 4, но не превышал –40 м [Surić et al., 2005; Siddall et al., 2008; Antonioli et al., 2021] и приток средиземноморских вод в Черное море через Мраморное отсутствовал [Shumilovskikh et al., 2013]. Наоборот, происходил односторонний сброс черноморских вод в Мраморное море [Yanchilina et al., 2019; Wegwerth et al., 2021; Çağatay et al., 2022]. Лишь в одной работе [Ferguson et al., 2016] продемонстрировано наличие средиземноморских видов динофлагеллят в осадках, соответствующих брянскому интерстадиалу (МИС 3), присутствие которых ранее было отмечено только в отложениях микулинского межледниковья (МИС 5e), что свидетельствует о притоке средиземноморских вод в Черное море 27–40 тыс. л. н. Однако расположение исследованных скважин в глубоководной зоне юго-западной части Черного моря дает основание допустить, что данные морские виды появились вследствие выноса более древних отложений из пролива Босфор или с прилегающего шельфа.

Отложения брянского интерстадиала (МИС 3) в Керченском проливе выделить не представляется возможным по причине высокой степени эродированности дна пролива во время последующей поздневалдайской (новоэвксинской) регрессии и, соответственно, отсутствия геохронологических данных. Хотя Г. И. Попов [1983] в Керченском проливе по фауне моллюсков все же выделяет отложения сурожского бассейна, однако данные осадки можно отнести равно как к тарханкутским, так и к древнечерноморским. Однако, учитывая, что в осевой части во время посткарангатской регрессии пролив мог существенно углубляться [Геология шельфа..., 1981], можно предположить, что воды сурожской трансгрессии могли по эрозионным вырезам Керченского пролива заполнять понижения в котловине Азовского моря, но в многочисленных скважинах, пробуренных в акватории послед-него, морских отложений этой эпохи обнаружено не было [Геология Азовского моря, 1974].

В результате потепления климата, по-видимому, сток рек в Манычскую депрессию увеличился. На месте когда-то существовавшего буртасского озера вновь образовались, судя по высокой концентрации гипсов в составе отложений, время от времени

пересыхающие мелководные водоемы. Период накопления осадков этих водоемов по результатам ОСЛ-датирования оценен в 64–25 тыс. лет.



Рис. 67. Палеогеографическая схема сурожско-раннехвалынского этапа истории развития позднелейстоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

В Каспии в первую половину брянского интерстадиала (МИС 3) продолжала развиваться ательская регрессия [Янина и др., 2017], которая в период с 37 тыс. лет до начала осташковского оледенения (МИС 2) сменилась трансгрессией [Безродных и др., 2015; Янина и др., 2019]. Образовавшийся трансгрессивный бассейн Т. А. Янина [2019] относит к первой стадии раннехвалынской трансгрессии. Судя по отсутствию следов перетока этого трансгрессивного бассейна в Маньчской депрессии, уровень Каспия не достигал водораздела с Понтом.

Эпоха МИС 3 в целом соотносится глобальным потеплением [Dansgaard et al., 1993], климат Восточно-Европейской равнины характеризовался как интерстадиальный [Величко, 1991; Panin et al., 2017].

В Приазовье на маломощном ранневалдайском (МИС 4) лессе образовалась слабо развитая дерновая брянская почва, спорово-пыльцевой спектр которой отражает господство растительности близкой к современным разнотравно-дерновинно-злаковым степям [Величко и др., 2017].

В центральной части разреза Эльтиген также были обнаружены признаки существования слабо развитой палеопочвы (возможно, брянской) возрастом не старше 68 тыс. лет.

Следы почвообразования, обнаруженные в разрезе Средняя Ахтуба [Янина и др., 2017] и в кернах скважин северного шельфа Каспия [Болиховская и др., 2017], указывают на потепление климата и в пределах северной части Прикаспийской низменности: произошло расширение площади лесов — ландшафты сухих степей сменились перигляциальными лесостепями с

преобладанием ольхового и сосново-березового древостоя. На Кавказе этому времени соответствует уллукамское межледниковье, названное в честь одноименной реки Карачаево-Черкессии, здесь на отложениях раннебезенгийской морены лежат озерные пески, в составе которых была выделена пыльца термофильных лиственных пород [Развитие ландшафтов..., 1993].

6.1.7. Новозвксинский регрессивный

Интерстадиальное брянское потепление (МИС 3) сменила эпоха максимального глобального похолодания (МИС 2). Произошло значительное снижение уровня Мирового океана [Menviel et al., 2019]. Береговая линия Средиземного моря по разным оценкам могла находиться на отметках -120 – -150 м [Lambeck, Purcell, 2005; Caruso et al., 2011; Palombo et al., 2017], а уровень Черного моря мог опускаться до -90 – -120 м [Островский и др., 1977; Svitoch, 2008; Dolukhanov et al., 2009; Янко-Хомбах и др., 2011; Larchenkov, Kadulin, 2011; Янина, 2012] (рис. 68).

В Керченском проливе происходила активная эрозия — накопленные ранее четвертичные отложения снова были размывы, эрозионный врез мог достигать -70 м [Геология шельфа..., 1981]. Пролив представлял собой глубокую, с крутым западным и более пологим восточным берегами эрозионную долину палео-Дона, который пересекал котловину осушенного Азовского моря [Янина, 2012] и выносил свои воды вместе с влекомыми наносами и взвесью напрямую в Черное море [Благоволин, 1962]. В это время произошло формирование очертаний пролива и примыкающих к нему акваторий близких к современным [Благоволин, 1962; Геология шельфа..., 1981]. Аллювиальных отложений р. Кубани скважинами не было вскрыто [Геология шельфа..., 1981], по-видимому, основной сток реки происходил непосредственно в Черное море.

Ко времени ошашковского оледенения (МИС 2) относится главная фаза накопления лесса в Приазовье, полученные спорово-пыльцевые спектры лессовых отложений показали резкое преобладание пыльцы трав и кустарничков, видовой состав флоры соответствует ландшафтам сухих степей, которые отвечают экстремальным криоаридным обстановкам [Величко и др., 2017]. По берегам Керченского пролива над слабо развитой, предположительно, брянской почвой также отмечается наличие горизонта лессовидных суглинков, что указывает на перигляциальные климатические условия. Возраст образца из верхней части лессовидных отложений разреза Эльтиген определен ОСЛ-методом в $23,9 \pm 4,6$ тыс. лет, что указывает на соответствие времени его накопления максимуму последнего оледенения.

В пределах Маньчской депрессии в это время, по-видимому, как и в Керченском проливе, происходило врезание водотоков ввиду низкого базиса эрозии обоих принимающих бассейнов — Черного моря и Каспия. На эти процессы указывает тот факт, что в скважинах центральной части Маньчской депрессии отложения, подстилающие современную почву, имеют возраст не моложе конца брянского интерстадиала (МИС 3).

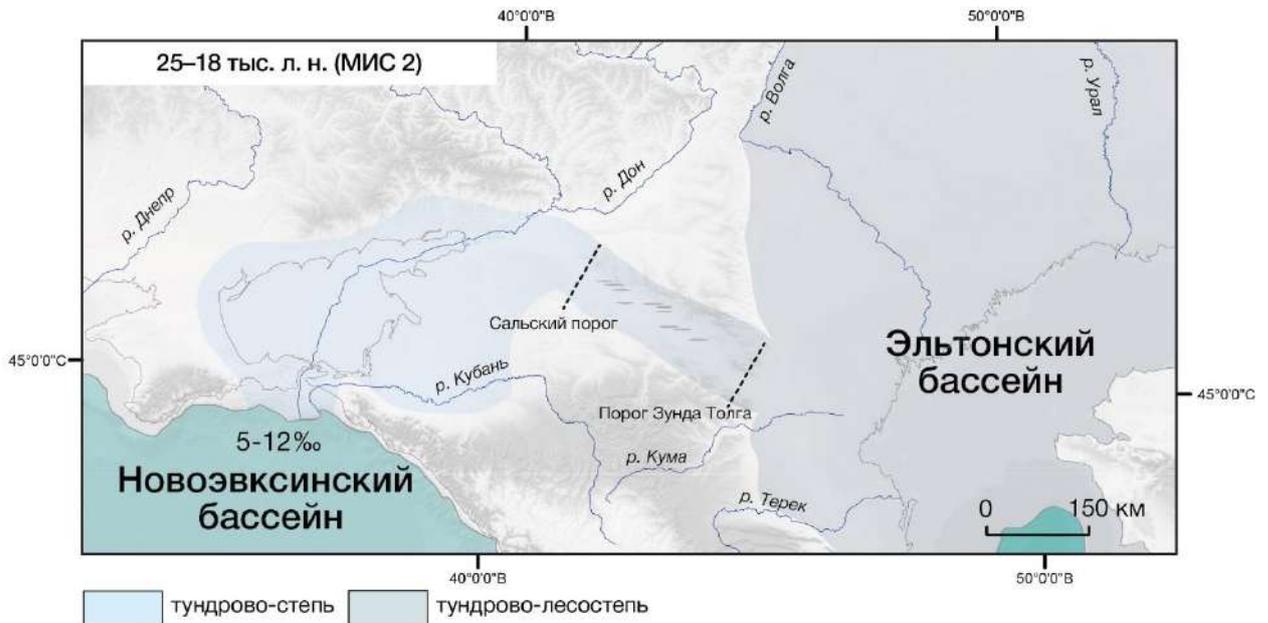


Рис. 68. Палеогеографическая схема новоэвксинского регрессивного этапа истории развития позднелепистоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

Каспий в эпоху последнего ледникового максимума (LGM) регрессировал [Безродных и др., 2015]. В Прикаспийской низменности накапливались лессы, спорово-пыльцевые спектры которых указывают на формирование тундрово-лесостепных ландшафтов на распространенных спорадически многолетнемерзлых породах [Bolikhovskaya, Makshaev, 2020].

Во время максимальной стадии последнего оледенения в центральной части Восточно-Европейской равнины многолетняя мерзлота получила сплошное распространение [Борисова, 2021]. На Кавказе развивалось горно-долинное оледенение [Развитие ландшафтов..., 1993].

6.1.8. Раннехвалынско-новоэвксинский трансгрессивный

Начавшееся после максимального глобального похолодания потепление и значительное повышение атмосферных осадков в пределах Восточно-Европейской равнины ~19–17 тыс. л. н. и ~15–13 тыс. л. н. привели к активному снеготаянию и таянию вечной мерзлоты, что в свою очередь вызвало существенное увеличение расходов воды и стока [Tudryn et al., 2016; Panin et al., 2017; Сидорчук и др., 2018; Борисова, 2021], причем второй эпизод вызвал меньший отклик гидрологических систем, т. к. быстрое распространение лесной растительности стабилизировало внутригодовое распределение стока [Борисова, 2021].

Вследствие значительного увеличения стока с Восточно-Европейской равнины в Каспии начала развиваться самая полноводная и масштабная в неоплейстоценовой истории раннехвалынская трансгрессия Каспия [Kurbanov et al., 2021] с максимальным уровнем около +45–50 м (рис. 69). Среди исследователей распространено мнение [Бадюкова, 2011; Янина, 2012], что функционирование, открывшегося в Азово-Черноморский бассейн

раннехвалынского пролива, проходило в два этапа: первый этап был эрозионным, при котором окончательно сформировался эрозионно-грядовый рельеф Манычской депрессии, а второй — аккумулятивный, во время которого отложились наблюдаемые в современных береговых обнажениях оз. Маныч и оз. Маныч-Гудило раннехвалынские осадки. Однако в результате наших исследований доказательств эрозионного этапа функционирования пролива обнаружено не было, полученные ОСЛ-датировки установили интервал функционирования пролива в ~18–14 тыс. л. н., что хорошо согласуется с возрастом раннехвалынских отложений Нижней Волги [Kurbanov et al., 2020]. Соленость пролива, судя по малакофаунистическим комплексам, не могла превышать 10-11%. Климат Манычской депрессии на основе анализа фауны грызунов, обитавших в эпоху существования пролива, был определен как прохладный и аридный [Чепалыга, Маркова, 2019].

В новозвксинском бассейне Понта в результате резкого увеличения объемов поступления воды также, как и в Каспии, начала стремительно развиваться трансгрессия. В районе о. Тузла в результате подпора палео-Дона возник пресноводный лиман, а позднее и слабосоленоватая лагуна, в которой накапливались мощные толщи илов, глин и алевроитов, насыщенных органикой, а к началу голоценовой эпохи здесь расселилась каспийская фауна моллюсков, по-видимому, проникшая в Азово-Черноморский бассейн вследствие открытия раннехвалынского пролива. Скорости наполнения котловины Черного моря водами стекающих в него рек и водами раннехвалынской трансгрессии Каспия превышали темпы трансгрессии Мирового океана, и до 12–13 тыс. л. н. [Гидрология дельты..., 2010; Esin et al., 2010; Herrle et al., 2018; Çağatay et al., 2022] новозвксинские воды сбрасывались через Босфор в Мраморное море. Соленость новозвксинского бассейна колебалась в диапазоне от 5 до 12‰ [Янина, 2012; Ion et al., 2022]. Двусторонний водообмен Азовского и Черного морей мог установиться уже в районе 12–13 тыс. л. н. [Коников, 2005].

Проникновение средиземноморских соленых вод, как следствие трансгрессии Мирового океана, маркируется появлением морских видов остракод в отложениях северо-западного шельфа Черного моря [Ion et al., 2022] на рубеже позднего плейстоцена и голоцена, а по данным изотопного анализа спелеотем пещер северного побережья Турции проникновение средиземноморских вод в котловину Черного моря началось около 9,4 тыс. л. н. [Badertcher et al., 2011]. Поступление морских вод в акваторию Керченского пролива, началось не ранее начала голоцена, что отмечено первым появлением в составе отложений морских видов моллюсков.

Раннехвалынская трансгрессия Каспийского моря завершилась с началом резкого голоценового потепления [Янина и др., 2019]. После закрытия раннехвалынского пролива Манычская депрессия вступила в фазу континентального развития: до конца последней лед-

никовой эпохи на возвышенных поверхностях происходило накопление лессовидных пород, в оставшихся озерах и лиманах накапливались глины и суглинки, по берегам рек и реликтовых хвалыньских протоков продолжали активно действовать склоновые и абразионные процессы.



Рис. 69. Палеогеографическая схема новозэвксинского трансгрессивного этапа истории развития позднелайстоценовых проливов Понто-Каспия (условные обозначения см. к рис. 62)

Таким образом, в позднелайстоценовой истории проливов Понто-Каспия выделяются следующие этапы (рис. 70):

1. Карангатский этап. Данный этап включает в себя две фазы карангатской трансгрессии с кратковременными регрессиями в конце каждой фазы (МИС6 — МИС 5d). Первая фаза соотносится с концом московского оледенения (МИС 6) и началом микулинского межледниковья (МИС 5e) в пределах Восточно-Европейской равнины. В результате начавшейся трансгрессии Мирового океана средиземноморские воды проникли в Черное море, заняли акваторию Керченского пролива и частично заполнили котловину Азовского моря. Соленость Керченского пролива к концу фазы возросла до 20‰. В пределах Керченского пролива и Азовского моря обитала эвригалинная, умеренно эвригалинная и к концу фазы стеногалинная фауна моллюсков. В Манычской депрессии происходила активная эрозия.

Вторая фаза карангатской трансгрессии развивалась на протяжении всей эпохи микулинского межледниковья (МИС 5e) после кратковременного отступления береговой линии. Уровень карангатского бассейна достиг своего максимума: его воды проникли в пределы центральной части Манычской депрессии вплоть до порога Зунда Толга. В Керченском проливе и Азовском море обитали наиболее теплолюбивые виды фауны моллюсков. Соленость воды могла достигать 28–30‰. Соленость залива в центральной части Манычской депрессии не превышала 22‰, а близ порога Зунда Толга и 12‰ ввиду опресняющего влияния локальных водотоков.

2. Карангатско-гирканский этап. Этап соответствует началу крутицкого интерстадиального потепления (МИС 5с) на Восточно-Европейской равнине. Отступившие воды карангатской трансгрессии во время третьей фазы своего развития под влиянием повышения уровня Мирового океана вновь заполнили Керченский пролив и проникли только в пределы западной части Маньчской депрессии, т. к. не смогли преодолеть Сальский порог. В это же время в Маньчскую депрессию начали разгружаться воды полноводной гирканской трансгрессии, вызванной увеличением стока рек Восточно-Европейской равнины на фоне потепления климата, а также, возможно, спуском крупных озер, существовавших на севере Европейской части России и Западной Сибири. Слабосолонотоводные каспийские виды моллюсков вытеснили солонолюбивую карангатскую фауну в центральной части Маньчской депрессии. Соленость вод снизилась до 14‰. В Керченском проливе также произошло снижение солености до 18‰ и ниже.

3. Гирканский этап. Этап соответствует середине крутицкого интерстадиала (МИС 5с). Воды карангатского бассейна покинули пределы Маньчской депрессии и начали постепенно отступать и из Керченского пролива, в то время как сток гирканский вод из Каспия в Азово-Черноморский бассейн продолжался. Каспийские виды полностью вытеснили морскую фауну из центральной части депрессии, соленость вод здесь не превышала 10‰.

4. Тарханкутско-буртасско-гирканский этап. В эпоху лапландского стадиала (МИС 5b) — круглицкого интерстадиала (МИС 5a) воды карангатской трансгрессии вслед за регрессией Мирового океана покинули Керченский пролив окончательно, на берегах пролива началось накопление лессовидных суглинков, в его акватории морской режим сменился лиманным, а позднее и аллювиальным. Связь Черного моря со Средиземным во время лапландского стадиала прерывалась, а в течение круглицкого интерстадиала вновь возобновилась вследствие повышения уровня Мирового океана. В Черном море образовался тарханкутский бассейн, уровень которого не поднимался выше –20 м. В Каспийском море продолжал существовать гирканский бассейн. В центральной части Маньчской депрессии накапливались осадки пресноводного буртасского озера, которое образовалось в результате повышения базиса эрозии двух принимающих бассейнов и увеличения положительной составляющей водного баланса.

5. Посткарангатско-ательский этап. Этап отвечает калининскому стадиалу валдайского оледенения (МИС 4). Черное море и Каспий находились в глубокой регрессии. Дно Керченского пролива и долин впадающих в него небольших рек и балок эродировалось, а в центральной части Маньчской депрессии в результате эрозии начали образовываться зачатки грядового рельефа.

6. Сурожско-раннехвалынский этап. На Восточно-Европейской равнине развивалось брянское интерстадиальное потепление (МИС 3). Вследствие увеличившегося стока рек уровень Понта и Каспия повысился. В Черном море существовал сурожский бассейн, его уровень не превышал $-25 - -30$ м, во многом благодаря тому, что его воды сбрасывались в Мраморное море через порог пролива Босфор. Фарватер Керченского пролива и частично котловина Азовского моря могли быть заполнены солоноватоводными водами сурожского бассейна, однако фактического доказательства этому факту нет. В Каспии развивалась первая фаза раннехвалынской трансгрессии, не превышающая уровень водораздела с Азово-Черноморским бассейном. На месте полноводного буртасского озера в Манычской депрессии в это время существовал мелководный, время от времени пересыхающий водоем.

7. Новозвксинский регрессивный этап. Данный этап отвечает эпохе максимального похолодания (МИС 2) — первой половине осташковского оледенения Восточно-Европейской равнины. Уровень Черного моря опускался ниже -100 м. В Керченском проливе происходила активная эрозия — врез местами достигал 70 м. Пролив представлял собой долину палео-Дона. Каспий также находился в глубокой депрессии. В пределах центральной части Манычской депрессии происходило врезание водотоков и, как следствие, дальнейшее формирование эрозионных гряд, зачатки которых сформировались еще во время осташковской эпохи (МИС 4).

8. Раннехвалынско-новозвксинский трансгрессивный этап. Этот этап соответствует началу потепления после максимума последнего оледенения (МИС 2): произошло повышение величины стока рек в результате увеличения количества атмосферных осадков, интенсивности снеготаяния и деградации мерзлоты в пределах Восточно-Европейской равнины. В Черном и Каспийском морях начали развиваться трансгрессии. Достигнув порога пролива Босфор, воды новозвксинской трансгрессии начали сбрасываться в Мраморное море, что исключало дальнейшее повышение уровня новозвксинского бассейна, а уровень раннехвалынской трансгрессии Каспия поднимался вплоть до высоты водораздела между Понтом и Каспием и выше, вследствие чего открылся раннехвалынский пролив в Манычскую депрессию и далее в Черное море через Керченский пролив. Соленость образовавшегося пролива не превышала 10–11%. По мере развития новозвксинской трансгрессии участок долины нижнего течения палео-Дона, находившийся на месте Керченского пролива, трансформировался сначала в устьевую лиманную область, а в дальнейшем и в лиманно-морскую в результате притока раннехвалынских вод и заполнения акватории пролива водами новозвксинской трансгрессии.

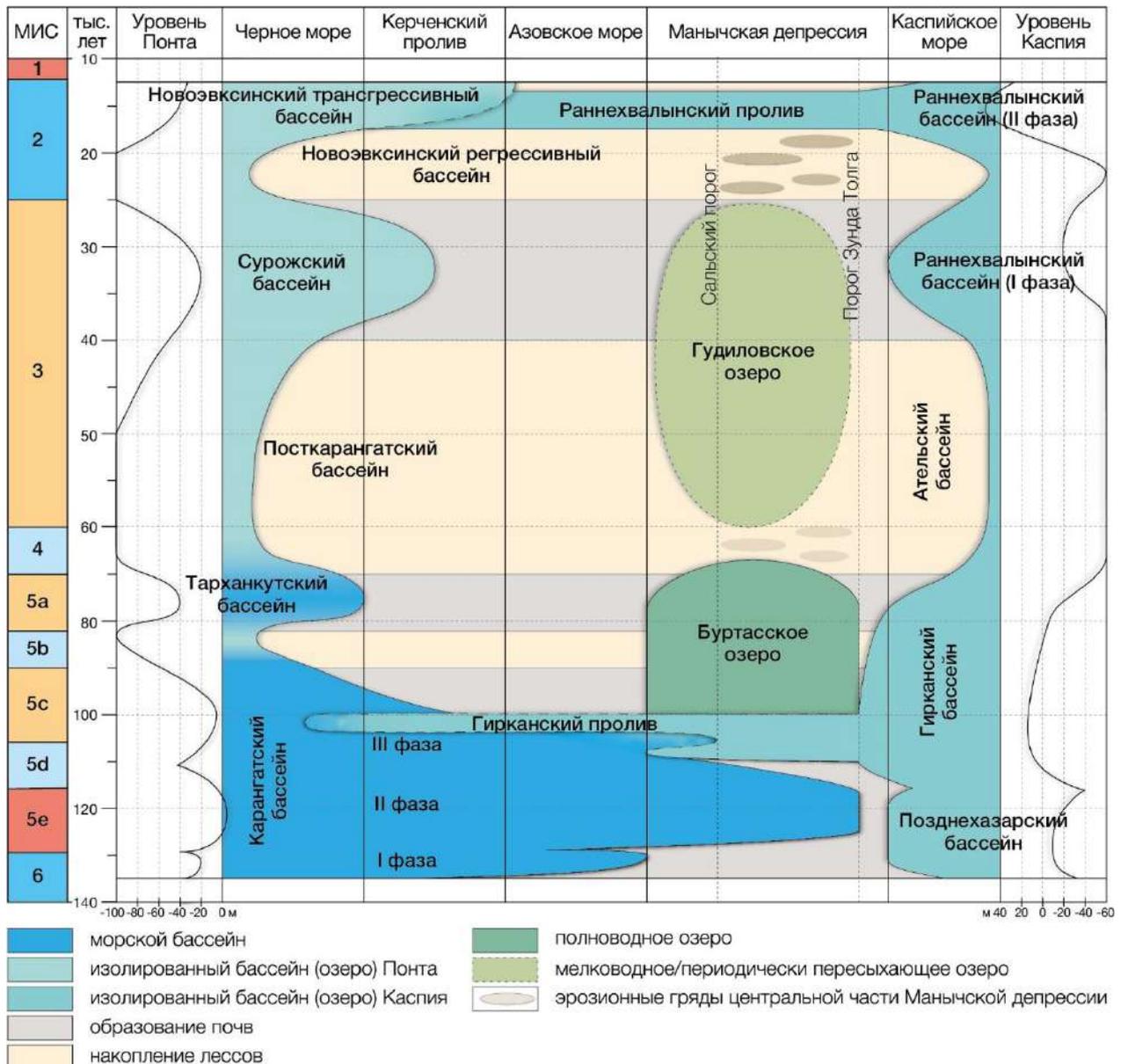


Рис. 70. Схема основных этапов истории развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. Уровень Понта указан по данным [Динамика ландшафтных..., 2002; Сорокин, 2011; Янина, 2012; Янина и др., 2022], уровень Каспия по данным [Янина, 2014, 2017, 2021; Свиточ и др., 2014; Безродных и др., 2015]

6.2. Закономерности и особенности развития проливов в позднем плейстоцене

Установленные этапы развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене и их палеогеографическая характеристика — основа для выявления закономерностей и особенностей для каждого этапа. Современные Понт и Каспий — бассейны разного типа: Понт связан с Мировым океаном через проливы Босфор и Дарданеллы, а Каспий изолирован, вследствие чего развитие этих двух бассейнов идет по «морским» и «озерным» правилам соответственно. На протяжении всего позднего плейстоцена Каспий также был изолирован, иногда превращаясь в сточный бассейн, а бассейны Понта в межледниковых условиях имели связь с Мировым океаном, испытывая влияние средиземноморских вод, вызывавших в них морскую трансгрессию. В интерстадиальные и ледниковые эпохи при опускании уровня Средиземного

моря ниже порога между морскими бассейнами водоемы Понта становились изолированными, а иногда (как и Каспий) сточными: воды Понта сбрасывались в Мраморное море.

Функционирование проливов Понто-Каспия было тесно связано с состоянием уровня бассейнов, составляющих систему Понт-Каспий.

В межледниковую эпоху (микулинскую в позднем плейстоцене) при развитии морской карангатской трансгрессии функционировал Керченский пролив, а в Манычской депрессии образовывался ингрессионный морской залив (рис. 71А). Стока карангатских вод в Каспий не было. При благоприятных условиях для открытия пролива — при значительном превышении уровня Понта над уровнем Каспия — открытия пролива не состоялось из-за высокого Зундатолгинского порога Маныча. В интерстадиальные и ледниковые эпохи условий для открытия пролива со стороны Понта не было.

Во время позднеплейстоценовых оледенений (их максимумов) проливы не функционировали (рис. 71Б). В пределах всех звеньев системы проливов: в их осевых частях и в долинах впадающих в них балок и малых рек — происходило врезание водотоков, которое формировало эрозионный рельеф. На возвышенных поверхностях накапливались континентальные осадки.

Существование обширных водоемов озерного типа в пределах Манычской депрессии (буртасского и гудиловского) сопоставимо с относительно высокими уровнями Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов (рис. 71В).

Со стороны Каспия пролив открывался дважды (рис. 71Г): в эпоху максимума гирканской трансгрессии и максимума раннехвалынской трансгрессии. Это был односторонний сброс вод в черноморские бассейны с уровнем, значительно ниже уровня этих каспийских трансгрессий. Важным условием для открытия пролива было преодоление водами трансгрессии порога Зунда Толга Манычской депрессии. Благоприятные условия для «высокой» трансгрессии возникали при значительном превышении положительной составляющей водного баланса Каспия. Такие условия существовали в умеренно теплых условиях интерстадиала (на переходном этапе межледниковье — оледенение) и деградации оледенения (переходный этап оледенение — межледниковье). В эпоху открытия каспийских проливов бассейны Каспия и Понта становились сточными (открывалась система проливов Каспий — Понт — Средиземноморье), что было обусловлено значительным превышением уровня Каспия над уровнем Мирового океана.

Большую часть времени в позднем плейстоцене функционировало только одно звено системы проливов — Керченский пролив, что наблюдается и в настоящее время.

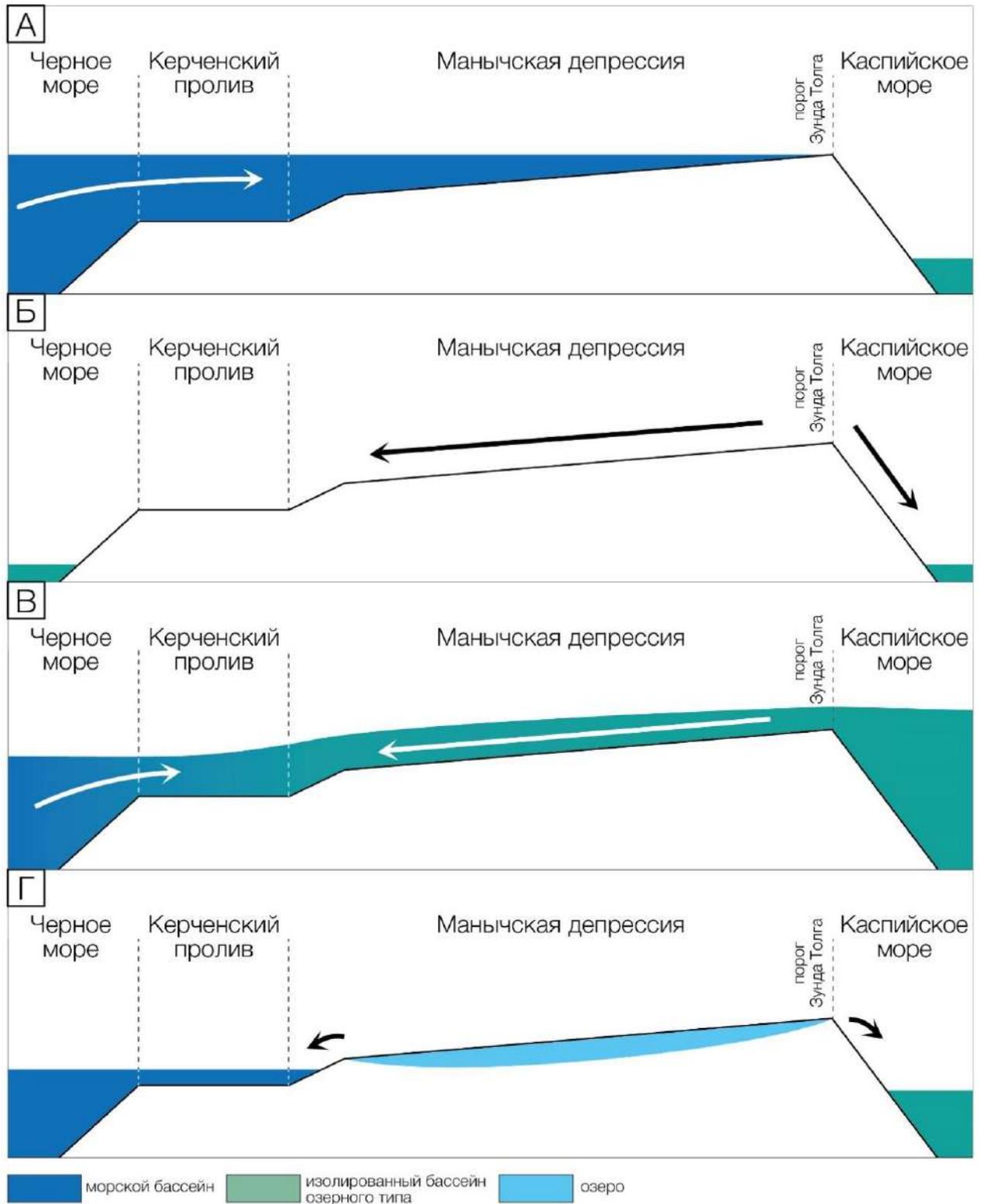


Рис. 71. Закономерности развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене: А — межледниковые эпохи; Б — ледниковые эпохи; В — интерстадиальные эпохи/эпохи деградации оледенения; Г — интерстадиальные эпохи

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача работы — реконструкция развития проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене — выполнена на основе малакофаунистического и геохронологического анализов новейших отложений Керченского пролива и Манычской депрессии и обобщения материалов их комплексного изучения.

В рамках диссертационной работы автор с помощью комплекса методов исследовал отложения стратотипических разрезов карангатской трансгрессии Эльтиген (Керченский полуостров) и Тузла (Таманский полуостров), керна четырех скважин, пробуренных на острове Тузла (Керченский пролив); наиболее полного разреза хвалыньских отложений Манычской депрессии Остров Левый и керна четырех скважин, пробуренных в центральной части Манычской депрессии.

В ходе исследовательской работы автором было изучено 115 образцов малакофауны, в результате чего были выделены малакофаунистические комплексы, отвечающие различным палеогеографическим этапам развития проливов Понто-Каспия, дана палеоэкологическая характеристика этим этапам, произведено биостратиграфическое расчленение верхнеплейстоценовых отложений Керченского пролива и Манычской депрессии. Диссертантом было получено 59 ОСЛ-датировок, что позволило определить временные интервалы палеогеографических этапов в истории проливов Понто-Каспия, установленных на основе малакофаунистического анализа отложений. В процессе геохронологического исследования верхнечетвертичных отложений Керченского пролива и Манычской депрессии было впервые выполнено ОСЛ и ИКСЛ-датирование отложений карангатской трансгрессии стратотипических разрезов Эльтиген и Тузла и наиболее полного разреза хвалыньских отложений Манычской депрессии Остров Левый, получена первая хронология верхнечетвертичных отложений центральной части Манычской депрессии, вскрытых скважинами.

Автором был обобщен полученный в рамках диссертационной работы новый обширный фактический материал с привлечением опубликованных данных по комплексному исследованию региона, что позволило существенно уточнить позднеплейстоценовую историю проливов Понто-Каспия, выявить закономерности и особенности их палеогеографического развития, провести корреляцию выделенных этапов в эволюции их природной среды с глобальными и региональными климатическими событиями.

В результате выполненных исследований получены следующие научные выводы:

1. В развитии карангатской трансгрессии установлены четыре фазы, разделенные кратковременными регрессиями, выраженными в перерывах в осадконакоплении: 1. Первая фаза, датированная интервалом 135–127 тыс. л. н. и отвечающая началу деградации московского оледенения на Восточно-Европейской равнине (конец МИС 6 — начало МИС 5e),

с соленостью вод не превышающей 20‰ в районе разреза Эльтиген. 2. Вторая фаза возрастом 127–115 тыс. л. н., отвечающая эпохе микулинского межледниковья на Восточно-Европейской равнине (МИС 5e), с максимальными значениями уровня (1–9 м н.у.м.) и соленостью вод в районе разреза Эльтиген до 28–30‰. 3. Третья фаза, датированная интервалом 110–95 тыс. л. н., отвечающая крутицкому интерстадиалу на Восточно-Европейской равнине (МИС 5c), с соленостью вод в акватории Керченского пролива до 18‰ и ниже и уровнем, не превышающем уровень второй фазы трансгрессии. 4. Четвертая фаза — тарханкутский бассейн, отвечающий круглицкому интерстадиалу на Восточно-Европейской равнине (МИС 5a). Уровень бассейна не превышал –30 – –35 м. Это был последний позднеплейстоценовый бассейн Понта, имеющий связь со Средиземным морем, а соответственно и с Мировым океаном.

2. Осадконакопление в районе южной и центральной частей разреза Эльтиген происходило синхронно — в обоих обнажениях вскрываются осадки трех первых фаз карангатской трансгрессии. Фациальные различия связаны с локальными условиями осадконакопления, а разница гипсометрического положения слоев отражает разницу скоростей тектонического поднятия в различных частях крыла эльтигенской брахиантиклинальной складки.

3. В эпоху микулинского межледниковья (МИС 5e) район мыса Тузла находился под опресняющим воздействием вод палео-Кубани, что нашло свое отражение в обедненном видовом составе малакофаунистических комплексов.

4. Морской ингрессионный залив карангатского бассейна проникал в пределы Манычской депрессии вплоть до порога Зунда Толга во вторую фазу карангатской трансгрессии (МИС 5e). Соленость залива в районе современного озера Маныч-Гудило достигала 22‰, а у порога Зунда Толга водоем был сильно опреснен — до 10‰ и ниже.

5. Гирканский пролив открылся со стороны Каспия в Манычскую депрессию синхронно с развитием третьей фазы карангатской трансгрессии Черного моря, о чем свидетельствует одновременное нахождение в составе отложений каспийских и морских черноморских комплексов моллюсков. Время, когда происходило взаимодействие карангатских и гирканских вод в пределах центральной части Манычской депрессии, датировано интервалом 110–105 тыс. л. н., что соотносится с началом крутицкого интерстадиала (МИС 5c).

6. После закрытия гирканского пролива во второй половине крутицкого интерстадиала (МИС 5c), около 100 тыс. л. н., в пределах Манычской депрессии образовалось буртасское озеро — реликт гирканского пролива, которое существовало здесь до начала калининского стадиала (МИС 4) валдайского оледенения, ~78 тыс. л. н., вследствие относительно высокого уровня бассейнов Понта и Каспия, а также ввиду положительного водного баланса.

7. Грядовой рельеф днища центральной части Манычской депрессии начал формироваться во время калининского стадиала (МИС 4) вследствие активизации эрозионной деятельности водотоков в результате снижения базиса эрозии Понта и Каспия. В последующие эпохи грядовой рельеф приобрел более выраженные очертания.

8. Сурожский бассейн существовал в Черном море во второй половине эпохи брянского интерстадиала на Восточно-Европейской равнине (МИС 3), его уровень не превышал $-30 - -25$ м, т. к. излишки воды сбрасывались в Мраморное море через порог пролива Босфор. Следов проникновения вод сурожской трансгрессии в пределы Керченского пролива и Манычской депрессии не обнаружено.

9. В эпоху брянского интерстадиала (МИС 3) в результате потепления климата, и, соответственно, увеличения стока и повышения уровней Понта и Каспия, в Манычской депрессии вновь образовался водоем — «гудиловское» озеро. Мелководное, время от времени пересыхающее озеро заполняло депрессию вплоть до начала осташковского стадиала (МИС 2) валдайского оледенения — осадки водоема датированы интервалом 64–25 тыс. л. н.

10. Раннехвалынский пролив открылся в Манычскую депрессию и далее в Азово-Черноморский бассейн во второй половине осташковского стадиала (МИС 2) валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине, в результате развития полноводной раннехвалынской трансгрессии Каспия, воды которой превысили высоту водораздела с Понтом. Временной интервал функционирования пролива по результатам ОСЛ-датирования установлен в 18–14 тыс. л. н. Соленость образовавшегося пролива не превышала 10–11‰.

11. Открытие раннехвалынского пролива, который представлял собой односторонний сток вод раннехвалынского бассейна Каспия, в Манычскую депрессию не было катастрофическим: максимальных значений скорости поток достиг в самом конце своего существования — около 14 тыс. л. н., что отражено в постепенной смене озерно-лагунных фаций проточными.

12. Результаты ОСЛ-датирования отложений раннехвалынского пролива в Манычской депрессии показали, что воды раннехвалынской трансгрессии сбрасывались во второй половине осташковского стадиала (МИС 2) в новоэвксинский трансгрессивный бассейн Понта, который в свою очередь сбрасывал воды в Мраморное море до начала поступления средиземноморских вод под влиянием послеледниковой трансгрессии Мирового океана.

Таким образом, в развитии проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене выделяются восемь палеогеографических этапов: карангатский (конец МИС 6–МИС 5d), карангатско-гирканский (МИС 5c), гирканский (МИС 5c), тарханкутско-буртасско-гирканский (МИС 5b–МИС 5a), посткарангатско-ательский (МИС 4), сурожско-раннехвалынский (МИС 3), новоэвксинский регрессивный (МИС 2, ледниковый максимум),

раннехвалынско-новоэвксинский трансгрессивный (МИС 2, деградация оледенения). Установленные палеогеографические этапы тесно связаны с глобальными и региональными изменениями климата, состоянием уровня бассейнов в системе Каспий — Понт — Средиземноморье. В межледниковье при развитии морской трансгрессии функционировал Керченский пролив с образованием ингрессионного морского залива в Манычской депрессии. В интерстадиальные и ледниковые эпохи условий для открытия пролива со стороны Понта не было. Во время максимумов оледенений проливы не функционировали, в пределах всех звеньев системы проливов происходило врезание водотоков, формирование эрозионного рельефа, накопление континентальных отложений на возвышенных поверхностях. Обширные озера в Манычской депрессии существовали в условиях относительно высокого уровня бассейнов Каспия и Понта. Со стороны Каспия пролив с односторонним сбросом вод в черноморские бассейны открывался дважды: в эпоху максимума гирканской трансгрессии и максимума раннехвалынской трансгрессии. Значительную часть позднего плейстоцена функционировало только одно звено системы проливов — Керченский пролив.

Результаты датирования верхнечетвертичных отложений проливов Понто-Каспия методом оптически стимулированной люминесценции позволили сделать следующие методические выводы:

1. Наиболее надежные геохронологические данные можно получить при датировании отложений, неоднократно участвовавших в эоловом переносе (лессовидные суглинки), и отложений гидродинамически активных участков прибрежной зоны: пляжевых фаций и фаций подводного берегового склона, практически всегда состоящих из частиц, неоднократно участвовавших в геологическом транспорте, что подразумевает высокую вероятность обнуления светочувствительного сигнала в кварце и полевоом шпате.

2. Датирование отложений застойных водоемов (озерные, лагунные, лиманные) достаточно проблематично в связи с малым количеством кристаллов кварца и полевого шпата в составе образцов, а также ввиду наличия оставшегося с предыдущих геологических циклов светочувствительного сигнала.

3. Итоговая хронология, полученная в соответствии с принятыми в ОСЛ-датировании протоколами, включающими проведение ряда тестов проверки качества как самого образца, так и выбранного для датирования протокола, может считаться надежной вне зависимости от генетического типа датируемых отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Калмыцкой АССР. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 170 с.
2. *Ананьева Э.Г.* Литолого-минералогический анализ при геоморфологических и палеогеографических исследованиях. Смоленск-Москва: Изд-во СГУ, 1998. 140 с.
3. *Андрусов Н.И.* О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минерал. России. 1904–1905. Т. 7. №. 6. С. 158–172.
4. *Андрусов Н.И.* Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. 6. Т. 12. 1918, № 1. С. 23–28.
5. *Андрусов Н.И.* Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1926. Т. 4. № 3–4. С. 294–332.
6. *Анистратенко В.В.* Моллюски Азовского моря. Киев: Наукова думка, 2011. 172 с.
7. *Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Измайлов Я.А., Локшин Н.В., Муратов В.М., Островский А.Б., Тыртычный Н.И., Щеглов А.П.* О возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Научные Новости и Заметки. 1972. С. 107–110.
8. *Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А.* О возрасте и климатических условиях формирования позднеплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1983. Т. 2. №12. С. 69–79.
9. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1938. 206 с.
10. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.
11. *Бадюкова Е.Н.* Высокая карангатская лагунно-трансгрессивная терраса Керченского пролива // Геоморфология. 2009. №3. С. 25–31.
12. *Бадюкова Е.Н.* Некоторые вопросы истории развития Маныча в позднем плейстоцене-голоцене // Человечество и береговая зона Мирового океана в 21 веке. М.: Геос, 2011. С. 326–333.
13. *Бадюкова Е.Н.* История колебаний уровня каспия в плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. Т. 74. С. 111–120.
14. *Багрий И.Д., Почтаренко В.И., Аксьом С.Д., Шехунова С.Б., Знаменская Т.А., Маслун Н.В., Дубосарский В.Р., Кравчинский Р.Л., Янцевич А.А.* Особенности литодинамических процессов и вещественного состава донных отложений в прибрежной части о. Коса Тузла // Геолог Украины. №1–2. 2008. С. 99–110.

15. *Базелюк А.А.* Антропогенное изменение гидрографической сети Кумо-Манычской впадины: автореферат...дисс. к.г.н.: 25.00.23. Ростов-на-Дону, 2007. 182 с.
16. *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.
17. *Баскакова, Г.В., Никишин, А.М.* История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2018. С. 23–29.
18. *Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Об ательской регрессии Каспийского моря // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2015. № 2. С. 77–85.
19. *Благоволин Н.С.* Структурно-геоморфологическое положение Керченско-Таманской области. М.: ИГ АН СССР, 1960. 24 с.
20. *Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
21. *Богачев В.В.* Степи бассейна р. Маныч // *Известия Геологического комитета*. 1903. Т. 22. № 9. С. 73–162.
22. *Богачев В.В.* К вопросу о делении плиоцена и плейстоцена каспийского типа // *Ежегодник по геолог. и минералог. России*. 1910. Вып. 3–4. № 12.
23. *Болиховская Н.С., Янина Т.А., Сорокин В.М.* Природная обстановка ательской эпохи (по данным палинологического анализа) // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2017. № 6. С. 96–101.
24. *Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // *Водные ресурсы*. М.: Наука, 2021. Т. 48. № 6. С. 664–675.
25. *Борисова О.К., Новенко Е.Ю.* Реконструкция растительности и климата в предмикулинское позднеледниковье по палинологическим данным // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2014. С. 30–35.
26. *Бульшева Н.И.* Донные сообщества озера Маныч-Гудило в условиях хронического осолонения // *Тр. Зоол. инст. РАН. СПб.: Изд-во ЗИН РАН*, 2013. Т. 317. Прил. № 3. С. 69–74.
27. *Бульшева Н.И., Савикин А.И., Семин В.Л., Шохин И.В.* Донные сообщества озера Маныч-Гудило: состав, структура и факторы формирования // *Труды ЮНЦ РАН. Том VII*. 2018. С. 130–137.
28. *Бэр К.М.* Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // *Записки Императорского Русского географического об-ва. Кн. XI. СПб., 1856. С. 181–224.*

29. *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. С. 1843–1851.
30. *Величко А.А.* Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1991. № 60. С. 14–28.
31. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н.* Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445. № 4. С. 464–467.
32. *Величко А.А., Борисова О.К., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Семенов В.В., Тесаков А.С., Тимирева С.Н., Титов В.В., Фролов П.Д.* Реконструкция событий позднего плейстоцена в перигляциальной зоне юга Восточно-Европейской равнины // Доклады Академии наук. 2017. №4. Т. 475. С. 448–452.
33. *Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Тимирева С.Н.* Смена ландшафтных обстановок на Юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лессово-почвенной серии Приазовья. // Известия РАН. Серия географическая. 2017. №1. С. 74–83.
34. *Гайдаленок О.В., Шматков А.А., Шматкова А.А., Ольховский С.В.* Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таманского залива в районе античного города Фанагория // Геофизические процессы и биосфера. 2019. №4. С. 15–21.
35. Геология Азовского моря / отв. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наукова думка, 1974. 247 с.
36. Геология СССР. Том XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Часть 1. Геологическое описание / под ред. Ф.А. Белова. М.: Недра, 1969. 666 с.
37. Геология шельфа УСССР. Керченский пролив / отв. ред. Д.Е. Макаренко. Киев: Наукова думка, 1981. 160 с.
38. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др. М.: Высшая школа. 1980. 343 с.
39. Геохронология СССР. Т.3. Л.: Недра, 1974. 357 с.
40. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани /под ред. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
41. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море / отв. ред. Ф.С. Терзиев. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. №1. 427 с.
42. *Гольнец Ф.Ф.* Геологоразведочные работы в Калмыцко-Сальских степях, произведенные в 1931 г. // Тр. Грознефти, 1931–1932 гг.

43. *Горецкий Г.И.* О палеогеографии Приазовья и Западного Приманычья в узунларско-гирканский и буртасский века // *Вопр. географии.* 1953. Сб. 33. С. 190–221.
44. *Горецкий Г.И.* О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий // *Бюлл. МОИП. Отд. геолог.* 1955. Т. 30. № 2. С. 13–29.
45. *Горецкий Г.И.* О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманычья и Нижнего Придонья // *Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода.* Т. XIII. 1957. С. 36–54.
46. *Горецкий Г.И.* Буртасское среднеантропогеновое озеро и проблема колебания уровня мирового океана в связи с оледенениями // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* Т. XXXIII. № 2. 1958.
47. Государственная геологическая карта СССР. Серия Кума-Манычская. Лист L-38-XIII. Масштаб 1:200000, 1965 г. / Ред. Г.И. Попов. Волго-Донское геологическое управление.
48. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // *Тр. Института геол. наук АН СССР.* Вып. 64. Геол. серия. 1948. № 17. 521 с.
49. *Данилевский Н.Я.* Извлечение из письма о поездки на Маныч // *Зап. русс. геогр. об-ва.* Т. 2. 1869. С. 139–180.
50. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография). М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
51. *Игнатов Е.И., Чистов С.В.* Эколого-геоморфологическая оценка побережья и дна Керченского пролива в связи с решением транспортных проблем // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* Севастополь: НАН Украины, 2003. Т. 8. С. 163–174.
52. *Иноземцев Ю.И., Парышев А., Ступина Л.В., Рыбак Е.Н.* Палеогеография Азово-Черноморского бассейна в четвертичное время // *Геология и полезные ископаемые мирового океана.* 2019. Т. 15. №4. С. 36–56.
53. *Исаченко А.Г.* Ландшафты СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.
54. *Кайтамба М.Д.* Растительность в позднем неоплейстоцене и голоцене. автореферат...дисс. к.г.н.: 25.00.25. Москва, 2005. 182 с.
55. *Коников Е.Г.* Колебания уровня Азово-Черноморского бассейна и миграции береговой линии в новозэксине и голоцене // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* № 2. 2005. С. 68–76.
56. *Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Янина Т.А., Тюнин Н.А., Мюррей Э.С.* Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря // *Вестник Московского университета.* Серия 5: География. 2020. № 6. С. 139–145.
57. *Курбанов Р.Н., Ульянов В.А., Анойкин А.А., Павленок Г.Д., Семиколенных Д.В., Харевич В.М., Таймагамбетов Ж.К., Мюррей Э.Ш.* Первая люминесцентная хронология

- начального верхнего палеолита Восточного Казахстана (по материалам стоянки Ушбулак) // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. 2021. №6. С. 131–148.
58. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. №3. С. 77–88.
59. Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А.С., Семиколенных Д.В., Свистунов М.И., Штыркова Е.И. Возраст Карангатской трансгрессии (поздний плейстоцен) Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2019. №6. С. 29–39.
60. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюлл. комиссии по изучению четвертич. периода. 2014. № 73. С. 19–51.
61. Лисицын К.И. Геологический путеводитель по Манычу // Путеводитель экскурсии 2-й междунар. конфер. Ассоч. по изуч. четвертич. периода Европы. М.-Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. С. 130–136.
62. Маев Е.Г., Мысливец В.И., Зверев А.С. Строение верхнего слоя осадков и рельеф дна Таганрогского залива Азовского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2009. № 5. С. 78–82.
63. Макунина А.А. Физическая география СССР. М.: Изд-во Московского университета. 1985. 296 с.
64. Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий / А.А. Свиточ, Н.С. Блюм, Н.С. Болиховская, Е.Е. Талденкова, Т.А. Янина, А.К. Маркова, Е.И. Полякова, Н.Г. Судакова, С.Д. Николаев, С.С. Фаустов, Н.И. Глушанкова. М.: Изд. МГУ, 1999. 356 с.
65. Методы палеогеографических реконструкций / под ред. П.А. Каплина и Т.А. Яниной М: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
66. Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть. Кавказ. М.: Просвещение, 1976. 448 с.
67. 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.
68. Невеская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: АН СССР, 1963. 210 с.
69. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.
70. 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.

71. Никонов А.А., Васильев Ю.М., Молодьков А.Н., Накамура Т. Об абсолютном возрасте карангатских отложений в бассейнах Черного и Азовского морей // Доклады Академии наук. 1999. Т. 364. № 5. С. 662–664.
72. Определитель рыб и беспозвоночных Каспийского моря. Т. 1. Рыбы и моллюски. / Н.Г. Богущкая, П.В. Кияшко, А.М. Насека, М.И. Орлова. СПб.-М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 543 с.
73. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.Н., Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Гей Н.А., Пиотровская Т., Муратов В.М., Щелинский В.Е., Балабанов И.П., Скиба С.И. 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.
74. Паллас П.С. Путешествия по разным провинциям Российского государства. Ч.3. СПб., 1788. 3.
75. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 1. С. 23–31.
76. Пасынков А.А. К вопросу о литодинамических процессах в Керченском проливе и районе острова коса Тузла // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2005. №2. С. 120–126.
77. Пешков В.М., Поротов А.В., Гусаков И.Н. К вопросу о восстановлении косы Тузла // Геол. и пол. ископ. Мир. Ок. 2005. № 2. С. 127–135.
78. Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Запись геомагнитного поля по осадочным отложениям разреза Тузла (Краснодарский край) во временном интервале 120–70 тыс. лет // Физика Земли. 2007. № 8. С. 74–84.
79. Пилипенко О.В., Трубихин В.М. Геологическая и палеомагнитная корреляция плейстоценовых разрезов Юга России, Украины и Азербайджана // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 136–148.
80. Попов Г.И. История Маньчского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. 1955. Т. 20. № 2. С. 31–49.
81. Попов Г.И. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Маньчского пролива, Каспия и Эвксина // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1957. С. 65–74.
82. Попов Г.И. Корреляция морских и аллювиальных отложений Эвксино-Каспийского бассейна. В кн.: «Вопросы биостратиграфии континентальных толщ». М.: Госгеолтехиздат, 1959. С. 119–225.
83. Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений // Матер. Всес. сов. по изуч. четвертич. периода. М.: АН СССР, 1961. Т.2. С. 483–490.

84. *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.
85. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
86. *Попов Г.И., Зубаков В.А.* О возрасте сурожской трансгрессии Причерноморья // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 113–116.
87. *Православлев П.А.* Условия залегания послетретичных ракушечников Азовского и Черного морей // Тр. Геол. музея АН СССР. 1928. Т. IV.
88. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен, элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография / под ред. А.А. Величко. М.: Наука, 1993. 102 с.
89. *Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Овсяченко А.Н.* Активные разломы и глубинное строение зоны Керченского пролива // Геология и геофизика Юга России. 2015. № 1. С. 65–68.
90. Руководство по изучению новейших отложений / под ред. П.А. Каплина. М.: Изд-во МГУ, 1976. 245 с.
91. *Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
92. *Рычагов Г.И., Янина Т.А.* Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Шукинские чтения. М.: Изд-во МГУ, 2010. С. 453–455.
93. *Рычагов Г.И.* Хвалынский этап в истории каспийского моря // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. 2014. №4. С. 3–9.
94. *Рычагов Г.И.* Гирканский этап в истории Каспийского моря // Геоморфология. 2016. № 1. С. 3–17.
95. *Рябцев Ю.Н.* Моделирование гидрофизических процессов Керченского пролива / Ю. Н. Рябцев // Екол. безпека прибереж. та шельфової зон та комплекс. використ. ресурсів шельфу. 2005. № 12. С. 342–352.
96. *Санджиева А.Г.* Ретроспективный анализ и современное состояние озера Маныч-Гудило // Вестник Калмыцкого института гуманитарных исследований. 2009. № 1. С. 94–97.
97. *Свиточ А.А.* О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 304–311.
98. *Свиточ А.А.* Хвалынская трансгрессия Каспия и новоэвксинский водоем Черного моря // Водные ресурсы. 2008. Т. 35. №2. С. 175–180.
99. *Свиточ А.А.* Стратотипы карангата Таманского и Керченского полуостровов (сравнительный анализ) // Доклады Академии Наук. 2009. № 424. С. 669–671.
100. *Свиточ А.А.* Плейстоценовая история структуры Зунда Толга (Маныч) // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 1. С. 215–220.

101. *Свиточ А.А.* Большой Каспий: строение и история развития. М.: Издательство Московского университета, 2014. 272 с.
102. *Свиточ А.А., Новичкова Т.С.* Литология и условия седиментации чаудинских отложений Таманского полуострова (опорные разрезы Пекла и Тузла) // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 5. С. 547–553.
103. *Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.* Новейшая тектоника Манычского прогиба // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441. № 2. С. 258–261.
104. *Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.* Гидрологические пороги Маныча // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 6. С. 590–597.
105. *Свиточ А.А., Макшаев Р.Р.* Взаимосвязи палеогеографических событий в Понт-Маныч-Каспийской системе в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2017. №2. С. 24–32.
106. *Свиточ А.А., Новикова Н.Г., Березнер О.С., Седаева К.М.* Литология и фации буртасских и хвалынских отложений Маныча // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 4. С. 428–438.
107. *Свиточ А.А., Парунин О.Б.* Радиоуглеродный возраст палеогеографических событий позднего плейстоцена Северного Прикаспия // Доклады Академии наук. М.: Наука, 2000. Т. 371. № 4. С. 535–535.
108. *Свиточ А.А., Соболев В.М.* Плейстоценовые проливы Маныча (морфология, строение и развитие) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. №4 С. 70–78.
109. *Свиточ А.А., Хоменко А.А.* Грядовой рельеф Маныча (строение и происхождение) // Геоморфология. 2009. № 4. С. 99–108.
110. *Свиточ А.А., Янина Т.А.* Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Доклады Академии наук. М.: Наука, 2001. Т. 380. № 4. С. 570–573.
111. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М., Й. ван дер Плихт.* Хвалынская фауна Маныча // Доклады АН. Серия геогр. 2008. Т. 421. № 5. С. 987–992.
112. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Менабде И.В.* Палеогеография позднего плейстоцена Понто-Каспия // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1992. № 6. С. 68–76.
113. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А.* Плейстоцен Маныча (вопрос строения и развития). М.: Россельхозакадемия, 2010. 135 с.
114. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г.* Хвалынские отложения Маныча // Доклады Академии наук. М.: Наука, 2009. Т. 428. № 1. С. 70–74.
115. *Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н.* Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журнал. 1973. Т. 33. № 6. С. 91–97.

116. *Семенов 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.
117. *Семиколенных Д.В., Арсланов Х.А., Игнатов Е.И., Лукиа В.Л.* Эволюция природной среды района керченского пролива за последние 25 тысяч лет // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 3. С. 55–61.
118. *Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н.* По следам карангатской трансгрессии // Природа. М.: Наука, 2020. № 11. С. 27–34.
119. *Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А.* Первый опыт люминесцентного датирования раннехвалынских отложений Манычской депрессии // Географическое исследование в период глобальных изменений: Сборник материалов XIII Молодежной научной школы-конференции / под ред. И.Г. Шоркунова, А.С. Добрянского, Ю.О. Карповой. Курск: ИГРАН, 2021. С. 58–60.
120. *Семиколенных Д.В., Курбанов Р.Н., Янина Т.А.* Возраст хвалынского пролива в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2022. №5 (в печати).
121. *Семиколенных Д.В., Тюнин Н.А.* Строение карангатских отложений стратотипического разреза Тузла (Таманский п-в) // Экзолит-2020. Литологические школы России. Сборник материалов научных чтений, посвященных 215-летию основания Московского общества испытателей природы. М.: ООО «МАКС Пресс», 2020. С. 195–196.
122. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.* Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопросы географии. Сб. 145. Гидрологические изменения. М.: Изд. дом «Кодекс», 2018. С. 144–168.
123. *Симонов Д.А., Брянцева Г.В.* Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керченского полуострова // Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. 2018. № 93. С. 12–25.
124. *Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н.* К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене // Океанология. 1975. Т. XV. № 5. С. 865–867.
125. *Сорокин В.М.* Корреляция верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. № 35. С. 96–112.
126. *Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р.* Стратиграфия ранневалдайского интервала внеледниковой области Русской равнины (МИС 5d-4) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2017. № 17. С. 60–80.
127. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / под ред. В.Е. Хаина и В.И. Попкова. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.

128. *Ташинова Л.Н., Богун Н.М., Санджиева А.Г.* Наземные исследования степных экосистем в экотонной зоне озера Маныч-Гудило // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 221–232.
129. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В.* Новейшее горообразование в зоне сочленения структур северо-западного Кавказа и Керческо-Таманской области // Геотектоника. 2019. №4. С. 78–96.
130. Труды Государственного заповедника «Ростовский». Выпуск 1. Ростов-на-Дону: ООО «ЦВВР», 2002. 272 с.
131. *Фащук Д.Я., Петренко О.А.* Керченский пролив – важнейшая транспортная артерия и рыбопромысловый район Азово-Черноморского бассейна // Юг России: экология, развитие. 2008. № 1. С. 16–24.
132. *Фащук Д.Я., Флинт М.В., Кучерук Н.В., Литвиненко Н.М., Терентьев А.С., Ковальчук К.С.* География макрозообентоса Керченского пролива: динамика распределения, структуры и показателей уровня развития // Известия РАН. Серия географическая. 2012. №3. С. 94–108.
133. *Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: АН СССР, 1963. 164 с.
134. *Федоров П.В.* Геологическая история Керченского пролива в связи с новыми данными бурения на его дне // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1973. Т. 48. № 5. С. 72–82.
135. *Федоров П.В.* Новые данные о стратиграфии четвертичных отложений дна Керченского пролива // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1974. № 42. С. 138–142.
136. *Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
137. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
138. *Чепалыга А.Л.* Эпоха экстремального затопления (ЭЭЗ) как прототип «Всемирного Потопа»: Понто-Каспийские бассейны и северное измерение // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 447–450.
139. *Чепалыга А.Л., Маркова А.К.* Новые данные по истории фауны и ландшафтов долины Маныча в позднем плейстоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. М.: Наука, 2019. № 3. С. 57–63.
140. *Шарданова Т.А., Соловьева Н.А.* Влияние неотектоники и эвстатики на форм. сарматского, мэотического и понтического ярус. Таманского п-ва. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2006. № 5. С. 36–43.

141. *Шелкопляс В.Н., Морозов Г.В.* Некоторые результаты исследований отложений термолюминесцентным методом // Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наукова думка, 1965.
142. *Шелкопляс В.Н., Христофорова Т.Ф.* О строение морских четвертичных отложений Керченского региона // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. № 2. С. 120–126.
143. *Шиш Ч., Ростовцева Ю.В.* Питающие провинции Керченско-Таманского прогиба в плиоцене и плейстоцене // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2013. № 4. С. 51–55.
144. *Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А.* Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 152 с.
145. *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.
146. *Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Моргунов Ю.Г.* Позднечетвертичный этап развития Черного моря // Бюлл. Комис. по изуч. четв. Периода. 1979. № 49. С. 3–16.
147. *Эберзин А.Г.* О пластах чауды Таманского полуострова // Докл. АН СССР. 1935. Т.2. № 8–9. С. 580–587.
148. *Янина Т.А.* Каспийская фауна в плейстоценовых бассейнах Черноморского региона // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 96–97.
149. *Янина Т.А.* Дидакны Понто-Каспия. М.; Смоленск: Манджента, 2005. 300 с.
150. *Янина Т.А.* Депрессия Маныча как область миграций фаун Понто-Каспия в плейстоцене // Геоморфология. 2006. № 4. С. 97–106.
151. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М: Геогр. факультет МГУ, 2012. 264 с.
152. *Янина Т.А.* Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2013. № 1. С. 3–16.
153. *Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.* Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2017. № 1. С. 20–28.
154. *Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2014. № 3. С. 3–9.

155. Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф. Понто-Каспий в эпоху межстадиального потепления МИС 3 // Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2021. Т. 1. С. 207–210.
156. Янина Т.А., Сорокин В.М., Хошраван Г. Эволюция природной среды Каспия в условиях глобальных изменений климата // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. №5. С. 160–176.
157. Янко В.В., Фролов В.Т., Мотненко И.В. Фораминиферы и литология стратотипического разреза карангатского горизонта (антропоген Керченского полуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1990. № 65. С. 83–97.
158. Янко-Хомбах В.В., Смынтына Е.В., Кадурич С.В., Ларченков Е.П., Мотненко И.В., Какаранза С.В. Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. №2. С. 61–94.
159. Aitken M.J., Tite M.S., Reid J. Thermoluminescent Dating of Ancient Ceramics // Nature. 1964. Vol. 202. No 4936. P. 1032–1033.
160. Antonioli F., Calcagnile L., Ferranti L., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Quarta G., Pepe F., Scardino G., Scicchitano G., Stocchi P., Taviani M. New Evidence of MIS 3 Relative Sea Level Changes from the Messina Strait, Calabria (Italy) // Water. 2021. Vol. 13. No 19. 2647.
161. 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. P. 10–13.
162. Arslanov K.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., Starikova A.A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ methods // Quaternary International. 2015. No 409. P. 81–87.
163. Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards R.L., Göktürk O.M., Zumbühl A., Leuenberger M., Tüysüz O. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea // Nature Geosci. 2011. № 4. P. 236–239.
164. Ballesteros D., Rodríguez-Rodríguez L., González-Lemos S., Giralte S., Álvarez-Lao D., Adrados L., Jiménez-Sánchez M. New evidence of sea-level lowstands and paleoenvironment during MIS 6 and 4 in the Cantabrian coastal karst: the Cobiheru cave (North Iberia) // Earth Surface Processes and Landforms. 2017. Vol. 42. No 11. P. 1704–1716.
165. Bateman M.D., Carr A.S., Dunajko A.C., Holmes P.J., Roberts D.L., McLaren S.J., Bryant R.G., Marker M.E., Murray-Wallace C.V. The evolution of coastal barrier systems: A case study of the Middle-Late Pleistocene Wilderness barriers, South Africa // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. No 1–2. P. 63–81.
166. Benjamin J., Rovere A., Fontana A., Furlani S., Vacchi M., Inglis R.H., Galili E., Antonioli F., Sivan D., Miko S., Mourtzas N., Felja I., Meredith-Williams M., Goodman-Tchernov B., Kolaiti E., Anzidei

- M., Gehrels R.* Late Quaternary sea-level changes and early human societies in the central and eastern Mediterranean Basin: An interdisciplinary review // *Quaternary International*. 2017. Vol. 449. P. 29–57.
167. *Bolikhovskaya N.S., Makshaev R.R.* The Early Khvalynian stage in the Caspian Sea evolution: Pollen records, palynofloras and reconstructions of paleoenvironments // *Quaternary International*. 2020. Vol. 540. No. 18110. P. 10–21.
168. *Buylaert J.-P., Gebhardt A.C., Sohbaty R., Ohlendorf C., Thiel C., Wastegard S., Zolitschka B.* Luminescence dating of the RASAFO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar // *Quaternary Science Reviews*. 2013. No 7. P. 70–80.
169. *Buylaert J.-P., Jain M., Murray A.S., Thomsen K.J., Thiel C., Sohbaty R.* A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments // *Boreas*. 2012. Vol. 41. No 3. P. 435–451.
170. *Buylaert J.-P., Murray A.S., Huot S.* Optical dating of an Eemian site in Northern Russia using K-feldspar // *Radiation Measurements*. 2008. Vol. 43. No 2–6. P. 715–720.
171. *Büyükmeriç Y., Wesselingh F., Alçiçek M.* Middle-late Pleistocene marine molluscs from Izmit Bay area (eastern Marmara Sea, Turkey) and the nature of Marmara — Black Sea Corridors // *Quaternary International*. 2016. Vol. 401. P. 153–161.
172. *Çağatay M.N., Eriş K.K., Erdem Z.* Morphology and Late Pleistocene–Holocene sedimentation of the Strait of Istanbul (Bosphorus): a review // *Geological Society, London, Special Publications*. 2022. 523.
173. *Çağatay M.N., Eriş K.K., Makaroglu O., Yakupoglu N., Henry P., Leroy S.A.G., Uçarkus G., Sakınç M., Yalamaz B., Bozyigit C., Kende J.* The Sea of Marmara during Marine Isotope Stages 5 and 6 // *Quaternary Science Reviews*. 2019. Vol. 220. P. 124–141.
174. *Çağatay M.N., Eriş K., Ryan W.B.F., Sancar Ü., Polonia A., Akçer S., Biltekin D., Gasperini L., Görür N., Lericolais G., Bard E.* Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara // *Marine Geology*. 2009. Vol. 265. No 3–4. P. 81–100.
175. *Campo B., Bruno L., Amorosi A.* Basin-scale stratigraphic correlation of late Pleistocene–Holocene (MIS 5e–MIS 1) strata across the rapidly subsiding Po Basin (northern Italy) // *Quaternary Science Reviews*. 2020. Vol. 237. 106300.
176. *Caruso A., Cosentino C., Pierre C., Sulli A.* Sea-level change during the last 41 ka in the other shelf of southern Tyrrhenian Sea // *Quaternary International*. 2011. No 232. P. 137–149.
177. *Cawthra H.C., Jacobs Z., Compton J.S., Fisher E.C., Karkanis P., Marean C.W.* Depositional and sea-level history from MIS 6 (Termination II) to MIS 3 on the southern continental shelf of South Africa // *Quaternary Science Reviews*. 2018. Vol. 181. P. 156–172.

178. *Chen J., Stevens T., Yang T., Qiang M., Matishov G., Konstantinov E., Kurbanov R., Zeng B., Shi P.* Revisiting Late Pleistocene Loess–Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenvironmental Record // *Frontiers in Earth Science*. 2022. Vol. 9. 808157.
179. *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.
180. *Creveling J.R., Mitrovica J.X., Clark P.U., Waelbroeck C., Pico T.* Predicted bounds on peak global mean sea level during marine isotope stages 5a and 5c // *Quat. Sci. Rev.* 2017. No 163. P. 193–208.
181. *Daniels F., Boyd C.A., Saunders D.F.* Thermoluminescence as a research tool // *Science*. 1953. No 177. P. 343–349.
182. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. No 364. P. 218–220.
183. *Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Mihailescu C.D., Zhou L.P., Markova A.K., Trubikhin V.M., Simakova A.N., Konikov E.G.* Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: Stratigraphy and correlation // *Geologie en Mijnbouw*. 2000. No 79. P. 303–311.
184. *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. No 2. P. 1–15.
185. *Dutton A., Carlson A.E., Long A.J., Milne G.A., Clark P.U., DeConto R., Horton B.P., Rahmstorf S., Raymo M.E.* Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods // *Science*. 2015. No 349. 4019.
186. *Dutton A., Lambeck K.* Ice volume and sea-level during the last interglacial // *Science*. 2012. No 337. P. 216–219.
187. *Esin N.V., Yanko-Hombach V., Kukleva O.N.* Mathematical model of the Late Pleistocene and Holocene transgressions of the Black Sea // *Quaternary International*. 2010. Vol. 225. No 2. P. 180–190.
188. *Ferguson S.M., Warny S., Escarguel G., Mudie P.J.* MIS 5–1 dinoflagellate cyst analyses and morphometric evaluation of *Galeacysta etrusca* and *Spiniferites cruciformis* in southwestern Black Sea // *Quaternary International*. 2016. No 465. P. 117–129.
189. *Fruergaard M., Kirkegaard L., Østergaard A.T., Murray A.S., Andersen T.J.* Dune ridge progradation resulting from updrift coastal reconfiguration and increased littoral drift // *Geomorphology*. 2019. Vol. 330. P. 69–80.
190. *Godfrey-Smith D.I., Huntley D.J., Chen W.H.* Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts // *Quaternary Science Reviews*. 1988. No 20. P. 1475–1560.
191. *Grogler N., Houtermans F.G., Stauffer H.* Über die von Keramik and Ziegel durch Themolumineszenz // *Helvetica Physica Acta*. 1960. No 33. P. 595–596.

192. *Gzam M., Nouredine El M., Younes J.* Late quaternary sea-level changes of Gabes coastal plain and shelf: identification of the MIS 5c and MIS 5a onshore highstands, southern Mediterranean // *Earth Syst. Sci.* 2016. No 125. P. 13–28.
193. *Hearty P.J., Hollin J.T., Neumann A.C., O’Leary M.J., McCulloch M.* Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e) // *Quaternary Science Reviews.* 2007. Vol. 26. No 17–18. P. 2090–2112.
194. *Herrle J.O., Bollmann J., Gebühr C., Schulz H., Rosie M., Sheward R.M., Giesenberg A.* Black Sea outflow response to Holocene meltwater events // *Scientific Rep.* 2018. No 8. 4081.
195. *Hibbert F.D., Rohling E.J., Dutton A., Williams F.H., Chutcharavan P.M., Zhao Ch., Tamisiea M.E.* Coral indicators of past sea-level change: A global repository of U-series dated benchmarks // *Quaternary Science Reviews.* 2016. Vol. 145. P. 1–56.
196. *Hiscott R.N. Aksu A.E., Mudie P.J., Kaminski M.A., Abrajano T., Yaşar D., Rochon A.* The Marmara Sea Gateway since ~16 ky BP: non-catastrophic causes of paleoceanographic events in the Black Sea at 8.4 and 7.15 ky BP // *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement* / V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, P.M. Dolukhanov (eds). Dordrecht: Springer, 2007. P. 89–117.
197. *Hoyle T.M., Bista D., Flecker R., Krijgsman W., Sangiorgi F.* Climate-driven connectivity changes of the Black Sea since 430 ka: Testing a dual palynological and geochemical approach // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2021. Vol. 561. 110069.
198. *Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W.* Optical dating of sediments // *Nature.* 1985. No 313. Pp. 105–107.
199. *Ion G., Briceag A., Vasiliu D., Lupaşcu N., Melinte-Dobrinescu M.* A multiproxy reconstruction of the Late Pleistocene-Holocene paleoenvironment: New insights from the NW Black Sea // *Marine Geology.* 2022. Vol. 443. 106648.
200. *Kerey I.E., Meriç E., Tunoğlu C., Kelling G., Brenner R.L., Doğan A.U.* Black Sea–Marmara Sea Quaternary connections: new data from the Bosphorus, İstanbul, Turkey // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2004. Vol. 204. No 3–4. P. 277–295.
201. *Kopp R.E., Simmons F.J., Mitrovica J.X., Maloof A.C., Oppenheimer M.* Probabilistic assessment of sea-level during the last interglacial stage // *Nature.* 2009. No 462. P. 863–867.
202. *Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C.G.C., Agustí J., Alçiçek M.C., Aliyeva E., Bista D., Bruch A.A., Büyükmeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., Van de Velde S., Titov V.V., Wesselingh F.P.* Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: interbasinal connectivity and faunal evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2019. No 188. P. 1–40.

203. *Kurbanov R.N, Murray A.S., Thompson W., Svistunov M.I, Taratunina N.A, Yanina T.A.* First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. 2021. Vol. 50. No 1. P. 134–146.
204. *Lambeck K., Purcell A.* Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas // *Quat. Sci. Rev.* 2005. No 24. P. 1969–1988.
205. *Larchenkov E, Kadurin S.* Paleogeography of the Pontic Lowland and northwestern Black Sea shelf for the past 25 ky // *Geology and geoarchaeology of the Black Sea region: beyond the flood hypothesis* / I. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A. Gilbert, R. Martin (eds). Geological Society of America. 2011. Vol. 473. P. 71–88.
206. *Lisiecki L.E., Stern J.V.* Regional and global benthic $\delta^{18}O$ stacks for the last glacial cycle // *Paleoceanography*. 2016. No 31. P. 1–27.
207. *Lowe J.J., Walker M.* *Reconstructing Quaternary environments* (3rd ed.). London: Routledge, 2015. 539 p.
208. *Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R.* Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // *Quaternary International*. 2021. Vol. 590. P. 164–180.
209. *Mangerud J., Astakhov V.I., Murray A., Svendsen J.I.* The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia // *Glob. Plan. Change*. 2001b. No 31. P. 319–334.
210. *Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 2004. No 23. P. 1313–1332.
211. *Mamedov A.V.* The Late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41–42. No 96. P. 161–166.
212. *Markova A.K.* The mikulino (=eemian) mammal faunas of the russian plain and crimea // *Geologie en Mijnbouw*. 2000. Vol. 79. No. 2. P. 293–301.
213. *Marra F., Rolfo M. F., Gaeta M., Florindo F.* Anomalous Last Interglacial Tyrrhenian Sea levels and Neanderthal settling at Guattari and Moscerini caves (central Italy) // *Sci Rep*. 2020. No 10. 11929.
214. *Matthews I.P., Trincardi F., Lowe J.J., Bourne A.J., MacLeod A., Abbott P.M., Andersen Nils, Asioli A., Blockley S.P. E., Lane C.S., Oh Y.A., Satow C.S., Staff R.A., Wulf S.* Developing a robust tephrochronological framework for Late Quaternary marine records in the Southern Adriatic Sea: new data from core station SA03-11 // *Quaternary Science Reviews*. 2015. No 118. P. 84–104.
215. *Mauz B., Shen Z., Elmejdoub N., Spada G.* No evidence from the eastern Mediterranean for a MIS 5e double peak sea-level highstand // *Quaternary Research*. 2018. Vol. 89. No 2. P. 505–510.

216. *Menviel L., Capron E., Govin A., Dutton A., Tarasov L., Abe-Ouchi A., Drysdale R.N., Gibbard P.L., Gregoire L., He F., Ivanovic R.F., Kageyama M., Kawamura K., Landais A., Otto-Bliesner B.L., Oyabu I., Tzedakis P.C., Wolff E., Zhang X.* The penultimate deglaciation: protocol for Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) phase 4 transient numerical simulations between 140 and 127 ka, version 1.0 // *Geosci. Model Dev.* 2019. No 12. P. 3649–3685.
217. *Murray A.S., Buylaert J.-P., Thiel C.* A luminescence dating intercomparison based on a Danish bleach-ridge sand // *Radiation Measurements.* 2015. No 81. P. 32–38.
218. *Murray A.S., Thomsen K.J., Masuda N., Buylaert J.P., Jain M.* Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals // *Radiation Measurements.* 2012. Vol. 47. P. 688–695.
219. *Murray A.S., Wintle A.G.* Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // *Radiat. Meas.* 2000. Vol. 32. No 1. P. 57–73.
220. *Murray A.S., Wintle A.G.* The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements.* 2003. No 37. P. 377–381.
221. *Neveskaja L.A.* History of the genus *Didacna* (Bivalvia: Cardiidae) // *Paleontological Journal.* 2007. Vol. 41. No 9. P. 861–949.
222. *Palombo M.R., Antonioli F., Lo Presti V., Mannino M., Melis M.R., Orrù P., Stocchi P., Talamo S., Quarta G., Calcagnile L., Deiana G., Altamura S.* The Late Pleistocene to Holocene palaeogeographic evolution of the Porto Conte area: clues for a better understanding of human colonization of Sardinia and faunal dynamics during the last 30 ka // *Quat. Int.* 2017. No 439 (Part A). P. 117–140.
223. *Panin A.V., Astakhov V.I., Lotsari E., Komatsu G., Lang J., Winsemann J.* Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews.* 2020. Vol. 201. 103069.
224. *Panin A., Borisova O., Belyaev V., Belyaev Yu, Eremenko E., Fuzeina Yu., Sheremetskaya E. Sidorchuk A.* Evolution of the Upper Reaches of Fluvial Systems within the Area of the East European Plain Glaciated during MIS 6 // *Quaternary.* 2022. Vol 5. No 1. 13.
225. *Panin A., Grzegorz A., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., Novenko E.* Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain // *Quaternary Science Reviews.* 2017. Vol. 166. P. 266–288.
226. *Pico T., Creveling J., Mitrovica J.* Sea-level records from the U.S. mid-Atlantic constrain Laurentide Ice Sheet extent during Marine Isotope Stage 3 // *Nat Commun.* 2017. No 8. 15612.
227. *Polyak V.J., Onac B.P., Fornós J.J., Hay C., Asmerom Ye., Dorale J.A., Ginés J., Paola Tuccimei P., Ginés A.* A highly resolved record of relative sea level in the western Mediterranean Sea during the last interglacial period // *Nature Geosci.* 2018. No 11. P. 860–864.

228. *Prescott J.R., Hutton J.T.* Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations // *Radiation Measurements*. 1994. Vol. 23. No 2–3. P. 497–500.
229. *Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter D., Spencer J.Q.G.* Luminescence dating: basics, methods and applications // *Quat. Sci. J.* 2008. Vol. 57. No 1–2. P. 95–149.
230. *Reimann T., Notenboom P.D., Matthieu A., Schipper M., Wallinga J.* Testing for sufficient signal resetting during sediment transport using a polymineral multiple-signal luminescence approach // *Quaternary Geochronology*. 2015. Vol. 25. P. 26–36.
231. *Reimann T., Tsukamoto S., Harff J., Osadczuk K., Frechen M.* Reconstruction of Holocene coastal foredune progradation using luminescence dating — An example from the Świna barrier (southern Baltic Sea, NW Poland) // *Geomorphology*. 2011. Vol. 132. No 1–2. P. 1–16.
232. *Reimer P., Bard E., Bayliss A., Beck J., Blackwell P., Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J.* IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. Vol. 55. No 4. P. 1869–1887.
233. *Salonen J.S., Helmens K.F., Brendryen J., Kuosmanen N., Väiliranta M., Goring S., Korpela M., Kylander M., Philip A., Plikk A., Renssen H., Luoto M.* Abrupt high-latitude climate events and decoupled seasonal trends during the Eemian // *Nat Commun*. 2018. No 9. 2851.
234. *Siddall M., Rohling E.J., Thompson W.G., Waelbroeck C.* Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook // *Reviews of Geophysics*. 2008. Vol. 46. No 4. RG4003.
235. *Sivan D., Sisma-Ventura G., Greenbaum N., Bialik O.M., Williams, F.H., Tamisiea, M.E., Rohling, E.J., Frumkin, A., Avnaim-Katav S., Shtienberg G., Stein M.* Eastern Mediterranean Sea levels through the last interglacial from a coastalmarine sequence in northern Israel // *Quaternary Science Reviews*. 2016. No 145. P. 204–225.
236. *Shakun J.D., Lea D.W., Lisiecki L.E., Raymo M.E.* An 800-kyr record of global surface ocean $\delta^{18}\text{O}$ and implications for ice volume-temperature coupling // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. Vol. 426. P. 58–68.
237. *Shumilovskikh L.S., Fleitmann D., Nowaczyk N., Behling H., Marret F., Wegwerth A., Arz H.W.* Orbital and millennial-scale environmental variability during 64–25 ka BP as detected in pollen and dinocyst records from the SE Black Sea // *Climate of the Past Discussions*. 2013. No 9. P. 5439–5477.
238. *Sommerville A.A., Hansom J.D., Sanderson D.C.W., Housley R.A.* Optically stimulated luminescence dating of large storm events in Northern Scotland // *Quaternary Science Reviews*. 2003. Vol. 22. No 10–13. P. 1085–1092.

239. Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnykh Yu P., Romanyuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (Upper Pleistocene) in the Caspian Sea // *Quaternary International*. 2018. Vol. 465. Part A. P. 152–157.
240. Souza P.E., Sohbaty R., Murray A.S., Kroon A., Clemmensen L.B., Hede M.U., Nielsen L. Luminescence dating of buried cobble surfaces from sandy beach ridges: a case study from Denmark // *Boreas*. 2019. Vol. 48. No 4. P. 841–855.
241. Spratt R.M., Lisiecki L.E. A Late Pleistocene sea level stack // *Clim. Past*. 2016. No 12. P. 1079–1092.
242. Stokes S., Ingram S., Aitken M.J., Sirocko F., Anderson R., Leuschner D. Alternative chronologies for Late Quaternary (last Interglacial-Holocene) deep sea sediments via optical dating of silt-sizes quartz // *Quaternary Science Reviews*. 2003. No 22. P. 925–941.
243. Surić M., Jurašić M., Horvatinšić N., Krajcar Bronić I. Late Pleistocene Holocene sea-level rise and the pattern of coastal karst inundation: records from submerged speleothems along the eastern Adriatic coast (Croatia) // *Mar. Geol.* 2005. No 214. P. 163–175.
244. Surić M., Richards D.A., Hoffmann D.L., Tibljaš D., Jurašić M. Sea level change during MIS 5a based on submerged speleothems from the eastern Adriatic Sea (Croatia) // *Mar. Geol.* 2009. No 262. P. 62–67.
245. Svitoch A.A. The Khvalynian Transgression of the Caspian Sea and the New-Euxinian Basin of the Black Sea // *Water Resources*. 2008. Vol. 35. No. 2. P. 165–170.
246. Taratunina N., Rogov V., Streletskaia I., Thompson W., Kurchatova A., Yanina T., Kurbanov R. Late Pleistocene cryogenesis features of a loess-paleosol sequence in the Srednyaya Akhtuba reference section, Lower Volga River valley, Russia // *Quaternary International*. 2021. Vol. 590. P. 56–72.
247. Thom N. A hydrological model of the Black and Caspian Seas in the late Pleistocene and early-middle Holocene // *Quaternary Science Reviews*. 2010. No. 29(23–24). P. 2989–2995.
248. Tomura T., Sawai Y., Ito K. OSL dating of the AD 869 Jogan tsunami deposit, northeastern Japan // *Quaternary Geochronology*. 2015. No 30. P. 294–298.
249. Tudryn A., Leroy S.A.G., Toucanne S., Gibert-Brunet E., Tucholka P., Lavrushin Yu.A., Dufaure O., Miska S., Bayon G. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater // *Quaternary Science Reviews*. 2016. Vol. 148. P. 29–43.
250. Tzedakis P.C., Drysdale R.N., Margari V., Skinner L.C., Meniel L., Rhodes R.H., Taschetto A.S., Hodell D.A., Crowhurst S.J., Hellstrom J.C., Fallick A.E., Grimalt J.O., McManus J.F., Martrat B., Mokeddem Z., Parrenin F., Regattieri E., Roe K., Zanchetta G. Enhanced climate instability in the North Atlantic and southern Europe during the Last Interglacial // *Nat Commun*. 2018. No 9. 4235.

251. Wegwerth A., Dellwig O., Kaiser J., Ménot G., Bard E., Shumilovskikh L., Schnetger B., Kleinhanns I.C., Wille M., Arz H.W. Meltwater events and the Mediterranean reconnection at the Saalian–Eemian transition in the Black Sea // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. No 404. P. 124–135.
252. Wegwerth A., Dellwig O., Sabine Wulf S., Plessen B., Ilka C. Kleinhanns I.C., Norbert R. Nowaczyk N.R., Jiabo L., Arz H.W. Major hydrological shifts in the Black Sea “Lake” in response to ice sheet collapses during MIS 6 (130–184 ka BP) // *Quaternary Science Reviews*. 2019. Vol. 219. P. 126–144.
253. Wegwerth A., Plessen B., Kleinhanns I.C., Arz H.W. Black Sea hydroclimate and coupled hydrology was strongly controlled by high-latitude glacial climate dynamics // *Commun Earth Environ*. 2021. Vol. 2. № 63.
254. Wintle A.G., Huntley D.J. Thermoluminescence dating of deep-sea core // *Nature*. 1979. No 279. P. 710–712.
255. Wintle A.G., Huntley D.J. Thermoluminescence dating of ocean sediments // *Canadian Journal of Earth Science*. 1980. No 17. P. 348–360.
256. Yanchilina A.G., Grall C., Ryan W.B.F., McManus J.F., Major C.O. Lack of marine entry into Marmara and Black Sea-lakes indicate low relative sea level during MIS 3 in the northeastern Mediterranean // *Climate of the Past Discussions*. 2019. P. 1–20. (Preprint).
257. Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the late Pleistocene // *Quaternary International*. 2014. Vol. 345. P. 88–99.
258. Yanina T.A. Environmental Variability of the Ponto-Caspian and Mediterranean Basins During the Last Climatic Macrocycle // *Geography, Environment, Sustainability*. 2020. Vol. 13. No 4. P. 6–23.
259. Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., Berdnikova A., Tkach N. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2021. Vol. 590. P. 73–84.
260. Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2017. Vol. 465. P. 130–141.
261. Zander A., Hilgers A. Potential and limits of OSL, TT-OSL, IRSL and pIRIR290 dating methods applied on a Middle Pleistocene sediment record of Lake El'gygytyn, Russia // *Climate of the Past*. 2013. Vol. 9. No 2. P. 719–733.
262. Zubakov V.A. Climatostratigraphic scheme of the Black Sea pleistocene and its correlation with the oxygen-isotope scale and glacial events // *Quaternary Research*. 1988. Vol. 29. No 1. P. 1–24.