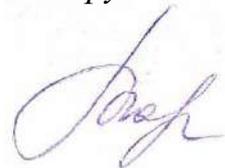


МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Таратунина Наталья Александровна

**Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье:
условия и хронология этапов развития**

1.6.8 Гляциология и криология Земли
(25.00.31 Гляциология и криология Земли)

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук,
профессор В.В. Рогов

Москва – 2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ	13
1.1. Геологическое строение.....	13
1.2. Геоморфологическое строение района исследований и история развития рельефа	19
1.3. Климат	24
1.4. Ландшафты и почвы.....	26
ГЛАВА 2. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ..	29
2.1. Современные представления о развитии позднеплейстоценовых бассейнов Каспия	30
2.2. Взгляды на строение ательских отложений, их возраст и генезис.....	36
2.3. Современные представления о масштабах и условиях развития криогенеза на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене	42
2.4. Классификации криогенных структур	48
ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	54
3.1. Полевые исследования.....	56
3.2. Лабораторные исследования	57
ГЛАВА 4. КЛЮЧЕВЫЕ ОБЪЕКТЫ.....	69
4.1. Разрез Средняя Ахтуба	69
4.2. Разрез Ленинск	82
4.3. Разрез Батаевка	92
4.4. Разрез Райгород	99
4.5. Разрез Черный Яр	107
4.6. Разрез Косика.....	114
ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КРИОГЕНЕЗА В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ.....	122
5.1. Криогенные структуры в верхнеплейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья	122

5.2. Характеристика лёссово-почвенных серий Нижнего Поволжья.....	127
5.3. Криогенные структуры в отложениях Нижнего Поволжья	131
5.4. Представления о механизме формирования криогенных структур в Нижнем Поволжье	133
5.5. Этапы развития криогенеза Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене	137
Заключение.....	146
Литература	148
Приложение №1. Результаты гранулометрического анализа	164
Приложение №2. Результаты ОСЛ-датирования	167

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Понимание реакции различных ландшафтных компонентов на глобальные и региональные изменения климата возможно только посредством детального изучения их изменений в прошлые геологические эпохи, отраженных в строении отложений. Одним из природных явлений, получивших широкое распространение на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене, является многолетняя мерзлота. На этой территории выявлены многочисленные свидетельства существования мерзлых пород в виде разнообразных криогенных структур, часто формирующих криогенные горизонты. Последние, в свою очередь, являются важным хроностратиграфическим репером. В настоящее время детальная реконструкция этапов развития криогенеза, условий его формирования и выявление границ максимального распространения области многолетней мерзлоты на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене остается нерешенной задачей современной палеогеографии.

Одним из наиболее дискуссионных районов распространения многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене на Восточно-Европейской равнине является Прикаспийская низменность. Здесь, в долине рек Волги и Ахтубы, на значительном протяжении от Волгограда до Астрахани (территория Нижнего Поволжья), за длительный период исследований охарактеризована серия разрезов, содержащих уникальную запись о четвертичной истории Каспийского моря в виде чередующихся морских и субаэральных отложений (Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Свиточ, Янина, 1997; Koltringer et al., 2021; Kurbanov et al., 2021).

Эволюция природной среды этого региона находится под пристальным вниманием исследователей (Гричук, 1954; Шкатова, 1975; Янина, 2012; Tudryn et al., 2013; Свиточ, 2014; Болиховская и др., 2017). Однако в значительном по объему опубликованном материале встречаются лишь короткие и отрывочные описания палеогеографических условий регрессивных эпох Каспийского моря. Разнообразие взглядов (Васильев, 1961, 1976; Москвитин, 1962; Федоров, 1978; Коломийцев, 1985; Рычагов, 1997; Лаврушин и др., 2014; Бадюкова, 2015) о строении разрезов и генетических свойствах отложений, отсутствие детальной литологической характеристики не позволяют выполнять достоверные палеогеографические реконструкции для значительного по протяженности этапа ательской регрессии, отложения которого широко распространены в северной части Нижнего Поволжья. Практически отсутствуют данные по истории развития процессов криогенеза и их роли в формировании субаэральных отложений данного региона. Недостаточность материалов по ландшафтно-климатической динамике в ходе

продолжительной ательской регрессии связана, во-первых, с малым количеством изученных на современном уровне разрезов, содержащих серии континентальных отложений, а, во-вторых, с тем, что основное внимание исследователей региона было направлено на детальную характеристику морских отложений различных трансгрессивных этапов Каспийского моря. Реконструкция эволюции мерзлотных процессов в отложениях позднего плейстоцена и их влияния на особенности седиментации может позволить приблизиться к пониманию палеогеографических условий формирования субаэральных отложений в регрессивные эпохи Каспия.

Цель исследования заключается в решении одной из проблем палеогеографии позднего плейстоцена – доказательстве существования криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене, определение хронологии и условий его развития.

Основные задачи:

(1) изучение верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья и заключенных в них криогенных структур;

(2) выделение этапов развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья посредством корреляций и датирования методом оптически стимулированной люминесценции;

(3) характеристика условий формирования криогенных структур, определение типа мерзлоты, ее строения и мощности;

(4) корреляция природных событий в Нижнем Поволжье с событиями на Восточно-Европейской равнине.

Объектом исследования являются криогенные структуры в толще верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья. **Предметом** исследования служит криогенез и условия его образования в позднем плейстоцене на изученной территории.

Фактический материал, личный вклад автора. На начальном этапе исследования проводился литературный обзор работ по Нижнему Поволжью (Федоров, 1957; Васильев, 1961, 1976; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975; Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2012; Свиточ, 2014 и др.) с целью выявления разрезов, содержащих следы криогенеза в виде различных криогенных структур; а также выполнен анализ материалов дистанционного зондирования для выбора ключевых участков данного региона. Полевое изучение позднеплейстоценового криогенеза Нижнего Поволжья проводилось в 2017-2021 гг. автором в составе экспедиций под руководством Т.А. Яниной и Р.Н. Курбанова, которые включали: рекогносцировочные работы по левому и правому берегам р. Волга с определением ключевых разрезов; непосредственную работу на обнажениях - Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка, Райгород, Черный Яр, Косика. В ходе

полевого изучения разрезов Нижнего Поволжья автором лично выполнено литостратиграфическое описание отложений с выделением фаций и текстур, выделение криогенных горизонтов и детальное описание криогенных структур, опробование отложений для лабораторных анализов (гранулометрический, микроморфологический, минералогический, люминесцентное датирование), фотофиксация и нивелирная съемка. Автором самостоятельно выполнен весь комплекс лабораторных исследований: в Лаборатории криотрасологии Института Криосферы Земли СО РАН выполнено определение гранулометрического состава (159 образцов), анализ микростроения и морфоскопии на сканирующем электронном микроскопе (115 образцов), определение минералогического состава отложений и определение коэффициента криогенной контрастности (73 образца); датирование (проведение люминесцентного датирования); пробоподготовка для абсолютного датирования выполнена в НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ им М.В. Ломоносова; Северной лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания) проведено оптически стимулированное люминесцентное датирование (29 образцов). Анализ и обобщение полученных данных выполнены лично автором диссертации. Для корреляции событий, а также уточнения палеогеографических реконструкций использованы материалы коллег и опубликованные данные с указанием в тексте диссертации источников информации.

Методология

Основой палеокриолитологического анализа является принцип актуализма, согласно которому формирование криогенных структур происходило по принципам и законам, действующим и в настоящее время, а современные криогенные структуры и условия их формирования служат аналогом для оценки палеогеографических обстановок прошлого. Основой диссертационного исследования стал поиск и характеристика палеокриогенных структур в Нижнем Поволжье, детальное изучение их состава, строения, условий накопления, промерзания и протаивания в ходе палеогеографической истории. Возраст формирования криогенных структур определялся методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), который отражает время, прошедшее с момента последнего воздействия солнечного света на зерна кварца и полевых шпатов.

Предмет защиты – выделенные на основе корреляций и абсолютного датирования этапы развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене, а также условия и механизмы их формирования.

Основные защищаемые положения:

1. Верхнеплейстоценовые отложения Нижнего Поволжья содержат многочисленные следы развития криогенеза, представленные псевдоморфозами разных типов и криотурбациями. Криогенезом затронуты горизонты лёссово-почвенных серий, аллювиальные и прибрежно-морские отложения.

2. В Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене установлены шесть этапов криогенеза, имеющих разную выраженность в отложениях в зависимости от генезиса отложений.

3. Формирование клиновидных структур в разрезах Нижнего Поволжья объясняется теорией сегрегационного льдообразования: их образование связано с миграцией влаги при промерзании пород деятельного слоя, формирования сегрегационных текстур и последующего протаивания ледяных шлиров.

4. Граница криолитозоны на юге Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене располагалась как минимум на 250 км южнее, чем представлялось ранее (Величко, 1973). Границу позднеплейстоценовой криолитозоны в Нижнем Поволжье предлагается проводить в районе с. Косика (~47° с.ш.).

Научная новизна работы

Впервые в Нижнем Поволжье выделены многочисленные структуры, доказано их криогенное происхождение, а также выполнена типизация. Впервые определен абсолютный возраст криогенных структур, на основе чего проведена корреляция разрезов и выделены этапы распространения криогенеза на изученной территории. Выполнена палеогеографическая реконструкция этапов развития криогенных процессов в Нижнем Поволжье. Предложен механизм формирования криогенных структур. На основе комплексного изучения истории криогенеза в Нижнем Поволжье уточнены границы распространения криолитозоны позднего плейстоцена на юге Восточно-Европейской равнины.

Степень достоверности

Степень криогенного преобразования отложений и их возраст оценены с использованием современных методов на новейшем оборудовании (лазерный гранулометр, сканирующий электронный микроскоп, дифрактометр, ТЛ/ОСЛ ридер) в научно-исследовательской лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, лаборатории криотрасологии Института Криосферы Земли СО РАН, Северной лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания). Проверка достоверности полученных результатов неоднократно осуществлялась на

специализированных семинарах и конференциях, в опубликованных статьях, а высокая степень достоверности выводов обеспечена обширным фактическим материалом.

Теоретическая и практическая значимость работы

Существование криогенных горизонтов подтверждает наличие осушенной поверхности и субэральные условия времени формирования структур. Таким образом, криогенные горизонты различных разрезов могут служить маркерами для детализации стратиграфических схем Северного Прикаспия, а также позволяют проводить корреляции в пределах Восточно-Европейской равнины. Результаты предлагаемой работы могут быть использованы в образовательных целях в лекционных курсах по палеогеографии и криолитологии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Апробация

Результаты исследования и основные положения диссертации представлены автором на российских и международных научных конференциях и совещаниях: Всероссийская научная конференция "Пути эволюционной географии", посвященная памяти профессора А.А. Величко (Москва, Россия, 2016), 5-я европейская конференция по изучению мерзлоты EUCOP-5 (Шамони, Франция, 2018); Международная конференция «Loessfest2018: Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features» (Волгоград, 2018); Всероссийская конференция «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений» (Москва, Россия, 2019); XX международный конгресс по изучению четвертичного периода INQUA (Дублин, Ирландия, 2019); Международная конференция по люминесцентному датированию UKLED (Роскилле, Дания, 2019); Всероссийская научная конференция с международным участием «Марковские чтения 2020» (Москва, 2020); 29 Всероссийская молодежная конференция "Строение литосферы и геодинамика" (Иркутск, 2021); VI Всероссийский научный молодежный геокриологический форум (Якутск, 2021); 2-я Международная конференция по четвертичным наукам (Горган, Иран, 2021); 16-я Международная конференция по люминесцентному датированию (Бургос, Испания, 2021), II Всероссийская конференция «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021).

Публикации

По теме диссертации опубликовано 26 научных работ, в том числе 3 статьи в рецензируемых изданиях (журналах) из списка Scopus, WoS и RSCI (2 статьи в зарубежных журналах), 2 коллективные монографии, 10 статей в материалах всероссийских и международных конференций и 15 тезисов докладов.

Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. Автор принимал активное участие в постановке научных задач, проведении полевых и

лабораторных исследований, анализе и интерпретации полученных результатов, предоставлении их в печать. При этом необходимо отметить следующее. Применение протокола SAR при датировании отложений методом оптически стимулированной люминесценции [публикации 6, 8, 11, 14] выполнено совместно с Р.Н. Курбановым и Э.С. Мюрреем. Подбор дифракционного спектра минералов для расчета коэффициента криогенной контрастности [1-2, 7, 9, 12, 13] выполнен совместно с А.Н. Курчатовой. Автором была проведена значительная работа над текстом статей, а также представление их в архив и редакции журналов и переписка с редакторами и рецензентами.

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. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.12.015.

Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Таратунина Н.А., Курчатова А.Н., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2020. № 6. С. 73-85.

Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. 2021. Vol. 50 (1). P. 134-146. DOI: 10.1111/bor.12478.

Главы в монографии:

Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Таратунина Н.А., Вольвах Н.Е. Методические основы оптически стимулированной люминесценции // В кн.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова*. Под ред. Т.А. Яниной, Н.С. Болиховской, Е.И. Поляковой, Т.С. Клювиткиной, Р.Н. Курбанова. М.: Географический факультет МГУ Москва, 2020. С. 556-570.

Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Опыт применения ОСЛ-датирования в изучении трансгрессивно-регрессивных циклов Черного и Каспийского морей // В кн.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова*. Под ред. Т.А. Яниной, Н.С. Болиховской, Е.И. Поляковой, Т.С. Клювиткиной, Р.Н. Курбанова. М.: Географический факультет МГУ Москва, 2020. С. 571-594.

Курбанов Р.Н., Таратунина Н.А., Вольвах Н.Е. Опыт применения ОСЛ-датирования в изучении лессово-почвенных серий Северной Евразии // В кн.: *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова*. Под ред. Т.А. Яниной, Н.С. Болиховской, Е.И. Поляковой, Т.С. Клювиткиной, Р.Н. Курбанова. М.: Географический факультет МГУ Москва, 2020. С. 595-613.

Десять статей опубликованы в материалах всероссийских и международных конференций и шесть тезисов докладов.

Taratunina N.A., Rogov V.V., Streletskaia I.D., Kurbanov R.N. Permafrost processes in the Late Pleistocene loess in the Lower Volga region // Book of Abstracts: International conference “Loessfest2018: Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features” (Volgograd, 23-29 September, 2018). Volgograd: VolGU, 2018. P. 110-111.

Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Янина Т.А. Реконструкция мерзлотных событий на территории Нижнего Поволжья и определение их возраста методом ОСЛ-датирования // Тезисы докладов всероссийской научной конференции: «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений». ИГ РАН - ГИН РАН, Москва, 2019. С. 93.

Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Лебедева М.П., Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Курчатова А.Н. Развитие криогенных процессов как фактор формирования лессов Нижней Волги // Экзолит – 2020. Литологические школы России. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 215-летию основания Московского общества природы. Москва, 25-26 мая 2020 г. Сборник научных материалов. Москва: МАКС Пресс, 2020. С. 201-203.

Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Курчатова А.Н. Этапы развития криогенеза в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием Марковские чтения 2020 года / Отв. редакторы Н.С. Болиховская, Т.С. Ключевиткина, Т.А. Янина. Москва: Географический факультет МГУ, 2020. С. 404-408.

Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курчатова А.Н. Этапы развития криогенеза в Нижнем Поволжье (по результатам ОСЛ-датирования) // Строение литосферы и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11-16 мая 2021 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С.26.

Таратунина Н.А. Особенности формирования криогенных структур в позднплейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья // Актуальные проблемы и перспективы развития геокриологии: Материалы VI Всероссийского научного молодежного геокриологического форума (г.Якутск, 28 июня – 13 июля 2021 г.). Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2021. С. 64-66.

Таратунина Н.А., Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Курчатова А.Н., Янина Т.А., Курбанов Р.Н. Позднплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье на примере разреза

Черный Яр // Пути эволюционной географии – 2021. Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). М.: Институт географии РАН. С. 390-393.

Таратунина Н.А., Курбанов Р.Н., Колтрингер К., Стивенс Т., Рогов В.В., Янина Т.А., Лебедева М.П., Макеев А.О., Русаков А.В. Новые данные о хроностратиграфии лессово-почвенных серий Нижнего Поволжья // Пути эволюционной географии – 2021. Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). М.: Институт географии РАН. С. 849-852.

Прочие публикации:

Field Trip Guide Loessfest 2018 “Diversity of Loess: Properties, Stratigraphy, Origin and Regional Features”. 23-29 September 2018, Volgograd, Russia / *Kurbanov R.N., Yanina T.A., Murray A.S., Belyaev V.R., Solodnikov D.A., Rogov V.V., Streletskaya I.D., Otcherednoy A.K., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Rusakov A.V., Taratunina N.A., Semikolennykh D.V., Yarovaya S.K.* Volgograd: VolGU, 2018. 64 pp.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из Введения, 5 глав, включающих 14 таблиц и 58 рисунков, Заключение, списка литературы из 213 наименований (в том числе 68 на иностранных языках) и 2 приложений. Текст изложен на 169 страницах.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.г.н., профессору Виктору Васильевичу Рогову за постоянную помощь и конструктивную критику. Автор выражает особую признательность своему консультанту, к.г.н., с.н.с. Курбанову Р.Н., за неоценимую помощь и советы в работе над диссертацией, а также возможность сбора материала в рамках полевых исследований и освоения методики абсолютного люминесцентного датирования. Автор искренне благодарна заведующей НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, д.г.н. Яниной Т.А. за направление и безграничную отзывчивость. Автор безмерно благодарна д.г.н. Болиховской Н.С., к.г.-м.н. Стрелецкой И.Д. за всеобъемлющую поддержку и критику в работе над диссертацией; заведующей лаборатории криотрасологии (ИКЗ СО РАН) к.г.-м.н. Курчатовой А.Н. за ценный методический опыт и возможность проведения полного комплекса криолитологических исследований; Яниной Т.А., Бутузовой Е.А., Семиколенных Д.А. – за помощь в изучении морских отложений; д.с.-х.н. Лебедевой М.П., д.б.н. Макееву А.О., д.г.н. Русакову А.В., к.с.-х.н. Романис Т.В., Кагановой А.Е. – за совместные полевые исследования и ценный опыт в изучении палеопочв; Стивенсону Т., Колтрингер К. – за совместные полевые исследования, ценный опыт в изучении магнитных свойств и

минералогических исследованиях; к.г.н. Солодовникову Д.А. и студентам ВолГУ за помощь в организации и проведении полевых работ в Нижнем Поволжье; Мюррею Э.С. и Булярет Я.-П. – за возможность проведения абсолютного датирования в Северной лаборатории (Дания) и помощь в анализе результатов; к.г.н. Зазовской Э.П. и к.б.н. Шишкову В.А. за возможность работы в Лаборатории радиоуглеродного датирования ИГ РАН; Королевой Е.С. за помощь в проведении лабораторных анализов. Автор выражает благодарность всему коллективу НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена за творческую атмосферу, понимание, поддержку и ценные советы.

Исследования по теме диссертации выполнены при поддержке проектов РФФ (№16-17-10103, №19-77-10077), РФФИ (№18-35-00619, №20-55-56046), а также в рамках фундаментальных тем Государственного задания Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова: «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений» (ЦИТИС 121051100135-0, приоритетное научное направление «Глобальные и региональные изменения окружающей среды и общества») и «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочное прогнозирование ее изменений» (ЦИТИС АААА-А16-116032810080-2, приоритетное научное направление «Изменения природной среды, общества и проблемы природопользования»).

ГЛАВА 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Исследуемая территория расположена на юго-востоке Восточно-Европейской равнины, в пределах северо-западной части Прикаспийской низменности. В литературе широко используется термин «Нижняя Волга», который выделяют по гидрографическим признакам и определяют участком от впадения в Волгу р. Кама до Каспийского моря (Брылев и др., 2010). В других работах (Горецкий, 1966) начало Нижней Волги проводят от устья Большого Иргица.

В данной работе используется термин «Нижнее Поволжье», под которым понимается участок, расположенный в нижнем течении реки Волга, юго-восточнее г. Волгоград в пределах Прикаспийской низменности. В рамках административно-территориального деления, исследуемый район расположен на территории Волгоградской области, республики Калмыкия и Астраханской области. На этом участке р. Волга течет по полупустыне, не принимая притоков, при впадении в Каспийское море формируя обширную дельту. В районе г. Волжский р. Волга образует левый рукав (р. Ахтуба), в результате чего формируется обширная область – Волго-Ахтубинская пойма, по бортам которой расположены изученные разрезы новейших отложений.

1.1. Геологическое строение

Территория исследуемого района располагается в пределах Прикаспийской синеклизы (юго-восточная часть Русской плиты), заложенной в палеозое. Регион является платформенной областью и удален от ближайшей складчатой системы (Урала) на значительное расстояние (Карандеева, 1957; Геология СССР, 1970). Складчатый фундамент Прикаспийской синеклизы, опущенный на глубину 3-4 км, перекрыт толщей палеозойских и мезо-кайнозойских отложений, мощность которых достигает здесь наибольшей величины для Русской платформы (в некоторых участках более 20 км) (Карандеева, 1957). В разрезе осадочного чехла Прикаспийской синеклизы выделяют 3 части: подсолевою, солевую (пермские отложения кунгурского возраста - наиболее древние породы, обнаруженные в пределах низменности) и надсолевою (надкунгурские отложения перми и кайнозойские отложения). Нижняя (подсолевая) толща залегает практически горизонтально и, согласно геофизическим данным, имеет мощность порядка 10-12 км. Структуры подсолевого комплекса созданы в основном движениями блоков фундамента, образуют крупные платформенные поднятия и опускания. Солевая толща, состоящая из мощных пачек каменной соли, слагает ядра множества диапировых структур (соляные купола, соляные валы); ее мощность меняется от нескольких сотен метров до десяти километров. Строение верхней (надсолевой) толщи, а также рельефа, определяется широким распространением соляных куполов, рост которых происходил в мезозое и кайнозое (Спиридонов, 1978).

Четвертичные отложения (рис.1) представлены переслаиванием осадков морского и континентального генезиса: средне- и верхнеакчагыльскими, поверх которых залегают апшеронские отложения (более 400 м); выше расположены бакинские, хазарские, ательские и хвалынские отложения общей мощностью 30-40 м, достигая местами более 100 м (Карандеева, 1957).

Общий размах отрицательных движений в Прикаспийской низменности в плиоцен-антропогене достигает 500-600 м, составляя первые сотни метров в зонах соляных куполов. Непосредственное участие в формировании рельефа данной территории принимали моря древнего Каспия, которые сглаживали все неровности палеорельефа (Геология СССР, 1970).

Стратиграфия четвертичных отложений Нижнего Поволжья. Нижнее Поволжье, с точки зрения четвертичной стратиграфии и палеогеографии, является наиболее изученным регионом на побережье Каспийского моря ввиду большой концентрации уникальных по своей полноте и детальности естественных обнажений, вскрывающих сложно построенную толщу новейших отложений, содержащих морские каспийские отложений (начиная с акчагыла), аллювиальные горизонты Волги, субаэральные лёссово-почвенные серии. Для комплексного понимания развития рельефа и среды Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене необходимо рассмотреть строение не только субаэральных отложений, но и каспийских осадков, несущих в себе историю развития трансгрессий и регрессий Каспийского моря, оказавших значительное влияние на процессы осадконакопления в регионе.

Каспийское море в ходе своей эволюции оказало значительное влияние на развитие рельефа и формирование толщи четвертичных отложений в Прикаспийской низменности. В табл.1 представлено строение четвертичных отложений Северного Прикаспия. Основание разреза морского плейстоцена в регионе представлено акчагыльским и апшеронским ярусами.

Ранний плейстоцен. Акчагыльский этап. В акчагыльское время произошла крупная трансгрессия Каспийского моря с одновременным прогибанием Прикаспийской впадины. Площадь бассейна почти в три раза превосходила современный Каспий (Свиточ, 2015). Естественными границами того времени на северо-западе были склоны Приволжской возвышенности и Ергеней; воды моря проникали по долине Волги далеко на север в виде крупного ингрессионного залива. В максимум трансгрессии уровень моря достигал отметки 100 м, глубина превышала несколько сотен метров, а соленость достигала 18-19‰ (Свиточ, 2015). Берега имели глубокую расчлененность, с широким распространением абразионных типов (Леонтьев и др., 1977). Сведения об акчагыльской трансгрессии неполны и

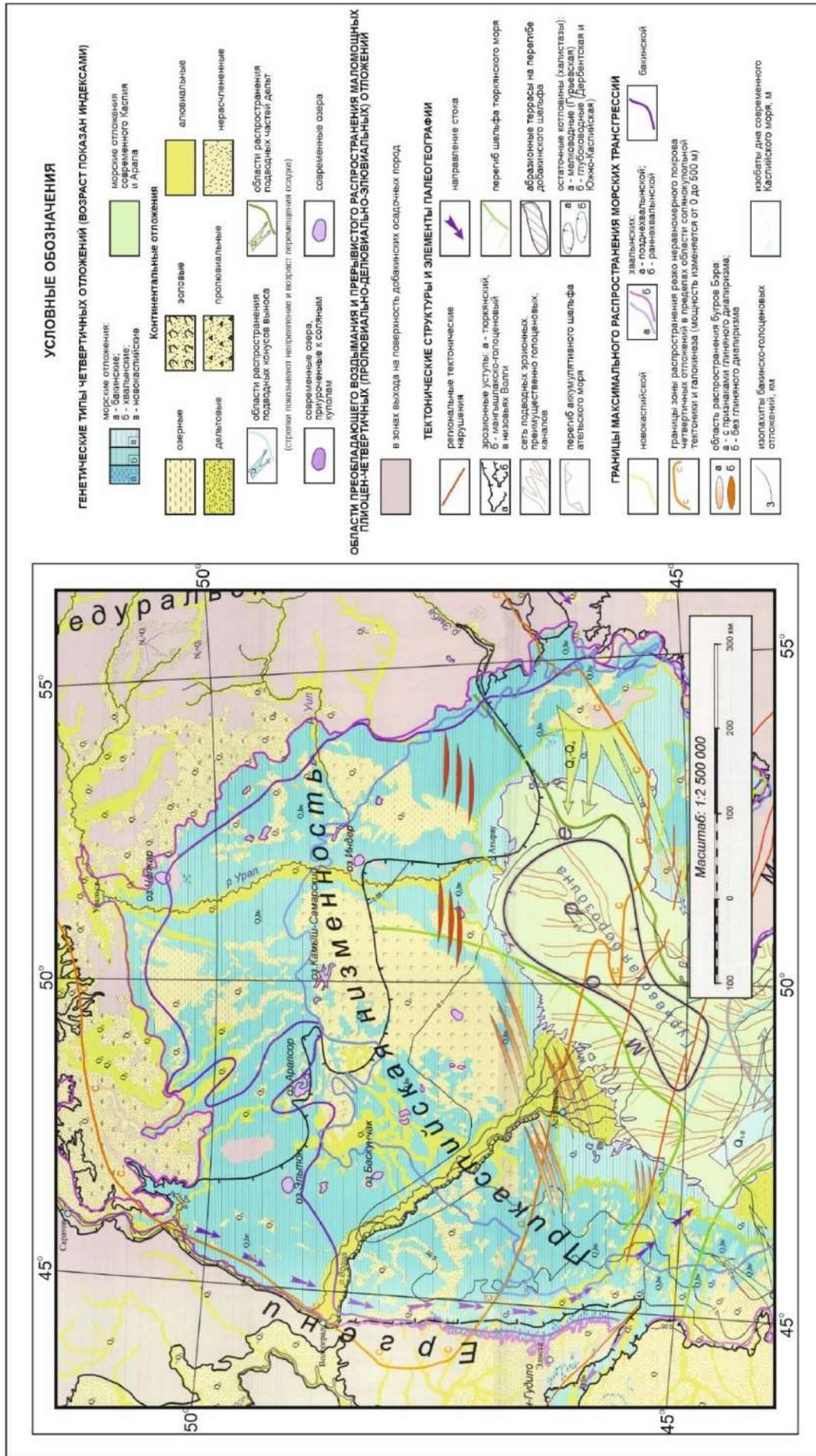


Рисунок 1. Фрагмент карты четвертичных отложений Каспийского региона (Карта четвертичных..., 2004)

противоречивы, что привело к существованию различных палеогеографических реконструкций (Москвитин, 1962; Гричук, 1990 и др.).

Акчагыльские отложения широко распространены в пределах Прикаспийской низменности, заполняют глубокие врезы доакчагыльского времени и представлены преимущественно серыми и зеленоватыми глинами, в разной степени опесчаненными или алевритистыми, иногда тонкослоистыми; слои представлены разнозернистыми песками и алевритами (Свиточ, 2014; Спиридонов, 1978).

Таблица 1. Строение четвертичных отложений Нижнего Поволжья (Свиточ, 2014, 2015; с дополнениями по Межрегиональная..., 2014)

МИС	Этап	Слои			
		Морские	Континентальные		
1	Каспийский	Новокаспийский	Современные Новокаспийские Мангышлакские		
2		Хвалынский	Верхнехвалыньские	Енотаевские	
3			Нижнехвалыньские	Ательские	
4			Хазарский	Верхехазарские	Черноярские
5				Нижнехазарские (гюргянские)	Сингильские
6		Тюркянские			
7-10		Бакинский	Бакинские		
11					
12-18					
19		Апшеронский	Апшеронские		
20-63	Акчагыльский	Акчагыльские			

Апшеронский этап. Апшеронская трансгрессия считается крупной трансгрессией Каспийского моря второй половины эпохи Матуяма (1,8-0,7 млн. лет назад). Она уступала акчагыльскому морю, но все же в 2,2 раза превосходила современный Каспий (Свиточ, 2015). В трансгрессии этого времени так же выделяют 3 стадии.

За счет меньшего проникновения на север площадь моря была значительно меньше несмотря на то, что апшеронские отложения зафиксированы западнее береговой линии акчагыльского моря, под самым уступом восточного склона Ергеней. Это объясняется дальнейшим прогибанием Прикаспийской низменности в преапшеронское время (Леонтьев и др., 1977). Амплитуда высотных колебаний береговой линии в апшероне оценивается в несколько сотен метров, с максимальным уровнем моря (по разным оценкам) 50 м (Леонтьев и др., 1977) или 60-80 м (Свиточ, 2015).

Апшеронские отложения так же широко распространены в Каспийском регионе. Отложения состоят из множества перемежающихся песчано-алеврито-глинистых слоев. Конец апшерона ознаменовался глубокой регрессией, о чем свидетельствует наличие

континентальных и лагунно-континентальных отложений между апшеронскими и бакинскими осадками (низовья Терека, Кумы) (Леонтьев и др., 1977).

Средний плейстоцен характеризуется резкими колебаниями уровня и площади бассейна, выделяют два крупных этапа – бакинский и хазарский. Максимум трансгрессий достигал +80 м от современного уровня с площадью в два раза больше; минимальный уровень падал на 100 м ниже современного (Свиточ, 2015).

Бакинская трансгрессия. Апшеронская трансгрессия завершилась продолжительной тюрканской регрессией с сухим теплым климатом в Прикаспии, представленной континентальными уплотненными суглинками, супесями, мелкопористыми, иногда лёссовидными, желтовато-серых и палевых тонов, с редкими створками пресноводных моллюсков (Федоров, 1957; Свиточ, 2015). Наступившая затем бакинская трансгрессия развивалась в виде двух крупных стадий – ранней и поздней. В первую половину бакинского века имело место ингрессия моря при сравнительно невысоком уровне, а в последующее, позднебакинское время, море имело более высокий уровень и распространилось на значительные пространства.

Бакинские отложения включают бакинские морские, сингильские и астраханские слои. Морские отложения известны лишь в разрезе Черный Яр – Нижнее Займище, где их выход на поверхность связан с поднятием соляного купола (Москвитин, 1962). Биостратиграфически отложения охарактеризованы малакофаунистическим комплексом *Didacna catillus volgensis* - *D. parvula*, представлены глинами и глинистыми песками. Отдельные пачки этой толщи представлены субаэральными накоплениями со всеми признаками наземных условий формирования (растительные остатки, комковатая или мелкопористая структура, углистые включения и т.д.). Время бакинской трансгрессии характеризовалось некоторым похолоданием и увлажнением климата: палеоботанические исследования (Гричук, 1954) свидетельствуют о существенной роли лесных формаций – происходило продвижение зоны лесов (темнохвойной тайги) к югу (Шкатова, 1975); характерна фауна тираспольского комплекса (слон Вюста, носорог Мерка, мосбахская лошадь и др.). По палеомагнитным датировкам возраст бакинской трансгрессии не превышает 690 тыс. лет, а термолюминесцентным методом возраст оценивается в 400-480 тыс. лет (Леонтьев и др., 1977).

На конец раннебакинского этапа приходится рубеж качественного изменения климата. Далее происходит врез и накопление «венедского» аллювия. Он перекрыт толщей сингильских темно-серых болотных и озерных отложений (глинистых или песчано-глинистых) с многочисленными растительными остатками и пресноводной и наземной стагнофильной фауной моллюсков, которые свидетельствуют о застойных условиях

осадконакопления. Однако единичные находки относительно теплолюбивой фауны, близкая к темнохвойной тайге растительность подтверждают умеренно-прохладный и влажный климат этого времени, соответствующий концу лихвинского межледниковья – началу днепровского оледенения (Шкатова, 1975). Сингильские отложения выделяются в отдельную свиту урунджикского горизонта (Янина, 2012), накопление которой происходило в условиях подпора Волги морскими водами бассейна с невысоким уровнем (урунджикского). Мощность бакинского яруса достигает 30-50 м.

Стоит отметить, что по результатам исследований А.С. Застрожнова с соавт. (2018), накопление сингильских отложений происходило в заключительный регрессивный этап развития раннехазарского бассейна ввиду залегания отложений между нижнехазарскими и верхнехазарскими.

Хазарская трансгрессия. Выше сингильских осадков залегают хазарские отложения, которые в нижеволжских разрезах расчленяются на два горизонта – нижнехазарский и верхнехазарский (Свиточ, Янина, 1997). Раннехазарская трансгрессия была обширнее позднебакинской (Геология СССР, 1970), однако ввиду небольшой мощности отложений и монодоминантного вида дидакн в Северном Прикаспии раннехазарская трансгрессия оценивается как непродолжительная (Свиточ, Янина, 1997). Нижнехазарские морские и аллювиально-морские отложения представлены разнообразным гранулометрическим составом (от песков до глин). Отложения включают малакофаунистический комплекс *Didacna subpyramidata* - *D. paleotrigonoides*, *Didacna nalivkini* (Янина, 2009). Отложения имеют трехчленное строение, отражающее стадильность развития раннехазарской трансгрессии (Свиточ, Янина, 1997).

Во многих разрезах долины Волги стратиграфически выше нижнехазарских осадков вскрывается мощная толща аллювиальных песков, «черноярская свита», с размывом залегающих на нижнехазарских или сингильских отложениях. Толща представлена разными фациями аллювия (от русловой до пойменной) и включает многочисленные раковины пресноводных моллюсков (*Viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Pisidium amnicum* и др.), переотложенные элементы раннехазарской малакофауны и костные остатки хазарского фаунистического комплекса млекопитающих (*Mammuthus trogonterii chosaricus*, *Equus caballus chosaricus* и др.) (Свиточ, Янина, 1997).

Поздний плейстоцен. Поздний плейстоцен на изученной территории представлен верхнехазарскими, ательскими, ниже- и верхнехвалынскими отложениями, подробная стратиграфия которых представлена в Главе 2.

1.2. Геоморфологическое строение района исследований и история развития рельефа

Согласно схеме геоморфологического районирования территории СССР (Геология СССР, 1970) Нижнее Поволжье расположено в пределах Прикаспийской низменности – крупной геоморфологической единицы Каспийской подпровинции Южнорусской провинции (рис.2). Последняя отвечает зоне отрицательных структур южной окраины древней Русской платформы.

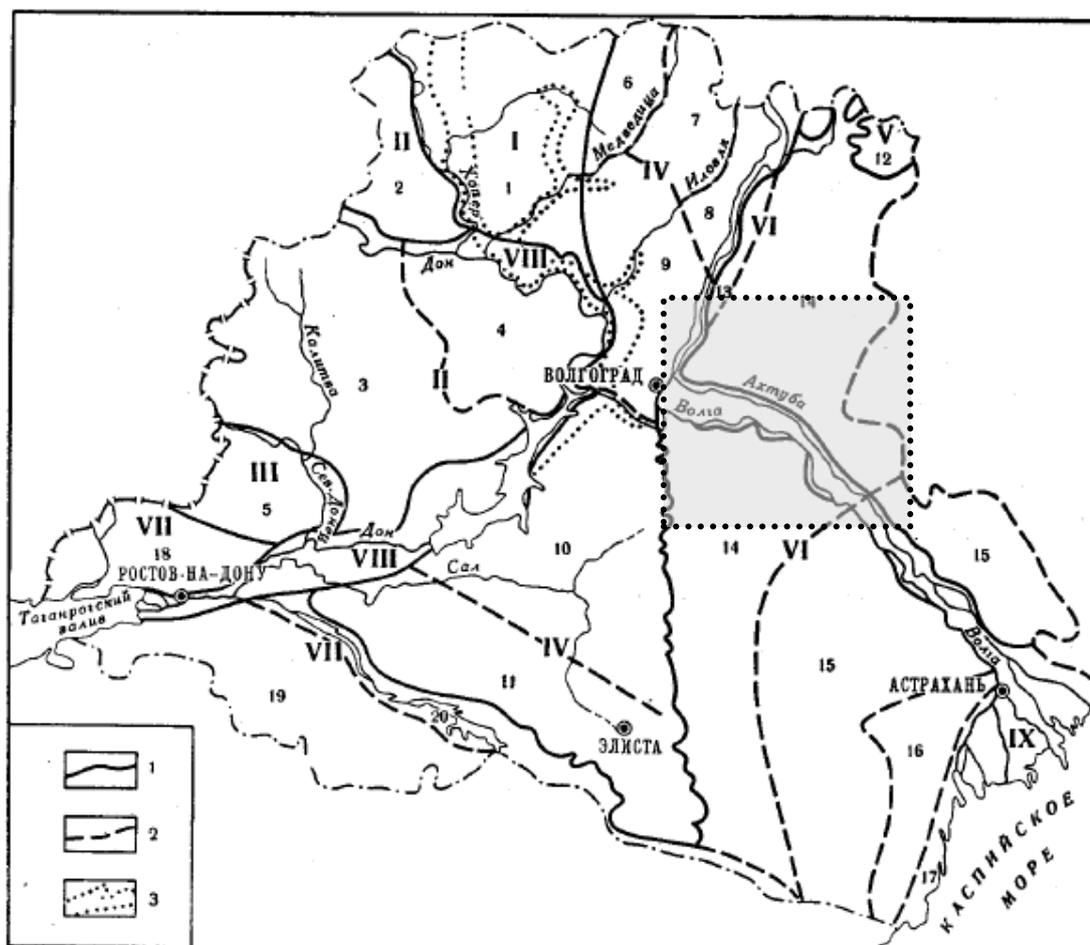


Рисунок 2. Схема геоморфологического районирования территории Ростовской и Астраханской областей и республики Калмыкия (Геология СССР, 1970):

Серым цветом обозначен район исследований. Цифрами обозначены границы: 1 – геоморфологических областей; 2 – геоморфологических районов; 3 – плиоценовой долины Дона. Геоморфологические области и районы: I – Окско-Донская низменность (1-Хоперско-Бузулукская аккумулятивная равнина); II – Средне-Русская возвышенность (2 – Калачская возвышенность, 3 – Доно-Донецкая возвышенность, 4 – Восточно-Донская гряда); III – Донецкий кряж (5 – восточная часть кряжа); IV – Приволжская возвышенность и Ергени (6 – Медведицкие яры, 7 – бронированные кряжи междуречья Медведицы и Иловли, 8 – пластовые ступенчатые возвышенности Правобережья Волги, 9 – южная часть Приволжской возвышенности, 10 – возвышенность Северных и Центральных Ергеней, 11 – возвышенность Южных Ергеней); V – Низкое Заволжье (12 – суртовая аккумулятивная раснина Заволжья); VI – Прикаспийская низменность (13 – Приволжская песчаная гряда; 14 – раннехвалынская глинистая равнина; 15 – верхнехвалынская песчаная равнина; 16 – район бэровских бугров; 17 – Новокаспийская равнина); VII – Причерноморская низменность (18 – Приазовская равнина; 19 – Азово-Кубанская низменность; 20 – Манычская низменность); VIII – долина и дельта Дона; IX – долина и дельта Волги

1.2.1. Прикаспийская низменность

Прикаспийская низменность занимает центральную и западную части Прикаспийской тектонической впадины (синеклизы). Большая часть территории Прикаспийской низменности лежит ниже уровня мирового океана; абсолютные высоты низменности от -28 до 50 м, и лишь на окраинах достигают 100 м (Леонтьев, Халилов, 1965; Геоморфологическое районирование..., 1980). С севера Прикаспийская низменность ограничена Общим Сыртом и Предуральским плато, с запада – Ергенями и Приволжской возвышенностью (Свиточ, 2014). На первый взгляд рельеф Прикаспийской низменности представляет собой идеальную равнину, однако ее рельеф переработан флювиальными и эоловыми процессам (Карандеева, 1957; Спиридонов, 1978; Геоморфологическое районирование..., 1980).

В четвертичное время низменность испытывала обширные трансгрессии Каспийского моря, в связи с чем широкое развитие получили равнинные территории морского генезиса (Леонтьев, Халилов, 1965; Геология СССР, 1970):

- территории до 47-50 м (абс.) относятся к нижнехвалынской морской равнине (рис.3) с преобладанием глинистых и суглинистых отложений; границей равнины на севере является раннехвалынский абразионный уступ, на западе – правый берег р. Волги и восточный уступ Ергенинской возвышенности; на юге граница проходит по нулевой горизонтали; южнее поверхность сложена верхнехвалынскими отложениями. Юго-восточнее г. Волгограда равнина прорезана Волго-Ахтубинской долиной. Рельеф равнины осложнен лиманами, суффозионными западинами и просадками. На фоне ровной поверхности равнины встречаются холмы с отметками до 90-150 м (абс.) – горы Большое Богдо, Малое Богдо и Большой Улуган, образование которых связано с поднятием солянокупольных структур;

- более низкие поверхности (от 0 до -20 м, абс.), расположенные во внутренней части Прикаспийской низменности, представляют собой песчаную позднехвалынскую равнину. Территория равнины, выделяемая от нулевой изогипсы на юго-восток, сначала волнистая, а затем переходит в незакрепленные пески, собранные в гряды, цепи и барханы, образующие холмистую равнину. Бугры ориентированы вдоль преобладающего направления ветров (с северо-запада на юго-восток). Относительные высоты достигают 6-8 м. Равнина осложнена бэровскими буграми, основная часть которых тянется вдоль северо-западного побережья Каспия, однако такой рельеф развит и севернее – к западу и северо-западу от с. Енотаевка, и в районе с. Косика; на левобережье бугры развиты южнее с. Харабали. Бэровские бугры чередуются с понижениями, образуют грядовой рельеф, и

сложены песками и грубыми супесями желтой, коричневой и буроватой окраски («бэровской толщей»);

- ниже -20 м (абс.) развиты песчаные и солончаковые поверхности новокаспийской морской равнины, тянущейся вдоль побережья Каспийского моря шириной от 15-20 до 40-50 км. Бэровские бугры здесь отсутствуют.

Под воздействием эоловых и флювиальных процессов первичный морской рельеф претерпел значительные изменения. Последние проявились в флуктуациях речных потоков, образовании аккумулятивных и врезанных дельт, приуроченных к последовательному отступанию последних трансгрессивных бассейнов. Развитию эоловых процессов способствовали климатические, почвенно-растительные условия, а также распространение верхнехвалынских морских и дельтовых песчаных отложений. Нижнехвалынские отложения из-за своего глинистого состава препятствовали существенному развеиванию, в связи с чем эоловые формы рельефа для раннехвалынской морской равнины не характерны (Спиридонов, 1978).



Рисунок 3. Раннехвалынская морская терраса (слева) и высокая пойма (справа) в районе разреза Батаевка

1.2.2. Строение рельефа долины Нижней Волги

Долина Нижней Волги является частью Прикаспийской низменности и включает Волго-Ахтубинскую пойму и дельту р. Волги. Резкий поворот Структурно-геологическое строение Волго-Ахтубинской долины, расположенной в пределах Большого

Волгоградского сброса и Волго-Ахтубинской структуры, говорит о тектонической ориентировке многих частей долины (Горецкий, 1966).

Южнее г. Волжского от Волги отделяется левый рукав – река Ахтуба, которая течет параллельно главному руслу и имеет схожий гидрологический режим. Обширное пространство между Волгой и Ахтубой – Волго-Ахтубинская пойма – изрезано сетью второстепенных рукавов, проток, блуждающих русел, стариц, озер, осоковых болот. Ширина полосы разлива в пределах поймы достигала прежде 20-30 км; после создания водохранилищ и урегулирования стока Волги затопляются лишь наиболее пониженные участки поймы (Геология СССР, 1970). Волго-Ахтубинская пойма является наиболее молодым элементом долины. Она вложена в поверхность Прикаспийской низменности на 25-30 м в Волгоградской области и на 10-15 м – в Астраханской области. Поверхность поймы располагается в основном ниже уровня моря; абсолютные отметки вблизи дельты составляют минус 24-26 м. По размерам Волго-Ахтубинская пойма – одна из крупнейших в стране: общая длина около 400 км, ширина 20-30 км, а площадь – 8000 км² (Брылев и др., 2010).

Рельеф современной Волго-Ахтубинской поймы сохранил следы четырех трансгрессивно-регрессивных стадий (Коротаев, Чернов, 2018). Первая, наиболее древняя, фиксируется между городами Волгоград и Ахтубинск в виде незатопленного участка древней поймы (абс. отм. минус 3 до минус 9,5 м). Для участка характерен «мелкоозерной» рельеф. Между г. Ахтубинск и с. Замьяны появляются многочисленные озера-старицы и пойменные протоки (абс. отм. минус 9,5 – минус 21,0 м). Зона третьей стадии, где микрорельеф древней поймы приобретает гривистый характер, расположена между с. Замьяны и с. Харабали. Долина грив постепенно увеличивается вниз по течению. Четвертая генерация начинается ниже с. Замьяны и представлена низкой замьянской поймой с абсолютными отметками минус 21 – минус 23 м. Этот участок постепенно переходит в современную многорукавную дельту р. Волги (Коротаев, Чернов, 2018).

История долины Волги продолжительна (Коротаев, Чернов, 2001), считается, что начало ее формирования совпадает с началом среднего плейстоцена (600-700 тыс. лет). На протяжении плейстоценовой истории нижней Волги ее долина неоднократно превращалась в глубокий и длинный ингрессионный залив (Брылев и др., 2010). В разные этапы развития Каспийского моря менялся характер процессов: регрессивные стадии сопровождались устойчивым врезанием р. Волги в русловые и прибрежно-морские отложения; в трансгрессивные стадии, когда море проникало далеко на северо-запад по речной долине, происходила коренная перестройка продольного профиля, размыв и смещение дельты вверх по течению (Коротаев, Чернов, 2018).

С отступанием апшеронского моря и последующей регрессией связывают заложение пра-Волги: при выходе реки в Прикаспийскую низменность она не унаследовала плиоценовую долину, а сместилась на запад, срезав излучину у г. Волгограда. Долина Волги довольно глубоко врезалась в породы плиоцена и коренные отложения, образовав переуглубление по отношению к современной поверхности Прикаспия до 80 м (Брылев и др., 2010). Ввиду значительной роли уровня Каспийского моря в формировании рельефа долины Волги, аллювиальные террасы в долине Нижней Волги не выражены. Врезание долины прослеживается в районе с. Енотаевка: здесь наиболее глубоко залегающей является венедская свита, русловые пески которой вложены в 15-20-метровый врез в бакинские глины; выше залегают сингильские среднеплейстоценовые эстуарно-лиманные отложения, в которые вложен хазарский аллювий, местами перекрытый ательскими лёссовидными суглинками. Шоколадные глины хвалынской трансгрессии перекрывают отложения второй надпойменной террасы. Современная дельта Волги и Волго-Ахтубинская пойма на протяжении всего хвалынского века представляла собой залив, заполненный наносами лишь в новокаспийское время (Спиридонов, 1978).

Процессы формирования низовий рек во многом зависят как от конкретных природных условий, так и от местных факторов руслоформирования (Гидрология устьев..., 1993). В связи с сооружением серии водохранилищ на р. Волге, ее природный облик коренным образом изменился. Плотина волжской ГЭС подняла воды Волги образовав Волгоградское водохранилище, которое широко разлилось по долине реки, что привело к изменению распределения стока воды по месяцам; уменьшению скорости в нижнем течении (до 0,4-0,5 м/сек), сокращению продолжительности паводка, уменьшению максимальных расходов воды у г. Волгограда в период половодья, повышению летних меженных расходов в 1,5-2 раза; помимо этого, ниже плотины перестал существовать сплошной ледяной покров в зимние месяцы (Геология СССР, 1970).

Междуречья данного региона бессточны ввиду засушливости полупустынного климата, малых уклонов поверхности и обилия бессточных впадин. Все это, при малом количестве поверхностных и грунтовых вод, препятствует их естественному стоку (Доскач, 1964). Однако, несмотря на малые уклоны поверхности, на данной территории широко развито оврагообразование – следствие преобразования естественного рельефа, вызвавшее нарушение природного равновесия равнин (рис.4). Помимо интенсивной эрозии почв и оврагообразования, большая часть берегов Волги охвачена оползневыми процессами, которые образуются по хвалынским отложениям.

1.3. Климат

Поскольку температурные условия и степень увлажненности определяют ход процессов выветривания, непосредственное влияние на формирование отложений оказывает климат (Леонтьев, Халилов, 1965). Нижнее Поволжье представляет собой район с самым аридным и континентальным климатом на территории как Поволжья, так и Европы в целом, что приближает климатические условия данной территории к пустынным. (Алисов, 1956; Болиховская, Касимов, 2008).



Рисунок 4. Балочный рельеф раннехвалынской морской террасы Каспийского моря (разрез Черный Яр)

Важнейшим фактором формирования климата является циркуляция воздушных масс. Рассматриваемая территория расположена на стыке Европы и Азии, а также вблизи границы умеренного и субтропического климатических поясов. Зимой это приводит к проникновению арктических воздушных масс (обычно в начале и в конце зимнего периода), что сопровождается резким похолоданием, штормовыми ветрами, снегами. В целом, в зимнее время господствуют континентальные полярные массы из области сибирского антициклона. Они создают умеренные морозы, несут осадки и устойчивую безветренную погоду. Беспрепятственное вторжение континентальных полярных и арктических масс воздуха обуславливает высокую повторяемость низких температур в регионе. На смену им летом приходят массы тропического воздуха, выносимые из Средиземноморья и Ирана – ближайших очагов формирования (Леонтьев, Халилов, 1965; Геология СССР, 1970).

Распределение ветров для данной территории имеет сезонный характер и определяется годовым ходом давления в центрах действия атмосферы. Летом преобладают

северные, северо-восточные и восточные ветры, нередко устанавливается штилевая погода. Теплый воздух Средиземного моря и Западной Азии связан с развитием циклонов над южной половиной Русской равнины, в результате чего развиваются южные и юго-восточные ветра. В зимний период ведущими являются северные, северо-западные и западные (Леонтьев, Халилов, 1965).

Зимний период (ноябрь-март) – суровый и сухой: характеризуется низкими температурами с абсолютными минимумами на севере территории минус 37 °С, на юге – до минус 29 °С (Коломийцев, 1985). Несмотря на малое количество осадков (90-100 мм), именно в зимний период накапливаются основные запасы продуктивной влаги, которая расходуется летом. Снежный покров распределяется неравномерно со средними значениями 20-30 см, однако ветры выдувают снег с открытых мест и накапливают его в низинах и на защищенных участках. Даже небольшие неровности на плоской поверхности способствуют перераспределению атмосферной влаги и локальному неравномерному увлажнению почвы. В этот период наблюдается наибольшая скорость ветров – 3-7 м/с, порой достигая 12-15 м/сек (Доскач, 1964; Геология СССР, 1970).

Летний период Прикаспии продолжительный, с большим дефицитом влаги, высокой испаряемостью, частыми суховейными ветрами, редким и неравномерным выпадением осадков, высокими дневными температурами воздуха. Летние среднемесячные температуры составляют 23-25 °С; максимальные температуры июля – 37-42 °С. В отдельные засушливые периоды характерны пыльные бури, которые вызывают ветровую эрозию почвы, что приводит к запылению атмосферы (Доскач, 1964; Научно-прикладной..., 1990).

Весна в регионе длится с конца марта до начала мая. В случае (наиболее характерном), если быстрое снеготаяние опережает прогрев почвы, талые воды растекаются по мерзлой поверхности, почти не фильтруясь, скапливаются и застаиваются в понижениях: повышенные участки в этом случае испытывают недостаточное увлажнение, что сказывается на развитии сезонной растительности. Общее количество выпадающих весной осадков невелико (20-30 мм) и не компенсирует потери влаги. В конце весны восточные и юго-восточные ветры в ряде случаев принимают характер суховеев и иногда, как и в зимний период, достигают штормовой скорости (Геология СССР, 1970). Для осени (начало октября – середина/конец ноября) характерно то же количество осадков – в пределах 20-30 мм, однако ввиду меньшего испарения увлажненность почвы выше и более равномерная (Геология СССР, 1970; Доскач, 1964).

Южное расположение территории (45-49° с.ш.) создают условия для обилия солнечного света и тепла. Высокое солнцестояние и малая облачность обеспечивают 1800-

2400 ч солнечного сияния в год. Невелико количество дней со сплошной облачностью. Длительность теплого периода составляет 6-6,5 месяцев (Геология СССР, 1970). Продолжительность периода с устойчивой среднесуточной температурой выше 0 °С составляет около 200 дней. Годовое количество осадков возрастает с юга на север и варьируется в пределах 180-320 мм, включая снежный покров, на долю которого приходится не более 100 мм. Характерное для региона интенсивное испарение (750-900 мм/год) обеспечивается высокими летними температурами и сильными ветрами. И хотя в летнее время выпадает до 60% осадков, на этот же период приходится дефицит влаги, поскольку при ливневом характере осадков только малая часть инфильтруется в почву (Коломийцев, 1985).

Глубина сезонного промерзания сильно различается на севере (до 2,0 м) и в южной части (до 0,7 м), и в среднем составляет 0,5-0,6 м. Погодные условия в течение года весьма неустойчивы – зимой могут быть резкие потепления, а летом – похолодания с ливнями и градом (Доскач, 1964; Научно-прикладной..., 1990).

1.4. Ландшафты и почвы

Согласно ландшафтно-географическому районированию, в Северном Прикаспии выделяются полупустынная и пустынная зоны (Болиховская, Касимов, 2008). Изученные разрезы расположены в пределах Волго-Ахтубинской ландшафтной провинции зоны полупустынь (Николаев, 2007), где в настоящее время преобладают полынно-злаковые сообщества (Болиховская, 2011). Волго-Ахтубинская пойма представлена луговыми сообществами (злаковые, злаково-осоковые, полынно-разнотравные и др.), а также пойменными лесами (ива, тополь, осина, клен и др.). С запада и востока от Волго-Ахтубинской поймы, на междуречьях, распространена пустынная растительность, представленная полукустарничковой полынью. В приморской полосе Каспийского моря господствуют солянковыи и солянково-полынные сообщества, а вдоль моря распространены густые заросли тросника (Болиховская, Касимов, 2008).

Почвы представлены светло-каштановыми, бурыми, солонцовыми комплексами, луговыми, степными и лугово-степными; также распространены песчаные массивы и пятна солончаков, расположенные на разных участках микрорельефа, что отражает различный влажностный режим (Доскач, 1964). Разный литологический состав отложений возвышенных и пониженных участков вносит различия в почвенный покров, поскольку определяет характер почвенного субстрата (Коломийцев, 1985). Под почвами залегают морские и аллювиально-озерные отложения четвертичного периода, которые характеризуются частым чередованием прослоев, сложенных различными

гранулометрическими фракциями (от песчаной до глинистой); отложения, сложенные крупнодисперсными частицами, нередко засолены (Доскач, 1964; Коломийцев, 1985).

Гидрография. Самая крупная река данной территории – Волга. Особенностью реки ниже г. Волгоград является обширная Волго-Ахтубинская пойма, достигающая в самом широком участке 30-35 км. На Волге половодье начинается в начале-середине апреля, спад вод происходит во второй половине мая. Реки на водоразделах немногочисленны и не имеют постоянного стока: летом они сильно мелеют или полностью пересыхают, а в зимний период замерзают. Во время вскрытия рек в них нередко образуются ледовые заторы и паводковые воды широко разливаются, затопляя прилегающие пространства. В связи с сооружением ряда водохранилищ продолжительность паводков снизилась (Доскач, 1964).

Замкнутые бессточные впадины по типу сор, озер и лиманов, западинный микрорельеф являются характерными для междуречий Нижнего Поволжья и встречаются в большом количестве (Коломийцев, 1985). Эти формы различны по размерам, однако зачастую неглубоки. В условиях плоских равнин, при резкой засушливости климата Нижнего Поволжья эти формы являются важным фактором перераспределения влаги с поверхности. Это перераспределение создает контрастные условия формирования почвенно-растительного покрова даже на близких друг к другу участках (Доскач, 1964; Коломийцев, 1985).

Болота в исследуемом районе занимают очень небольшую площадь. Они дислоцируются в дельте Волги и в пределах Волго-Ахтубинской поймы. По типу болота относятся к низинным, и представлены заболоченными лугами или зарастающими водоемами (Геология СССР, 1970).

Заключение по главе. Нижнее Поволжье расположено в пределах Прикаспийской низменности, простирающейся от берегов Каспия на юге до Общего Сырта на севере. Абсолютные высоты в пределах низменности находятся в диапазоне от минус 28 м (на побережье Каспийского моря) до 50 м на севере Прикаспийской низменности. Рельеф изученной области равнинный (аккумулятивно-морского происхождения), в то же время на значительных площадях переработан флювиальными и эоловыми процессами (Геоморфологическое районирование..., 1980). На равнине четко выделяется северный район с нижнехвалынскими отложениями («шоколадными глинами»); а также южный – с преобладанием песков и супесей позднехвалынской стадии.

Волга имеет широкую, хорошо развитую пойму, а сама долина имеет ящикообразное строение в поперечном профиле. Прикаспийская низменность характеризуется наибольшей континентальностью климата на Восточно-Европейской равнине (Алисов, 1956), что определяет Прикаспийскую низменность как наиболее жаркую и засушливую часть

европейского субконтинента (Болиховская, Касимов, 2008). Среди природных зон доминируют полупустыни и пустыни. Количество осадков находится в пределах 180-320 мм/год, большее количество которых испаряется, а на сток приходится не более 10 мм (Геология СССР, 1970).

ГЛАВА 2. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИИ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В главе рассмотрены современные представления о строении и составе верхнеплейстоценовых отложений, их генезисе и палеогеографической истории региона. Эти показатели, а также климатические и гидрологические условия Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене важны для понимания условий формирования отложений, особенностей рельефа и развития криогенных процессов. Важнейшими факторами, определявшими условия осадконакопления и формирования рельефа, являются: 1) глобальные циклы динамики природной среды всей Восточно-Европейской равнины, выраженные в виде чередований периодов криохронов и термохронов; 2) колебания уровня Каспийского моря; 3) аккумулятивная и денудационная деятельность крупнейшей в регионе реки – Волги; 4) динамика региональной циркуляции атмосферы.

Региональная климатическая обстановка определяется, в первую очередь, глобальными климатическими параметрами и их динамикой. Периоды криохронов сопровождались общепланетарным понижением температуры, изменением границ природных зон, аградации криолитозоны, а также изъятием значительных объемов влаги из атмосферы и гидросферы. В термохроны происходило расширение ареалов распространения теплолюбивой флоры и фауны, сокращение границ распространения мерзлоты или полная ее деградация. Теплые и холодные периоды, по мнению исследователей, находят отражение в циклическом строении лёссово-почвенных серий, в которых периодам потеплений соответствуют горизонты палеопочв, а периодам похолоданий – горизонты лёссов (Обручев, 1948; Величко, 1973; Динамика ландшафтных..., 2002).

Другим важным фактором формирования отложений и истории развития региона является уровень Каспийского моря. Территория Северного Прикаспия в позднем плейстоцене также пережила ряд трансгрессивно-регрессивных этапов. Это оказало непосредственное влияние на формирование типов отложений (морские, континентальные), их физических параметров (литологический состав, влажность), состав флористических и фаунистических комплексов и др.

Долина Волги в нижнем ее течении (от Волгограда до Астрахани) осложнена многочисленными старицами, рукавами и ответвлениями, что свидетельствует о сложном строении не только современного, но и палеорула. Положение русла, его врезание и развитие террас находятся в прямой зависимости от уровня Каспийского моря. Развитие плейстоценовых трансгрессий в Северном Прикаспии внесло изменение в строение

долины, привело к подпору Волги и формированию разновозрастных аллювиальных толщ (Черный Яр, Средняя Ахтуба, Райгород). В разрезе Средняя Ахтуба аллювий разделен двумя четко выраженными горизонтами палеопочв, развитыми по пескам. В Райгороде нижняя часть разреза представлена мощной аллювиальной толщей с признаками педогенеза, в то время как в средней части вскрыт горизонт хорошо сортированного аллювия. Нижняя часть разреза Черный Яр представляет собой мощную толщу аллювиальных осадков преимущественно песчаной фракции, которые различаются между собой по составу, слоистости, наличию включений. Все это свидетельствует об активном изменении русла в период накопления осадка.

Расположение территории на границе Европы и Азии обуславливает столкновение различных систем циркуляции воздушных масс в данном регионе. Это определяет основные климато- и рельефообразующие параметры, такие как температура воздуха, количество осадков, ветровая деятельность.

В главе также рассмотрены современные представления о масштабах позднплейстоценового криогенеза на территории Восточно-Европейской равнины и, в частности, в Нижнем Поволжье.

2.1. Современные представления о развитии позднплейстоценовых бассейнов Каспия

За период инструментальных наблюдений амплитуда колебаний уровня Каспийского моря составила 4 м: от -29,01 до -25,3 м (абс.) (Хаустов, Костенко, 2018). Для уровня моря характерны колебания различного характера (Янина, 2012): сгонно-нагонные явления (до 2,5-3,0 м в северном Каспии, до 1,0 м – в южном); сейши амплитудой до 0,70 м в диапазоне от 10 мин до 12 ч; незначительные среднегодовые колебания – до 0,34 м.

Палеогеографические исследования свидетельствуют о значительных (до 100 м) колебаниях уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене (Лаврушин и др., 2014), причины которых различны: режим атмосферных осадков, испарение, таяние мерзлоты, рельеф побережий и др. В настоящее время общепризнаны представления, в которых климат является доминирующим фактором, оказывающим влияние на скорость колебания уровня Каспийского моря (Рычагов, 1993). В табл.2 обобщены представления разных авторов об уровне Каспийского моря в позднем плейстоцене.

Поздний плейстоцен является наиболее изученным периодом истории развития Каспийского региона. В позднем квартере выделено четыре основных этапа: (1) позднехазарский, (2) ательский, (3) хвалынский, (4) новокаспийский.

Таблица 2. Представления разных авторов об уровне Каспийского моря в позднем плейстоцене

МИС	Событие в Каспии	Стадия	Уровень моря, м абс.	Характерные отложения	Ссылка
2	Хвалынская трансгрессия	Позднешхвалынская	0...-2	Шоколадные глины с морской фауной	Леонтьев и др., 1977
			0		Попов, 1983
					Янина, 2012
					Свиточ, 2014
			-2...-18		Федоров, 1957
		Енотаевская регрессия	-45		Леонтьев и др., 1977
			-43...-45		Рычагов, 1997
			-51		Янина, 2012
			-64...,-84		Варущенко и др., 1987
			-100		Свиточ, 2014
			-105...-110		Лохин, Масв, 1990; Маев, 1994
		Раннешхвалынская	47-48		Леонтьев и др., 1977
			47-50		Федоров, 1957
			45-50		Попов, 1983
48-50	Янина, 2012				
50	Свиточ, 2014				
3	Ательская регрессия	Ательская регрессия	-48...-53	Ахтубинские пески, ательские супеси/суглинки/лёссы	Леонтьев и др., 1977
			-100		Лаврушин и др., 2014
-100-120			Свиточ, 2014		
-120...-140			Янина, 2012		
4					
5	Позднехазарская трансгрессия	Позднехазарская-гирканская	-15...-20	Прибрежные отложения с богатой морской фауной	Попов, 1983
			-10		Янина, 2012
			0		Свиточ, 2014
			-10...-15		Леонтьев и др., 1977

Позднехазарский этап. Верхнехазарские каспийские отложения (начало позднего плейстоцена) имеют меньшее распространение, по сравнению с нижнехазарскими, и вскрываются в долине Волги ниже высотного уровня минус 10 м (Лаврушин и др., 2014). Позднехазарская трансгрессия не достигала Сарпинско-Ергенинского района – береговая линия бассейна проходила в 100-150 км от берега Каспийского моря по линии с Ленино-совхоз им. Буденного - оз. Можарское на высоте 15-20 м ниже уровня моря (Геология СССР, 1970). Отложения представлены преимущественно мелководными фациями –

серыми и светло-серыми тонко- и мелкозернистыми песками в основании часто гравелистыми, а также серыми слоистыми глинами, и содержат малакофаунистический комплекс *Didacna surachanica* – *D. nalivkini*. Морские отложения выше по разрезу переходят в озерно-лагунные темно-серые и зеленовато-серые неслоистые или неясно слоистые глины (5-10 м). Общая мощность отложений 15-25 м. (Геология СССР, 1970). Накопление отложений связано с ограниченной пространственно, но продолжительной по времени трансгрессией. Кровля отложений в ряде мест (с. Копановка) размыта, а сами осадки смяты в складки до 0,5-1,0 м по вертикали (Федоров, 1978). Формирование верхнехазарских отложений происходило при отсутствии лесных сообществ и в условиях преобладания травянистых ассоциаций полупустынного типа, что напрямую свидетельствует об аридном климате эпохи (Геология СССР, 1970; Федоров, 1978; Янина и др., 2014).

Стратиграфически выше залегают отложения, представленные тонкослоистыми глинами с частыми прослоями песков и алевритов, с многочисленными раковинами опресненной каспийской малакофауны с характерными видами *Didacna cristata*, *D. subcatillus*. Некоторыми исследователями они относятся к отложениям *гирканской трансгрессии* Каспия (Горецкий, 1966; Попов, 1967б, 1983). Ряд исследователей отрицает существование отдельной гирканской трансгрессии (Васильев, Федоров, 1965; Шкатова, 1975). По последним данным, данный тип отложений выделен для региона в отдельный этап времени гирканской трансгрессии: он следовал за позднехазарской трансгрессией и отделен от нее непродолжительной регрессией (Янина и др., 2014).

Для времени формирования верхнехазарских отложений были характерны условия мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна (Янина и др., 2014). В то же время условия седиментации гирканского бассейна характеризовались более высоким уровнем моря: трансгрессия по размерам превосходила позднехазарскую и доходила до линии с. Пришиб - совхоз Приозерный - совхоз им. Чкалова. Береговая линия ее на восточном склоне Ергеней достигала 20-25 м над уровнем моря (Геология СССР, 1970).

За пределами распространения позднехазарской трансгрессии гирканские слои залегают на размытой поверхности хазарских глин; к кровле горизонта переходят в карбонатные, часто загипсованные, лагунные глины бурого и серого цветов. На значительное опреснение бассейна указывает резкое преобладание в фауне прослоев линз песков монодакн, дрейссен, адакн и каспийских гастропод. Мощность отложений составляет 3-9 м. Континентальные (делювиальные, частично озерные) отложения этого времени тесно связаны с покрывающими их ательскими суглинками (Геология СССР,

1970). Гирканский трансгрессивный бассейн развивался во вторую половину МИС 5 (Курбанов и др., 2018); его максимальный уровень отвечал переходному этапу от микулинского межледниковья к валдайской холодной эпохе (Янина и др., 2014).

Ательский этап. Стратиграфически выше морских верхнехазарских и гирканских отложений в долине Волги залегает мощная субаэральная полифациальная толща – ательская свита, впервые выделенная П.А. Православлевым (1926).

Ательские отложения в Северном Прикаспии характеризуются как морскими, так и субаэральными осадками: формирование ательской свиты происходило на протяжении долины Нижней Волги постепенно, при освобождении равнины из-под вод Каспийского моря, иногда с короткими трансгрессивными этапами. В связи с этим возраст ательских отложений в северной части долины Нижней Волги более древний, в то же время в южной части долины трансгрессивные стадии отмечаются чаще, они были более продолжительными, что определило меньшую мощность субаэральных отложений в этой части. Это также предопределило ряд сложностей в определении генетических свойств ательских отложений и палеогеографических условий формирования. Значительную часть ательских отложений составляют лёссовидные суглинки и супеси, генезис которых является дискуссионным.

Постепенный переход черноярских песков (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966) в ательские лёссовидные супеси и суглинки в долине Волги говорит о последовательном отступании моря в поздне- и послехазарское время – происходит глубокая регрессия с осушением обширных пространств каспийского шельфа, интенсивным врезанием рек, разрастанием береговых аккумулятивных форм в ширину (Леонтьев и др., 1977).

Ательские отложения вскрываются во многих разрезах, образуя в береговых обрывах Волги и Ахтубы вертикальные стенки. Мощность ательских слоев составляет обычно 2-10 м, реже достигая 20 м (Геология СССР, 1970). Часто в них прослеживаются следы палеопочв, реже – включения раковин наземных моллюсков, костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с характерным представителем *Mammuthus primigenius*. В местах накопления отложений в понижениях рельефа наблюдается отчетливая слоистость с присутствием пресноводных моллюсков – признак формирования суглинков в водной среде (Федоров, 1978). Общими для данного типа отложений является охристая и желто-коричневая цветовая гамма, суглинисто-супесчаный состав с высоким содержанием пылеватой составляющей, карбонатность (Геология СССР, 1970).

В кровле ательских лёссовидных супесей и суглинков выражены следы субаэрального выветривания, иногда – почвообразования. Зачастую граница с

подстилающими отложениями осложнена клиновидными формами, по которым осадки проникают во вмещающие отложения. По мнению некоторых исследователей (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966; Васильев, 1976) это указывает на перигляциальные условия образования отложений.

Ательская толща по четкому контакту перекрыта морскими нижнехвалынскими отложениями. В зависимости от положения в палеорельефе характер этого контакта различен: на повышенных участках кровля ательских суглинков с размывом перекрыта нижнехвалынскими песками, а выше – глинами; в понижениях – постепенный переход слоистых суглинков с раковинами пресноводных моллюсков и растительных остатков в морские хвалынские пески с четким контактом, который хорошо распознается в обнажении (например, выше с. Черный Яр) (Федоров, 1978).

В Нижнем Поволжье завершение накопления ательской свиты и начало отложения нижнехвалынских осадков не разделены существенным перерывом (Федоров, 1978). Верхи ательских лёссовидных суглинков и низы хвалынских отложений формировались в условиях прохладного климата, на что указывают находки останков мамонтов *Elephas Primigenius* в ательских суглинках (Громов, 1948). Это также подтверждают исследования пыльцы, которые показали, что с окончанием формирования ательских суглинков и началом формирования нижнехвалынских отложений связано распространение на территории Нижнего Поволжья хвойных лесов таежного типа (пихта, ель, сосна, сибирский кедр и др.) (Гричук, 1952); по данным других авторов конец ательской регрессии – начало хвалынского этапа также характеризовались суровыми климатическими условиями, с распространением сообществ ледникового типа – тундро-степей, перегляциальных степей и лесостепей (Болиховская и др., 2017; Болиховская, Макшаев, 2019).

Хвалынский этап. Отложения хвалынской трансгрессии венчают верхнеплейстоценовые разрезы Нижней Волги, и слагают с поверхности обширные пространства Нижнего Поволжья – морскую аккумулятивную равнину с абс. отметками от 50 до минус 20 м. Это отличает их от осадков предыдущих трансгрессий Каспийского моря. Хвалынские отложения развиты в пределах всей описываемой области и представлены морскими образованиями; подстилаются ательскими слоями, на границе с которыми часто наблюдается отчетливый перерыв, выраженный размывом (Васильев, 1961).

Продолжительность хвалынской трансгрессии, наличие нескольких фаз ее развития, причины столь значительного подъема уровня моря обсуждались многими исследователями (Зубаков, Кочегура, 1973; Шкатова, 1975; Бадюкова, 2015; Янина и др., 2017). Большинство разделяет мнение о наличии двух хвалынских трансгрессий (ранней и поздней), разделенных енотаевской регрессией – периодом накопления континентальных

осадков в низовьях р. Волги, что подтверждается геоморфологическими исследованиями береговых линий хвалынских морей (Православлев, 1932; Жуков, 1945; Леонтьев и др., 1977), малакофаунистическими данными (различие в фаунах ранне- и позднехвалынской трансгрессий) (Янина, 2012) и палинологическим анализами (Болиховская, Макшаев, 2019).

Нижнехвалынские слои принадлежат максимальной трансгрессии Каспия – наибольшей в его позднечетвертичной истории. В этот период морем были заняты значительные пространства Прикаспийской Низменности: самый древний уровень нижнехвалынских отложений прослеживается на абс. отм. 45-47 м (Леонтьев и др., 1977; Федоров, 1957; Попов, 1983; Янина, 2012).

Раннехвалынский этап был единым и характеризовался глубиной моря до 50 м, соленостью более 7‰, которая в глубине бассейна зависела от палеорельефа (Шкатова, 1975). П.В. Федоров (1978) в нижнехвалынских слоях выделяет 2 фазы: абразионную (максимальная трансгрессия) и аккумулятивную (более низкая). Последний автор, исходя из предположения, что ательская свита Волги отвечает времени калининского оледенения, делает вывод о развитии максимальной раннехвалынской трансгрессии в результате таяния ледника.

Если масштабы раннехвалынской трансгрессии Каспия подтверждаются наличием террасы, характерной фацией шоколадных глин, то возрастные оценки более дискуссионные: некоторыми исследователями время трансгрессии оценивается в период от 70 до 30 тыс. лет (Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 2014; Mamedov, 1997; Рычагов, 1997); другие приводят более молодые оценки – 23-10 тыс. лет. (Свиточ, Янина, 1997; Arslanov et al., 2016; Svitoch, 2009; Леонов и др., 2002).

Верхнехвалынские отложения, встречающиеся на отметках (абс.) ниже 0 м (Леонтьев и др., 1977; Федоров, 1957; Попов, 1983; Янина, 2012; Kurbanov et al., 2021), имеют небольшое площадное распространение. Они представлены прибрежными и мелководными осадками – светло-бурыми, бурыми и буровато-желтыми мелко- и тонкозернистыми песками, иногда с прослоями суглинка и супеси, значительно преобразованными эоловыми процессами. Во многих разрезах они представлены «бугровой толщей» – отложениями, слагающими бэровские бугры. Верхнехвалынские слои содержат фауну, отлагавшуюся в условиях солености, близкой к солености современного Каспия (Федоров, 1978), которая составляет в среднем 12,7–12,8‰ (Янина, 2012). По мнению П.В. Федорова, основными причинами стадийности развития хвалынских трансгрессий являлись физико-географические условия, которые определяли значительные колебания уровня в этом море.

В Нижнем Поволжье толща хвалынских осадков представлена характерной фацией – шоколадными глинами (ШГ), – включающей с разной частотой песчаные прослои; иногда песчаные слои залегают только в основании толщи. Вопрос о генезисе ШГ является предметом дискуссий до настоящего времени. Хвалынские отложения включают характерную однообразную фауну каспийских моллюсков и отражают определенные этапы в развитии трансгрессивных фаз: *D. ebersini* – в начальный и завершающий этапы трансгрессии; *D. protracta* и *D. parallella* – в максимальную стадию (Янина, 2009; Янина, 2012); шоколадные глины не содержат малакофаунистических остатков.

Новокаспийский этап. Голоценовые отложения подразделяются на новокаспийские иловато-песчаные отложения (до 5 м) и современные осадки. Новокаспийские морские отложения распространены ниже уровня минус 20 м и вплоть до современной береговой линии моря. Характерной особенностью бассейна является широкое расселение *Cerastoderma glaucum*, что отличает его от всех древнекаспийских (Янина, 2012).

Наряду с морскими, голоценовые осадки представлены аллювиальными, дельтовыми, озерными и эоловыми отложениями. Последние наиболее распространены; их образование связывают с развеванием верхнехвалынских песчаных осадков. Озерные отложения представлены иловато-глинистыми осадками, а также залежами галита (озера Баскунчак и Эльтон). Аллювий Волго-Ахтубинской поймы представлен пойменными фациями (суглинки и глин), незначительно распространены старичные глины (Геология СССР, 1970).

На рис.5 представлены границы распространения Каспийского моря в позднем плейстоцене (ательская регрессия, ранне- и позднехвалынская трансгрессия) и голоцене (новокаспийская трансгрессия). В табл.3 обобщены взгляды различных исследователей на основные этапы развития Каспийского моря в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене.

2.2. Взгляды на строение ательских отложений, их возраст и генезис

Строение, генезис, возраст и палеогеографические условия формирования ательских отложений Нижнего Поволжья являются дискуссионными проблемами стратиграфии и палеогеографии Каспийского региона. Как уже упоминалось, ательская свита впервые выделена П.А. Православлевым (1926). Г.И. Горецкий (1958) для песчаного горизонта, подстилающего ательские суглинки-супеси, ввел термин «ахтубинские». Они залегают с размывом на лиманных верхнехазарских отложениях либо с постепенным переходом. Существование разного контакта обусловлено отличиями в условиях размыва в разных частях долины Волги в период послехазарской регрессии. Мощность песков в среднем 4 м. Вверх по разрезу они сменяются глинистыми слоистыми песками и супесями, а выше – неслоистыми суглинками, имеющими лёссовидный облик (Федоров, 1978).

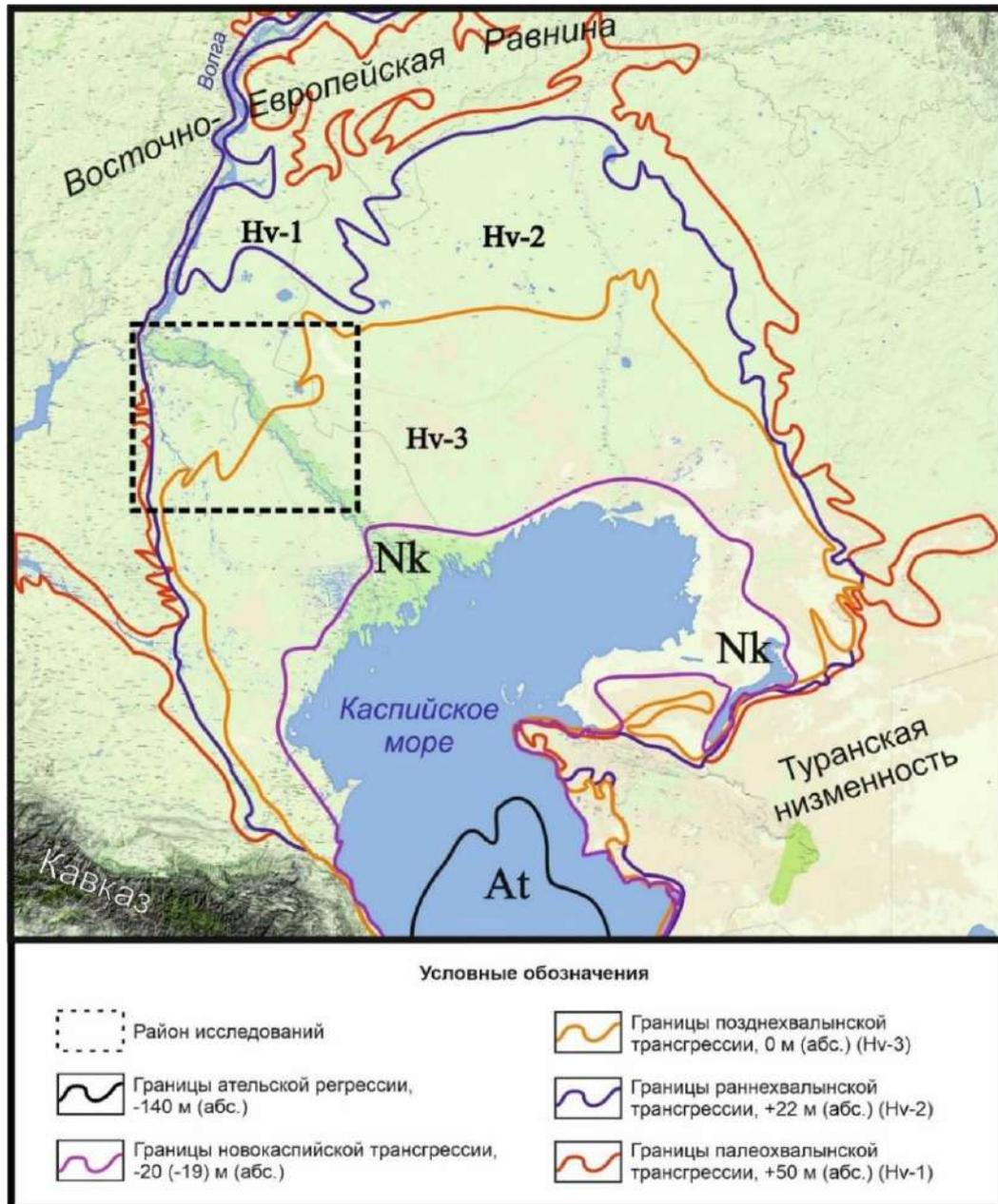


Рисунок 5. Позднечетвертичные границы Каспийского бассейна (по Dolukhanov et al., 2010 и Kurbanov et al., 2021)

В первую очередь, среди исследователей региона острые дискуссии вызывает генезис отложений указанной свиты. При описании ательской толщи обычно употребляется термин «лессовидные» суглинки и супеси (Федоров, 1957), что подразумевает их самый разнообразный генезис. Лёссовидные отложения ательской свиты входят в состав лёссового пояса Восточно-Европейской равнины. Вместе с почвенными горизонтами они образуют лёссово-почвенные серии (Величко, 1973). Наиболее широко на юге Восточно-Европейской равнины лёссово-почвенные серии распространены в Приазовье (Разрез

Таблица 3. Обобщение взглядов различных исследователей на основные этапы развития Каспийского моря в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене. В скобках указан уровень Каспийского моря (м абс.)

МИС	2		3		4	5	
ВЕР	поздневалдайское		средневалдайское		ранневалдайское		микулинское
Федоров, 1957	Поздневалдайская трансгрессия (-2...-18)	Енотаевская регрессия	Ранневалдайская (47-48)		Ательская регрессия	Черноярские	Позднехазарская
Леонтьев и др., 1977	Поздневалдайская трансгрессия (0...-2)	Енотаевская регрессия (-45)	Ранневалдайская (47-48)	Ательская регрессия (-48...-53)		Позднехазарская (-10...-15)	
Попов, 1983	Поздневалдайская трансгрессия (0)	Ранневалдайская трансгрессия (45-50)		Ательская регрессия		Позднехазарская трансгрессия	Гирканская трансгрессия (0)
Рычагов, 1997, 2014	Поздневалдайская трансгрессия (0...-2)	Енотаевская регрессия (-30)	Ранневалдайская трансгрессия (48)		Регрессия (-48...-53)	Позднехазарская (-15)	Гирканские
Янина, 2012	Поздневалдайская трансгрессия (0)	Енотаевская регрессия (-51)	Ранневалдайская трансгрессивная стадия (48-50)		Ательская регрессия (-120...-140)	Позднехазарская-гирканская стадия (-10)	
Лаврушин и др., 2014	Ранневалдайская трансгрессия (48)		Ательский кризис (-100)	Гирканская (палео-валдайская) трансгрессия (20)	Регрессия (-128)	Позднехазарская (-10)	
Свиточ, 2014, 2015	Поздневалдайская трансгрессия (0)	Енотаевская регрессия (-100)	Ранневалдайская трансгрессия (50)	Ательская регрессия (-100...-120)			Позднехазарская трансгрессия (0)

новейших..., 1976; Величко, Константинов, 2013), на Тамани (Timireva et al., в печати), Кубани (Tokareva et al., 2021), в бассейне Терека, а также в Восточном Предкавказье (Болиховская, 2021).

В целом, вопрос генезиса лёссовых отложений ательской свиты обходят стороной, именуя эти отложения «наземной» или «субаэральной» толщей (Федоров, 1957; Лаврушин и др., 2014; Болиховская и др., 2017), и относя к полигенетическим образованиям (Безродных и др., 2015), накопление которых, по некоторым представлениям (Коломийцев, 1985), происходило в суровых перигляциальных условиях с формированием лёссового облика осадка в результате криогенного выветривания (криогенное облессование). В результате работ международной группы исследователей под руководством Р.Н. Курбанова и Т.Стивенса выделены многочисленные разрезы, содержащие значительные по мощности лёссово-почвенные серии, получены данные о возрасте этих отложений, представлены материалы, свидетельствующие в пользу эолового механизма формирования отложений (Koltringer et al., 2020, 2021). Гипотезы формирования лёссовых отложений Нижнего Поволжья представлены в табл.4.

Таблица 4. Гипотезы формирования лёссовых отложений Нижнего Поволжья

Процесс образования	Характеристика	Источник
Комплексный генезис	Субаэральные отложения засушливой пустынной среды	П.А. Православлев, 1926
Комплексный генезис с влиянием эоловых процессов	Карбонатные лёссовидные породы с криогенными чертами, сформировавшиеся в период микулинского межледниковья	Ю.М. Васильев, 1961
Делювиальный и коллювиальный	Смесь лёссовидных, песчаных, суглинистых слоев. Мощность горизонтов больше в долине Волги; источник более песчаных отложений расположен вне долины	А.И. Москвитин, 1962
Озерно-аллювиальный генезис	Суглинки, супеси и пески; образуют вертикальные стенки; пойменные условия осадконакопления в пониженных участках русла реки; пресноводные остракоды; безлесная растительность по спорово-пыльцевым спектрам	В.К. Шкатова, 1975
Преимущественно коллювиальный	Ательская толща представлена лёссовидными породами делювиального, эолового, аллювиального или коллювиального генезиса, мощностью от 2-10 до 20 м	Г.И. Попов, 1977
Аллювиальный или комплексный генезис	Пористые суглинки, реже супеси, лёссовидные, однородные, со следами разложившихся растений	П.В. Федоров, 1978
Аллювиальный	Аллювиальные отложения различных типов. Верхняя часть – преимущественно пойменная фация, содержит пресноводные остракоды; чистые песчаные слои – русловые фации	В.М. Седайкин, 1988
Криогенный	Криогенное выветривание с постепенным стиранием генетических различий отдельных фациальных и генетических пачек	Н.В. Коломийцев, 1985
Делювиальный и коллювиальный	Переслаивание различных слоев и большая мощность в долине предполагает перемещение склоновыми процессами	Лаврушин и др., 2014
Почвенные процессы	Эоловое осадконакопление, преобразованное процессами педогенеза	Lebedeva et al., 2018

Не менее дискуссионным является вопрос о времени формирования ательской толщи. Определение возраста этих отложений проводилось различными методами (термолюминесцентным, радиоуглеродным, по данным стратиграфо-палеогеографических материалов) и кратко представлено в табл.5.

Таблица 5. Возраст ательских отложений по представлениям разных исследователей

Автор	Метод	Возраст, тыс.л./корреляция	
Шаховец, 1987	Термолюминесцентный	80-28 (конец МИС 5 – МИС 3)	
Чепалыга, 2004	Радиоуглеродный	Максимум последнего оледенения – поздневалдайского, осташковского (МИС 2)	
Москвитин, 1962; Федоров, 1978; Янина, 2013	Стратиграфо-палеогеографические материалы	Ранневалдайское время (калининское оледенение, МИС 4)	
Свиточ, 1991; Свиточ, Янина, 1997		Максимум калининского (МИС 4) – максимум осташковского оледенения (МИС 2)	
Рычагов, 1997, 2014		Докалининское (ранее МИС 4)	
Васильев, 1961		Микулинское межледниковье (МИС 5)	
Лаврушин и др., 2014		Ательская регрессия	Максимум осташковского оледенения (МИС 2)
		Гирканская трансгрессия	
	Палеоательская регрессия	Микулинское межледниковье - калининское оледенение (МИС 5 – МИС 4)	

Представления о глубине ательской регрессии также разнообразны. По разным оценкам уровень Каспийского моря опускался до отметок -53 м (Леонтьев и др., 1977), -100 м (Безродных и др., 2015), -140 м (Лохин, Маев, 1990). По оценкам других авторов глубина регрессии от начала МИС 5 и до конца МИС 4 составляла более 100 м от современного уровня (Лаврушин и др., 2014). Н.Е. Бадюкова (2015) отрицает существование глубокой ательской регрессии и последующей за ней хвалынской трансгрессии; хазарская трансгрессия, по представлению этого автора, была одной из самых крупных в истории Каспия.

Вопрос о палеогеографических условиях эпохи накопления ательских отложений также не имеет однозначного решения. Первыми исследователями были высказаны представления о формировании ательских осадков в условиях жаркого пустынного климата, что объясняло наличие клиньев и трещин в основании толщи растрескиванием в условиях недостатка влаги (Православлев, 1926, 1932; Жуков, 1945). В более поздних работах представлены прямо противоположные идеи о суровом ледниковом климате ательской эпохи с развитием многолетней мерзлоты, следами которой и являются клинья, котлы и прочие проявления в основании толщи (Москвитин, 1962; Васильев, 1961; Шкатова, 1975; Чепалыга, 2004; Свиточ, 2014; Лаврушин и др., 2014; Янина и др., 2017).

Большинство исследователей стали придерживаться именно этой точки зрения, считая ледниковую эпоху либо калининской (МИС 4), либо осташковской (МИС 2).

Н.С. Болиховской (1995) отмечено, что литофациальные признаки без ландшафтно-климатических реконструкций не могут являться основой для определения условий образования, стратиграфии и корреляции лёссово-почвенных формаций; в обязательном порядке такие исследования должны быть подкреплены палинологическими данными. Данные по палеофлоре и палеофауне, характеризующие отдельные трансгрессивно-регрессивные события, являются важнейшей основой при разработке стратиграфии и палеогеографии и последующей корреляции (Лаврушин и др., 2014). Для данного района эффективным оказалось использование териофауны и малакофауны (пресноводной и солоноводной) (Шкатова, 1975; Янина, 2012).

По данным Н.С. Болиховской (1995), на протяжении холодных и более влажных интервалов валдайского оледенения (криогигротические стадии) большую часть лёссовых районов Восточно-Европейской равнины занимали перигляциальные тундры, лесотундры, тундро-степи, тундро-лесостепи. В то же время в холодные, но сухие интервалы оледенения (криоксеротические стадии) лёссы накапливались в условиях перигляциальных степей и лесостепей.

Несмотря на длительную историю исследований, спорово-пыльцевые данные по ательским отложениям Нижней Волги скудны. Согласно В.П. Гричуку (1954) они формировались в лесостепных ландшафтах. Н.С. Болиховская с соавт. (2017) указывают на динамику природных обстановок в период формирования ательской толщи: смену ландшафтов сосново-еловых лесов во влажных и прохладных условиях (в подошве) на более аридные пустынно-степные (в средней части) и тундро-лесостепные (в кровле) природные обстановки. По последним данным ательский период Северного Прикаспия характеризуется разнообразием ландшафтов – от лесов с преобладанием хвойных пород до перигляциальных лесостепей и тундро-лесостепей, что обусловлено колебаниями климата (Yanina et al., 2021).

Детальное исследование магнитной минералогии ательских отложений разреза Ленинск указывает на лёссонакопление в сухих и холодных условиях (Koltringer et al., 2020). Т.А. Янина с соавт. (2017) оценивают время накопления лёссов ательской толщи в северном Прикаспии в пределах 70-20 тыс.л.н., что соответствует эпохе калининского оледенения (МИС 4), межстадиальному потеплению (МИС 3) и началу МИС 2.

В связи с тем, что субаэральные отложения ательской свиты содержат многочисленные следы древнего криогенеза, принципиальным моментом является

обсуждение условий формирования этих отложений и влияния различных климатических параметров разных стадий позднего плейстоцена на условия криогенеза.

2.3. Современные представления о масштабах и условиях развития криогенеза на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене

Особенностью плейстоцена как геологического периода являются глобальные климатические изменения, приводившие к похолоданиям и потеплениям разного ранга – межледниковым эпохам (термохронам) и ледниковым периодам (криохронам). Эти изменения, по оценкам исследователей, находят отражение в структуре лёссово-почвенных серий: в холодные эпохи (формирование ледниковых покровов, значительное расширение площади криолитозоны), накапливались горизонты лёссов; в теплые межледниковые и межстадиальные эпохи возрастала роль биогенного осадконакопления и формировались почвы (Обручев, 1948; Болиховская, 1995; Динамика ландшафтных..., 2002). В связи с широким распространением следов криогенных структур в пределах всей перигляциальной зоны позднего плейстоцена установлена связь между криогенными образованиями и аридизацией мерзлоты (Величко, 1973; Vandenberghe et al. 2014; Van Vliet-Lanoe, 1991).

Термин «перигляциальные территории» впервые предложен польским ученым В. Лозинским (Lozinski, 1909), и обозначал сушу, примыкавшую или примыкающую к ледниковым покровам и испытывавшую или испытывающую сильное влияние последних на весь комплекс природных условий.

Впоследствии границы перигляциальной зоны расширялись, и уже А.И. Попов (1960) замечает, что комплекс мерзлотных форм рельефа, часто называемый перигляциальным, характерен для районов, не связанных с наземным оледенением; в связи с этим автор поднимает вопрос об уместности употребления термина «перигляциальная зона» для областей суши со схожими условиями, но не входящих в зону непосредственного влияния ледника.

В настоящее время под термином «перигляциальный» понимается гиперзона, которая достигала до тысяч километров, распространяясь от границы ледников, занимая при этом значительную часть территории Евразии. По данным А.Г. Рябуха (2015), «для этой зоны характерен очень суровый и засушливый климат с многолетней или мощной сезонной мерзлотой, скудной растительностью и арктической фауной, в которой формировались специфические формы рельефа и коррелятивные им осадки с характерными текстурами».

Наиболее детальные работы по изучению истории палеомерзлоты выполнены для территории Европы и Северной Америки: в южной Скандинавии (Серебрянный, 1960), на равнинах Восточной Европы, где встречается все многообразие ископаемых мерзлотных образований (Попов, 1957; Vandenberghe et al., 2014; Andrieux et al., 2016), в европейской

части России (Бердников, 1976; Розенбаум, 1985; Алифанов и др., 2010; Сычева, 2012; Стрелецкая, 2017; Наугольных, 2018). Большое количество палеокриогенных структур было описано в центральной части Восточно-Европейской равнины, в Среднем и Нижнем Поволжье, в бассейнах рек Десны и Дона, в средней части Приуралья. Составлена «Карта следов многолетнемерзлых горных пород на территории Восточно-Европейской равнины» масштаба 1:10 000 000 (Новосельская, 1961).

В нашей стране исследования перигляциальной зоны связаны, прежде всего, с именами К.К. Маркова, А.И. Попова, А.И. Москвитина, Е.М. Катасонова и А.А. Величко.

К.К. Марков в своих работах ставит вопросы возникновения и деградации древней мерзлоты, изучения следов палеокриогенеза (Марков, 1959; Марков и др., 1965; Марков, Величко, 1967). Совместно с И.П. Герасимовым поднимает вопрос о причинах палеоклиматических изменений и характеризует их общие черты в Евразии (Герасимов, Марков, 1939).

А.И. Попов (1960) разработал генетическую классификацию криогенных структур, и заключил, что их распространение (помимо перигляциальных зон плейстоценовых оледенений или области вечной мерзлоты) приурочено к территории развития криогенных процессов. Лёссовидные покровные суглинки и некоторые виды лёссов Русской равнины рассматриваются вторым как результат криогенного выветривания. А.И. Поповым разработаны представления о происхождении криогенного полигонально-блочного рельефа и сопутствующих ему клиновидных структур.

А.И. Москвитин в своих исследованиях (1962, 1976) значительное место уделял характеристикам различных проявлений перигляциальных климатических условий. Им детально описаны клиновидные образования на территории Русской равнины, которые он трактовал как мерзлотные.

Исследованию криогенных явлений для установления их связи с генезисом вмещающих отложений посвящены работы Е.М. Катасонова (1954; 1973). Им доказана возможность использования современных криогенных образований для палеогеографических реконструкций: целью палеомерзлотных исследований является восстановление истории формирования многолетнемерзлых толщ, установление закономерностей распределения в них криогенных явлений. Полученные материалы можно использовать при интерпретации ныне талых плейстоценовых перигляциальных отложений (Катасонов, 1973). Е.М. Катасоновым предложен мерзлотно-фациальный анализ, сущность которого заключается в выделении и изучении состава и структурно-текстурных особенностей отложений (мерзлых пород и льдов), формировавшихся в

условиях многолетней мерзлоты, а также глубокого сезонного промерзания (Катасонов, 1954).

Весомый вклад в изучение перигляциальных явлений плейстоцена на территории Восточно-Европейской равнины сделан А.А. Величко (1965, 1973, 2002). В его обобщающих работах представлена систематизация следов мерзлоты по формам их проявления и стратиграфическим горизонтам в виде карт распространения мерзлоты и перигляциальных явлений (1965; 1973; Динамика ландшафтных..., 2002). Характеристика и анализ собственно криогенных образований по А.А. Величко всегда ведется в комплексе всех проблем плейстоцена – стратиграфии, климата, растительности, строения и состава отложений (Величко, 1964). Установлено, что с течением времени (от раннего до позднего плейстоцена) в периоды похолоданий область древней мерзлоты расширялась, а климат становился более суровым. Для этого периода характерно проявление мерзлоты не только в виде клиновидных образований различного размера, бугров пучения и криотурбаций, но и в виде остатков полигонального рельефа – т.н. «реликтовая криогенная морфоскульптура». Карта размещения такого рельефа на территории Восточно-Европейской равнины была впервые представлена А.А. Величко в 1964 г.

А.А. Величко также уделял большое внимание проблеме формирования лёссов. Им предложено рассматривать лёссы как часть «лёссово-почвенно-криогенной формации», принципы образования которой были сформулированы им в публикациях 70-80-х гг. XX века. При изучении лёссово-почвенных серий перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины выявлены особые морфологические образования в этих отложениях – псевдоморфозы, клиновидные образования, криотурбации и установлены три самостоятельных горизонта палеокриогенных деформаций: смоленский, владимирский и ярославский криогенные горизонты (Динамика ландшафтных..., 2002).

С горизонтом смоленского криогенного этапа связывают наиболее ранний этап криогенеза с двумя подфазами. Первая отражает самое раннее похолодание валдайской эпохи, наступившее после микулинского межледниковья; криогенные деформации этой подфазы различны в западной (грунтовые и ледогрунтовые жилы) и восточной (инволюции и криотурбации) частях Восточно-Европейской равнины. Большинство выделенных нарушений относятся к слою сезонного промерзания-протаивания, в связи с чем для ранневалдайского времени в средней части Восточно-Европейской равнины предполагаются условия, схожие с современными областями глубокого сезонного и островного многолетнего промерзания горных пород (Динамика ландшафтных..., 2002). Вторая фаза смоленского криогенного горизонта включает пластические и разрывные деформации, солифлюкцию (57-55° с.ш.). Последнее свидетельствует о значительной

влажности сезонно-талого слоя. Южнее (54-49° с.ш.) также распространены мелкополигональные трещинные образования. Широкое развитие посткриогенных слоистых и сетчатых текстур в лёссах нижней половины раннего валдая также служит свидетельством значительного увлажнения сезонно-талого слоя и верхних горизонтов многолетнемерзлых пород (Динамика ландшафтных..., 2002). Авторами указанной работы повышение увлажнения грунтов трактуется как возможность разрастания площади распространения многолетнемерзлых пород (далее – ММП).

Следующая фаза – владимирский криогенный горизонт – связана с деформациями брянской ископаемой почвы (31-24 тыс.л.н.), и носила четкий зональный характер: на западе выделяют солифлюкционные и пластические нарушения почвы при слабом развитии мелкополигональных структурных форм; в центральной части горизонт почвы мало нарушен деформациями; на востоке господствуют мелкие мерзлотные образования типа пятен-медальонов (Динамика ландшафтных..., 2002).

Ярославский криогенный горизонт, выделенный А.А. Величко в районе д. Кучино (Изменение климата..., 1999), характеризуется клиновидными образованиями до 5 м по вертикали и шириной по верху 3 м; размер полигонов до 20 м². Двухъярусное строение этих структур предполагает присутствие мерзлоты (Попов, 1960): деятельному слою соответствовали расширенные, нередко деформированные верхние части структур, а их нижние части, клиновидной формы, являлись псевдоморфозами по вытаявающим жильным льдам (Стрелецкая, 2017).

Значительные работы в области изучения истории криолитозоны позднего плейстоцена Восточной Европы выполнены известной научной школой в Польше (Starkel, 1988). Комплексные исследования криогенных структур Центральной Польши (Ewertowski, 2009) позволили выделить три типа клиновидных форм в отложениях, связанных с вислинским оледенением (МИС 4 – МИС 2): 1) псевдоморфозы по ледяным жилам на сильноувлажненных участках; 2) псевдоморфозы по ледяным жилам, сильно деформированные термокарстовыми процессами; 3) реликтовые морозобойные трещины.

Анализ многочисленной литературы, касающейся разнообразной характеристики перигляциальной зоны, приводит к выводу о том, что наиболее важными вопросами ее исследования являются, с одной стороны, установление генезиса и условий образования лёссов и, с другой стороны, формирование разнообразных криогенных структур, образование которых сопровождается и накопление рыхлых отложений, и их преобразование.

2.3.1. Изучение следов криогенеза в Нижнем Поволжье

Для южных районов Восточно-Европейской равнины сведения о криогенезе верхнеплейстоценовых отложений малочисленны. А.А. Величко с соавт. (Динамика ландшафтных..., 2002; Величко, 1973) провел условные границы развития мерзлых пород и криогенных структур Восточно-Европейской равнины по широте г. Волгоград (рис.6).

Криогенные структуры в Нижнем Поволжье отмечались рядом исследователей (Федоров, 1957; Москвитин, 1962; Васильев, 1961; Шкатова, 1975; Свиточ, Янина, 1997), однако данные о существовании мерзлоты в позднем плейстоцене на данной территории, а также интерпретация условий периода их развития, практически отсутствуют. Среди зафиксированных структур выделяют преимущественно мерзлотные котлы, щельники и псевдоморфозы (рис.7-8). В своей работе Ю.М. Васильев (1961) описывает наличие структур (псевдоморфозы, складчатые деформации и криотурбации) в разрезах Средняя Ахтуба, Черный Яр, Райгород Копановка и др., относя их, предположительно, к мерзлотным (рис.7в). А.И. Москвитин (1962) так же ограничивается упоминанием мерзлотных явлений в разрезах четвертичных образований Северного Прикаспия без интерпретации условий (рис.7б,г, 8б).

Обширный обзор по Нижней Волге с характеристикой условий времени накопления ательских и хвалынских отложений (по данным фаунистического и флористического анализа) представлен в работе В.К. Шкатовой (1975) (рис.7а, 8а,в). Особое внимание уделено описанию и фиксации разрезов четвертичных отложений на территории Нижнего Поволжья, а также криогенных явлений (щельников/клиновидных структур и инволюций). По данным этого автора эти структуры представляют собой «индикаторы аридизации и похолодания климата, но не многолетней мерзлоты», и встречаются только в позднем плейстоцене начиная с калининского оледенения, в конце которого сформировались наиболее мощные из этих структур. В предшествующие (более влажные) периоды описываются следы деформаций, связанные с процессами течения и смятия. В.К. Шкатовой также рассматриваются палеогеографические условия образования ательско-ахтубинских суглинков. Отмечается наличие многочисленных клиновидных структур в основании толщи, свидетельствующих о холодных условиях начала формирования отложений.

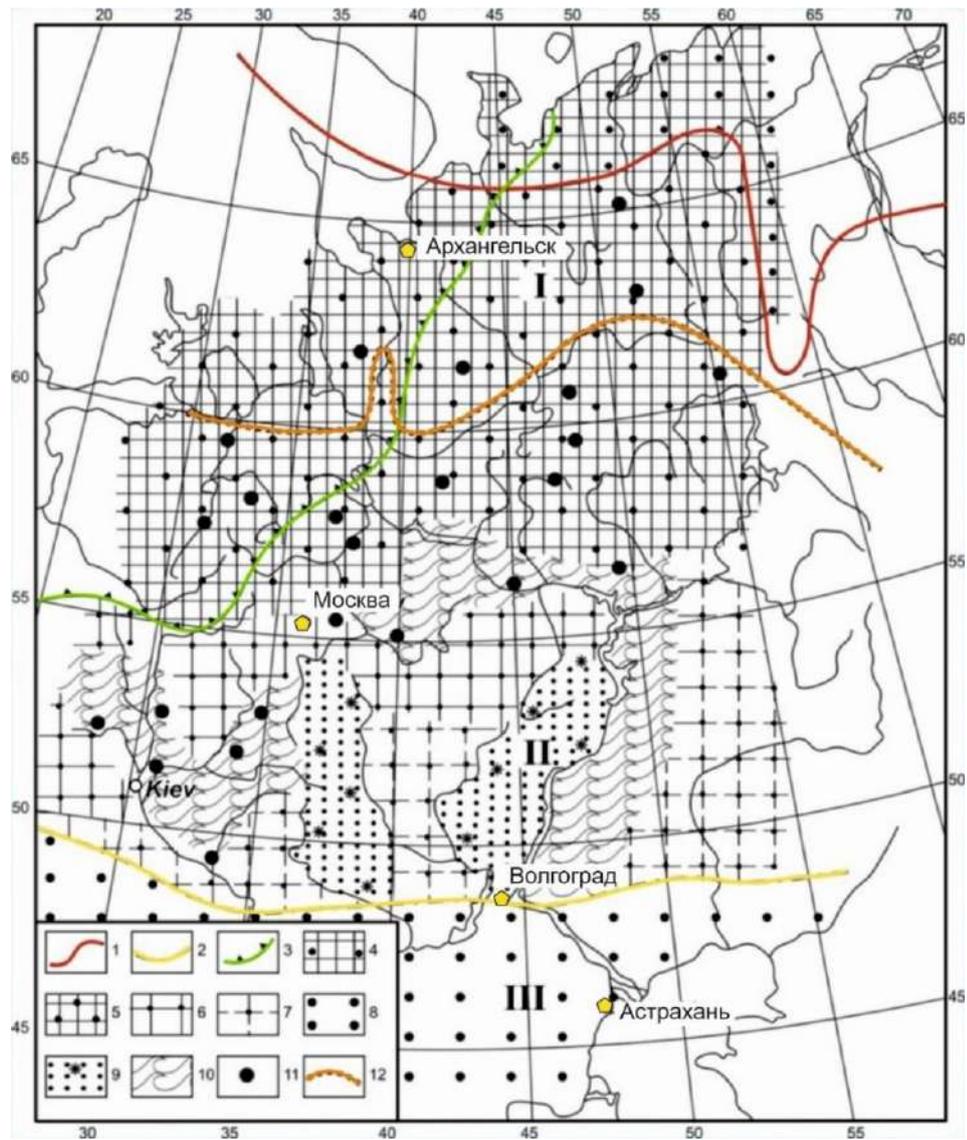


Рисунок 6. Схематическая карта распространения реликтовой криогенной морфоструктуры Восточно-Европейской равнины (по С.П. Качурину (1961) с дополнениями А.А. Величко (1973)):

1 – южная граница современной зоны распространения многолетнемерзлых пород; 2 – южная граница зоны распространения многолетнемерзлых пород в позднем плейстоцене; 3 – граница поздне-Валдайского ледникового щита; 4 – криогенный рельеф в зоне современной многолетней мерзлоты; 5-11 – реликтовый (позднеплейстоценовый) криогенный и термокарстовый рельеф: 5 – свежий полигональный, бугристо-западинный, с многочисленными западинами и озерными ваннами термокарстового происхождения; 6 – полигональный и слитно-полигональный, с полигонально-сетчатыми термокарстовыми образованиями (западинами), бугристо-западинный; 7 – слитно полигональный, плоскозападинный; 8 – плоскозападинный; - рельеф возвышенностей – всерная бороздчатость склонов и мелкие западины на участках, слабо затронутых эрозией; 10 – бугристо-западинный рельеф на песчаных террасах крупных речных долин; 11 – крупные термокарстовые озеровидные ванны; 12 – южная граница распространения реликтовых термокарстовых форм рельефа. I – область распространения хорошо выраженных псевдоморфоз по жильным льдам и термокарстовых воронок; II – область распространения слабо развитых систем псевдоморфоз по жильным льдам, грунтовых клиньев и термокарстовых воронок; III – область глубокого сезонного промерзания и следов солифлюкции

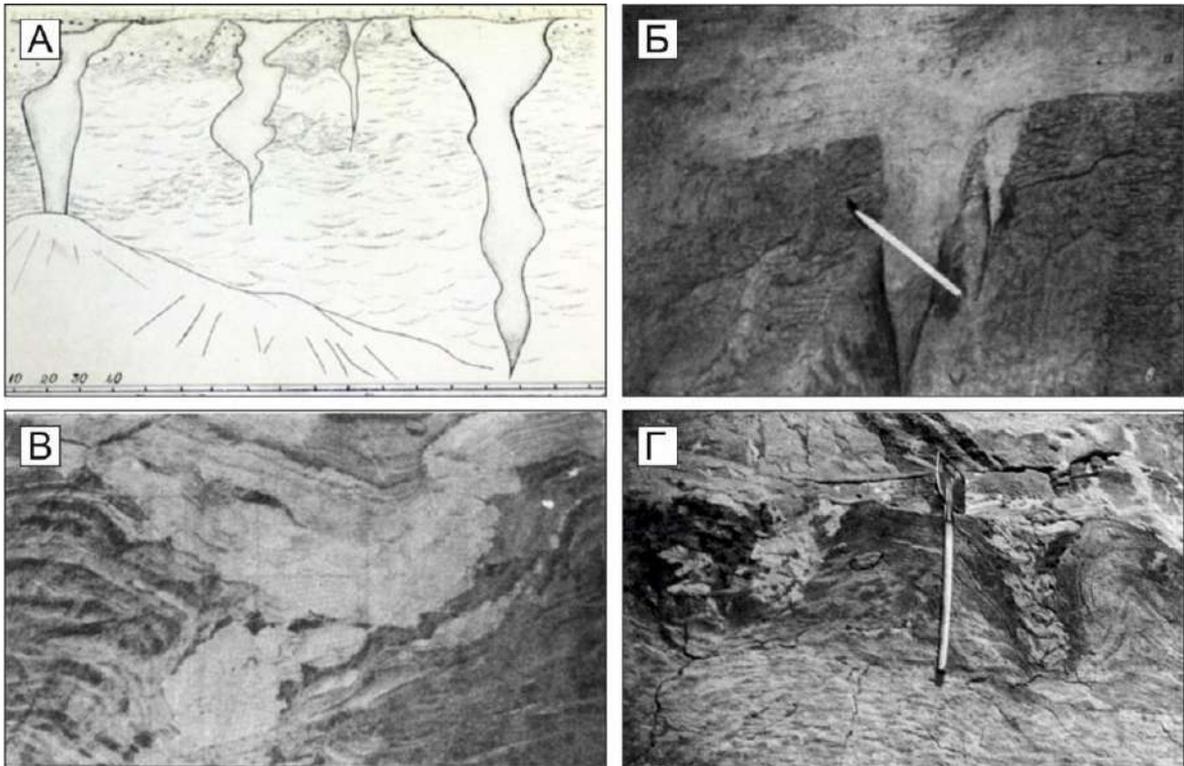


Рисунок 7. Криогенные структуры Нижнего Поволжья:

А - щельники в разрезе у с. Черный Яр (Шкатова, 1975); Б - псевдоморфозы ледяных клиньев у г. Волжского; заполнение ахтубинскими песками (Москвитин, 1962); В - Мерзлотный котел в разрезе у с. Копановка (Васильев, 1961); Г - Преобразованные в котлы ледяные клинья. Контакт ахтубинских песков и хазарских илов, с. Нижнее Займище (Москвитин, 1962)

2.4. Классификации криогенных структур

Изучение палеомерзлотных условий проводят в рамках палеокриологического метода (непосредственного изучения следов мерзлоты в отложениях) и мерзлотно-фациального анализа (Катасонов, 1962; 1973). Поскольку распространение криогенных явлений связывают с климатическими условиями времени их формирования, изучение криогенных структур дает возможность ответить на вопрос о палеогеографических условиях среды. В связи с этим появилось большое количество классификаций криогенных структур по различным параметрам: типу заполнителя, расстоянию между структурами, характеру границ, соотношению с вмещающей толщей и др. Помимо классификаций, предлагается интерпретация условий формирования явлений в зависимости от указанных параметров. В нашей стране основополагающими являются работы Е.М. Катасонова (1954, 1962, 1973), В.А. Кудрявцева (Общее мерзлотоведение, 1978), Н.Н. Романовского (1993), Э.Д. Ершова (2002). В них представлены классификации клиновидных структур и процессов пучения.

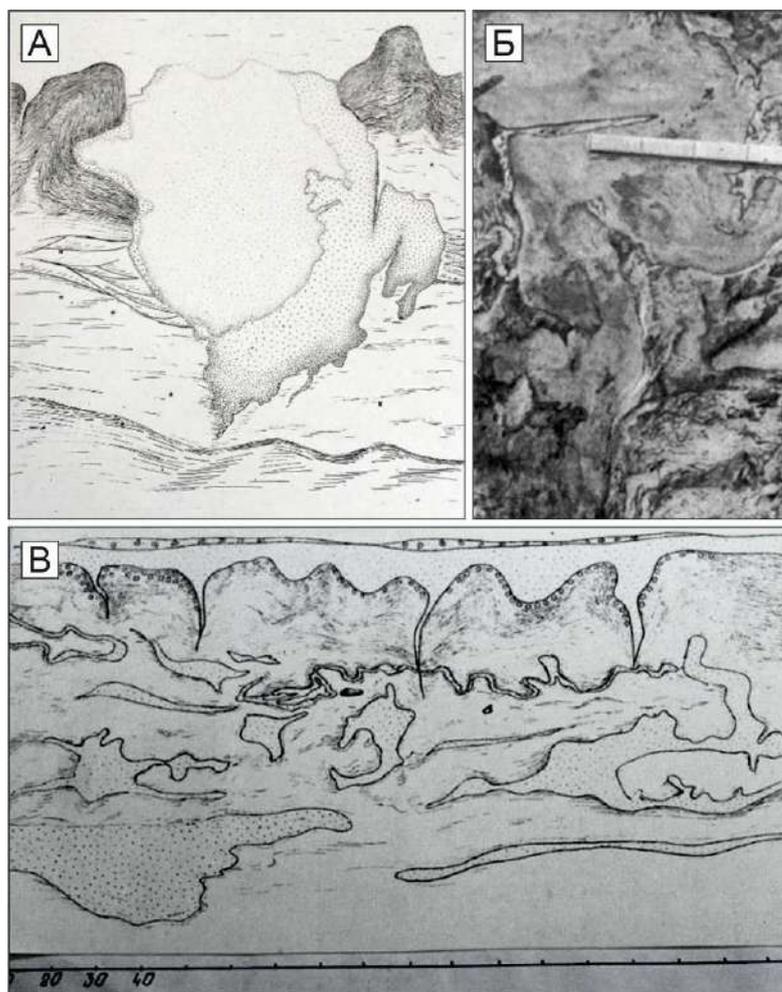


Рисунок 8. Криогенные структуры Нижнего Поволжья:

А - мерзлотный котел в кровле хазарских отложений с заполнением ахтубинскими песками, Новониколаевка (Шкатова, 1975); Б - клиновидная песчаная псевдоморфоза в верхах хазарских илов, с. Черный Яр (Москвитин, 1962); В - шельники заполнены ахтубинским песком, разрез у с. Черный Яр (Шкатова, 1975)

В.А. Кудрявцев по условиям формирования выделил пять типов полигонально-жильных образований (Общее мерзлотоведение, 1978): (1) собственно полигонально-жильные льды (ПЖЛ); (2) реликты песчано-ледяных жил; (3) псевдоморфозы по ПЖЛ; (4) изначально-грунтовые жилы; (5) первично-песчаные жилы.

Н.Н. Романовский (1993) классифицирует структуры, формирующиеся в результате криогенного растрескивания, на первичные полигонально-жильные (повторно-жильные льды, изначально-грунтовые жилы, первично-песчаные, песчано-ледяные жилы) и вторичные (формируются при деградации первичных структур). Полигонально-жильные структуры являются высокоинформативным показателем природной обстановки времени их формирования, что определяет их важность для палеогеографических реконструкций. Н.Н. Романовский (1993) объясняет разницу между изначально-грунтовыми жилами и повторно-жильными льдами: принципиальное отличие заключается в том, что первые формируются в талом слое, а вторые – при попадании воды в трещину в мерзлой толще. В условиях низкой влажности и сильных ветров заполнение трещин происходит воздушно-

сухим песком (при наличии песчаных массивов). В остальном классификация соответствует принятой ранее В.А. Кудрявцевым.

Н.Н. Романовским, помимо представленной классификации клиновидных структур, также освещены процессы пучения. Совместно с процессами мелкополигонального растрескивания и плотностной конвекции процессы криогенного пучения приводят к формированию пятен-медальонов, которые в разрезе грунтовой толщи формируют нарушения слоистости – криотурбации. Для криотурбаций характерно наличие линз и слоев с неравномерным обогащением органикой, ожелезнение. Пятна-медальоны обычно приурочены к тундровой зоне, либо возвышенным частям междуречий таежной зоны (ограниченно). Изучение процессов пучения отложений может дать такую информацию как глубина сезонно-талого/сезонно-мерзлого слоев, влажность этих горизонтов, особенности температурного режима (скорость промерзания).

Зарубежными исследователями предлагаются свои классификации криогенных форм (Kolstrup, 1986; Harry, Gozdzik, 1988; Murton et al., 2000). Наиболее полная классификация представлена Дж.Б. Муртон (Murton, 2013), в которой рассмотрены основные типы жил с различным наполнителем (лед, обломочный и органический материал), описан механизм и условия их образования, температурные параметры. Автором дается оценка среднегодовой температуры в зависимости от размеров и наполнителя псевдоморфоз по ПЖЛ. Им же проведен эксперимент по формированию псевдоморфоз в различных грунтах после вытаивания льда (обвал стенок, переслаивание материала и т.д.).

Х. Френч и Ю. Шур приводят классификация жил (по наполнителю) для современной перигляциальной зоны: авторы выделяют жилы с ледяным, песчаным и грунтовым наполнителем (French, Shur, 2010). Приведены градации по зонам распространения жил (многолетняя мерзлота или сезонное промерзание), а также мощности.

Часто исследования проводятся для конкретных районов: для территории Дании представлена классификация крупных криогенных структур и выделены песчаные жилы, жилы смешанного состава, псевдоморфозы по ледяным жилам, а по размеру жил дана характеристика о температурных условиях (чем больше жила, тем более суровые условия их формирования) (Kolstrup, 1986). Выполнена классификация клиньев для современных районов распространения мерзлых пород Северной Америки (Harry, Gozdzik, 1988): ледяные клинья, грунтовые жилы, ледогрунтовые жилы смешанного состава, грунтовые жилы сезонноталого слоя (СТС). Здесь же рассмотрен процесс таяния ледяных жил с образованием псевдоморфоз.

Помимо клиновидных структур, немаловажным является изучение других мерзлотных форм, в частности – пластических деформаций. Масштабные исследования процесса криотурбации проведены Б.В. Влит-Ланоэ (Van Vliet-Lanoe, 1988, 1991). Исследователем составлена схема эволюции структурных грунтов и формирования инволюций в зависимости от температурных градиентов и гранулометрического состава; учитывается также дренаж воды.

Большое значение при изучении имеют криогенные текстуры, формирующиеся в отложениях при промерзании-протаивании толщи и несущие диагностические признаки при реконструкциях. В изучении типов криогенных текстур особое внимание уделяется мерзлотно-фациальному анализу (French, Shur, 2010), целью которого является выявление происхождения мерзлых пород, истории их развития и реконструкция палеоусловий при корреляции с современными (выделение мерзлотно-ландшафтных условий).

Обобщая представленный материал по изучению криогенных структур составлена табл.6, характеризующая условия формирования криогенных явлений.

Таблица 6. Классификации криогенных структур и интерпретация условий в литературе

Проявления в отложениях	Отложения	Условия	Ссылка
Клинья, мелкополигональные образования по типу ячейстых грунтов	Зеленовато-серые/бурые суглинки и супеси, в кровле – с тонким слоем зеленых суглинков, в подошве – с тонкозернистыми глинистыми ахтубинскими песками, заходящими клиньями в нижележащие слои	Низменные периодически заливаемые мелководья, сложенные тонкими осадками	Шкатова, 1975
Грунтовые жилы в деятельном слое			
Типичные щельники		Распространены в зоне многолетней мерзлоты, но прямо о ней не свидетельствуют. Показатели сухости климата и суровости зим	
Псевдоморфозы по ледяным жилам	Характерны для сильноувлажненных участков – впадин морен с ледяным ядром	- структуры развивались в этапы перед/после наступания ледника	Ewertowski, 2009
Первично песчаные клинья		- связь между активным ветровым переносом материала песчаных наносов и термическим растрескиванием грунта, подверженном глубокому сезонному промерзанию или существованию прерывистой мерзлоты; - эти условия неблагоприятны для роста крупных подземных льдов	Andrieux et al., 2015
Песчаные жилы, жилы смешанного состава, псевдоморфозы по ледяным жилам		- суровые температурные условия; - нестабильный климатический режим, с относительно быстрой сменой условий	Kolstrup, 1986

		- температуры времени роста жил: июль – в диапазоне от +6 до +10 °С, январь – от -18 до -22 °С или ниже	
Криотурбации		- влажные и холодные климатические условия; - формирование криотурбаций не обязательно происходит в условиях вечной мерзлоты. В лёссах только криотурбации с плоским дном говорят о наличии мерзлоты.	Van Vliet-Lanoe, 1988, 1991
Песчаные клинья глубиной до 2,5 м, шириной 0,4 м		- южные границы ледниковых щитов; - сильные ветры, которые переваливали осадочный материал с незадернованной поверхности; - разреженная тундровая растительность или ее отсутствие способствовали глубокому промерзанию в связи с относительно высокой теплопроводностью грунтов; - прерывистая мерзлота мощностью менее 10-15 м	French et al., 2003
Термокарст, инволюции, грунтовые клинья		- эпизоды оттаивания	
Псевдоморфозы по ледяным жилам	Песчаный и гравийный заполнитель	- среднегодовая температура -6 °С; - высокая влажность, достаточная для роста ледяных жил	Dionne, 1974

Заключение по главе. Ландшафты Прикаспийской низменности формируются под воздействием ряда факторов и обусловлены гидрологическим режимом, условиями осадконакопления, составом осадков, разнообразием фаунистических и флористических комплексов, типом берегов и характером береговых процессов. Понимание всего комплекса условий и их взаимосвязи позволяет проводить палеоклиматические реконструкции.

Существуют различные взгляды на трансгрессивно-регрессивную историю Каспийского моря. Особое внимание в обзоре уделено ательской толще, строение, генезис, возраст и палеогеографические условия формирования которой являются дискуссионными в стратиграфии и палеогеографии Каспийского региона. Ательская толща осадков в северной части Нижнего Поволжья отражает развитие минимум двух отдельных событий: 1) накопление лёссовой пачки, к нижней и верхней границам которой приурочены горизонты криогенных структур; 2) периодические изменения условий осадконакопления, которые проявились в виде переслаивания аллювия и развитых по нему почвенных горизонтов (разрез Средняя Ахтуба).

Поскольку накопление горизонтов лёссов, по мнению многих исследователей, происходило в холодные эпохи (что подтверждается особенностями гранулометрического

состава лёссов, палеонтологическими и палеоботаническими исследованиями), в региональных исследованиях по всему миру большое внимание уделяется реконструкции мерзлотных условий лёссовых районов. Вопрос о генезисе лёссов до сих пор не получил окончательного решения, однако в последних исследованиях авторы склоняются к его комплексному рассмотрению (Li et al., 2020; Muhs, 2007, et al., 2014): эоловая и аллювиальная транспортировка к конечному бассейну лёссонакопления дополняется участием постседиментационных процессов (почвенных, криогенных) в формировании лёссовых отложений.

На равнинных территориях реликтовые мерзлотные образования представлены несколькими типами, среди которых можно отметить полигональные клиновидные структуры (псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, изначально грунтовые жилы, мелкополигональные трещинные образования), солифлюкционные образования и пластические деформации. В то время как следы криогенеза на территории Европы достаточно полно изучены (Vandenberghe, Pissart, 1993; Van Vliet-Lanoe, 1988; Ewertowski, 2009; Bertran, et al, 2014; Vandenberghe et al. 2014; Andrieux et al., 2015, 2018), подобные исследования для территории Нижнего Поволжья отрывочны: по широте г. Волгоград проведена граница распространения палеокриолитозоны (Величко и др., 1973), в работах авторов (Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Шкатова, 1975) приведены встреченные мерзлотные структуры без подробного описания и реконструкции условий.

Таким образом, изучение следов криогенеза и установление временных промежутков существования мерзлоты на территории Нижнего Поволжья способствуют решению задачи по детализации палеогеографических реконструкций юга Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене.

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для территорий вне современной криолитозоны комплексные исследования гранулометрии, минералогии и микроморфологии криогенных образований пока единичны, и вопрос о влиянии криогенных процессов на состав и строение отложений, как и вопрос в целом о существовании и параметрах мерзлоты в перигляциальной зоне последнего оледенения, остается открытым. В связи с этим в исследовании важны как традиционные подходы (полевые и лабораторные) в изучении разрезов рыхлых отложений, так и специальные, требующие особой методики и лабораторного обеспечения.

В XIX – начале XX вв. при исследовании строения отложений использовались преимущественно литолого-фациальный и геоморфологический методы, которые дополняли археологическими и палеонтологическими методами. С развитием технологий (вторая половина XX в.) появились методы абсолютного датирования, палеопедологический метод, расширился спектр палеонтологических методов, что дало возможность проводить комплексные исследования отложений и их датирование на новом уровне. Постоянное улучшение методической базы способствует расширению границ исследований, совершенствованию старых методов и уточнению результатов.

В основу исследований легли комплексные литолого-минералогические методы. В отношении лёссовых толщ, широко распространенных в Восточной Европе, на юге России, в Китае, известны работы, в которых по гранулометрическому составу пылеватой части формулируются выводы о палеообстановках: например, преобладание в составе отложений большеразмерной части (0,025-0,05 мм) фракции крупной пыли интерпретируется авторами как показатель формирования осадка в суровых климатических условиях с малым количеством влаги (Deng et al., 2010).

В.Н. Конищевым, в рамках развития представления об эволюции минерального вещества в криосфере, разработан метод криолитологического анализа рыхлых отложений (Конищев, 1981, 1998; Конищев, Рогов 1994), который, к сожалению, на данный момент применен к ограниченному кругу исследований. Однако остается ряд нерешенных вопросов: сочетание процесса криогенного выветривания и почвенного преобразования грунтов; влияние высотной зональности на активность проявления процессов криогенеза; влияние регионального и ландшафтного аспектов в интенсивности процесса криогенеза (Сталина, 2003).

Помимо указанных методов, в современных исследованиях широко применяются геохимические и палеомагнитные методы. Геохимический метод – важный инструмент для понимания происхождения отложений, диагенетических процессов и гипергенеза. Состав микроэлементов и их соотношения могут дать важную информацию о палеоклимате,

периодах почвообразования и других аспектах четвертичной истории (Schaetzl et al., 2018). Например, высокие значения соотношения Ca/Fe свидетельствуют о сухом и холодном климате, а низкие – о теплом и влажном климате периода формирования отложений (Deng et al., 2010). Обычно используются элементы с низкой подвижностью в приповерхностных и низкотемпературных средах: Cr, Sc, Ta, Th, Zr, Hf, As, Sb и Y (Schaetzl et al., 2018). Также исследуют как валовой состав породы, так и состав микроэлементов отдельных фракций: прослеживается прямая связь между размером частиц и минералогией.

В связи с широким распространением следов криогенных деформаций в пределах всей перигляциальной зоны позднего плейстоцена в региональных исследованиях по реконструкции мерзлотных условий большое внимание уделяется современным методам. В работах последних десятилетий отмечается широкое внедрение оптически стимулированного люминесцентного (ОСЛ) датирования, поскольку метод имеет большой возрастной диапазон, а результаты измерений связаны со временем захоронения отложений. Известны примеры датирования грунтовых клиньев для территории Европы (Buylaert et al., 2009; Leszczynski, Nemes, 2020) и Северной Америки (Murton et al., 2000; French et al., 2003 и др.). Ярко выраженные реликтовые песчаные клинья и псевдоморфозы смешанного состава описаны на территории северо-западной Бельгии (Buylaert et al., 2009). Авторами приведена их детальная характеристика и определение возраста отложений методом ОСЛ. Для данной территории выделено три периода формирования клиньев: ~300-130 тыс.л.н., 60-28 тыс.л.н., 28-10 тыс.л.н. Результаты указывают на то, что большинство датировок моложе 22 тыс.л., что объясняется благоприятными условиями роста клиньев в этот период либо эрозией более древних структур. В ходе ОСЛ-датирования высокого разрешения крупного грунтового клина получены результаты о скорости формирования клиновидных структур: рост клина ранее оценивался в 500 лет исходя из предположения о формировании одного слоя в ходе ежегодного растрескивания (1 слой = 1 год); по результатам датирования получен бóльший временной промежуток (несколько тыс.л.), что говорит о вариативности частоты трещинообразования с течением времени, т.е. растрескивание может происходить не ежегодно (Buylaert et al., 2009). На территории Франции (Северная Аквитании и долина Луары) описаны многочисленные следы древнего криогенеза (Andrieux et al., 2018). По результатам ОСЛ-датирования авторами выделено 11 фаз активизации морозобойного растрескивания за последние 100 тыс.л. Наиболее интенсивное растрескивание происходило в период 30-24 тыс.л.н. (последний максимум распространения мерзлых пород). В это время существовали не только многолетнемерзлые породы (ММП), но и глубокое сезонное промерзание в условиях низкой инсоляции в зимнее

время. Дж. Муртон рекомендуется привлекать ОСЛ-метод для региональных исследований времени формирования клиновидных структур и их корреляции (Murton et al., 2000).

Материалы для написания работы получены автором в 2017-2021 гг. в ходе полевых работ на разрезах Нижнего Поволжья: Средняя Ахтуба, Ленинск, Райгород (2017, 2018, 2020, 2021 гг.); Черный Яр, Батаевка (2018, 2020, 2021); Косика (2019, 2021). Комплексное изучение отложений выполнено в лаборатории криотрасологии института Криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ, в Институте географии РАН, а также в Северной лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания). Комплексное исследование включало гранулометрический, микроморфологический, минералогический анализы с последующим расчетом коэффициента криогенной контрастности (ККК), а также определение абсолютного возраста отложений.

3.1. Полевые исследования

Особенностью четвертичных отложений является их дисперсность и слабая диагенетическая изменчивость, тесная связь отложений и рельефа, а также их литолого-генетическое разнообразие, обусловленное формированием осадков в различных условиях – морских, речных, ледниковых, озерных и др. Генетические типы плейстоценовых отложений и их связь с рельефом являются основными объектами изучения; они позволяют восстановить стратификацию отложений, их возраст, особенности палеогеографических условий (Руководство по изучению..., 1987). Полевое и лабораторное изучение отложений позволяет установить их генезис, возраст, объяснить процессы и явления преобразования осадка после отложения.

Полевые исследования включали в себя:

(1) рекогносцировочные работы, выполненные с целью составления представления о геолого-геоморфологических и физико-географических условиях: знакомство с районом, опорными разрезами, геоморфологическими особенностями, выбор естественных обнажений для выполнения дальнейших работ;

(2) работу на естественных обнажениях, которыми являются выходы отложений в склонах оврагов и долин. Для подробного описания и выполнения литостратиграфического расчленения выполнялась зачистка стенок до коренных пород. Далее проведено подробное описание горизонтов. Особое внимание уделялось структурным и текстурным особенностям: изменению размерности по вертикали, наличию слоистости, ориентировке трещин и т.д. Эти параметры характеризуют смену условий среды осадконакопления, а значит, и палеогеографической обстановки. Слоистость (тип, степень, угол наклона, толщина и др.) отражает динамику среды и особенности аккумуляции речных, склоновых,

воздушных потоков и морских водоемов. Нередко границы слоев осложнены деформациями, в том числе криогенными – в этом случае также оценивался размер деформаций, выполнялось их детальное описание с выделением границ, включений, типа заполнителя, соотношения структур с вмещающими отложениями и друг с другом. Обязательным пунктом являлась зарисовка особенностей строения и фотофиксация. Для выполнения дальнейшей лабораторной обработки был выполнен отбор образцов на различные виды анализов (Руководство по изучению..., 1987). Выбор мест отбора и количества образцов определялось литостратиграфическими и литолого-генетическими особенностями. В последнее время в ряде работ (Buylaert et al., 2009; Stevens et al., 2018) делается упор на количественный отбор, который способствует детальности исследований. Особенно это касается абсолютного датирования: большое количество датировок позволяет выявить несогласия и перерывы (хиатусы) осадконакопления (Stevens et al., 2018). Абсолютные и относительные высоты границ слоев и уровни отбора образцов зафиксированы посредством нивелирной съемки либо GNSS-приемника Leica GS10. На основании изучения естественных обнажений составлены литостратиграфические схемы и профили строения изученных толщ.

3.2. Лабораторные исследования

3.2.1. Гранулометрический анализ

Гранулометрический анализ – один из методов изучения обломочных пород путем разделения частиц по фракциям и расчета соотношения количества частиц по этим фракциям (Грунтоведение, 2005). Гранулометрический состав отложений формируется под действием среды осадконакопления и определяется составом исходных пород, динамикой среды, дальностью переноса и длительностью переработки осадка, в связи с чем является ценным седиментологическим методом идентификации осадочных сред при палеогеографических реконструкциях (Грунтоведение, 2005).

При изучении гранулометрического состава использовались стандартные статистические параметры: (1) медиана – рассматривается многими исследователями лёссов (Derbyshire et al., 1995; An et al., 1991 и др.) в качестве индекса ветровой активности; (2) мода (характеризует среднее значение в преобладающей фракции); (3) среднее значение (характеризует гидродинамический уровень среды седиментации); (4) коэффициент асимметрии (предоставляет информацию о привносе и выносе материала той или иной размерности); (5) коэффициент сортировки (характеризует однородность материала).

Проведенные исследования гранулометрического анализа (Sun et al., 2000) позволили успешно отличить различные обломочные отложения от конкретных осадочных сред путем сравнения результатов гранулометрических характеристик. Также было

определено, что, благодаря стабильным физическим и химическим свойствам кварцевых зерен, их размер можно считать более точным показателем для реконструкции палеосреды по сравнению с использованием объемных (bulk) образцов (Sun et al., 2000). Показано, что гранулометрические параметры отложений (средний размер, коэффициент сортировки, асимметрия и эксцесс) тесно связаны с осадочной средой и динамическими условиями транспортировки (Lu, An, 1998; Wu et al., 2020). Применяемые в последние годы математические методы (моделирование конечных элементов, стандартное отклонение размера зерна и др.) позволяют отследить источник отложений (Sun et al., 2002).

Гранулометрический анализ образцов выполнен автором в лаборатории криотрасологии института Криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН на лазерном гранулометре Mastersizer 3000 Malvern с диспергацией в водной среде (рис.9); для дополнительной дезагрегации частиц применялась встроенная функция ультразвука. Пробоподготовка выполнена по стандартной методике (Константинов, Еременко, 2012). Гранулометрический анализ выполнен для 160 образцов шести разрезов Нижнего Поволжья. Особое внимание уделено лёссовой толще и горизонтам, в которых заключены криогенные структуры: более детально охарактеризован заполнитель и вмещающие отложения.



Рисунок 9. Лазерный гранулометр Mastersizer 3000 (Malvern) с диспергатором в водной среде

Лазерные анализаторы определяют размер частиц посредством лазерной дифракции. Конструкция анализатора представлена на рис.10 и включает: диспергирующий модуль, подающий образец в систему; лазерный модуль, направляющий излучение через измерительную ячейку; линза; детектирующий модуль, который фиксирует свет, рассеянный пропорционально размерам частиц (Фармакопейная статья..., 2015).

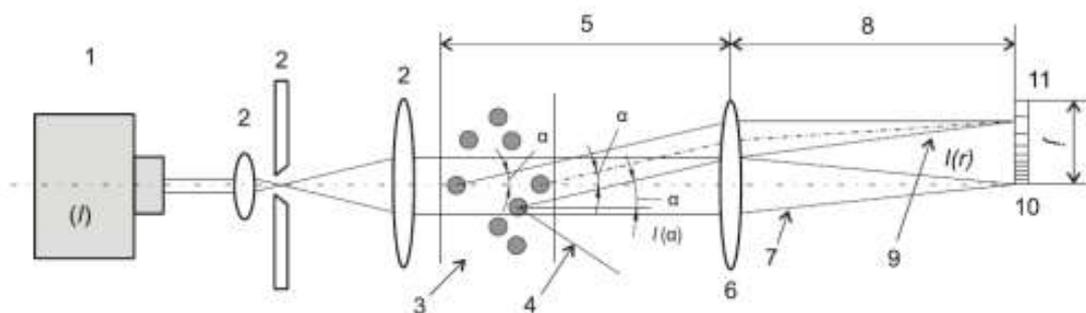


Рисунок 10. Схема прибора определения размера частиц методом лазерной дифракции
 1 – источник лазерного излучения; 2 – модуль обработки лазерного излучения; 3 – частицы; 4 – рассеянный свет, не собранный линзой; 5 – рабочее расстояние линзы; 6 – линза Фурье; 7 – прямой луч; 8 – фокусное расстояние линзы; 9 – рассеянный луч; 10 – детектор затемнения; 11 – многоэлементный детектор (Фармакопейная статья..., 2015)

При гранулометрическом анализе отложений важное значение имеет выбор классификации фракций. Существует большое количество таких классификаций, но в грунтоведении чаще всего применяется классификация В.В. Охотина (Грунтоведение, 2005). Для лёссовых пород наиболее характерна фракция крупной пыли 0,01-0,05 мм (по В.В. Охотину), она же является продуктом криогенного выветривания. Однако по данным исследований последних лет (Li et al, 2012; Курчатова, Рогов, 2014) выяснилось, что широта этой фракции не позволяет уловить детали в формировании частиц данной размерности и для этой фракции необходимо более дробное деление. Лазерные гранулометры позволяют при выполнении гранулометрического анализа разделить указанную крупнопылеватую фракцию на подфракции 0,025-0,01 (тонкая часть крупной пыли) и 0,05-0,025 (большеразмерная часть крупной пыли) мм, что позволяет проследить, какая часть подфракции преобладает в том или ином образце породы.

3.2.2. Микроморфологический анализ

Основу морфологических исследований составлял микроморфологический анализ, который ставит своей задачей исследование микротекстуры и микроструктуры, т.е. соотношения и взаимного расположения грунтовых частиц, характера пористости, состава отдельных микрокомпонентов. Исследования микроморфологии пород и почв проводят разными методами; в последнее время стало активно развиваться применение растровой электронной микроскопии. Методы растровой электронной микроскопии (СЭМ), используемые для изучения осадочных пород, были впервые усовершенствованы Krinsley и Takahashi (1962). С тех пор с помощью СЭМ выявлены микротекстурные характеристики кварца, которые применяются для интерпретации широкого диапазона седиментологических сред (эоловых, ледниковых, субаквальных).

Изучение микроморфологии выбранных в данной работе объектов проводилось в двух аспектах – изучения их микростроения и морфологии частиц песчаной фракции. Оба аспекта рассматривались в образцах как ненарушенного, так и нарушенного сложения при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM-3000 с спектрометром Swift-3000 (рис.11).



Рисунок 11. Сканирующий электронный микроскоп HitachiTM3000 (слева) и рентгеноспектральный анализатор SwiftED3000 (Oxford)

Исследования микростроения лёссовых пород имеет давнюю историю. Достаточно подробный их обзор проведен в работе И.Ю. Григорьевой (2001). Из обзора видно, что приоритетным является изучение инженерно-геологических свойств лёссов, в то время как оценке условий их образования уделяется крайне мало внимания. Микростроение ненарушенного состояния изучалось по сколам небольших образцов (0,5-1,0 см³). Подготовка образцов для анализа выполнялась путем раскалывания образца на две части, которые приклеивались на предметный столик тыльной стороной, далее, согласно обычной процедуре подготовки образцов в электронном микроскопе, производилось напыление золотом для создания токопроводящего покрытия и исследование непосредственно в микроскопе.

Другой аспект исследования состоял в анализе морфологии частиц песчаной фракции, поскольку по результатам исследований (Kenig, 2006; Costa et al., 2012; Vos et al., 2014; Kalinska-Nartisa et al., 2017; Woronko, Hoch, 2011; Woronko, Pisarska-Jamrozy, 2015) выявлено, что микротекстурные характеристики зерен кварца могут сохраняться в течение длительного времени. Считается, что именно они несут наибольшее количество

информации об условиях седиментации отложений. Особое внимание уделяется в этом подходе таким параметрам частиц, как форма и рельеф поверхности, несущим признаки их перемещения различными агентами и обработке в определенных условиях, а также наличие сколов, агрегатов, органических и минеральных включений (аутигенные образования, остатки растений). Наиболее активно изучается породообразующий минерал кварц. Он устойчив к процессам выветривания, а благодаря своим кристаллохимическим свойствам в большей мере реагирует изменением формы на физико-географическую обстановку, поэтому хорошо подходит для оценки условий осадконакопления. Известно также, что кварцевые пески являются материалом, хорошо раскрывающим процессы преобразования крупнодисперсных частиц в зоне циклического криогенеза (Конищев и др., 2005).

Пылеватые частицы (0,05-0,01 мм), как известно, представлены не только единичными минеральными зернами, но и глинистыми агрегатами той же фракции. Этим агрегатам в работе также было уделено внимание: они составляют оригинальную особенность состава пылеватых грунтов и привлекают внимание исследователей, поскольку в ряде работ предполагается их криогенное происхождение (Сергеев, Минервин, 1960, Попов, 1967а, Конищев, 1981).

Подготовка для анализа частиц и агрегатов выполнялась путем распыления образца на углеродный пластырь предметного столика; далее подготовка была аналогична сколам образцов. Всего получено и проанализировано более 1000 изображений зерен, агрегатов, кристаллов аутигенных минералов и поверхности монолитов. Исследования выполнены автором также в лаборатории криотрасологии ИКЗ СО РАН.

3.2.3. Минералогический анализ и расчет коэффициента криогенной контрастности

В настоящее время минералогический анализ включает в себя набор различных по физическим основам методов изучения минерального вещества и подходов к выбору размера анализируемых частиц. Появляется все больше методов исследования минерального вещества, а, кроме того, совершенствуются уже известные. Выбор методов и подходов при этом определяется целью и задачами исследования, массой и физическим состоянием материала имеющихся образцов.

Предложенная Н.М. Страховым (1963) концепция взаимосвязи гранулометрического и минералогического состава отложений, преобразованных в результате процессов литогенеза, получила развитие в работах В.Н. Конищева (1981) для областей древнего и современного криогенеза. Это позволило сформулировать концепцию преобразования рыхлого материала в зоне циклического криолитогенеза. Эта концепция

может быть проиллюстрирована схемой на рис.12, суть которой состоит из следующих положений: а) ведущий процесс криогенеза – дробление первичных минералов без (преимущественно) изменения состава; механизм разрушения имеет сложную природу и относится в физико-химическому типу; б) устойчивость минералов в криолитосфере характеризуется своеобразием и отличается от рядов устойчивости в теплых климатических условиях; в) составляющие частицы скелета минералов имеют свои, криогенные пределы разрушения, отличающиеся от пределов разрушения иными механизмами выветривания; г) в результате разрушения минеральных составляющих отложений в сфере прерывистого криолитогенеза формируется особая криогенная организация минерального вещества, выражающаяся в своеобразном распределении его составляющих по гранулометрическому спектру (Конищев и др., 2005).

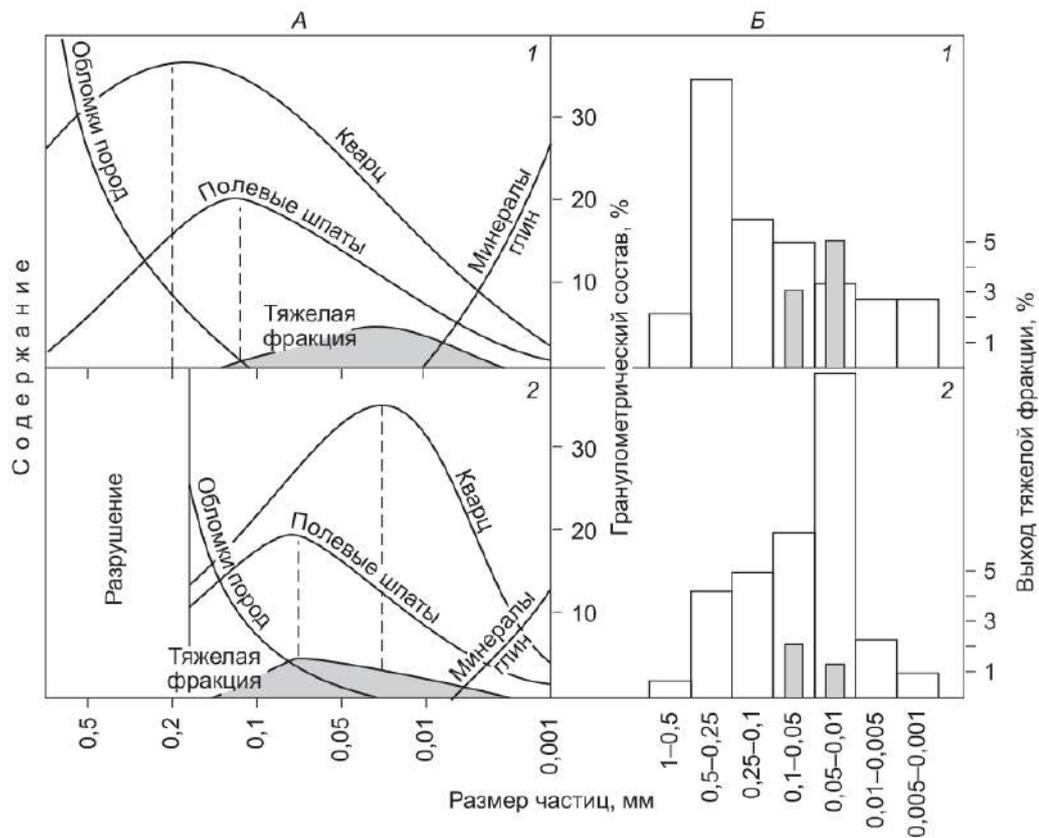


Рисунок 12. Перестройка распределения основных минералогических параметров по гранулометрическому спектру при криогенезе (по Конищеву В.Н. и др., 2005)

А - качественная схема: 1 - распределение содержаний основных минеральных компонентов по гранулометрическому спектру исходной осадочной породы; 2 - распределение основных минеральных компонентов в продуктах криогенеза. Б - количественная схема перестройки относительного весового содержания тяжелых минералов по гранулометрическому спектру; 1 - исходный грунт с седиментогенным типом распределения тяжелой фракции; 2 - гипергенный тип распределения тяжелой фракции в продуктах криогенеза

В ходе исследований была поставлена задача по отличию продуктов криогенной трансформации от других типов гипергенеза в результате процессов осадконакопления, а также в зависимости от палеогеографической обстановки.

В большинстве работ состав отложений и почв изучается либо по всей массе их минерального вещества, либо в широкоразмерной гранулометрической области, гораздо реже в одной или двух узкоразмерных фракциях. Для оценки влияния перигляциальных условий на формирование отложений был предложен коэффициент криогенной контрастности (ККК) (формула 1), характеризующий распределение максимального количества основных породообразующих минералов (кварца и полевого шпата) во фракциях крупной пыли (0,05-0,01 мм) и тонкого песка (0,1-0,05), в которых они накапливаются в ходе криогенеза (Конищев, Рогов, 1994).

Коэффициент является показателем распределения минералов по гранулометрическому спектру. Главными характеристиками в данном подходе являются не абсолютные содержания минералов, а особенности кривых распределения кварц-полевошпатового отношения по гранулометрическому полю размерных фракций (Сталина, 2003). ККК позволяет анализировать современную и палеогеографическую обстановку формирования отложений в сфере прерывистого криолитогенеза, поскольку отражает криогенную организацию вещества (Конищев и др., 2005). С увеличением активности криогенного выветривания растет величина коэффициента; отложения, сформировавшиеся в условиях существования вечной мерзлоты, имеют значения ККК более единицы.

$$\text{ККК} = (Q_1/F_1)/(Q_2/F_2), \quad (1)$$

где ККК - коэффициент криогенной контрастности; Q_1, F_1 - содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,05-0,01 мм, соответственно; Q_2, F_2 - содержание кварца и полевых шпатов во фракции 0,1-0,05 мм, соответственно

Таким образом, в ходе исследования влияния процессов криогенеза на состав отложений результаты гранулометрического анализа должны дополняться результатами минералогического анализа, по результатам которого рассчитывается ККК. В данном исследовании в качестве подготовительной стадии для минералогического анализа (для получения крупноалевритовой и тонкопесчаной фракций) использовался метод влажного ситования. Далее образец каждой фракции высушивался, растирался в агатовой ступке и укладывался в кювету для дальнейшей загрузки в дифрактометр.

Определение минерального состава пород выполнено с использованием рентгеноструктурного дифрактометра D2 PHASER (Bruker) (рис.13). Принцип работы рентгеноструктурного дифрактометра основан на явлении дифракции рентгеновских лучей

от атомных плоскостей кристаллической решетки исследуемого минерала (рис.14). Такой минерал, обладая своей кристаллической решеткой, характеризуется только ему присущим набором межплоскостных расстояний, который отражается пиком на дифрактограмме. Дифрактограмма (рентгендифракционный спектр) представляет собой зарегистрированную картину пространственного излучения, рассеянного образцом, т.е. зависимость интенсивности дифрагированного излучения от пространственных координат. Здесь электронным детектором регистрируется попадающее на него излучение, и преобразуется в электрический сигнал. Этот сигнал характеризуется напряжением (амплитудой) импульса и количеством импульсов в единицу времени (Рентгеновская дифрактометрия..., 2010).

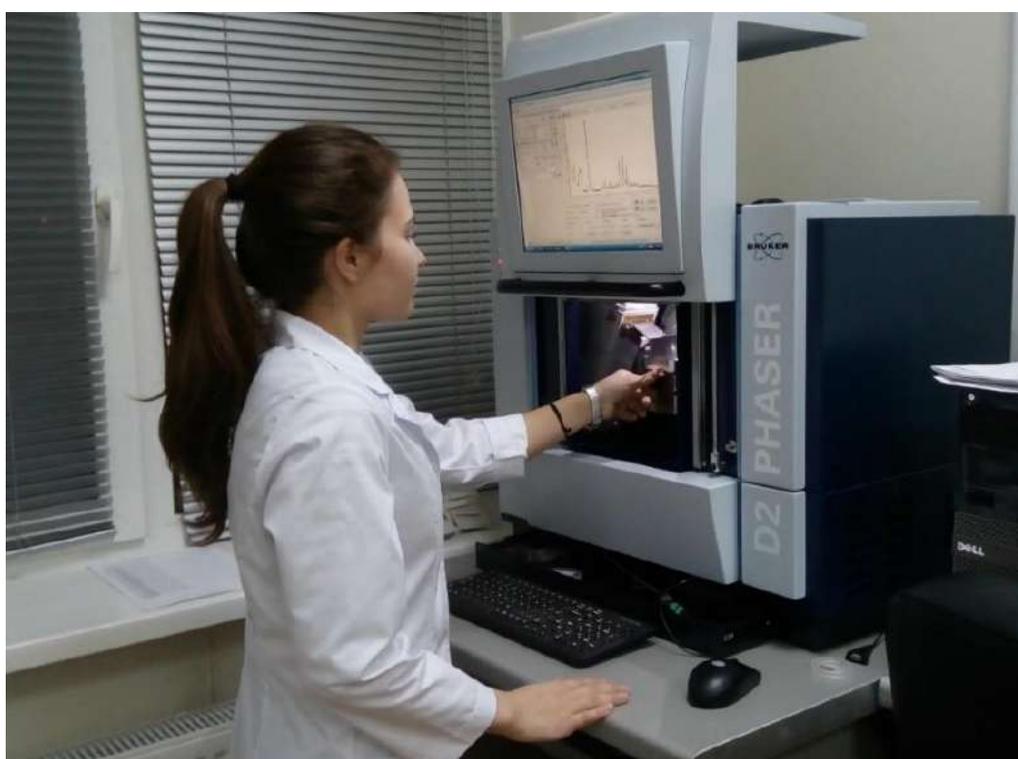


Рисунок 13. Загрузка кюветы с образцом в дифрактометр

Исследование проводилось на образце в виде порошка, поскольку при случайной ориентации множества кристаллов выше вероятность избежать анизотропии. Если исследуемый объект состоит из нескольких минералов, то каждому будет соответствовать своя собственная дифракционная картина и в этом случае на рентгенограмме присутствуют пики всех минералов образца. Интенсивность рефлексов каждого минерала будет зависеть от его количества в исследуемом образце и степени кристаллизации.

Интерпретация рентгенограмм дифрактометра D2 PHASER проводилась с помощью программ DiffraEva и DiffraTopas. Полученные величины количества кварца и полевого

шпата в обеих фракциях использовались для расчета коэффициента криогенной контрастности по Формуле 1. Всего выполнено определение ККК для 73 образцов.

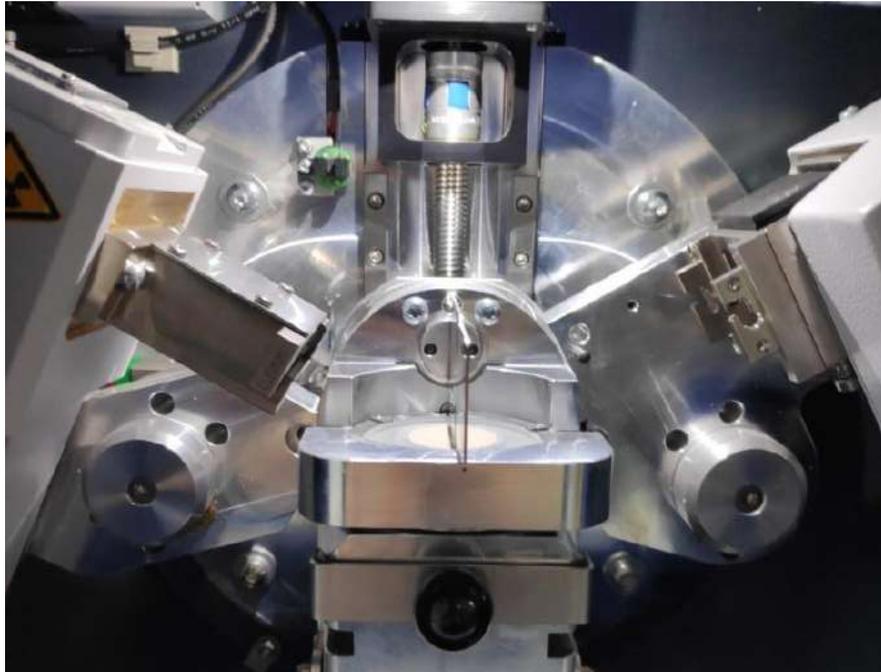


Рисунок 14. Кювета с образцом, загруженная в дифрактометр

3.2.4. Геохронологические исследования

Современные палеогеографические исследования невозможно представить без определения возраста отложений. Методы абсолютного датирования позволяют проводить достаточно точные оценки возраста отложений, особенно при комплексном их использовании. Каждый метод датирования имеет разные пределы точности и разрешающей способности, и связан с определенным отрезком хронологической шкалы, который он охватывает. Полученные с помощью датирования данные позволяют определить возраст четвертичных отложений и время палеоклиматических событий, что существенно уточняет стратиграфические схемы, позволяет проводить обоснованные корреляции разрезов, создавая хронологическую основу для палеогеографических реконструкций (Актуальные проблемы..., 2020).

Среди методов абсолютной геохронологии широкое распространение и применение получила группа радиоизотопных методов, в которых для различных генетических типов четвертичных отложений широко применяется люминесцентное датирование. Принцип этой группы методов заключается в измерении люминесцентного сигнала, накопленного в кварце и калиевых полевых шпатах. Высвобождение и фиксация этого сигнала позволяет определить время, прошедшее с момента последнего воздействия на отложения света или высоких температур. Данная группа методов включает оптически стимулированную

люминесценцию (ОСЛ) для кварца и инфракрасно-стимулированную люминесценцию (ИКСЛ) для калиевых полевых шпатов.

Для определения люминесцентного возраста рассчитывается величина природного люминесцентного сигнала в образцах (или эквивалентная доза, D_E), а также уровень естественной фоновой радиации, которая ионизирует минералы в отложениях (или мощность дозы, D_R). Формула расчета люминесцентного возраста образца представлена ниже:

$$\text{Возраст (тыс. лет)} = \frac{D_E \text{ эквивалентная доза (Гр)}}{D_R \text{ мощность дозы (Гр/тыс.лет)}} \quad (2)$$

Максимальный предел при датировании люминесцентным методом зависит от мощности дозы в образце (концентрации радиоактивных элементов в породе), а также от датированного минерала. Радиоактивность породы часто свана с размером зерна, генезисом отложений, содержанием карбонатов. В целом при датировании по кварцу максимальный предел в лёссах составляет около 50 тыс. лет, а в аллювиальных отложениях – около 100-150 тыс. лет. При работе с полевыми шпатами предел достигает 150-200 тыс. лет в лёссах, и 250-400 тыс. лет в аллювии и прибрежно-морских отложениях.

Впервые для территории Нижнего Поволжья получены данные по датированию отложений, включающих криогенные структуры, что позволило выделить временные интервалы их формирования (Рогов и др., 2020; Taratunina et al., 2021). Возраст отложений для разрезов Батаевка, Райгород, Ленинск, Черный Яр, Косика определен автором в Северной лаборатории люминесцентного датирования (Орхусский университет, Дания). Отбор образцов производился в пластиковые трубы дном либо в светонепроницаемые пакеты в темное время суток после предварительной зачистки места отбора. Для гамма-спектрометрического анализа материал отбирался дополнительно. Пробоподготовка необходимой навески кварца и полевого шпата выполнена в НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ при красном свете, и включала следующие основные этапы: (1) выделение гранулометрической фракции (предпочтительно 0,25-0,18 мм и 0,18-0,09 мм) влажным ситованием; (2) очистка образца посредством обработки кислотами (перекисью водорода, хлороводородной и фтороводородной кислотами); (3) сепарация образца в «тяжелой жидкости» (например, поливольфрамат натрия) для разделения на кварц и калиевые полевые шпаты.

Люминесцентное датирование (определение эквивалентной дозы) выполнено по трем протоколам на основе принципа регенерации единичных аликвот – SAR-протокола (Murray, Wintle, 2003). Измерение по кварцу выполнено для 18-24 аликвот по стандартному

SAR-протоколу – со стимуляцией голубым светом при 125 °С в течение 40 сек и преднагревом при 260 °С в течение 10 сек. В конце каждого цикла проводилось обнуление образца голубым светом при нагреве до 280 °С (Murray, Wintle, 2000, 2003). Ввиду высокой стабильности люминесцентного сигнала для полевых шпатов измерения проведены для 6-12 аликвот и выполнены по двум протоколам: для 50°С (200 сек., IR₅₀) и 290°С (200 сек., pIRIR₂₉₀) при стимуляции инфракрасным источником с предварительным нагревом до 320 °С в течение 60 сек (Thiel et al., 2011; Buylaert et al., 2012). Все измерения выполнены по навескам зёрен на стальных дисках (8 мм в диаметре для кварца и 2 мм для полевых шпатов) на стандартном ТЛ/ОСЛ-ридере Riso, модель DA-20 (рис.15а), оснащённом калиброванным бета-источником изотопа стронция-90 (Hansen et al., 2018).

Концентрации радионуклидов измерены с помощью гамма-спектрометрии высокого разрешения (рис.15б) с полупроводниковым детектором на основе особо чистого германия по методике (Murray et al., 1987). Пробоподготовка заключалась в следующем: образцы были подвергнуты обжигу при 450 °С в течение 24 часов для удаления органики; далее измельчены до порошкообразного состояния и смешаны с вязким воском для отливки чашек, геометрия которых соответствует размеру спектрометра. Измеренная активность радионуклидов ²²⁶Ra, ²³²Th and ⁴⁰K была пересчитана в скорость накопления дозы по методу, описанному в работе (Guerin et al., 2012). Корректировки влияния содержания воды в слоях при седиментации проведены с использованием рекомендаций М. Эйткена (Aitken, 1985), а вклад космического излучения – с использованием рекомендаций, приведенных в работе Дж. Прескотта и Дж. Хаттона (Prescott, Hutton, 1994).



Рисунок 15. Оборудование для проведения ОСЛ-датирования: А – ТЛ/ОСЛ-ридер Riso, модель DA-20; Б – Гамма-спектрометры в свинцовой защите для измерения естественной радиации отложений

Всего для пяти разрезов (Ленинск, Батаевка, Райгород, Черный Яр, Косика) автором получено 29 датировок (по кварцу и полевым шпатам), которые характеризуют основные этапы формирования криогенных структур. Для определения времени формирования криогенных структур в разрезе Средняя Ахтуба использовались опубликованные данные (Янина и др., 2017).

ГЛАВА 4. КЛЮЧЕВЫЕ ОБЪЕКТЫ

В ходе рекогносцировочных работ в Нижнем Поволжье были обследованы естественные обнажения вдоль береговых обрывов рек Волга и Ахтуба с целью выявления следов криогенных процессов. Итогом этих работ стало выделение серии обнажений с выраженными следами криогенеза, затронувшего разновозрастные отложения различного генезиса, и приуроченных к разным геоморфологическим уровням. Средняя Ахтуба (СА), Ленинск (ЛН), Райгород (РГ), Батаевка (БТ) и Черный Яр (ЧЯ) расположены в пределах нижнехвалынской равнины Прикаспийской низменности; разрез Косика (КОС) расположен южнее, в границах верхнехвалынской террасы (рис.16). Характерной особенностью является наличие в разрезах предположительно реликтовых мерзлотных образований – псевдоморфоз различных типов и криотурбаций.

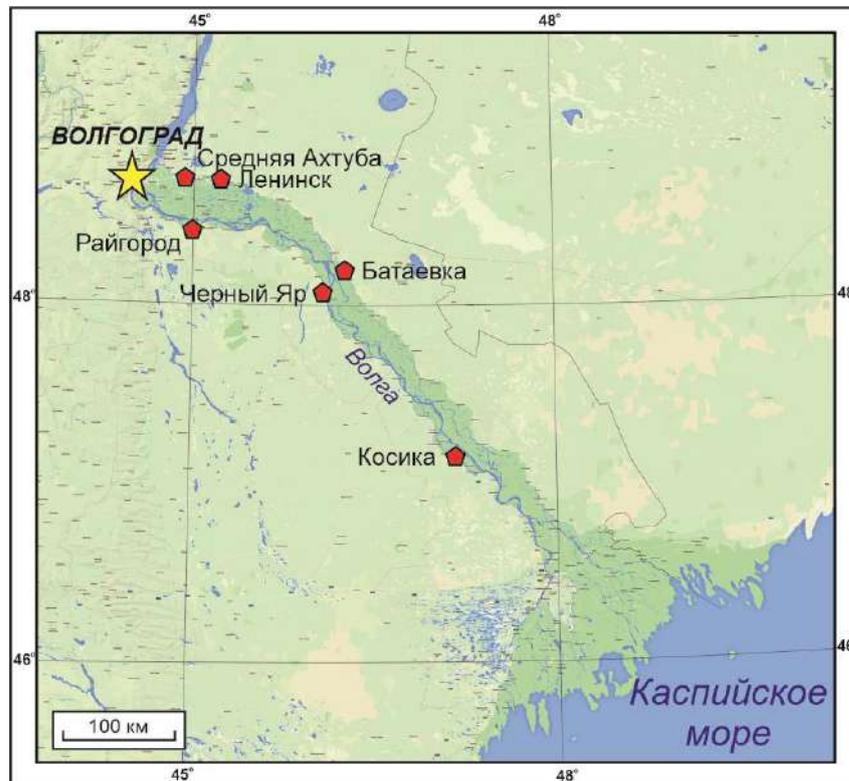


Рисунок 16. Расположение изученных разрезов Нижнего Поволжья

4.1. Разрез Средняя Ахтуба

Обнажение Средняя Ахтуба расположено в 3 км к югу от населенного пункта Средняя Ахтуба (N 48.7004; E 44.8938) и открывается в стенке одной из балок, прорезающих поверхность хвалынской террасы (рис.17). Разрез характеризуется наиболее полным строением новейших отложений Нижнего Поволжья, содержит значительную информацию об эволюции природной среды в эпоху ательской регрессии Каспийского моря, а также мощную толщу шоколадных глин хвалынской трансгрессии.



Рисунок 17. Расположение разреза Средняя Ахтуба

4.1.1. Строение разреза

В табл.7 представлено описание разреза Средняя Ахтуба (рис.18-19). Описание всех разрезов приведено сверху вниз. В целом здесь выделяется полифациальная толща осадков: современная почва (каштанозем, слой 1); мощная толща шоколадных глин (слои 2-5); чередование палеопочв и аллювия (слои 8-12); мощный горизонт лёссовых отложений, верхняя часть которых размыта (слой 13); чередование лёссов, в значительной степени затронутых педогенезом, и развитых палеопочв (слои 14-19).

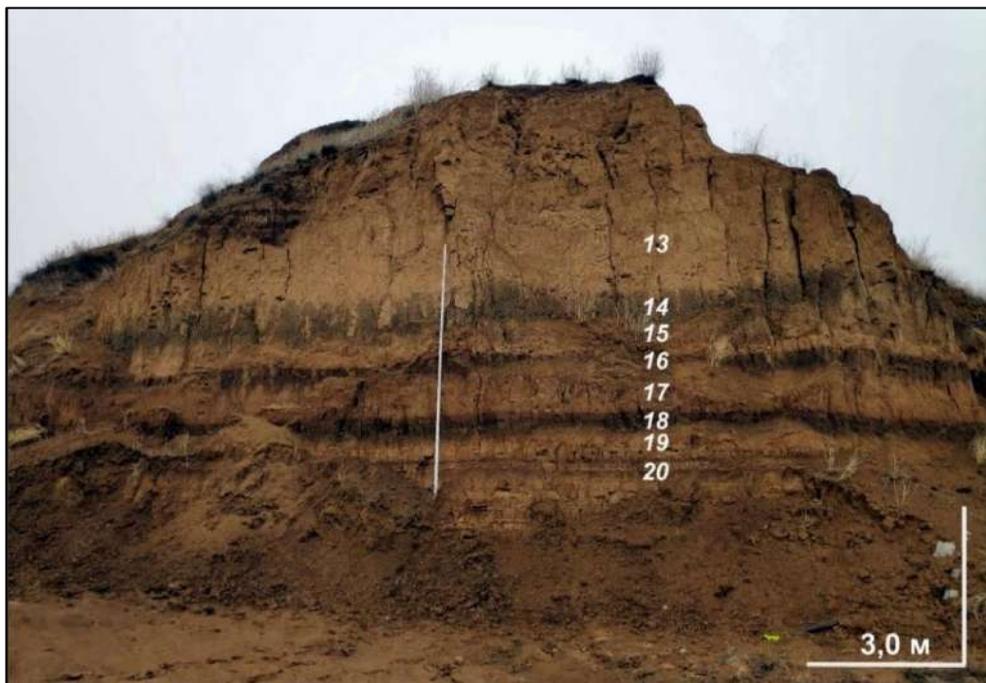


Рисунок 18. Общий вид нижней части разреза Средняя Ахтуба. Номера обозначены слои

Таблица 7. Описание горизонтов разреза Средняя Ахтуба

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-1,4	1,4	Супесь палевого цвета	Современная почва
2	1,4-3,0	1,6	Глины коричневого (шоколадного) цвета с характерной плитчатой отдельностью и тонкими (0,5-3 см) прослойками тонкозернистого серо-бежевого песка	Морские отложения
3	3,0-3,1	0,1	Песок с включением типичной хвалынской фауны моллюсков ¹ <i>Didacna protracta</i> , <i>D. ebersini</i> , <i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Dr. Polymorpha</i>	
4	3,1-3,7	0,6	Розовато-коричневые монолитные глины (шоколадные). Переход к нижележащему слою постепенный	
5	3,7-4,1	0,4	Горизонтальнослоистые мелкоплитчатые глины коричневого цвета (шоколадные) с многочисленными тонкими прослоями алевролита. Нижняя граница неровная, четкая	
6	4,1-4,3	0,2	Суглинок светло-коричневого цвета	Палеопочва
7	4,3-4,8	0,5	Плотные неслоистые супеси однотонной светло-бежевой окраски. Формируют в вертикальные стенки. Нижняя граница неровная	Лёссовидная супесь
8	4,8-6,1	1,3	Светло-бежевый рыхлый песок с горизонтальной слоистостью за счет прослоев карбонатов	Аллювий
9	6,1-6,3	0,2	Суглинок светло-коричневого цвета	Палеопочва (эмбриональная)
10	6,3-7,6	1,3	Песок хорошо сортированный, мелкозернистый, равномерной желтой окраски, с неясной слоистостью	Аллювий
11	7,6-7,8	0,2	Супесь светло-коричневого цвета	Палеопочва (эмбриональная)
12	7,8-9,0	1,2	Песок светло-серый и бежевый, неслоистый, с редкими включениями пятен марганца и органики. Нижняя граница четкая, неровная	Аллювий
13	9,0-14,0	5,0	Супесь палевая, со столбчатой отдельностью. Образует в разрезе вертикальные стенки. Нижняя часть слоя (~4 м) представлена супесью светло-коричневой, с редкими марганцовистыми примазками и включениями гипса; верхняя часть (1,5 м) изобилует марганцовистыми примазками и гипсовыми включениями с редкими темными пятнами органики	Лёссовидная супесь
14	14,0-14,9	0,9	Суглинок пылеватый коричнево-серого цвета с клиновидными псевдоморфозами, заполненными вышележащим палево-желтым лёссовым материалом	Палеопочва
15	14,9-15,6	0,7	Супесь пестрой серо-коричневой окраски, с ржавыми пятнами и затеками, с марганцовистыми и известковыми включениями	Лёссовидная супесь
16	15,6-16,2	0,6	Суглинок коричнево-серого цвета, разбит тонкими псевдоморфозами	Палеопочва

¹ Определение фауны моллюсков для представленных разрезов выполнено Т.А. Яниной по собранному автором материалу

17	16,2-16,9	0,7	Супесь серо-палевого цвета, плотная	Лёссовидная супесь
18	16,9-17,3	0,4	Суглинок темно-серого цвета плотной комковатой структуры; поверхность разбита мелкими хвостами клиновидных образований, берущих начало выше	Палеопочва
19	17,3-17,7	0,4	Супесь светло-бежевого цвета	Лёссовидная супесь
20	17,7-18,5	0,8	Супесчаные отложения бежевого цвета. Подстилаются горизонтом суглинков с прослоями песка	Озерно-лиманные отложения

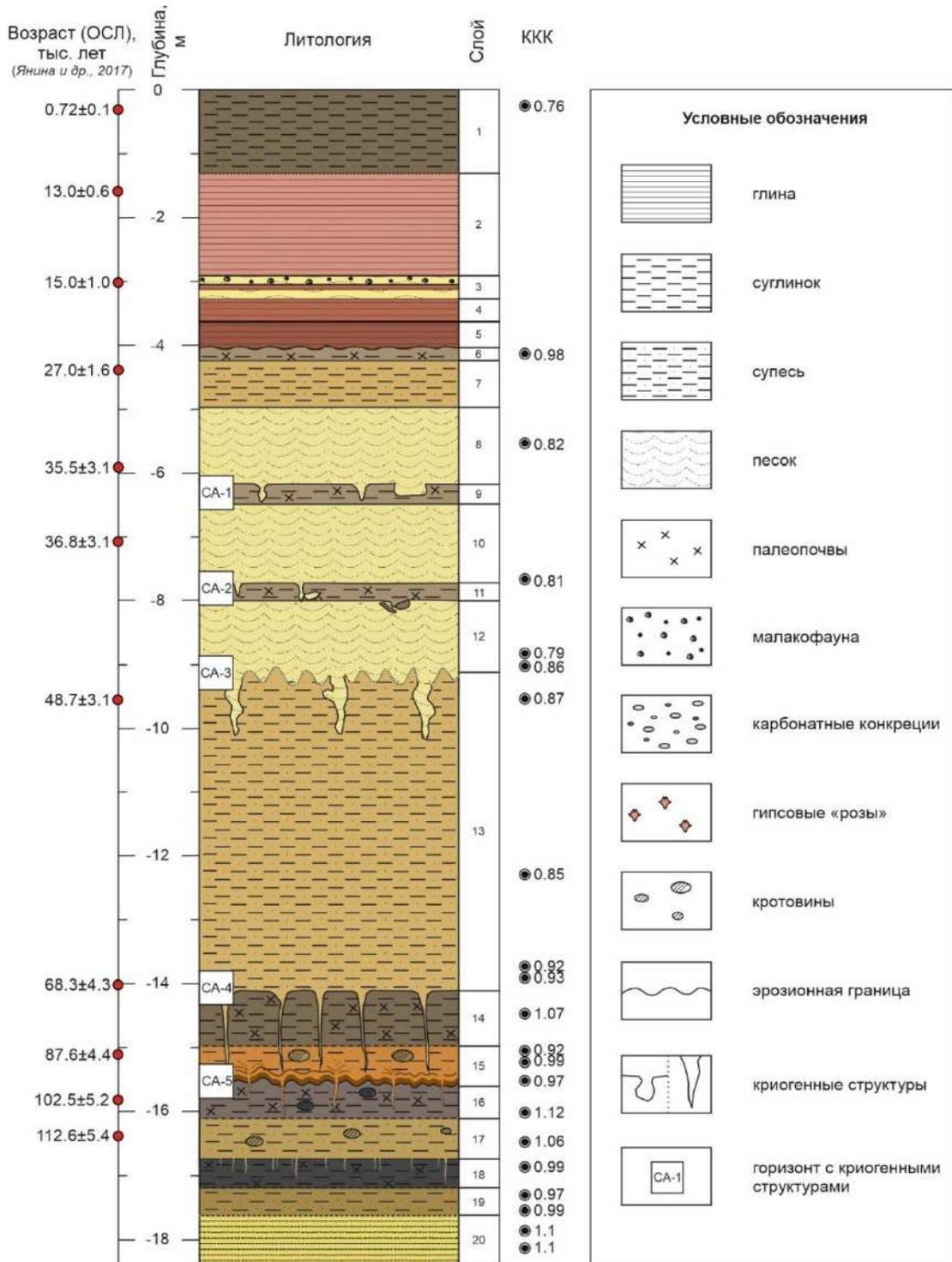


Рисунок 19. Схема разреза Средняя Ахтуба

4.1.2. Криогенные структуры

Уникальной особенностью разреза Средняя Ахтуба является выраженность позднеплейстоценового криогенеза: в разрезе установлены следы пяти горизонтов с криогенными структурами, выраженных в виде криотурбаций и псевдоморфоз различных типов.

На глубине ~6,2 м выявлены следы **первого** горизонта криогенных структур (СА-1) в виде псевдоморфоз, секущих слой 9. Всего в пределах расчистки вскрыто шесть структур; все они имеют разнообразные размеры и форму и нарушают границу между слоями 8 и 9. Первая (слева направо) криогенная структура имеет воронкообразную форму с расширением на конце (рис.20а, слева). Она заполнена среднезернистым песком, однако явное проникновение материала вышележащего слоя 8 отсутствует – между слоями заметна граница в виде тонкой прослойки ожелезненного песка. Нижнее расширение структуры имеет округлую форму. Границы подчеркнуты белесым горизонтом карбонатов. Вторая криогенная структура (рис.20а, справа) имеет вид сундучной складки размером 15*30 см; материал представлен слоистым песком горизонта 8; слои идут параллельно форме складки и подчеркнуты тонкими прослоями карбонатов.

Вблизи располагается третья структура (рис.20б), мощностью 17 см, имеющая вид клина с закругленным концом, слоистое строение – внешняя часть представлена опесчаненным суглинком светло-коричневого цвета с горизонтальными отрогками до 7 см по внешней кромке; центральная часть клина заполнена вышележащим хорошо сортированным среднезернистым песком слоя 8, имеющим слои, подчеркнутые выделениями карбонатов. Граница между слоями четкая, по составу и цвету. Материал клина имеет мелкие включения органики и вивианита.

На это же уровне описана четвертая криогенная структура, имеющая четкую клинообразную форму размером до 20 см по вертикали и 12 см по горизонтали (в раструбе). В отличие от предыдущей формы в ней не прослеживается проникновение песка слоя 8, а сам клин отсекается от вышележащих отложений тонкой горизонтальной прослойкой карбонатов. Материал клина представлен супесью светло-коричневого цвета. Границы клина четкие, неровные.

В другой расчистке первого горизонта вскрыты криогенные структуры (пятая и шестая) клинообразной формы размером до 20 см (рис.20в); они рассечены в горизонтальной плоскости, образуя расширения с зубчатыми краями. Криогенные структуры заполнены вышележащим песком слоя 8. В заполнении заметны элементы смятия и ожелезнения.

На глубине 7,7 м (отн.) наблюдается **второй** горизонт криогенных структур (СА-2), представляющий собой ряд округлых клубнеобразных образований (рис.20г), рассекающих палеопочву (слой 11) и внедряющихся в нижележащий аллювиальный горизонт (слой 12); материал их представлен мелкозернистым песком серо-желтого цвета. Центральные части описываемых образований слабо ожелезнены; часть их, заключенная в почве, имеет закругленную границу, нижележащие, внедряющиеся в аллювиальный горизонт, имеют клинообразный хвост.

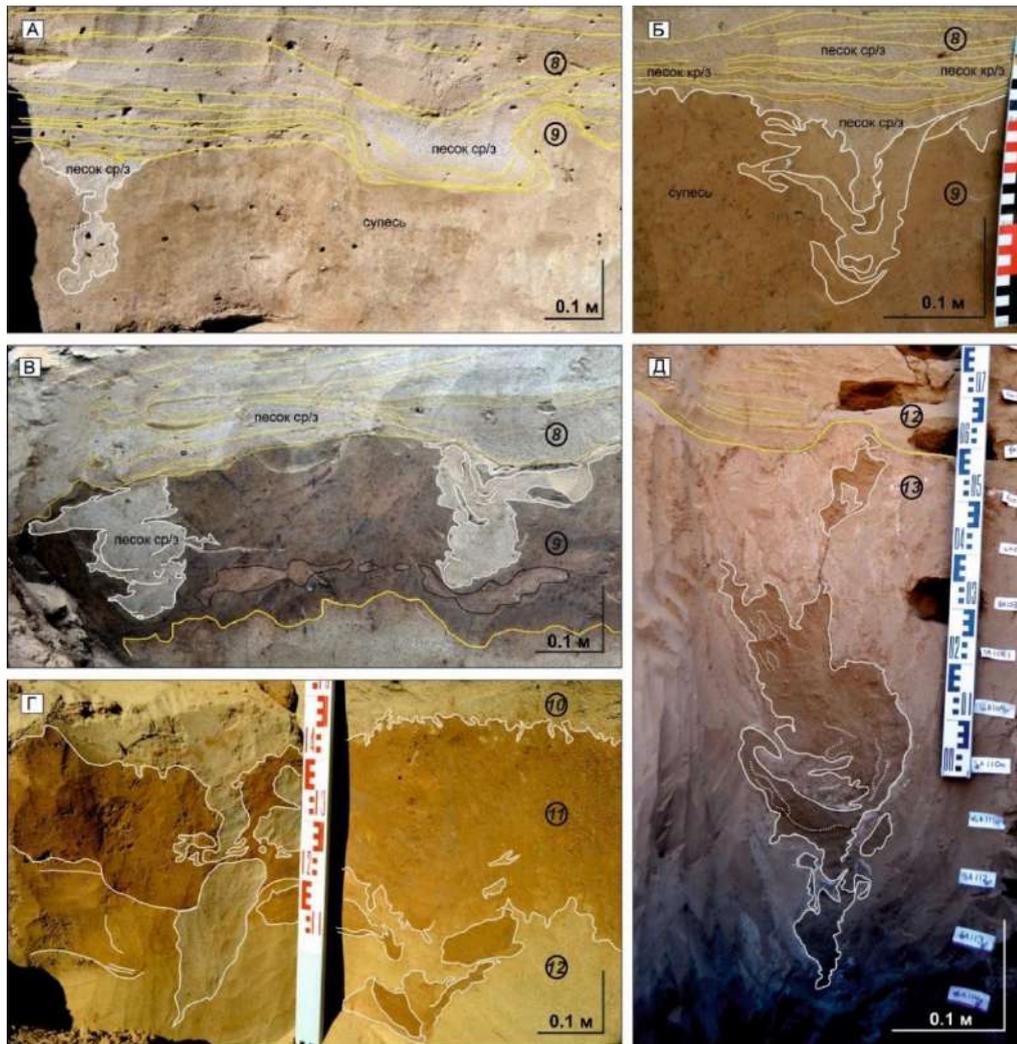


Рисунок 20. Криогенные структуры разреза Средняя Ахтуба:

А, Б, В – первый криогенный горизонт (Б, В – фото Русакова А.В.); Г – второй криогенный горизонт; Д – третий криогенный горизонт. Цифрами обозначены номера слоев

Третий криогенный горизонт (СА-3) приурочен к кровле горизонта лёссов (граница слоев 12-13). Здесь, на глубине 9,1 м (отн.), горизонт средnezернистого однородного песка с горизонтальной слоистостью (слой 12), сменяется лёссовым горизонтом светло-палевого цвета, плотным. Лёссовая толща (слой 13) общей мощностью 5,0 м в верхней части включает ряд крупных псевдоморфоз. В расчистке вскрыта криогенная структура (рис.20д), имеющая двухуровневое строение: верхняя (более широкая) часть представляет собой

мешкообразный карман глубиной 70-75 см, шириной 40 см, заполненный неоднородным рыхлым песком темно-бежевого цвета, со слоистостью, которая указывает на постепенное заполнение структуры от краев к центру; нижняя часть псевдоморфозы представлена клиновидным хвостом шириной до 20 см, вертикальной протяженностью 35-40 см. Граница псевдоморфозы и вмещающего материала неровная, с многочисленными завихрениями и складками, подчеркивается тонкой линией карбонатов. Структура заканчивается тонкой трещиной (до 1-2 мм), уходящей до глубины ~10,4 м (отн.).

Однако существенно большую вертикальную протяженность и выраженность в разрезе имеют структуры **четвертого** криогенного горизонта (СА-4), зафиксированные в слое палеопочв (слой 14) в виде клиновидных псевдоморфоз (рис.21б,в). Ширина структур в верхней части - 12-20 см, высота - от 0,6 до 1,0 м; расстояние между клиньями 40-60 см. Клиновидные структуры заполнены вышележащим лёссовым материалом слоя 13. Вмещающие отложения слоя 14 характеризуются сетчатой текстурой по всем признакам криогенного происхождения.

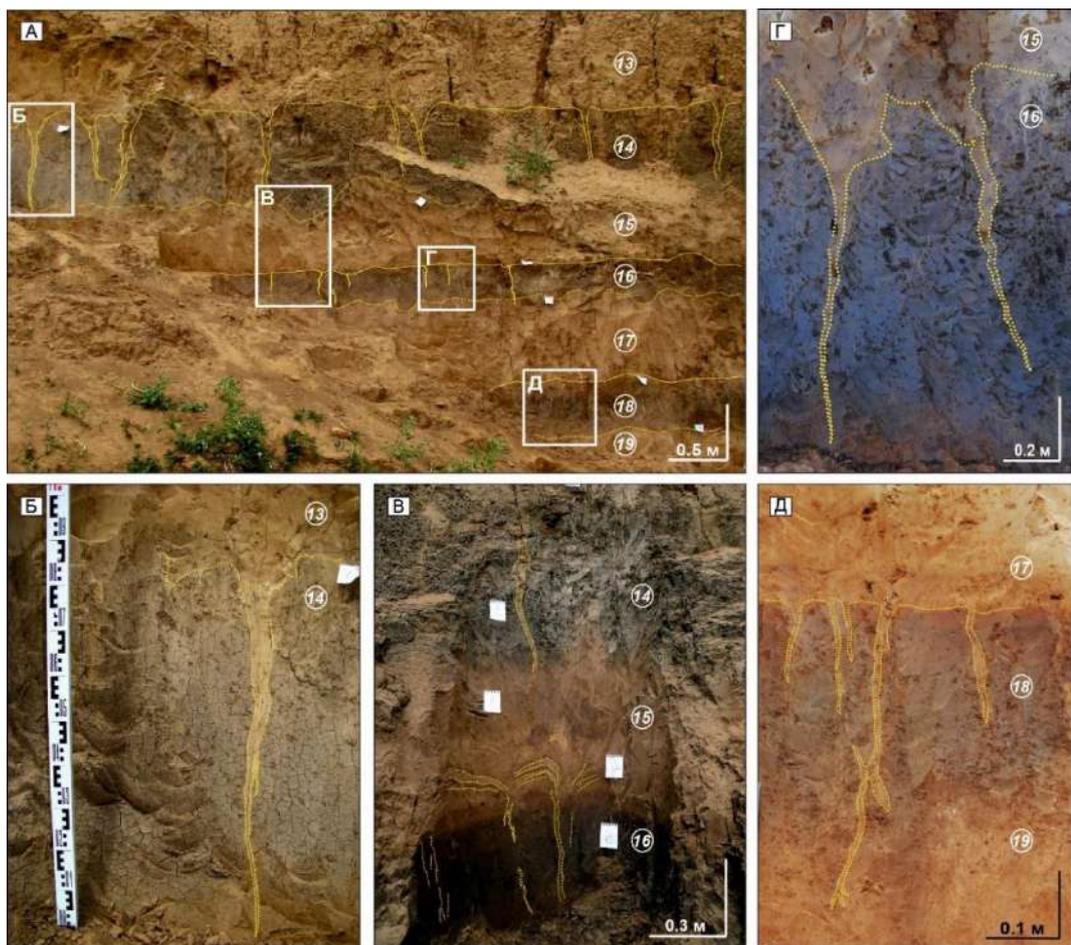


Рисунок 21. Криогенные структуры в разрезе Средняя Ахтуба:

А – соотношение криогенных горизонтов 4 и 5 в разрезе Средняя Ахтуба; Б – клиновидная структура 4 криогенного горизонта, фото Курбанова Р.Н.; В – хвостовая часть структуры четвертого криогенного горизонта (сверху) и смятие верхней границы пятого криогенного горизонта (снизу); Г – криогенные структуры пятого криогенного горизонта; Д – «хвосты» криогенных структур пятого криогенного горизонта, фото Русакова А.В. Цифрами обозначены номера слоев

Следы **пятого** горизонта (СА-5) зафиксированы в палеопочве слоя 16 и выражены в виде тонких клиновидных псевдоморфоз (рис.21в-д), секущих нижележащий горизонт лёсса (слой 17) и внедряющихся в поверхность палеопочвы (слой 18) мелкими хвостами (рис.21д). Клинья имеют относительно широкий раструб по верху (12-20 см), быстро сужаются и продолжают в виде хвостов, иногда распадающихся на 2-3 отдельных. Высота клиновидных структур от 0,8 до 2,0 м; расстояние между клиньями 40-60 см. Заполнены структуры более светлым лёссовым материалом слоя 15.

4.1.3. Возраст криогенных структур

ОСЛ-датирование разреза выполнено группой авторов в 2016-2017 гг. (Янина и др., 2017). К настоящему времени для разреза получено 13 ОСЛ-датировок (рис.19), характеризующих основные этапы формирования отложений и развития рельефа, позволяющие также оценить возраст криогенных горизонтов разреза Средняя Ахтуба. Так, нижняя часть разреза – чередование лёссовидных супесей и палеопочв (слои 19-14) – характеризуется возрастом 115-68 тыс.л., что позволяет соотнести эту толщу с МИС 5. Средняя часть, представленная мощным слоем лёссов, по результатам датирования сформировалась в период от 68 до ~45 тыс.л.н., т.е. в МИС 4 и начале МИС 3. Аллювиальная толща в разрезе охарактеризована возрастом 45-30 тыс.л.н. и относится к МИС 3. Выше (слои 7-6) залегает лёссовый горизонт с развитой по нему палеопочвой; по лёссам получена датировка 27 тыс.л., что позволяет отнести время их формирования к началу МИС 2. С эрозионной границей выше в разрезе залегает толща шоколадных глин (слои 5-2), формирование которой, по оценкам, произошло 17-13 тыс.л.н. и подробно рассмотрено в работе (Kurbanov et al., 2021).

Эти данные позволяют охарактеризовать возраст пяти криогенных горизонтов (снизу-вверх) для разреза Средняя Ахтуба:

СА-5 – криогенные структуры этого горизонта (клиновидные псевдоморфозы до 2,0 м по вертикали) нарушают отложения слоев 16-18; начало формирования связано с осадконакоплением лёссов слоя 15, которое началось 95-90 тыс.л.н. (МИС 5b);

СА-4 – криогенные структуры секут отложения слоев 14-15 клиновидными псевдоморфозами вертикальной протяженностью до 1,0 м; начало формирования совпадает с началом лёссонакопления в регионе и соответствует ~70 тыс.л.н. (начало МИС 4) по результатам ОСЛ-датирования;

СА-3 – криогенные структуры в виде псевдоморфоз до 1,5 м с неровными границами приурочены к границе слоев 12-13, где выше лёссовой толщи с эрозионной границей залегает аллювий; для верхней части лёссов (слой 13) получена датировка $48,7 \pm 3,1$ тыс.л. (МИС 3), следовательно, условия криогенеза в данном районе существовали ~45 тыс.л.н.;

СА-2 – криогенные структуры в виде клиньев, заполненных вышележащим аллювием, а также криотурбации сформировались ~37 тыс.л.н. (МИС 3);

СА-1 – криогенные структуры в виде маломощных (до 25 см по вертикали) клиновидных псевдоморфоз сформировались ~35 тыс.л.н. (МИС 3).

4.1.4. Результаты литолого-минералогического анализа

Гранулометрический состав. По данным гранулометрического анализа в горизонтах лёссов (образцы 6-10, 12-15, 17-19) преобладает фракция крупной пыли (0,05-0,01 мм, до 60%), большегабаритная ее часть (0,05-0,025 мм). Исключение составляет образец 13 (граница слоев 15 и 16), который демонстрирует большое содержание песчаной фракции (40%). Лишь в нескольких образцах присутствуют частицы размером более 0,25 мм. Содержание тонкой глинистой фракции (<0,001мм) составляет не более 1,5-2,5% (см. Приложение 1). Гранулометрический состав почвенных горизонтов представлен глинами, но также содержит песчаную составляющую.

Микростроение лёссов и палеопочв. Изучение микростроения лёссов в разрезе Средняя Ахтуба ненарушенного состояния проведено по сколам небольших образцов (рис.22) по методике, описанной в Главе 3. Микростроение представлено в основном крупными агрегатами до 3 мм, сложенными частицами разной крупности и степени слитности: от остроугольных частиц кварца тонкопесчаной состава до «примазок» различного состава (железо, кремний, кальций).

Интересную особенность являются цилиндрические поры (рис.23а,б), диаметр которых составляет до 0,6 мм, а на стенках наблюдается уплотнение грунтовой массы с участием пылеватых частиц силикатов. В большинстве примеров сечение пор близко к окружности, но ряде случаев оно имеет шестиугольную форму; помимо этого, вокруг каналов часто заметны радиальные трещины.

Морфология частиц песчаной фракции. Все больше исследователей в своих работах по генезису рыхлых отложений представляют информация о характере поверхности частиц кварца песчаной составляющей, его форме и дефектах. Считается, что эти показатели позволяют судить о генезисе отложений, при этом наличие свежих сколов на поверхности частиц предполагает криогенное воздействие (Woronko, Pisarska-Jamroz, 2015). Морфология песчаных кварцевых частиц (рис.22д,е; рис.23в,г) в исследуемом разрезе весьма разнообразна и отражает условия формирования отложений в разные периоды. Для аллювиальных горизонтов характерны хорошо окатанные, с гладкой и слабоэродированной поверхностью, частицы; они же являются заполнителем клиньев в палеопочвах (рис.22д,е). В образцах лёссов по всему разрезу более половины частиц представлены угловатыми зёрнами с многочисленными сколами и острыми краями. Такие остроугольные частицы

встречаются и в отложениях палеопочвенных горизонтов, вмещающих криогенные структуры. В то же время в образцах лёссов присутствуют окатанные зерна, что говорит об эоловой или водной обработке.

Морфология агрегатов пылевой фракции (0,05 – 0,005 мм). Лёссы состоят из структурных отдельностей различного размера – от агрегатов микроскопических размеров до хорошо различимых столбчатых отдельностей. При изучении микростроения особое внимание было уделено агрегатам пылевой фракции.

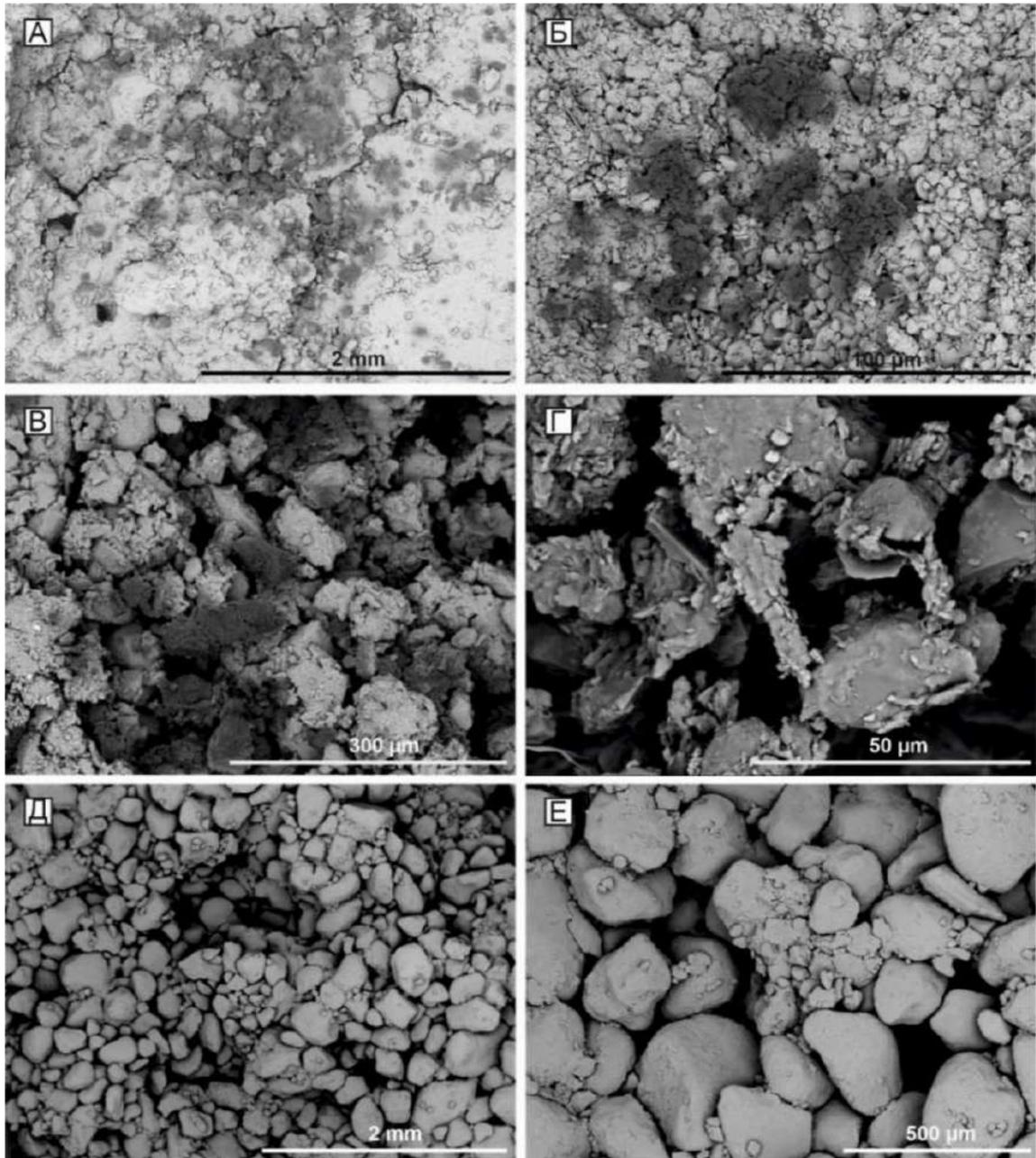


Рисунок 22. А-В - микростроение лёссов при разных увеличениях; Г – контакт частиц пылевой фракции через глинистые «мостики»; Д-Е – микростроение песчаного горизонта (глубина 7,7 м)

В лёссах Средней Ахтубы встречаются различные по размеру и структуре агрегаты. Крупные и рыхлые агрегаты (0,5-0,1 мм) обычно сложены десятком или более частиц пылеватой фракции. Контакт между такими агрегатами происходит посредством глинистых «мостиков» (рис.22г), которые формируют внутриагрегатные поры 0,01-0,005 мм. В агрегатах меньшего размера преобладают пылеватые и глинистые частицы; внутриагрегатные поры в них меньше и имеют уплощенную форму. Большая часть агрегатов образована пылеватыми и глинистыми частицами, соединенными цементом железно-карбонатного состава (рис.23в-г). Агрегаты достаточно прочные, не разрушаются при промывке водой и воздействии ультразвуком.

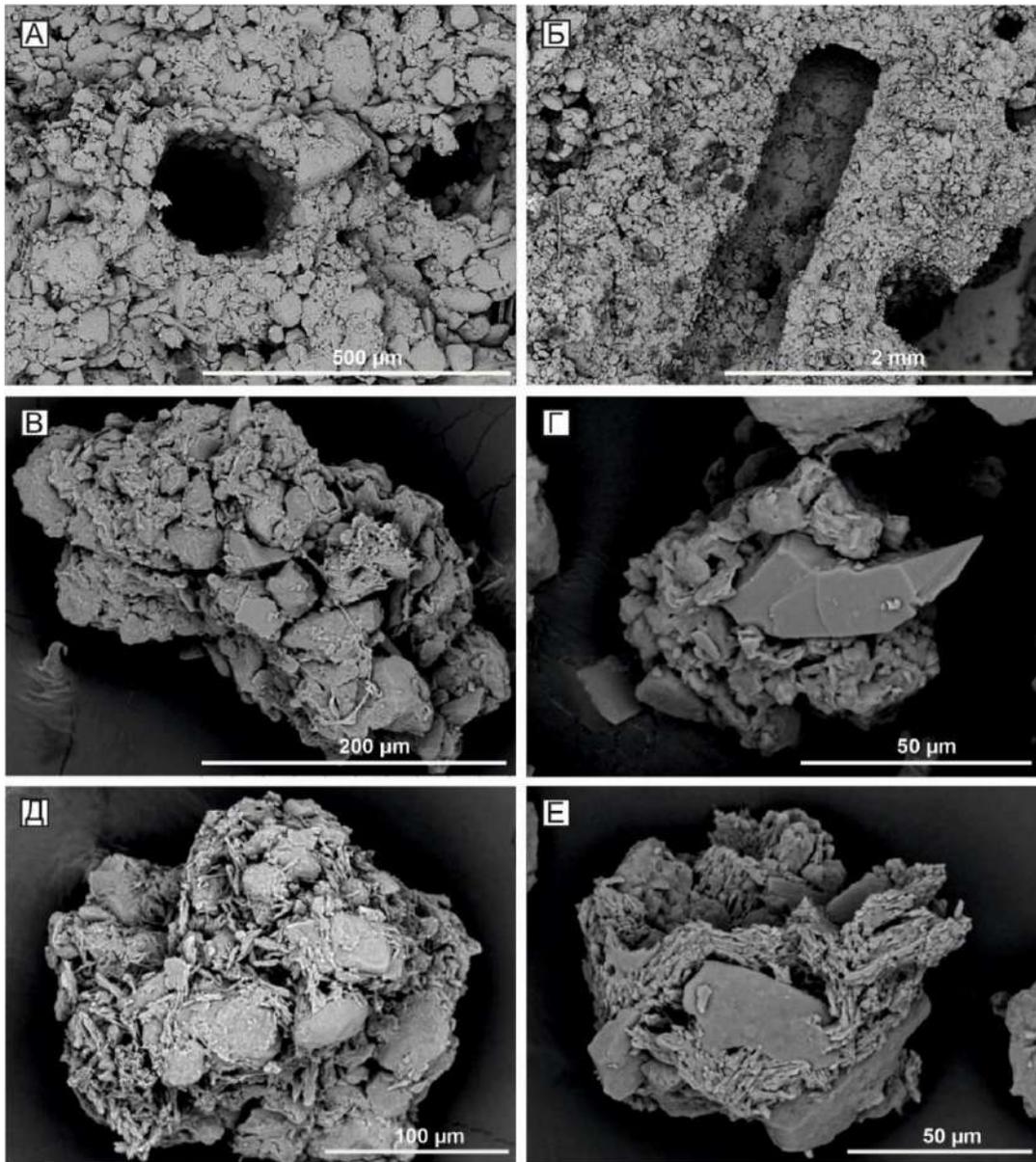


Рисунок 23. Особенности микростроения отложений разреза Средняя Ахтуба: А-Б - Трубчатые поры в микростроении лёссов; В-Г - агрегаты с железно-карбонатным цементом; Д-Е - сложные агрегаты с кальцитовым цементом

Аутигенные минералы в образцах лёсса представлены многочисленными друзами кристаллов карбоната кальция (рис.24а), включениями гипса (рис.24в). Железо представлено в виде конкреций титано-магнетита (рис.24г), а иногда – аморфных пленок. В лёссовых образцах встречены кристаллы витерита (рис.24б).

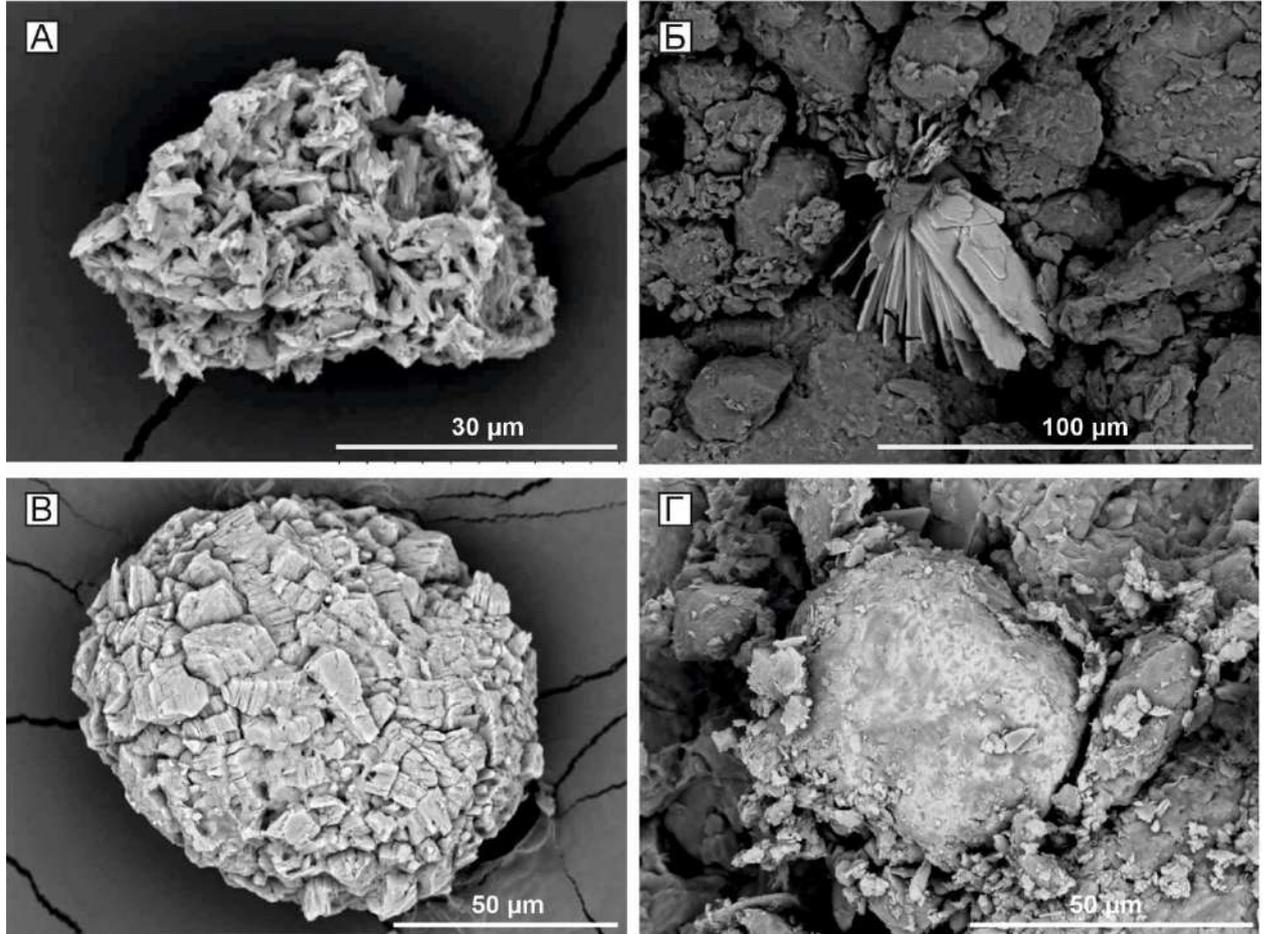


Рисунок 24. Аутигенные минералы: А - агрегат кальцита (CaCO_3); Б - новообразования витерита (BaCO_3); В - агрегат гипса (CaSO_4); Г - титано-железистые конкреции

Расчет коэффициента криогенной контрастности. С целью оценки влияния криогенеза на изучаемые отложения детально проанализирована минералогия тонкопесчаной и крупнопылеватой фракций, рассчитан ККК. Значения коэффициента по разрезу Средняя Ахтуба (рис.19) колеблются в достаточно широком диапазоне: они фиксируют как горизонты, сформировавшиеся в холодных климатических условиях, так и не несущие их видимых следов. Величина ККК в отложениях голоценового этапа (МИС-1, слой 2 и 1) составляет 0,76, соответствующая теплым условиям. Этап накопления аллювиальной толщи, отвечающий второй половине стадии МИС-3 и ранней фазе раннехвалынской трансгрессии Каспия (слои 11-8), характеризуется невысокими значениями ККК (0,79-0,82). Этап ательской регрессии характеризуется более высокими значениями ККК: для слоя 13 получено значение 0,87-0,93.

В серии осадков, отвечающей позднехазарскому трансгрессивно-регрессивному этапу в Каспии (МИС-5), в составе и строении отложений четко прослеживается влияние похолодания: согласно расчетам коэффициента криогенной контрастности наиболее преобразованными пачками оказались слои 14 (МИС-5а, ККК 1,07), 16 (МИС-5с, 1,12) и 17 (МИС-5d, 1,06). Эти горизонты, вероятно, были подвержены криогенному преобразованию в достаточно холодных условиях МИС-5b и МИС-4 во время существования на изучаемой территории глубокого сезонного промерзания.

4.1.5. Выводы

Анализ результатов полевых и лабораторных исследований криогенных структур в разрезе Средняя Ахтуба позволил сделать следующие выводы:

1. Структуры, вскрытые в разрезе на пяти уровнях, имеют криогенное происхождение. Это подтверждается их морфологией, составом, особенностями вмещающих и заполняющих отложений (высокая агрегированность, пылеватый состав, морфология кварцевых частиц, аутигенное минералообразование, высокое содержание карбонатов, значения ККК), их соотношением друг с другом. Микростроение лёссов и почв следует отнести к агрегативному типу; это обусловлено наличием глинистой фракции, которая способствует агрегации частиц, а также существенным участием гипса и карбоната кальция. Состав аутигенных минералов свидетельствует о криоаридных условиях формирования горизонтов лёссов в разрезе Средняя Ахтуба.

2. Согласно результатам ОСЛ-датирования разреза Средняя Ахтуба накопление отложений происходило начиная с МИС 5 до современности, т.е. на протяжении позднего плейстоцена существенные перерывы в осадконакоплении отсутствуют.

Имеющиеся результаты датирования позволяют определить возраст выделенных криогенных горизонтов. Формирование структур **СА-5** в регионе зафиксировано в промежутке 95-90 тыс.л.н. (начало МИС 5b) и выражено в виде клиновидных псевдоморфоз мощностью до 2,0 м, которые секут почвы МИС 5с (слой 16), лёсс МИС 5d (слой 17) и внедряются хвостами в кровлю почвы МИС 5е (слой 18). Жилы заполнены вышележащим лёссовым материалом слоя 15 (МИС 5b).

Структуры **СА-4** сформировались в начале МИС 4 (~70 тыс.л.н.), и секут палеопочву МИС 5а (слой 14), проникая хвостами в слой 15 (МИС 5b). Структуры выражены в виде клиновидных псевдоморфоз до 1,0 м по вертикали, заполненных вышележащим лёссовым материалом слоя 13.

СА-3 охарактеризован структурами в лёссах слоя 13, которые имеют двухрусное строение с послойным заполнением: более широкая верхняя часть мешкообразной формы;

нижняя более узкая, в виде клина шириной до 20 см. Согласно ОСЛ-датировкам, формирование криогенных структур этого горизонта произошло ~45 тыс.л.н.

Горизонты **СА-2** и **СА-1** относятся к одному этапу - 37-35 тыс.л.н. Их формирование произошло в разрезе Средняя Ахтуба в две стадии, о чем свидетельствует наличие двух близких по возрасту уровней с криогенными структурами: аллювиальный горизонт и маломощные слаборазвитые палеопочвы, к которым приурочены криогенные структуры (псевдоморфозы и криотурбации), свидетельствуют о динамике русловых процессов, частой смене обстановки на данной территории с периодическим формированием пойменных условий. Осушение поверхности поймы способствовало быстрому промерзанию, а высокая влажность – развитию процесса криотурбации. Таким образом, в разрезе Средняя Ахтуба выделено пять криогенных горизонтов.

3. Исходя из характера границ между горизонтами, морфологии структур, их соотношения с вышележащими и вмещающими отложениями, можно сделать следующие выводы:

- структуры, характерные для горизонтов СА-5 и СА-4, вероятно, формировались в схожих температурных и влажностных условиях глубокого сезонного промерзания и сезонного заполнения трещин грунтовым материалом с поверхности;

- структуры горизонта СА-3, вероятно, изначально имели меньшие размеры, однако с подпором территории водами Волги их форма существенно изменилась: помимо вытаявания ледяного заполнителя структуры подверглись процессу эрозии, чем и объясняется их двухярусное строение.

- маломощные псевдоморфозы СА-1, вероятно, представляют собой вытаявшие «хвосты» ледяных жилок. Вытаявание льда «хвоста» происходило постепенно, с округлением острого угла, сползанием на стенки материала, который частично заполнял жилку.

4.2. Разрез Ленинск

Разрез Ленинск состоит из двух расчисток: Ленинск-1 (рис.25а, $H_{абс}$ 11,45 м, координаты N 48.7213, E 45.1592) и Ленинск-2 (рис.25б, $H_{абс}$ 1,45 м, координаты 48.7179 N, 45.1588 E) расположенных в 2 км западнее г. Ленинск (Волгоградская область), в одной из балок на левом берегу р. Ахтуба. Нижняя часть разреза Ленинск-1 не вскрыла полностью палеопочвы, в связи с чем была подготовлена вторая расчистка на противоположном борту в устье балки (Ленинск-2), расположенная в 400 м южнее (рис.25в). В разрезах представлено три горизонта с криогенными структурами (рис.26).

4.2.1. Строение разреза

Строение разреза Ленинск схоже со строением разреза Средняя Ахтуба и включает: 1) толщу морских осадков – реперный горизонт шоколадных глин (слои 2-5); однако здесь присутствуют подстилающие серые глины (слой 6); 2) мощную толщу континентальных осадков (слои 7-13), представленную чередованием лёссов и почв; последние вмещают криогенные структуры в виде псевдоморфоз клиновидного облика; 3) в основании разреза – горизонт озерно-лиманных отложений. На рис.26 и в табл.8 представлено строение разреза Ленинск.



Рисунок 25. А – разрез Ленинск-1; Б – разрез Ленинск-2, цифрами обозначены номера слоев; В - Расположение разрезов Ленинск-1 и Ленинск-2 относительно друг друга

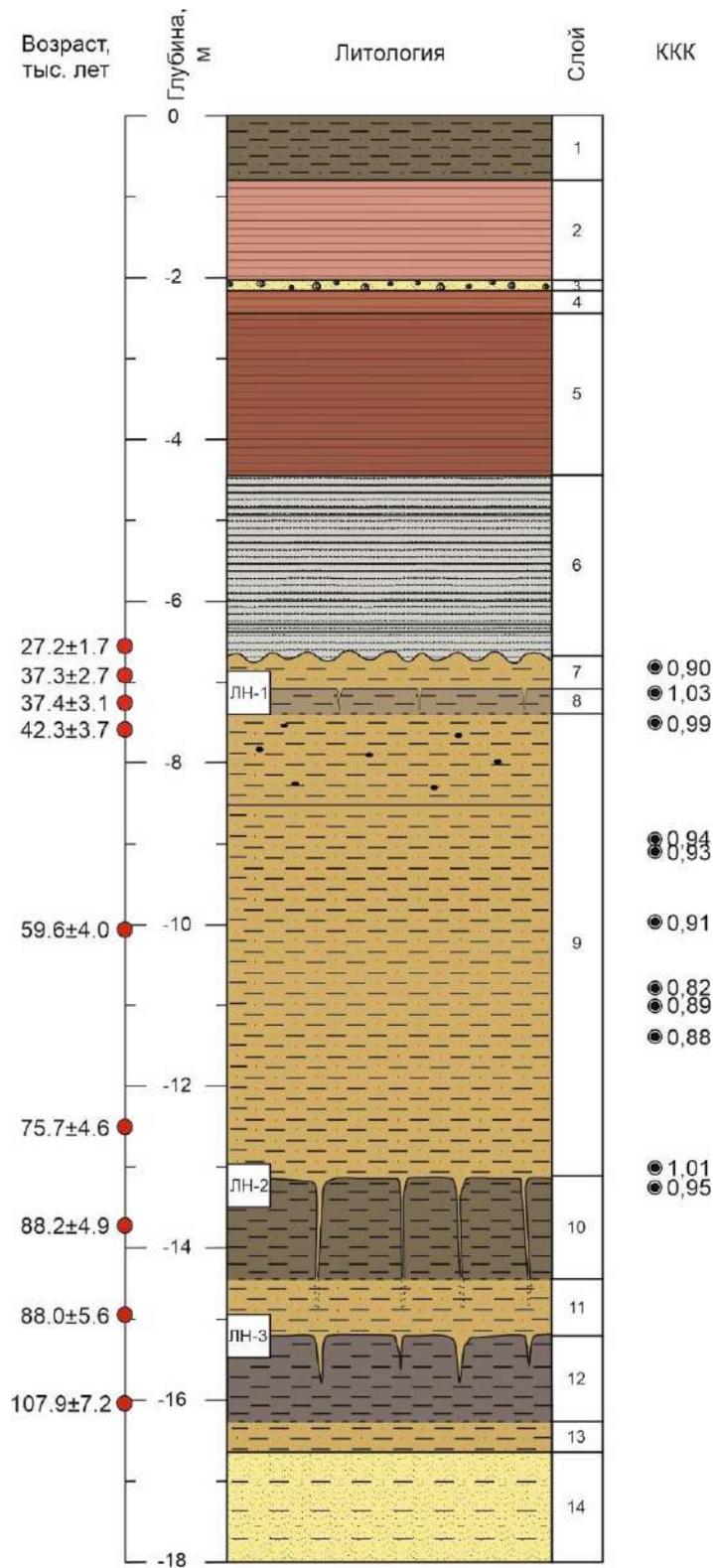


Рисунок 26. Схема разреза Ленинск. Условные обозначения на рис.19

Таблица 8. Описание горизонтов разреза Ленинск

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-0,8	0,8	Темно-серая неоднородная супесь, переходящая в нижней части в суглинок, с многочисленными ходами корней и червей, трещинами, пятнами ожелезнения,	Современная почва

			карбонатными конкрециями; структура от мелко- до крупнокомковатой	
2	0,8-2,0	1,2	Шоколадные глины коричневые, однородные, комковатые, разбиты системой трещин на блоки, с единичными ходами корней, мелкими точечными включениями марганца. В толще наблюдается единичный более светлый опесчаненый до супеси прослой мощностью 3-4 см. Нижняя граница четкая	Осадки хвалынского бассейна Каспийского моря
3	2,0-2,1	0,1	Супесь с примесью мелкозернистого песка, с многочисленными раковинами каспийских моллюсков (преобладают <i>Didacna</i> и <i>Dreissena</i>). Нижняя граница четкая	
4	2,1-2,4	0,3	Шоколадные глины с микрослоистостью и мелкоплитчатой отдельностью, с алевритовыми прослоями 0,1-0,5 см бежевого цвета. В верхних 0,5 м – ожелезненные затеки по трещинам из вышележащего слоя. Горизонт разбит системой трещин; присутствуют обширные пятна ожелезнения, выпоты солей, пленки марганца и ожелезнения по граням блоков, остатки и следы водорослей; встречаются единичные ходы илоедов	
5	2,4-4,4	2,0	Шоколадные глины с крупной призматической отдельностью (10-15 см), с большим количеством алевритовых прослоев (5-7 см) рыже-бежевого цвета. Горизонт разбит системой трещин; присутствуют обширные пятна ожелезнения, выпоты солей, пленки марганца и ожелезнения по граням блоков, остатки и следы водорослей; встречаются единичные ходы илоедов	
6	4,4-6,6	2,2	Толща переслаивающихся серо-бежевых глин и алевритов с горизонтальной слоистостью. Глины постепенно обогащаются алевритовыми прослоями, их цвет меняется на серый, мощность глинистых прослоев уменьшается до 1-4 см, наблюдаются многочисленные следы ожелезнения, затеки, ходы илоедов, детрит раковин моллюсков. К нижней части горизонта мощность алевритовых прослоев увеличивается, и в его основании залегает прослой разнозернистого (от тонкозернистого до среднезернистого) песка, с многочисленным детритом и обломками тонкостенных раковин моллюсков. Нижняя граница слоя размыта, поверхность неровная, волнистая	Осадки лиманного типа, начальные фазы затопления в хвалынскую эпоху
7	6,6-7,0	0,4	Маломощный горизонт бежевой супеси с крупноблочной структурой (15-10 см), с примесью (~5%) тонкозернистого песка, с равномерно распределенными точечными пятнами и примазками марганца; местами единичные пятна карбонатов до 0,5 см. Нижняя граница постепенная, по цвету и структуре	Лёссовидная супесь

8	7,0-7,3	0,3	Светло-серо-бежевый суглинок с незначительным увеличением доли тонкозернистого песка, с многочисленными пятнами (до 5 см) омарганцевания вертикальной ориентировки, с рассеянными карбонатами, с конкрециями до 2-3 см, с ископаемыми кусочками углей; в нижних 30 см слоя наблюдается большое количество темных и карбонатных пятен. Переход к нижележащему горизонту постепенный, по резкому уменьшению количества карбонатных конкреций	Палеопочва
9	7,3-13,1	5,8	Бежевая однородная супесь с темными включениями углей (до 2-3 см), в верхней части слоя (7,4-8,5 м), с многочисленными равномерно распределенными слабо заметными карбонатами, цементирующими толщу; в нижней части горизонта наблюдается увеличение карбонатных конкреций. Толщу пронизывают трещины, формирующие крупноблочную структуру; по блокам происходит обваливание. Нижняя граница постепенная, волнистая	Лёссовидная супесь
10	13,1-14,4	1,3	Суглинок темно-серого цвета, комковатой структуры, с многочисленными пятнами ожелезнения, карбонатными конкрециями до 3 см, кутанами со следами гумусового вещества, единичными пятнами темно-серого цвета, мелкими угольками, марганцевыми конкрециями	Палеопочва
11	14,4-15,1	0,7	Плотная светло-бежевая супесь, однородная; в верхней части горизонт более монолитный с крупноблочной структурой, в нижней – структура мелкоблочная; в слое – многочисленные рассеянные карбонаты	Лёссовидная супесь
12	15,1-16,2	1,1	Суглинок рыже-коричневый, с ореховатой структурой. Нижняя граница волнистая	Палеопочва
13	16,2-16,6	0,35	Супесь палевого цвета с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, с мелкими пятнами темно-серого цвета и единичными пятнами солей	Лёссовидная супесь
14	16,6-18,0	1,4	Тонкие линзы светло-коричневой супеси, рыхлого серо-желтого мелкозернистого песка, прослой которого увеличиваются по мощности к нижней части, а так же тонкие прослой более темного суглинка. Для горизонта характерны многочисленные следы ожелезнения. Горизонт вскрыт не на всю мощность и залегает с наклоном, противоположным современному уклону оврага	Озерно-лиманное отложения

4.2.2. Криогенные структуры

В разрезе Ленинск выделено три горизонта с криогенными структурами. **Первый** (ЛН-1) представлен сочетанием лёссов и палеопочвы, и берет начало на границе слоев 8-7. Здесь из вышележащего лёсса палевого цвета (слой 7) в нижележащую палеопочву (слой 8)

отходят маломощные псевдоморфозы вертикальной протяженностью 35-40 см, шириной 1,5-2,0 см; заполнитель – вышележащий лёсс. Структуры имеют ломанную форму, хвосты теряются.

Второй горизонт криогенных структур ЛН-2 (нижняя часть разреза Ленинск-1; верхний горизонт разреза Ленинск-2, рис.27) берет начало в лёссах (нижняя граница слоя 9) и сечет нижележащий горизонт палеопочвы (слой 10) клиньями мощностью 65-70 см вертикально-ломанного направления, которые проникают хвостами в нижележащий лёссовый материал (слой 11). Клинья с ответвлениями, заполнены вышележащим плотным, неоднородным, неслоистым лёссовым материалом, расположены на расстоянии ~60 см друг от друга. Клинья меняют свою ширину по вертикали от нескольких см до 20 см, и составляют в среднем 5-7 см; их края как ровные, так и с боковыми ответвлениями; встречаются и более мелкие структуры. Один из клиньев был подробно опробован в разрезе Ленинск-2.

Третий криогенный горизонт (ЛН-3) вскрыт в разрезе Ленинск-2 и берет начало на границе лёсс-палеопочва (слои 11-12). Структуры представлены тонкими клиновидными псевдоморфозами до 2-3 см по толщине, секущими почву на глубину до 30-40 см. Отмечаются два типа клиньев – заполненные лёссовыми осадками слоя 11 и более темным почвенным материалом.



Рисунок 27. Структуры второго криогенного горизонта (разрез Ленинск-2)

4.2.3. Возраст криогенных структур

Для целей корреляции этапов криогенеза разреза Ленинск с горизонтами в других разрезах автором выполнено ОСЛ-датирование. Всего для лёссовой толщи разреза Ленинск получено девять датировок (рис.26, Приложение 2).

Результаты измерений свидетельствуют о высокой степени обнулённости люминесцентного сигнала в образцах, соотношение $pIRIR_{290}/Q$ находится в пределах принятых минимальных значений (менее 1,3). В целом, результаты проверочных тестов и итоговая хронология по полевым шпатам отвечают всем принятым в ОСЛ-датировании стандартам, отсутствуют инверсии, датировки логично распределены по слоям. Скорость накопления дозы для образцов лёссов и современных почв составляет от 1,9 до 2,5 Гр/тыс.л.

Полученные данные позволили соотнести выделенные горизонты с тремя криогенными этапами (снизу вверх): первый этап имел место ~95 тыс.л.н., и включает тонкие клиновидные псевдоморфозы, секущие палеопочву (слой 12) на глубину 30-40 см; отложения второго этапа отвечают возрасту ~80 тыс.л.н., представлены клиновидными псевдоморфозами до 1,0 м; третий этап (в верхней части разреза) с маломощными псевдоморфозами, заполненными вышележащим лёссом, сформировался ~40-37 тыс.л.н.

4.2.4. Результаты литолого-минералогического анализа

В *гранулометрическом составе* лёссовых отложений разреза Ленинск (см. Приложение 1) наблюдается преобладание фракции крупной пыли (50-60%), практически отсутствует песчаная (>0,25 мм), а мелкая глинистая фракция (<0,001 мм) содержится в количестве не более 8%.

Помимо исследования лёссовой толщи разреза были получены результаты по псевдоморфозе второго криогенного горизонта (схема опробования на рис.28): было отобрано 13 образцов, включая вышележащие, вмещающие и заполнитель жилы (см. Приложение 1). №№1-3, 5, 12 – отложения заполнителя клиновидной структуры (вышележащие отложения слоя 9) имеют более песчаный состав (фракция >0,05 мм) – порядка 10-14%; вмещающие отложения (слой 10, образцы №№ 4,6,7,10,11,13) отличаются меньшим содержанием песчаной фракции (до 5%), и преобладанием тонкопылевой фракции (порядка 60%). Таким образом, вмещающие и заполняющие жилу отложения отличаются не только визуально, но и по результатам гранулометрического анализа.

Для отложений, формирующих структуру, рассчитан *коэффициент криогенной контрастности* (рис.28). Различия в значении коэффициента для вмещающих и формирующих структуру отложений не велики, однако прослеживается некоторая закономерность: во вмещающих отложениях (слой 10) коэффициент больше, по сравнению с вышележащими (слой 9), где ККК ниже. ККК рассчитан не только для второго криогенного горизонта, но и для отложений всего разреза. Результаты представлены на рис.26. В целом, значения ККК для лёссовой толщи составляют 0,82-0,90, а для палеопочвенных горизонтов – 0,88-1,03.

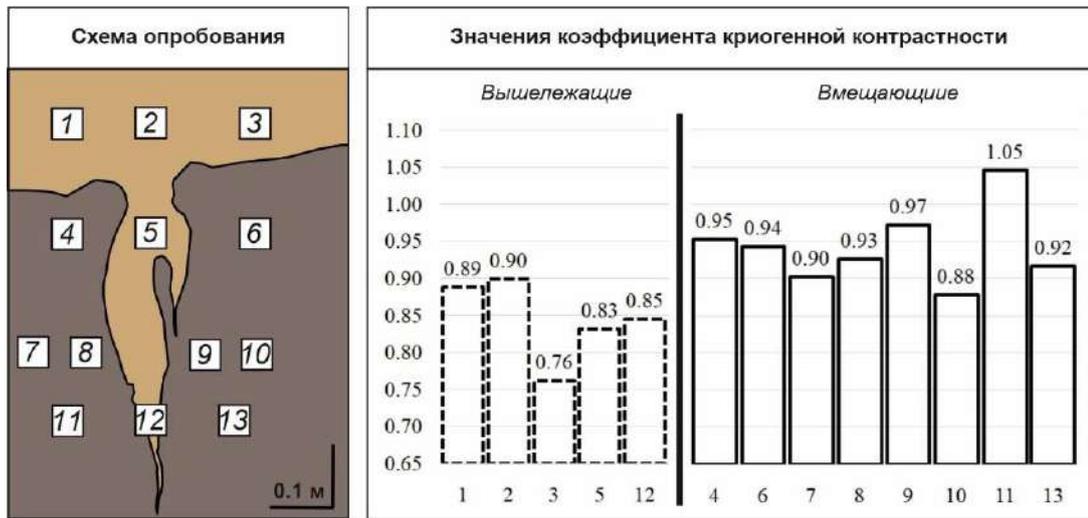


Рисунок 28. Результаты расчета ККК для отложений псевдоморфозы разреза Ленинск

Микростроение лёссов в разрезе Ленинск (рис.29а) следует также отнести к агрегативному типу. Агрегированность обусловлена наличием глинистой фракции, а также гипса и карбоната кальция, которые содержатся в отложениях в большом количестве. Присутствуют крупные агрегаты (рис.29б) разной степени слитности; некоторые образованы кристаллами карбоната кальция. В образцах лёссов присутствуют характерные трубчатые поры (рис.29а,в) круглого сечения в поперечнике, а также трещины. Диаметр пор составляет 0,3-0,5 мм.

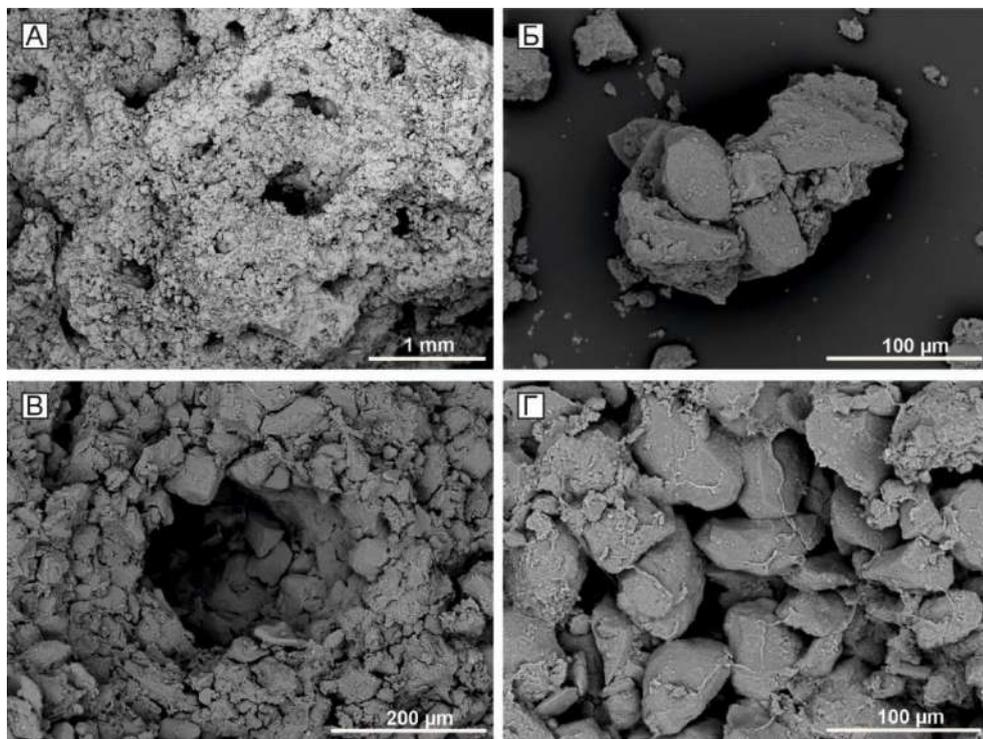


Рисунок 29. Изучение микростроения отложений на СЭМ: А – микростроение лёссов (глубина 7,0 м); Б – агрегат, сложенный зернами (глубина 11,4 м); В – пора в микростроении лёссов (глубина 9,4 м); Г – остатки кальцитового цемента на поверхности частиц (глубина 12,5 м)

Морфология песчаных кварцевых частиц в разрезе Ленинск разнообразна и представлена как окатанными частицами, так и угловатыми зернами со сколами и острыми краями (рис.30). Кварцевые зерна лёссовых горизонтов имеют различные характеристики: раковистые изломы (рис.30а,б); пластинчатые сколы (рис.30в), иногда сглаженные растворением и повторным осаждением кремнезема. Встречены зерна, подвергшиеся, вероятно, эоловой обработке: на поверхности хорошо окатанного зерна неравномерно распределены многочисленные ямки (рис.30г); зерна со скругленными гранями, имеющие унаследованную удлиненную форму, мелкие ямки на поверхности (рис.30д). Встречены хорошо окатанные зерна со следами травления и водной обработки – нерегулярными V-образными углублениями (рис.30е).

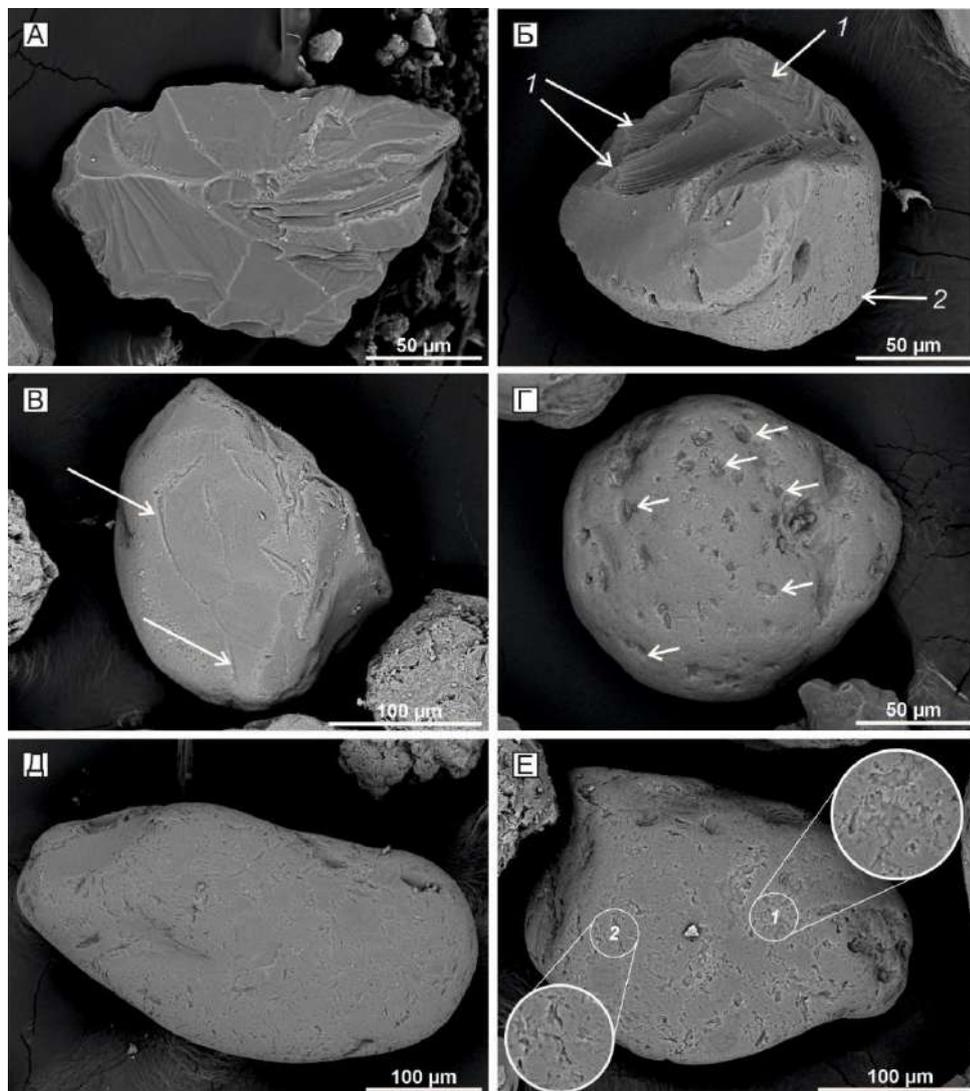


Рисунок 30. Морфология кварцевых частиц песчаной фракции отложений псевдоморфозы и вмещающих второго криогенного горизонта (Ленинск):

А – угловатое зерно с многочисленными сколами на поверхности; Б – зерно со свежими раковистыми изломами (1) и поверхностью, сохранившей изначальную окатанность (2); В – зерно с пластинчатыми сколами (белые стрелки); Г – изометричное зерно с неравномерно распределенными углублениями на поверхности (белые стрелки); Д – продолговатое зерно со скругленными гранями; Е – следы травления (1) и водной обработки (2)

Отдельно исследованы отложения псевдоморфозы второго криогенного горизонта. Остроугольные зерна с многочисленными сколами и свежей поверхностью встречены как во вмещающих, так и в заполнителе жил, особенно в хвостовой части, где протаивание/вытаивание льда происходило позднее, а влажность была выше. Встречены частично окатанные зерна со свежими сколами (рис.30б).

В образцах присутствуют аутигенные минералы в виде включений гипса (рис.31а), железо-марганцевых конкреций (рис.31б), зародышей барита (рис.31в). В большом количестве содержится карбонат кальция – в виде многочисленных кристаллов, а также зерен, покрытых кальцитовой «шубой» (рис.31г); кроме того, между зернами заметны дорожки соединяющего их кальцитового цемента (рис.29г).

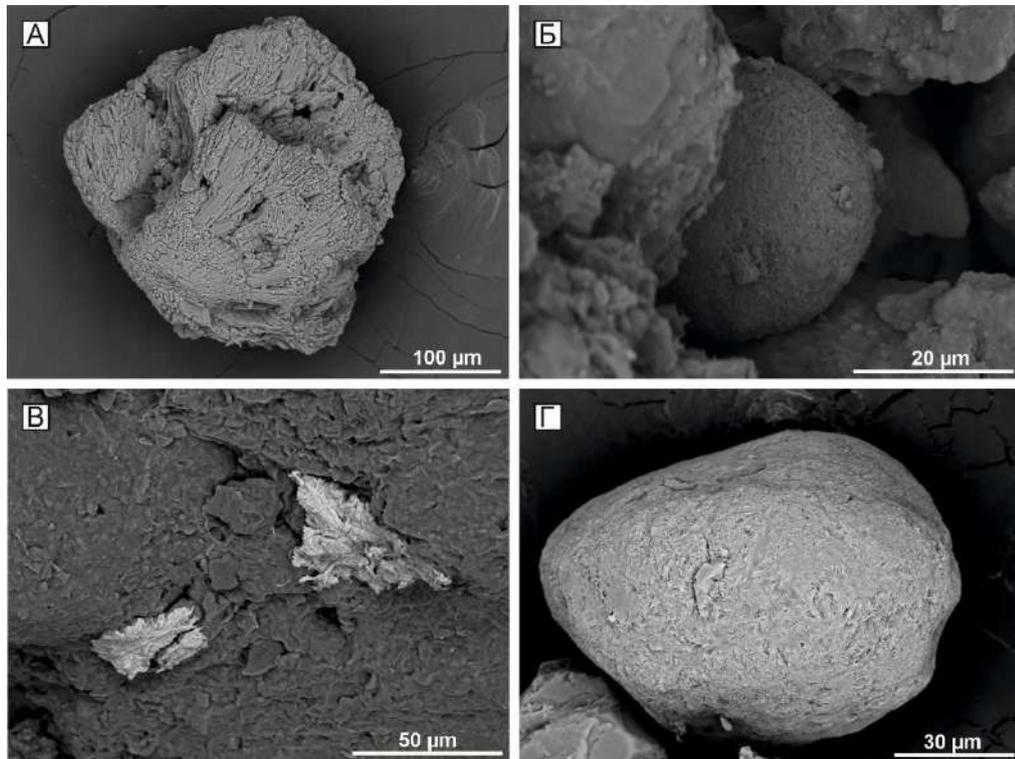


Рисунок 31. Изучение морфологии кварцевых зерен на СЭМ:

А – гипс во вмещающих отложения слоя 10 (Ленинск-2, глубина 11,5 м); Б – железо-марганцевая конкреция в лёссовых отложениях псевдоморфозы (Ленинск-2, глубина 12,1 м); В – примазки барита (Ленинск-1, глубина 12,5 м); Г – зерно в кальцитовой «шубе», лёссовые отложения псевдоморфозы (Ленинск-2, глубина 12,1 м)

4.2.5. Выводы

По результатам полевых и лабораторных исследований отложений разреза Ленинск сделаны следующие выводы:

1. В разрезе установлены три горизонта с криогенными структурами. Изучены их строение, состав, соотношение с другими слоями. Лёссовые горизонты разреза характеризуются преобладанием фракции крупной пыли (0,05-0,025 мм) в их

гранулометрическом составе. Эта фракция в изученных разрезах сформирована в том числе за счет большого количества агрегатов с кальцитовым цементом. Почвенные горизонты содержат больше глинистых частиц, что способствовало их большей влагоемкости по сравнению с лёссами. В связи с этим структуры ярче выражены именно в палеопочвенных прослоях, поскольку на момент формирования структур были более влажными.

2. Значения ККК неоднозначны и выше для палеопочвенных горизонтов (ККК 0,95-1,03), по сравнению с лёссовыми, и отражают частые фазовые переходы «вода-лед».

Морфология кварцевых зерен разнообразна: отложения сохранили черты водной, эоловой переработки, а также приобрели особенности осадка, находившегося под влиянием криогенеза – присутствуют свежие сколы, чистые поверхности, раковистые изломы, аутигенные минералы.

3. Проведено абсолютное датирование методом ОСЛ, что позволило установить хронологические границы выделенных криогенных горизонтов и установить возраст трех этапов криогенеза на данной территории в позднем плейстоцене. Третий этап имел место ~95 тыс.л.н., второй ~80 тыс.л.н. Структуры, сформированные в эти этапы, по облику схожи со структурами разреза Средняя Ахтуба: клиновидная форма псевдоморфоз, заполнение вышележащим лёссовым материалом. Границы структур с вмещающими отложениями четкие, ровные. Первый этап криогенеза произошел ~40-37 тыс.л.н. и выражен слабо в палеопочвах слоя 8 в виде маломощных жилков, заполненных лёссовым материалом слоя 7.

4.3. Разрез Батаевка

Разрез Батаевка ($H_{абс}$ 11,74 м; координаты N 48.1645, E 46.2874) расположен в 250 км к северу от г. Астрахань, на левом берегу р. Ахтуба, и вскрыт на границе поймы и хвалынской террасы Прикаспийской низменности (рис.3, рис.32).



Рисунок 32. Общий вид разреза Батаевка

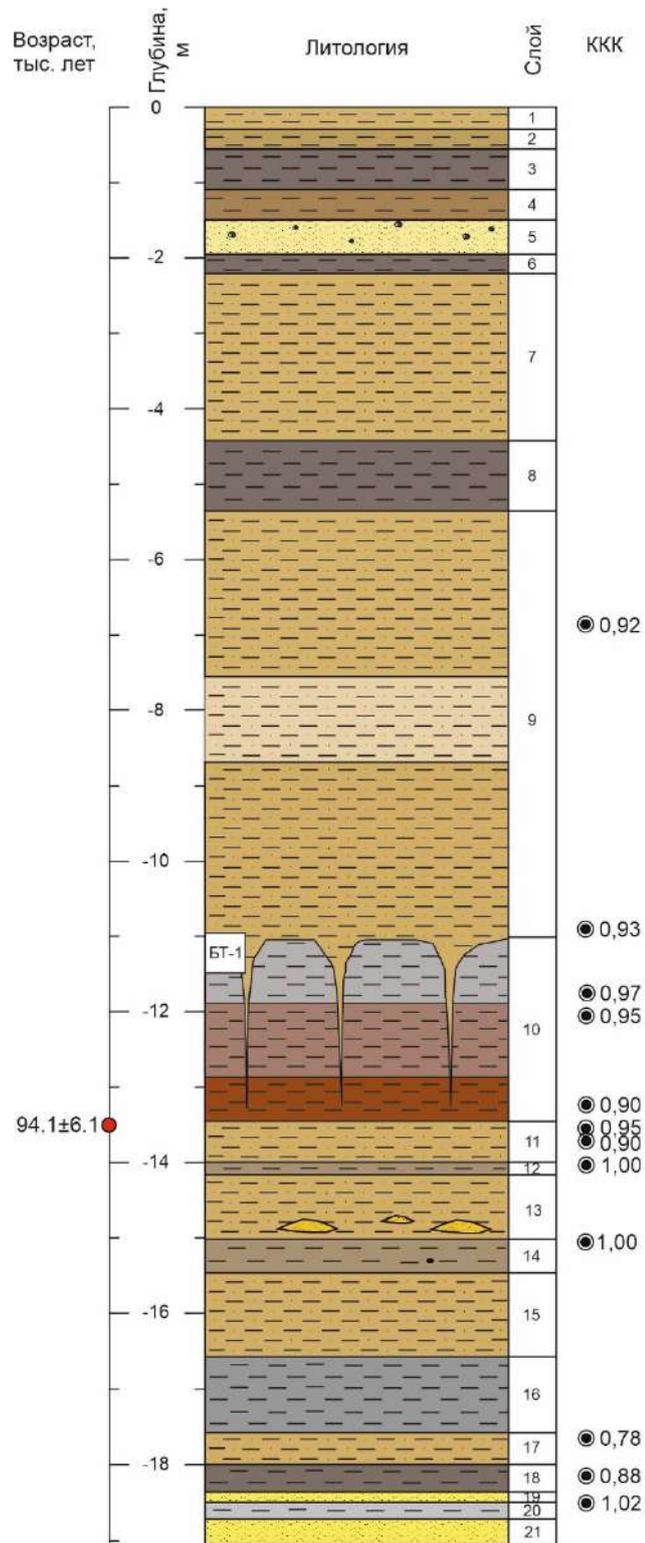


Рисунок 33. Схема разреза Батаевка. Центральная часть слоя 9 не вскрыта расчистками. Условные обозначения на рис. 19

4.3.1. Строение разреза

В строении разреза Батаевка вскрывается толща морских и континентальных образований: в верхней части это чередование субэаральных почвенных горизонтов и плотных лёссовидных суглинков и супесей, которые разделяются песками хвалынской

трансгрессии с присутствием каспийских моллюсков (слой 5); в средней части разрез представлен мощным горизонтом плотной, карбонатной лёссовидной супесью, которая подстилается педокомплексом с характерными клиновидными структурами (подобно структурам палеопочв МИС 5 в разрезах Средняя Ахтуба и Ленинск). В нижней части продолжается частое чередование горизонтов лёссов и палеопочв, в последних появляются остатки углей; основание разреза представлено переслаиванием алевроитов и тонких песков. Отличительной особенностью является отсутствие горизонта хвалыньских шоколадных глин. В табл.9 приведено описание разреза Батаевка, а на рис.33 представлена схема его строения.

Таблица 9. Описание горизонтов разреза Батаевка

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-0,3	0,25	Супесь светло-бежевого цвета с растительным детритом	Современная почва
2	0,3-0,6	0,3	Суглинок бежево-коричневого цвета, опесчаненный, с мелкими карбонатными конкрециями, столбчатой отдельностью. Нижняя граница нечеткая, переход по цвету	Лёссовидные суглинки
3	0,6-1,2	0,6	Опесчаненный суглинок бежево-коричневого цвета с ореховатой структурой; горизонт разбит на многочисленные мелкие отдельности. В верхней части горизонта – карбонаты в виде псевдомицелия. Нижняя граница нечеткая, переход по уменьшению размеров плитчатой отдельности	Палеопочва
4	1,2-1,5	0,3	Плотный опесчаненный суглинок с ореховатой структурой и выраженной плитчатой отдельностью размером 1,5-2,0 см; в верхних 10 см – белоглазка (карбонатные конкреции) 0,1-1,0 см; по стенкам плиток кутаны. Нижняя граница нечеткая, переход постепенный по уменьшению содержания песка	Лёссовидные суглинки
5	1,5-2,0	0,5	Песок среднезернистый, бежевый, однородный, без видимых следов слоистости, с включениями раковин <i>Didaspa</i> , равномерно распределенных по слою (доминируют мелкие). Нижняя граница с размывом, волнистая с затеками песка в нижележащие суглинки	
6	2,0-2,3	0,20-0,25	Плотные светло-коричневые суглинки, пористые, со столбчатой отдельностью; по граням блоков отчетливо выделяются кутаны с карбонатным налетом. Нижняя граница нечеткая, переход постепенный, по завершению граней блоков	Палеопочва
7	2,3-4,4	2,15	Плотная супесь, пористая, светло-палевого цвета, раздробленная мелкой трещиноватостью. В верхних 0,6 м слоя – многочисленные карбонатные конкреции, редкий гипс	Лёссовидная супесь

8	4,4-5,2	0,8	Плотный опесчаненный суглинок темно-полевого цвета, пористый, цементированный, с карбонатами, блочной отдельностью; встречены многочисленные гипсовые розы до 2 см в диаметре. Нижняя граница постепенная, по цвету	Палеопочва
9	5,2-11,0	5,8	Супесь однородная, плотная, со столбчатой отдельностью, с большим количеством гипсовых роз (кристаллы) и макропорами. В нижних 1,0 м равномерно распределены темные пятна	Лёссовидная супесь
10.1	11,0-11,8	0,75-0,80	Серо-сизый суглинок, очень плотный, трещиноватый, с темными пятнами 2-3 мм, столбчатой отдельностью; кутаны по поверхностям сколов. Нижняя граница постепенная, по цвету. Все слои педокомплекса, заполненные вышележащим материалом	Педокомплекс
10.2	11,8-12,9	1,1	Суглинок тяжелый, коричневого цвета, очень плотный. В нижней части – округлое концентрирование суглинка в виде роз. Нижняя граница постепенная, по цвету	
10.3	12,9-13,4	0,5	Суглинок рыже-коричневого цвета, плотный, с ореховатой отдельностью; в свежем сколе мягкий; в старой стенке – каменный. Нижняя граница постепенная, переход плавный, по цвету. Слой 10 секут трещины, берущие начало на границе со слоем 9	
11	13,4-14,0	0,6	Супесь палевого цвета, со следами ожелезнения по всему горизонту; поры отсутствуют. Нижняя граница постепенная, по цвету	Лёссовидная супесь
12	14,0-14,1	0,1	Суглинок тяжелый, плотный, темно-серого цвета со столбчатой отдельностью, пятнами ожелезнения. Нижняя граница неясная, переход по цвету	Палеопочва
13	14,1-14,9	0,7-0,8	Супесь палевого цвета, пористая, с белыми пятнами и пятнами ожелезнения (подтеки), марганцевыми конкрециями до 0,5 см. Нижняя граница четкая, по цвету, структуре, плотности	Лёссовидная супесь
14	14,9-15,4	0,45	Суглинок плотный, рыже-зеленый, с пятнами ожелезнения, закиси (серые), угольками в нижней части, карбонатными включениями (белоглазка), столбчатой и ореховатой отдельностью Нижняя граница четкая, неровная, по цвету, структуре	Палеопочва
15	15,4-16,5	1,1	Супесь мелкопористая, с пятнами ожелезнения, ожелезнением по трещинам, темными примазками, множественными включениями гипса. Нижняя граница четкая, по цвету, текстуре	Лёссовидная супесь
16	16,5-17,6	1,1	Суглинок плотный, цементированный, буровато-палевый, с многочисленным ожелезнением по трещинам, марганцевыми пятнами до 0,5 см, признаками оглеения	Палеопочва
17	17,6-18,0	0,4	Супесь плотная, серо-коричневая, со столбчатой отдельностью, многочисленными включениями	Лёссовидная супесь

			карбонатов Нижняя граница четкая, по цвету, материалу, структуре	
18	18,0-18,3	0,3	Легкий суглинок, опесчаненный, рыже-палевого цвета, с ожелезнением по трещинам, марганцевыми конкрециями	Палеопочва
19	18,3-18,4	0,1	Тонкозернистый песок/алеврит, косослоистый, волнистый, с затеками по трещинам, с ожелезнением в виде конкреций, с многочисленными зародышами гипсовых роз Нижняя граница четкая, волнистая	
20	18,4-18,6	0,20-0,25	Суглинок плотный, серо-коричневый, со столбчатой отдельностью, пятнами ожелезнения, гипсовыми розами	Палеопочва
21	18,6-19,0	0,40	Переслаивание тонкозернистых песков и алевритов желтоватого цвета, с пластинчатой отдельностью, слоистых по структуре; с ожелезнением бурого цвета по границам слоев	Озерно-лиманные отложения

4.3.2. Криогенные структуры

В данном разрезе выявлен один криогенный горизонт (рис.34), расположенный на глубине ~11,0-13,0 м и представляющий собой клиновидные псевдоморфозы, берущие начало в лёссе (слой 9) и секущие нижележащие палеопочвы (слой 10). Горизонт полностью пронизан тонкими клиньями мощностью 2,0-2,5 м, расположенными на расстоянии 40-50 см друг от друга (рис.34а). Клинья имеют воронкообразный раструб (в диаметре 12-17 см), заполнены вышележащим лёссовым материалом. Ширина основного тела выдержана в центральной части и составляет ~2 см. В хвостовой части (на глубине ~2,0 м от раструба) структуры постепенно сужаются, иногда пропадают и снова появляются в виде волосяных жилок 1-3 мм шириной, заполненных более светлым лёссовым материалом (рис.34б). Границы клиньев четкие, по цвету и материалу, форма ломанная, с многочисленными ответвлениями в хвостовой части. При плановой зачистке хвостовой части вскрыта полигональная сетка с размером полигонов до 20 см. Вмещающие палеопочвенные отложения имеют сетчатую текстуру, вероятно, криогенного происхождения (рис.34в).

4.3.3. Возраст криогенных структур

Для разреза Батаевка на границе слоев 10-11 (из лёсса) определен возраст одного образца – $94,1 \pm 6,1$ тыс.л. (рис.33). По трехъярусному строению педокомплекса его предположительно относят к МИС 5; таким образом, граница слоев 10 и 9 отвечает границе МИС 5 и МИС 4, с формированием структур в начале МИС 4, т.е. не ранее 70 тыс.л.н.

4.3.4. Результаты литолого-минералогического анализа

Гранулометрический состав отложений разреза Батаевка разнообразен и представлен средне- и крупнозернистыми песками (горизонт с малакофайной, слой 5), горизонтами с высоким содержанием пылеватых частиц – лёссовыми и палеопочвенными

(50-60% как для почв, так и для лёссов); в озерно-лиманных отложениях (слои 19-21), а также некоторых лёссовых горизонтах наблюдается повышение содержания тонкопесчаной составляющей до 17-20% (слои 11 и 17).

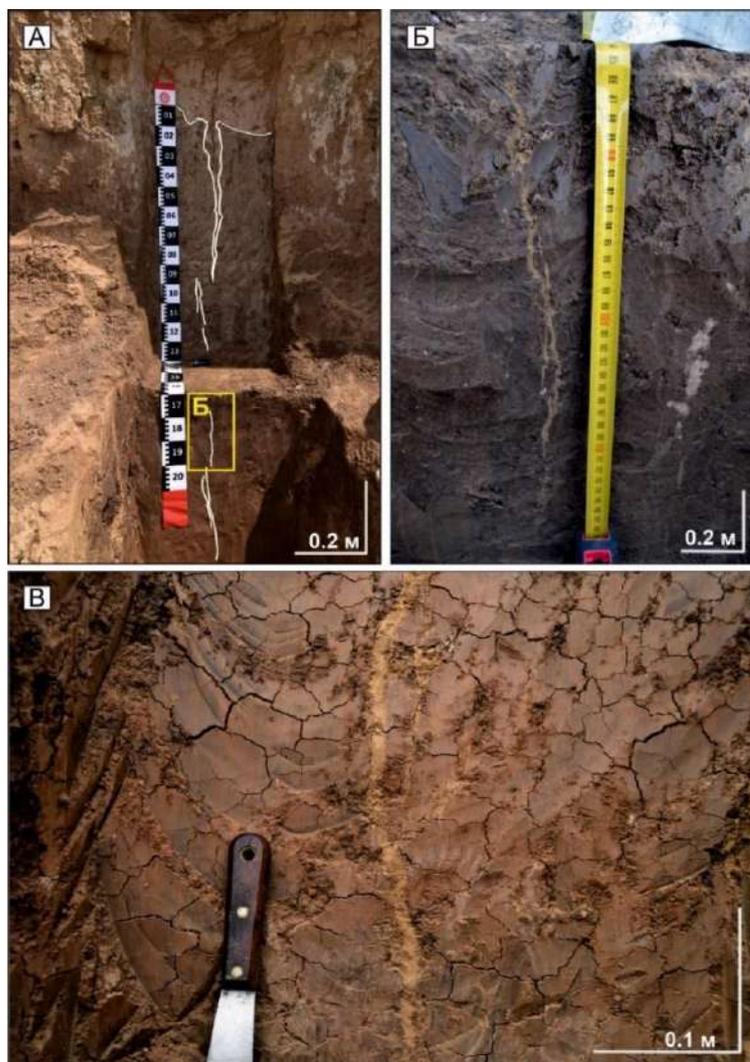


Рисунок 34. Криогенный горизонт разреза Батаевка: А – общий вид одной из вскрытых псевдоморфоз; Б – «хвостовая» часть псевдоморфозы; В – сетчатая текстура вмещающих отложений (слой 10)

Микростроение лёссовой толщи сложено многочисленными агрегатами различного размера и степени слитности (рис.35а,б). Частицы в агрегатах сцементированы карбонатами, содержащимися в отложениях в большом количестве (рис.35а). Для отложений характерно наличие пор диаметром 0,1-0,5 мм, шестиугольной формы в сечении (рис.35в). Из аутигенных минералов в отложениях встречены призматические друзы целестина (SrSO_4) (рис.35г), барит (BaSO_4) в виде конкреций с плитчатой отдельностью (рис.35д); а также зерна, покрытые карбонатом кальция (рис.35е).

Для педокомплекса (слой 10) и вышележащих лёссов (слой 9), а также других лёссовых прослоев, выполнен расчет ККК. Результаты представлены на рис.33. Для нижней

части лёссовой толщи (граница слоев 9 и 10) получено значение 0,93, что говорит о достаточно суровых условиях начала формирования лёссов. Ниже, в педокомплексе, коэффициент выше и составляет 0,97, снижаясь по профилю в пределах палеопочв до 0,87. Ниже, в слое 11, ККК составляет 0,90, а для подстилающих палеопочв слоя 12 коэффициент равен 1,0.

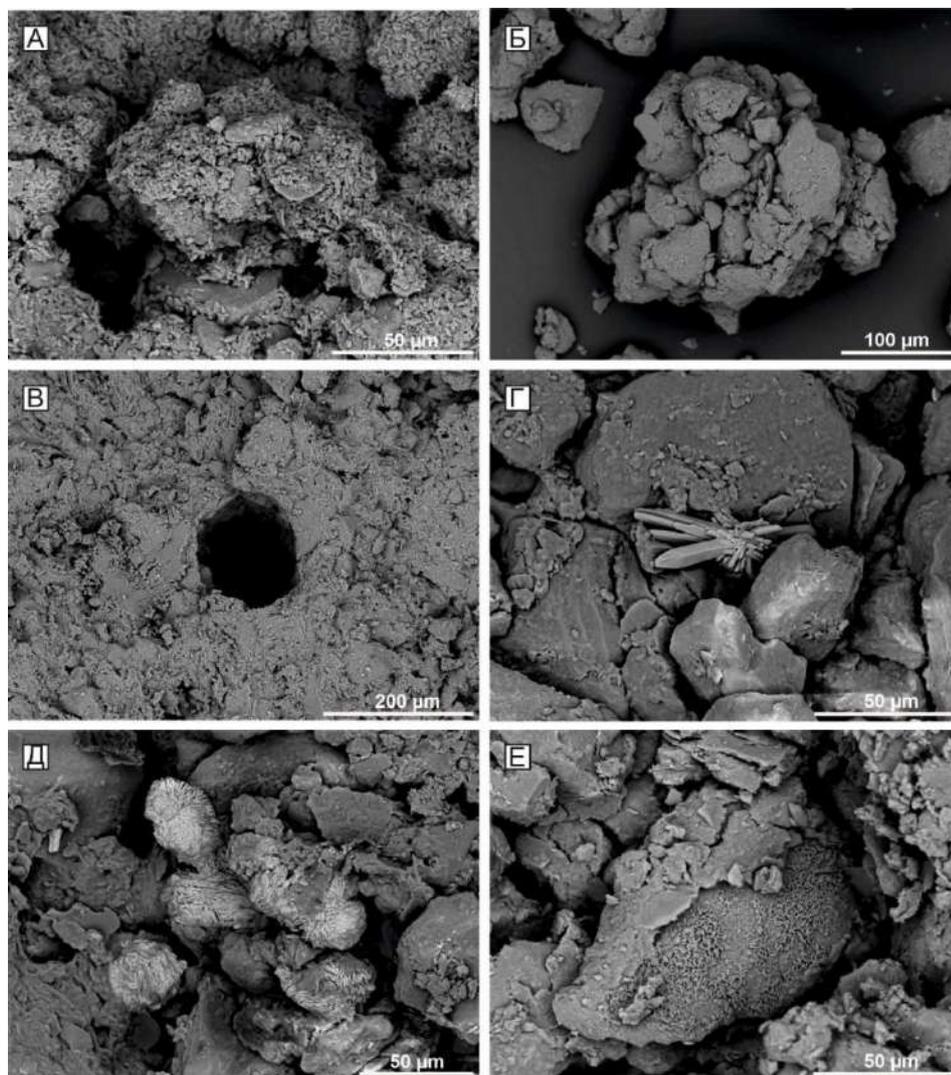


Рисунок 35. Результаты изучения отложений разреза Батаевка на СЭМ:

А – агрегат, сложенный преимущественно друзами карбоната кальция (глубина 10,9 м); Б – агрегат, сложенный частицами разной размерности (глубина 6,9 м); В – пора в отложениях лёссового горизонта (глубина 11,0 м); Г – сrostки целестина (глубина 3,0 м); Д – барит в виде конкреций с плитчатой отдельностью (глубина 3,9 м); Е – зерно, покрытое карбонатом кальция (глубина 7,1 м)

4.3.5. Выводы

Разрез Батаевка характеризует самый южный участок распространения лёссово-почвенных серий ательских отложений Нижнего Поволжья. Здесь выявлен один этап криогенеза с псевдоморфозами до 2,5 м по вертикали, расположенными с шагом 40-60 см. По результатам дробного изучения пылеватой фракции выявлено, что в лёссовых пачках

максимум содержания частиц принадлежит большемерной части (0,05-0,025 мм) фракции крупной пыли.

Степень криогенной трансформаций отложений оценена с помощью ККК, значение которого на границе МИС 5 – МИС 4 составляет 0,93; для нижележащей палеопочвы ККК выше (0,97), но затем снижается вниз по профилю педокомплекса и составляет 0,87. Таким образом, несмотря на то, что почвы изученных разрезов возможно отвечают теплым условиям, а лёссы – холодным, значения ККК для последних ниже, чем для почвенных горизонтов. Почвенные горизонты со сменой условий и началом формирования лёссов испытывают многочисленные периоды циклического промерзания-оттаивания и в большей степени реагируют на фазовые переходы «вода-лед» ввиду большей увлажненности. Меньшие значения ККК в нижней части педокомплекса объясняются меньшим количеством циклов промерзания-протаивания, т.е. с глубиной (при сезонном промерзании) это значение уменьшается. Таким образом, можно сказать, что в период формирования лёссов климатическая ситуация была достаточно суровой, отложения подвергались глубокому сезонному промерзанию. Это приводило к формированию криогенных явлений и их сохранению в нижележащих горизонтах в виде клиновидных структур.

Этап криогенеза произошел ~70 тыс.л.н. Выделенный криогенный этап, выраженный здесь в отложениях педокомплекса МИС-5, коррелируется с разрезами Средняя Ахтуба (четвертый криогенный горизонт, отложения МИС 5а). Помимо общего временного интервала, криогенные структуры разрезов имеют схожие морфологические параметры – форму, размеры, заполнитель, характер границ, а также заключены в схожих отложениях. Можно сделать вывод, что климатические условия в период формирования структур на изученной территории имели одинаковые параметры. Этот криогенный горизонт (СА-4, БТ-1) является стратиграфическим репером начала накопления ательских отложений Нижнего Поволжья.

4.4. Разрез Райгород

Разрез Райгород (рис.36, $H_{абс}$ 13,68 м, координаты N 48.4313, E 44.9665) расположен на правом берегу р. Волга, в 1 км восточнее одноименного села. Разрез является стратотипом ательских отложений Нижнего Поволжья (Свиточ, Янина, 1997).

4.4.1. Строение разреза

Разрез вскрывает строение раннехвалынской террасы Каспийского моря. Толща представлена разнофациальными отложениями мощностью более 21 м: ниже современной почвы (слой 1) залегает толща шоколадных глин (слои 2-4), под которой с эрозионной границей вскрыта мощная лёссово-почвенная серия (слои 5-12); нижняя часть – русловые и

пойменные отложения (слои 13-21) с признаками почвообразования. В табл.10 приведено описание разреза Райгород, а на рис.37 представлена схема строения.

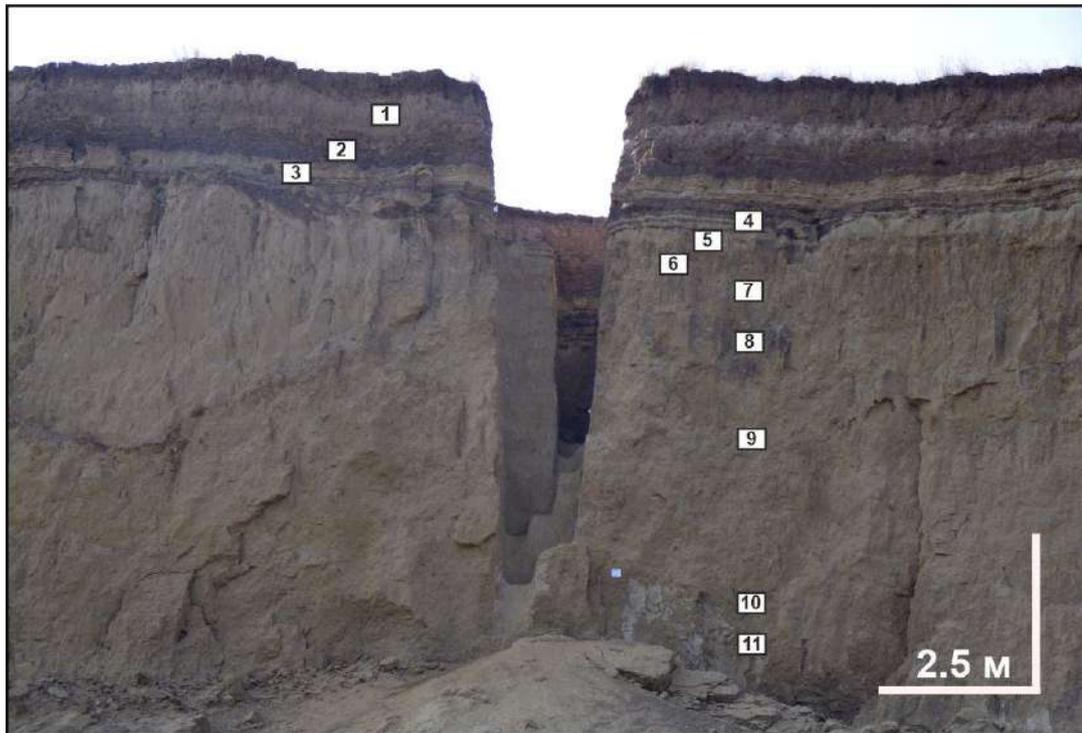


Рисунок 36. Общий вид разреза Райгород

Таблица 10. Описание горизонтов разреза Райгород

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-0,9	0,85	Коричневый суглинок мелкоблочной структуры, с редкими ходами корней растений и кротовинами. Нижняя граница неровная, переход четкий	Современная почва
2	0,9-1,6	0,75	Плотные шоколадные глины горизонтально- и тонкослоистые, с мелкоплитчатой отдельностью (до 5-7 см)	Морские отложения
3	1,6-1,7	<0,1	Мелкозернистый рыхлый песок, неясно- и тонкослоистый, с хрупкими раковинами каспийских моллюсков	
4	1,7-2,6	0,9	Переслаивание шоколадных глин (иногда ржаво-коричневых) и светло-желтого алевролита. Нижняя граница четкая (эрозионная), с ожелезнением, встречены следы вязко-пластичного скольжения	
5	2,6-2,8	0,02	Супесь	Лёссовидная супесь
6	2,8-3,6	0,8	Супесь палевого цвета со столбчатой отдельностью, многочисленными темными примазками. Нижняя граница постепенная	Палеопочва
7	3,6-3,8	0,25	Супесь палевого цвета, плотная, пористая. Нижняя граница нечеткая, по структуре и появлению кутан	Лёссовидная супесь
8	3,8-4,5	0,7	Серо-палевая супесь с мелкоблочной отдельностью, с многочисленными кутанами по граням отдельностей. Нижняя граница нечеткая, переход постепенный	Палеопочва

9	4,5-7,5	3,0	Слабоглинистая, плотная супесь (за счет рассеянных карбонатов), держащая вертикальную стенку, имеющая блочную отдельность и сетку перпендикулярных трещин со стороной 2-4 см; многочисленны карбонатные конкреции до 2 см в диаметре, особенно в нижней части слоя. Нижняя граница нечеткая, переход постепенный, по цвету и структуре	Лёссовидная супесь
10	7,5-7,7	0,2	Серая супесь	Палеопочва
11	7,7-8,2	0,50-0,55	Супесь серо-палевого цвета. В слое вскрыты несколько кротовин. Нижняя граница нечеткая, переход постепенный по цвету и структуре	
12	8,2-9,9	1,75	Супесь палевого цвета, слабоглинистая, со слабоизмененным гумусом. Отложения характеризуются столбчатой отдельностью; нижняя часть подчеркнута рассеянными карбонатами в виде белесого напыления. Нижняя граница слабоволнистая, четкая, переход по структуре и цвету	Лёссовидная супесь
13	9,9-11,7	1,6-1,8	Горизонт мелко- и среднезернистого песка бежевого цвета (слой 13), слабощементированного, хорошо сортированного, без видимых элементов горизонтальной слоистости. Нижняя граница неровная	Аллювий
14	11,7-12,8	1,1	Бежевая супесь с массивной текстурой, с белыми примазками, редкими кротовинами	
15	12,8-16,9	4,1	Рыже-коричневый суглинок с пятнами ожелезнения и ореховатой отдельностью	Пойменный аллювий с признаками почвообразования.
16			Рыже-коричневый суглинок с пятнами ожелезнения и ореховатой отдельностью. В большом количестве содержатся гипсовые розы 2-4 см в диаметре. Нижняя граница четкая, по цвету	
17	16,9-17,1	0,2	Суглинок темно-серого (черного) цвета, сильно гумусированный (палеопочва)	
18	17,1-17,5	0,4	Суглинок серо-бежевого цвета. Верхняя граница осложнена частой сеткой (10-15 см) клиновидных структур, в которые проникает вышележащая палеопочва. Нижняя граница четкая, неровная, со следами ожелезнения	
19	17,5-19,0	1,5	Горизонт среднезернистого песка рыже-бежевого цвета. Нижняя граница четкая, по материалу и цвету	
20	19,0-20,3	1,3	Плотная светло-коричневая супесь (слой 20) с массивной текстурой и редкими пятнами ожелезнения	
21	20,3-22,4	>2 м	Переслаивающиеся горизонты бежевой супеси и коричневого суглинка, плотные	

4.4.2. Криогенные структуры

В разрезе Райгород вскрыты следы трех криогенных горизонтов. **Первый** криогенный горизонт (РГ-1) представляет собой палеопочву (слой 11) и секущие ее маломощные (до 25-30 см) клиновидные псевдоморфозы, расположенные на расстоянии

30-50 см друг от друга. Раструб криогенных структур составляет 2-3 см; по вертикали ширина клина сохраняется и составляет 1-2 см; хвосты теряются. Структуры слабо различимы и заполнены вышележащим супесчаным материалом палевого цвета (слой 10).

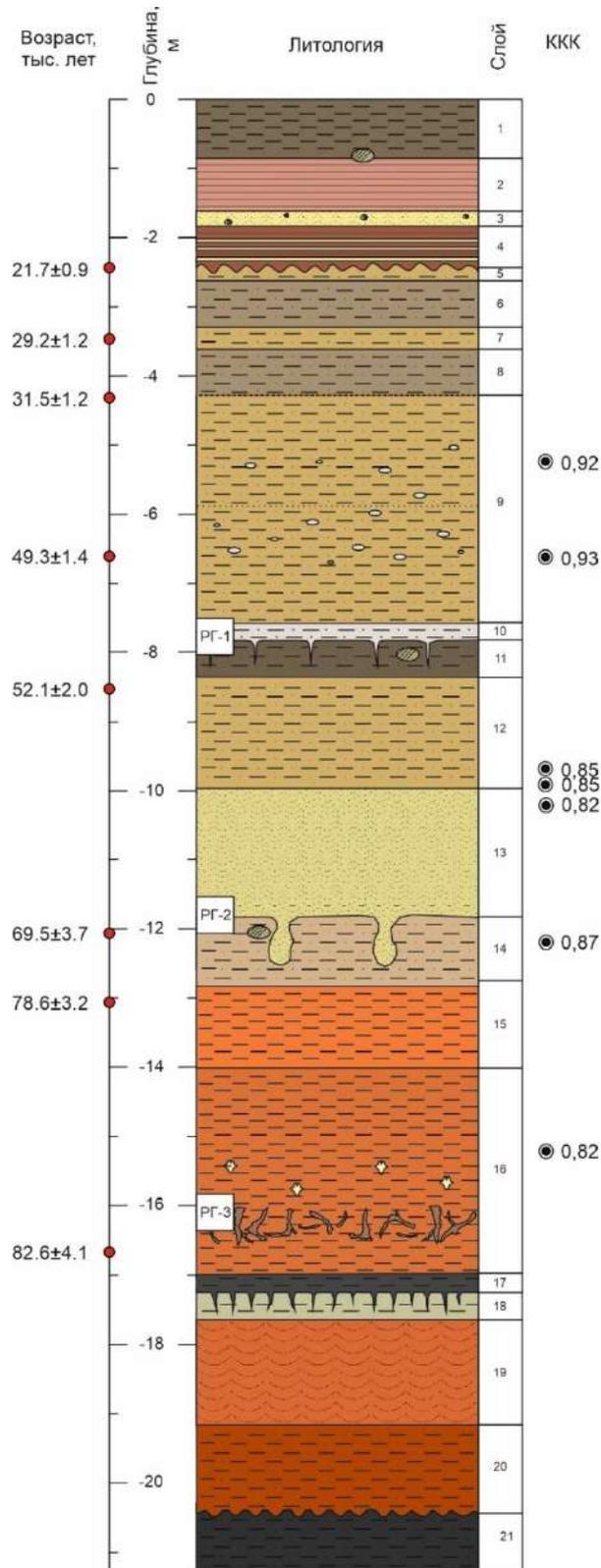


Рисунок 37. Схема строения разреза Райгород. Условные обозначения на рис.19. Синим обозначено место отбора образца для расчета ККК

Второй криогенный горизонт (РГ-2) представлен в разрезе мешкообразными псевдоморфозами мощностью 50-60 см, расположенными на глубине 11,8 м в слое 14, и заполненными аллювиальным материалом слоя 13. Граница между слоями 14 и 13 неровная. Опробованная структура этого горизонта представлена на рис.38а, имеет U-образный («мешковатый») вид и вложена в неслоистые суглинки серовато-коричневого цвета (слой 14), имеющие равномерно расположенные крупные изометричные поры (1-3 мм). Размер по вертикали 55 см, ширина от 20 см в верхней части до 45 см в нижней. Псевдоморфоза имеет слоистое строение; внешний контур представлен супесью светло-коричневого цвета толщиной 5-10 см. Внутренняя часть криогенной структуры заполнена песком светло-палевого цвета из слоя 13. Структура неоднородная по вертикали: верхняя ее часть представлена линзой крупнозернистого песка светло-бежевого цвета; ниже фиксируется постепенный переход в центральную часть криогенной структуры, состоящей из однородного песчаного материала с редкими включениями органики. Граница между внешней и внутренней частями четкая, неровная, с затеками. От вмещающих отложений «мешкообразный карман» отделен тонкой (0.1-0.3 см) границей белого цвета, представленной кристаллами карбонатов и гипса.

Третий горизонт (РГ-3) мощностью до 30 см вскрыт в нижней части слоя 16 (под слабообразной почвой) на глубине 16 м и представлен суглинками, которые пронизаны тонкими клиньями (до 1,5-2,0 см в раструбе, до 25-30 см по вертикали), заполненными материалом вышележащей почвы. В плане клинья представляют собой неправильную решетку с размерами полигонов 5-15 см в поперечнике (рис.38б). Клинья имеют четкие границы, ломанные формы (рис.38в), материал заполнителя – темно-коричневые суглинки с органикой. Горизонт сильно ожелезнен по всей толще; высокое содержание гипсовых стяжений величиной от 1 до нескольких мм.

4.4.3. Возраст криогенных структур

Лёссовые отложения разреза Райгород были выбраны как типовые для тестирования применимости ОСЛ-датирования. Для образцов проведены стандартные тесты восстановления дозы и предварительного нагрева (см. Приложение 2). Результаты показали хорошую «обнуленность» материала перед осадконакоплением, что обеспечивает достаточно точную оценку возраста.

На данный момент для разреза Райгород получено восемь абсолютных датировок (рис. 37, Приложение 2). Для лёссовидных отложений слоев 9 и 12 получены даты 49,3±1,4 и 52,1±2,04 тыс.л. тыс.л., соответственно. Это позволяет определить время формирования верхнего криогенного горизонта, расположенного на границе слоев 10 и 11, в ~52-50 тыс.л.н. Ниже, по отложениям слоя 14, получена дата 69,5±3,7 тыс.л., которая определяет

время формирования второго криогенного горизонта разреза Райгород ~70 тыс.л.н. Под отложениями третьего криогенного горизонта получена датировка $82,6 \pm 4,1$ тыс.л., что свидетельствует о формировании РГ-3 не ранее 82 тыс.л.н.

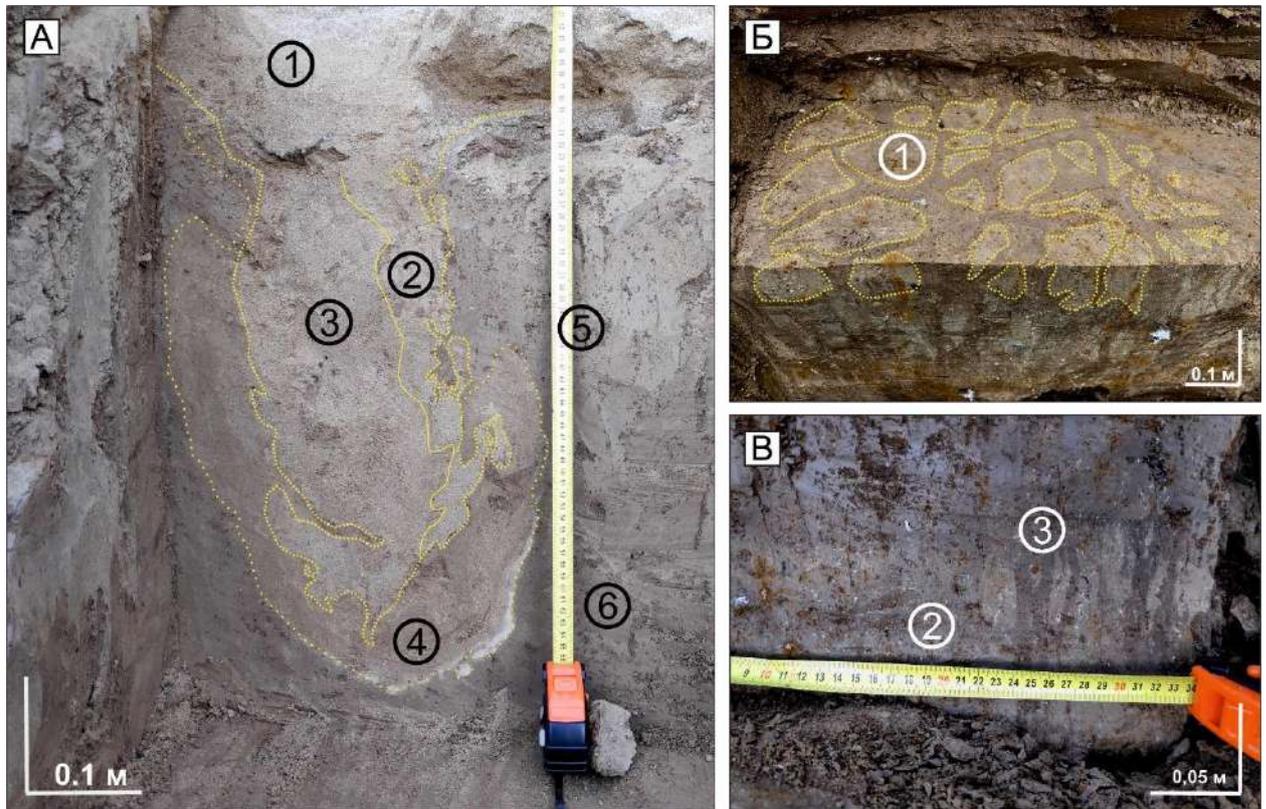


Рисунок 38. Структуры 2 и 3 криогенных горизонтов разреза Райгород: А – мешкообразная структура 2 КГ в слое 14; Б – плановое фото полигональной сетки 3 КГ (фото Кагановой А.); В – профиль 3 КГ. Цифрами обозначены места отбора образцов

4.4.4. Результаты литолого-минералогического анализа

Для лабораторных исследований были опробованы образцы из криогенных структур второго и третьего криогенных горизонтов (рис.38). Гранулометрический состав отложений, формирующих псевдоморфозу, преимущественно песчаный (75-90%); во вмещающих преобладает алеврит (45-60%) и песчаная фракция (30-45%). Содержание глин незначительно во всех образцах – до 10% (см. Приложение 1). Из результатов видно, что образцы №№1 и 3 похожи по гранулометрическим характеристикам, т.е. центральная часть структуры сформирована аллювием слоя 13; заполнение этими отложениями центральной части псевдоморфозы происходило в заключительный этап ее формирования. Образцы №№2 и 4 также показывают схожие гранулометрические параметры.

Из третьего криогенного горизонта отобраны образцы из центральной части полигона, нижележащей супеси и вышележащей почвы (рис.38б-в). Состав всех трех образцов схожий – преобладает алевритовая (65-80%) и глинистая фракции (20-30%); крупные фракции представлены преимущественно тонкими песками (8-12%).

Коэффициента криогенной контрастности был рассчитан для лёссовой толщи. Его значения невелики и составляют 0,80-0,92 (рис.37).

В *микроморфологическом* отношении лёссовые отложения разреза Райгород обладают характерными признаками – пористостью (рис.39а) и агрегированностью (рис.39б). В большом количестве содержится кальцит в качестве цементирующего агента в агрегатах, а также формирующего отдельные агрегаты. Кварцевые зерна со свежими сколами и поверхностями встречены в минимальном количестве; преобладают частицы, покрытые «шубой», сглаживающей острые края.

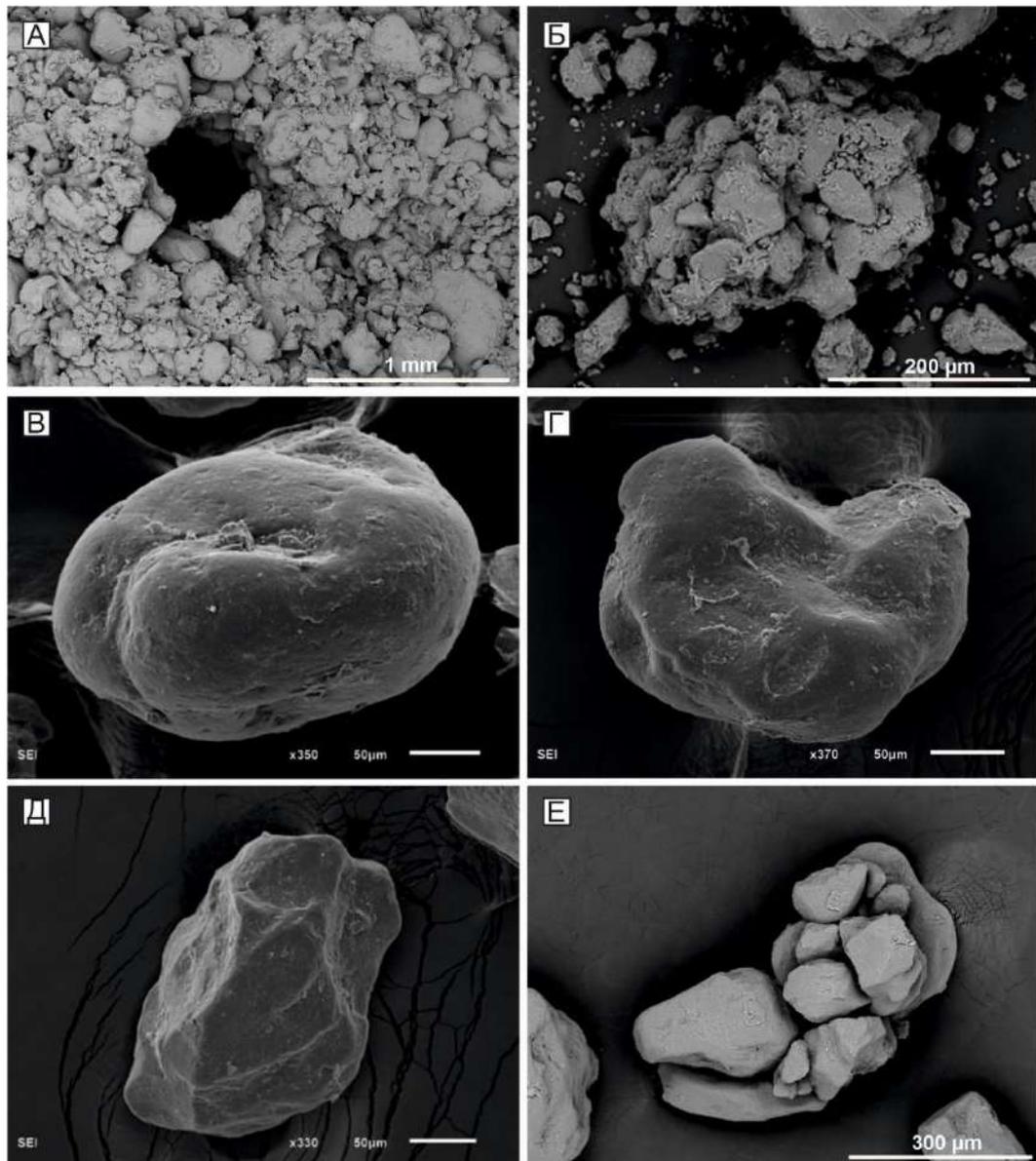


Рисунок 39. Результаты исследования отложений на СЭМ:

А – пора в отложениях лёссов (глубина 9,85 м); Б – агрегат из лёссовых отложений (глубина 9,75 м); В,Г – кварцевые зерна аллювиального горизонта (слой 13, глубина 10,10 м); Д – зерно со сглаженными краями из заполнителя псевдоморфозы РГ-2 (глубина 12,00 м); Е – агрегат без видимого цемента (отложения слоя 13, глубина 11,75 м)

Отложения РГ-2 (вмещающие и формирующие тело псевдоморфозы) различаются между собой. Аллювиальные отложения слоя 13 (образцы №№1,3) характеризуются как хорошо окатанными, изометричными зернами с неглубокими ямками на поверхности (рис.39в), так и хорошо окатанными неправильной формы (рис.39г); встречаются также угловатые зерна со сглаженными гранями (рис.39д). Для этого горизонта характерны «чистые» агрегаты, сложенные зернами без глинистого заполнителя (рис.39е). Для образцов №№ 2 и 4 отмечается меньшая окатанность частиц, неоднородный состав и повышенное содержание тонкодисперсной фракции. В связи с этим выше количество агрегатов, сложенных частицами разной размерности; некоторые зерна в кальцитовой шубе (рис.40а). В микростроении образца №5 отмечаются поры шестиугольной формы в сечении с плотными стенками (рис.40б), а для №6 характерны остроугольные частицы. Особенностью РГ-3 является большое количество кальцита в виде друз, иголок (рис.40в), цемента и шубы на поверхности частиц.

Аутигенные минералы во всех трех криогенных горизонтах представлены «шубой» и «иголочками» карбоната кальция на поверхности минеральных частиц. В РГ-3 встречены также железо-марганцевые конкреции (рис.40г).

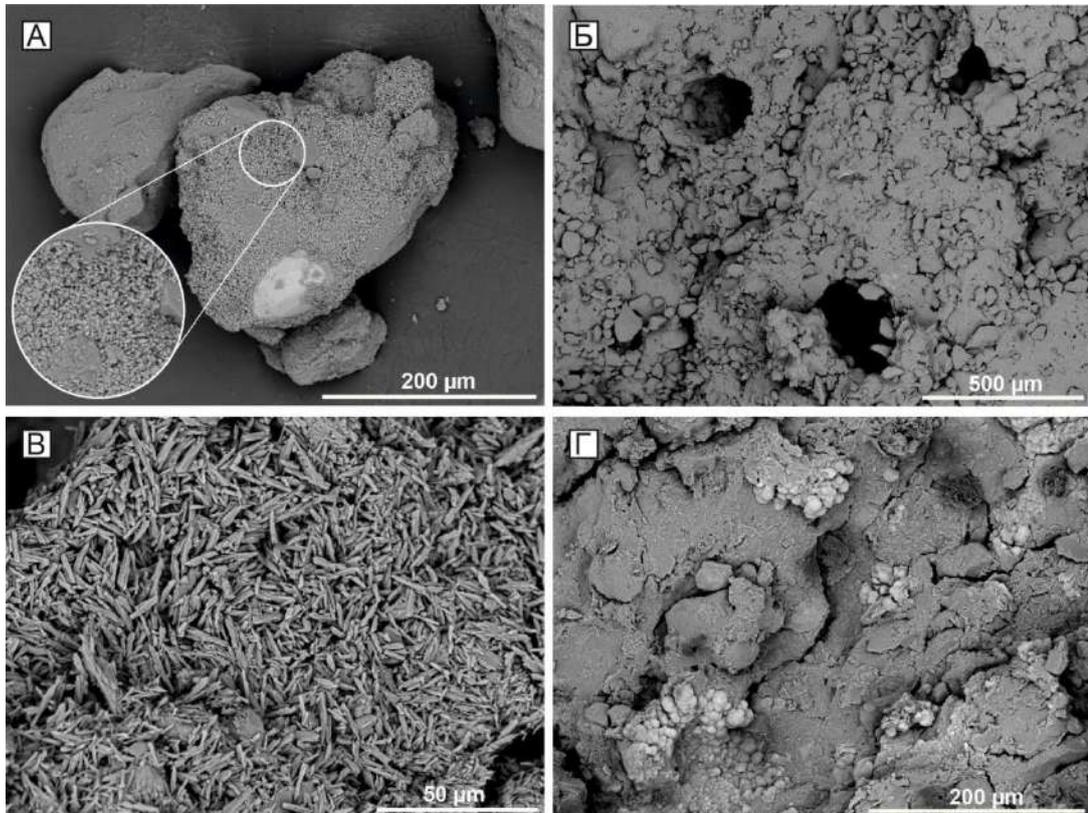


Рисунок 40. Аутигенные минералы: А – кальцитовая шуба на поверхности зерна (КГ 2, образец №4); Б – поры с плотными стенками в образце №5, КГ 2; В – игольчатый кальцит (подстилающие 3 КГ, глубина 16,4 м); Г – железо-марганцевые сферы (вмещающие 3 КГ, глубина 16,0 м)

4.4.5. Выводы

Разрез Райгород представлен полифациальными осадками. Его строение отражает сложную историю развития северной части Северного Прикаспия, а также носит индивидуальный характер и отличается от разрезов четвертичных отложений левобережья Волги. В первую очередь, толща шоколадных глин хвалынской трансгрессии здесь имеет меньшую мощность; нижняя часть разделена прослоями глин и алевроитов, что отражает довольно частую смену условий. Ниже разрез вскрывает лёссово-почвенную серию осадков мощностью ~7,5 м (слои 5-12), которая включает три горизонта палеопочв, мощностью 30-40 см каждый. Лёссы очень плотные с блочной отдельностью, держат вертикальную стенку, содержат большое количество карбонатов и имеют преимущественно пылеватый состав. Лёссы подстилаются аллювиальной толщей, представленной как хорошо сортированными песками русловой фации (средняя часть разреза, слой 13), так и тонкодисперсными отложениями пойменной фации (нижняя часть, слои 14-21).

В разрезе зафиксированы три криогенных горизонта, представленных маломощными клиновидными структурами с заполнителем вышележащим лёссовым материалом (РГ-1), мешкообразными псевдоморфозами под аллювиальной толщей (РГ-2), мелкими жилками с почвенным материалом (РГ-3). Некоторые из указанных криогенных структур отличаются от рассмотренных ранее в разрезах Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка. Наиболее ранний этап криогенеза, произошедший ~80 тыс.л.н., представлен мелкими клиновидными псевдоморфозами, полигональная сетка которых в плане составляет 5-20 см; отличительной особенностью является то, что заполнитель структур – палеопочва. Около 70 тыс.л.н. здесь произошел другой криогенный этап, выраженный в виде псевдоморфоз по ледяным телам, заполнение которых происходило постепенно; в результате в криогенной структуре образовалось два разных по плотности и цвету слоя. Развитие криогенных структур последнего из зафиксированных криогенных этапов произошло при переходе от более теплых (формирование маломощной почвы, слой 11) к более холодным (формирования лёссовых отложений, слои 10-9) условиям ~ 52-50 тыс.л.н. Слабая выраженность структур свидетельствует о сухих условиях времени их формирования.

4.5. Разрез Черный Яр

Разрез Черный Яр (рис.41) расположен в 1 км южнее одноименного села (Н_{абс} 4,55 м, координаты N 48.0321, E 46.1116) в карьере на правом берегу р. Волги.

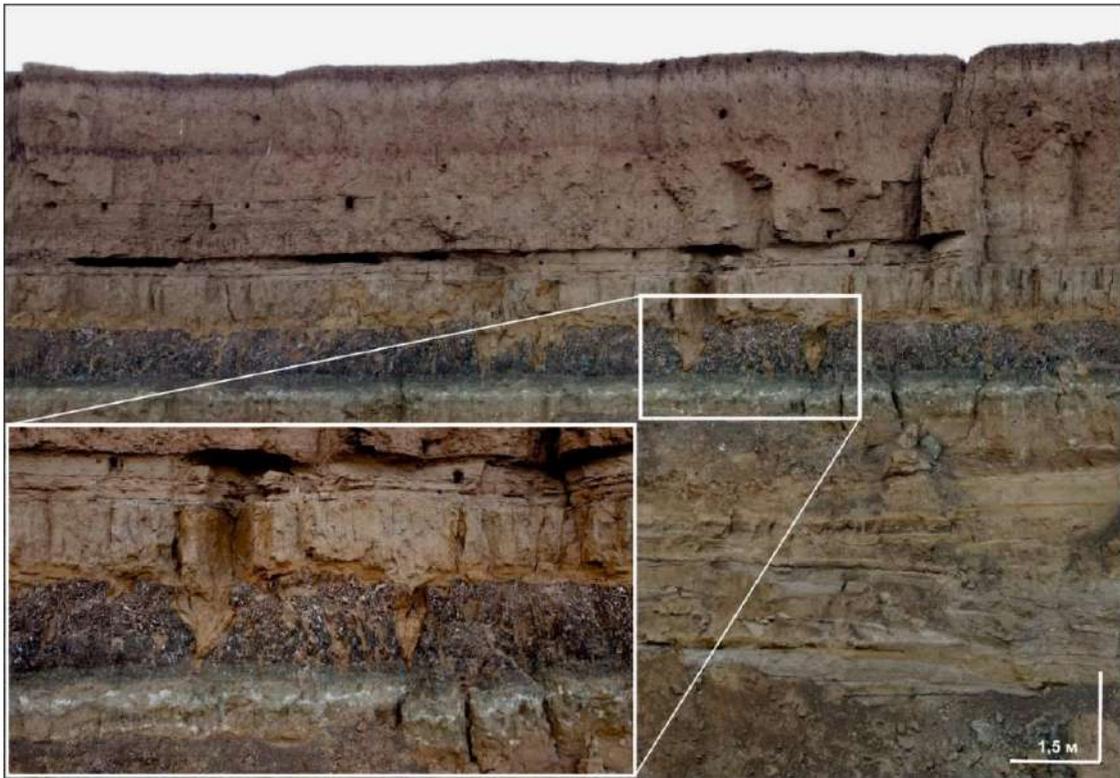


Рисунок 41. Общий вид разреза Черный Яр

4.5.1. Строение разреза

Строение разреза представлено субаэральными, речными и морскими отложениями. Ниже современной почвы (слой 1) залегает палеопочва глинистого состава (слой 2). Ниже (слои 3-6) – пески различного генезиса: с косою слоистостью, без слоистости, насыщенные малакофауной. Ниже залегают тонкодисперсные пойменные отложения или осадки мелководного бассейна (слои 7-8). Их переход в залегающий ниже русловой аллювий (слой 11) подчеркнут горизонтом плотного сцементированного песка (слой 9). Нижняя часть разреза представлена толщей аллювиальных песков (слой 11), в которых выделяется несколько горизонтов; отложения не вскрыты на полную мощность. В табл.11 приведено описание разреза Черный Яр, а на рис.42 представлена схема строения.

Таблица 11. Описание горизонтов разреза Черный Яр

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-1,0	1,0	Супесь коричневого цвета с ореховатой отдельностью, многочисленными корнями растений	Современная почва
2	1,0-1,6	0,6	Глины темно-серого цвета с белыми включениями, столбчатой отдельностью	Палеопочва
3	1,6-3,4	1,8	Светло-бежевый мелкозернистый песок с косою слоистостью	
4	3,4-3,9	0,5	Песок светло-бежевого цвета, без слоистости. По нижней границе тонкий (до 1,5 см) прослой глины коричневого цвета	

5	3,9-4,0	0,1	Песок с малакофауной. Между слоями 5 и 6 – нерегулярные выходы песчаных линз	Морские отложения
6	4,0-5,1	1,1	Песок охристого цвета, с черными пятнами и трещинами (1-2 см), заполненными песками с карбонатами. Нижняя граница четкая, неровная	
7	5,1-5,9	0,8	Глины сизого цвета сетчатой текстурой (отдельности 1-2 см), ожелезнением, максимальным на нижней границе слоя. Нижняя граница неявная, переход постепенный, по цвету. В горизонте вскрыты псевдоморфозы	Мелководный бассейн
8	5,9-6,2	0,3	Глины лазурного цвета с отдельностями до 2 см; в нижней части слоя многочисленные карбонаты	
9	6,2-6,9	0,7	Цементированный песок палевого цвета с белыми примазками Нижняя граница четкая, по структуре и материалу	
10	6,9-7,0	0,15	Супесь темно-охристого цвета с пятнами органики	
11	7,0-12,5	5,0-6,0	Пески разного состава и облика, где выделяется несколько горизонтов: верхний представлен цементированным рыжим песком без следов явной слоистости, мощностью ~1.5 м; ниже залегает мелкозернистый бежевый песок, слабо цементированный, с четкой и слабой косою слоистостью (чередование темных и светлых прослоев), со следами ожелезнения, мощностью 0.7-0.8 м; ниже – горизонт средне- и мелкозернистого песка рыжего цвета, мощностью ~0.5 м, подстигается тонким прослоем глин коричневого цвета, неслоистый, нижняя граница четкая и ровная, со следами ожелезнения; далее идет несколько горизонтов серо-бежевого среднезернистого песка с косою и горизонтальной слоистостью общей мощностью 3-4 м, с двумя тонкими (до 10 см) прослоями глин коричневого цвета, постепенно серый цвет сменяется светло-желтой окраской. Толща не вскрыта на полную мощность	Аллювий

4.5.2. Криогенные структуры

В разрезе Черный Яр вскрыт один криогенный горизонт (ЧЯ-1). Он представлен ярко выраженными псевдоморфозами, расположенными на расстоянии до 1,5 м друг от друга (рис.41). Изучена и опробована одна из псевдоморфоз клиновидной формы (рис.43) вертикальной протяженностью 1,2-1,5 м. Раскрытие по верху у нее составляет 10 см, однако ниже структура расширяется до 20 см; в центральной части сужается с разделением на два ветвящихся хвоста. Вмещающие отложения (слой 7) представлены глинами с сетчатой текстурой и следами почвообразования в верхних 30 см; вышележащие отложения, формирующие тело жилы, представляют собой песок среднезернистый (слой 6). Границы

жилы четкие. Такие структуры в разрезе многочисленны: некоторые из них меньше (40-60 см по вертикали, тонкие), другие крупнее и шире, имеют воронкообразную форму.

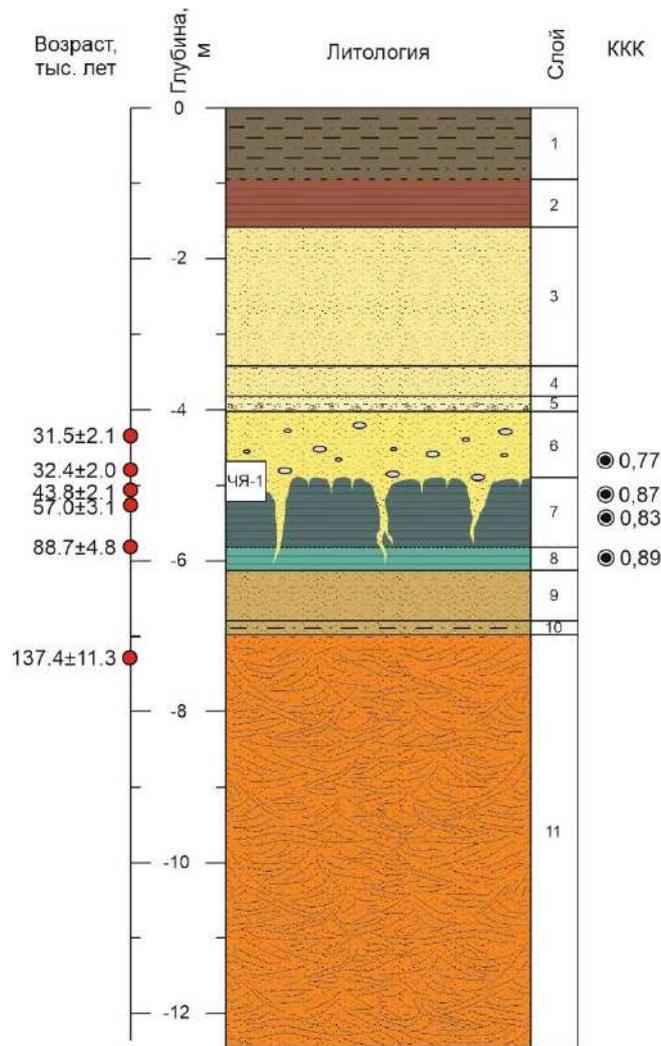


Рисунок 42. Схема разреза Черный Яр. Условные обозначения на рис.19

4.5.3. Возраст криогенных структур

Для разреза Черный Яр получено шесть датировок (рис.42, Приложение 2). Три из них позволяют зафиксировать время формирования криогенного горизонта в разрезе Черный Яр и определить время развития криогенеза на данной территории. Для верхней части слоя 7 (ЧЯ-1, вмещающие, образец №7 на рис.43б), в котором отмечаются почвообразовательные процессы, получена дата 57,0 ± 3,1 тыс.л. Заполнитель верхней части жилы (образец №8 на рис.43б) датируется 43,8 ± 2,2 тыс.л., а горизонт над жилой (слой 6) – 32,4 ± 2,0 тыс.л. Помимо этого, получены две даты из нижней части разреза: голубые глины слоя 8, где нет признаков почвообразовательных процессов, датируются 88,7 ± 4,8 тыс.л.; дата в аллювии (слой 11) составляет ~137 тыс.л.

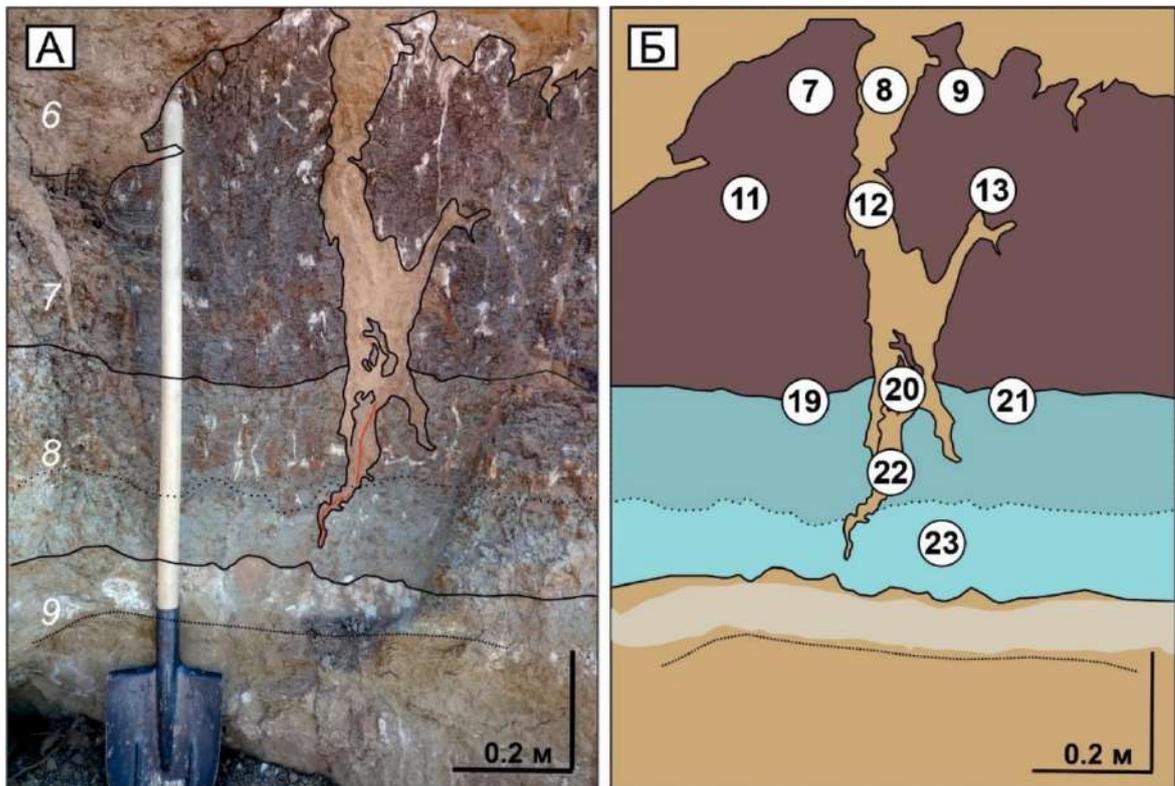


Рисунок 43. А - фото псевдоморфозы разреза Черный Яр, цифрами обозначены номера слоев; Б – схема опробования структуры

4.5.4. Результаты литолого-минералогического анализа

Гранулометрический состав. Для разреза Черный Яр выполнено определение гранулометрического состава 37 образцов, а также для 10 образцов, отобранных в криогенном горизонте (слои 6-8). Отложения слоя 6, формирующие тело псевдоморфозы (образцы №№8,12,20,22), представлены преимущественно песчаной фракцией (55-80%). Содержание глин составляет не более 10% с преобладанием ее крупной составляющей. Содержание пылеватой фракции варьируется в пределах 20-40%. Вмещающие отложения (слои 7-8) сильно отличаются от заполнителя жилы. Оба горизонта в большом количестве содержат глинистую фракцию (до 40%), однако содержание песчаной в слое 8 выше, по сравнению со слоем 7: 18-20% против 5%, соответственно. Основу гранулометрического состава слоев 7 и 8 составляет пылеватая фракция. Ее распределение в слое 7 равномерно между крупной и мелкой пылью, в то время как при переходе в слой 8 заметно преобладание крупнопылеватой фракции. Результаты представлены в Приложении 1.

Микростроение изученных отложений отличается для вмещающих отложений верхней части (слой 7), нижней части (слой 8) и отложений слоя 6 – формирующих само тело жилы. Прежде всего, вмещающие отложения верхней части слоя 7 (подвержены почвообразованию) характеризуются присутствием остатков растений, наличием пор диаметром 0,4 мм с уплотненными стенками (рис.44а). Морфология кварцевых зерен

разнообразна: встречены угловатые частицы с раковистыми сколами (рис.44б), параллельными бороздами (рис.44в), свежими и сглаженными поверхностями (рис.44б-в); в то же время присутствуют изометричные окатанные зерна с поверхностью, покрытой многочисленными равномерно распределенными ямками (рис.44г). Встречены и вытянутые окатанные зерна (рис.44д). На кварцевых частицах, помимо раковистых сколов, присутствуют следы травления. Агрегаты представлены друзами и кристаллами карбоната кальция (рис.44е).

Отложения слоя 8 характеризуются зернами со сглаженными гранями, на некоторых присутствуют бороздки, заполненные повторно осажденным кремнием, на других – следы травления (рис.45а). Характерны отдельные агрегаты карбоната кальция.

Зерна кварца из отложений, формирующих тело жилы, более округлые, с многочисленными следами травления (рис.45б), серповидными бороздками (рис.45в), а иногда – выпадения вторичного кремнезема (рис.45г). Встречаются зерна как со следами золотой переработки в виде частых мелких ямок (рис.45д), так и угловатой формы со свежими сколами (рис.45е).

Расчет KKK для отложений разреза Черный Яр показывает значения менее единицы: для заполнителя псевдоморфозы он составляет 0,77; для вмещающих отложений выше – от 0,83 до 0,89.

4.5.5. Выводы

В разрезе Черный Яр выделен один криогенный горизонт, выраженный в виде псевдоморфоз мощностью до 1,3 м, с неровными границами, ответвлениями в хвостовой части и заполнением вышележащим материалом. Верхняя часть вмещающих глинистых отложений (слой 7) имеет сетчатую текстуру.

Результаты ОСЛ-датирования позволяют сделать следующие выводы: в промежутке 105-53 тыс.л. на данной территории существовал бассейн эстуарного типа, когда произошло накопление отложений горизонтов 7-9. В верхней части слоя 7 зафиксированы следы почвообразования, которые свидетельствуют о начале осушения бассейна в завершающую стадию формирования этого горизонта (~55 тыс.л.н.), с образованием дневной поверхности и развитием палеопочвы. Выше залегают песчаные отложения, по которым получены даты ~31 тыс.л., а в верхней части псевдоморфозы отложения датируются $43,8 \pm 2,2$ тыс.л. Таким образом, заполнение уже существующей псевдоморфозы происходило ~47-45 тыс.л.н.

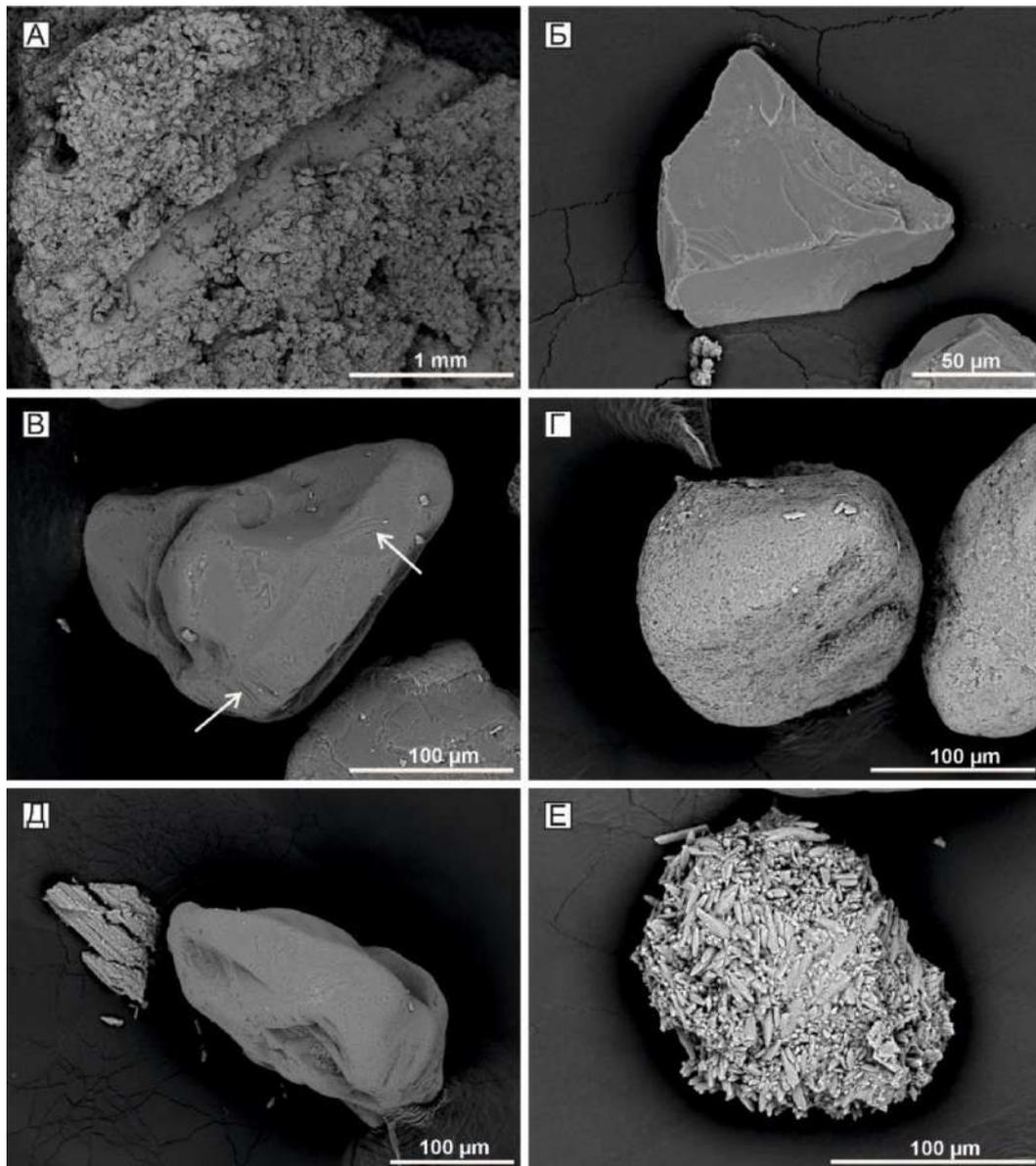


Рисунок 44. Морфология кварцевых зерен и агрегатов вмещающих псевдоморфозу отложений (слой 7):

А – срез поры в микростроении; Б – угловатое зерно с раковистыми сколами; В – угловатое зерно со сглаженными углами и параллельными бороздами (белые стрелки); Г – изометричное зерно с поверхностью, покрытой мелкими ямками; Д – вытянутое зерно со сглаженными углами, ямками на поверхности; Е – агрегат сложенный кальцитом

Проведено изучение микростроения вмещающих и формирующих псевдоморфозу отложений криогенного горизонта. Кварцевые частицы имеют признаки криогенной переработки (угловатый облик, сколы на поверхности), но также сохранили признаки предыдущих обстановок (изометричную и окатанную эоловую форму, сглаженные грани, мелкоямчатый рельеф, серповидные бороздки водной обработки). Значения ККК для криогенного горизонта значительно ниже единицы, что, при условии существенной мелководного бассейна и высокой влажности отложений ввиду глинистого состава, свидетельствует о малых количествах циклов промерзания-протаивания. Вероятно, был довольно быстрый переход: от мелководного бассейна к засушливым условиям со

слаборазвитой растительностью, что не позволило раздробиться кварцу до фракции крупной пыли.

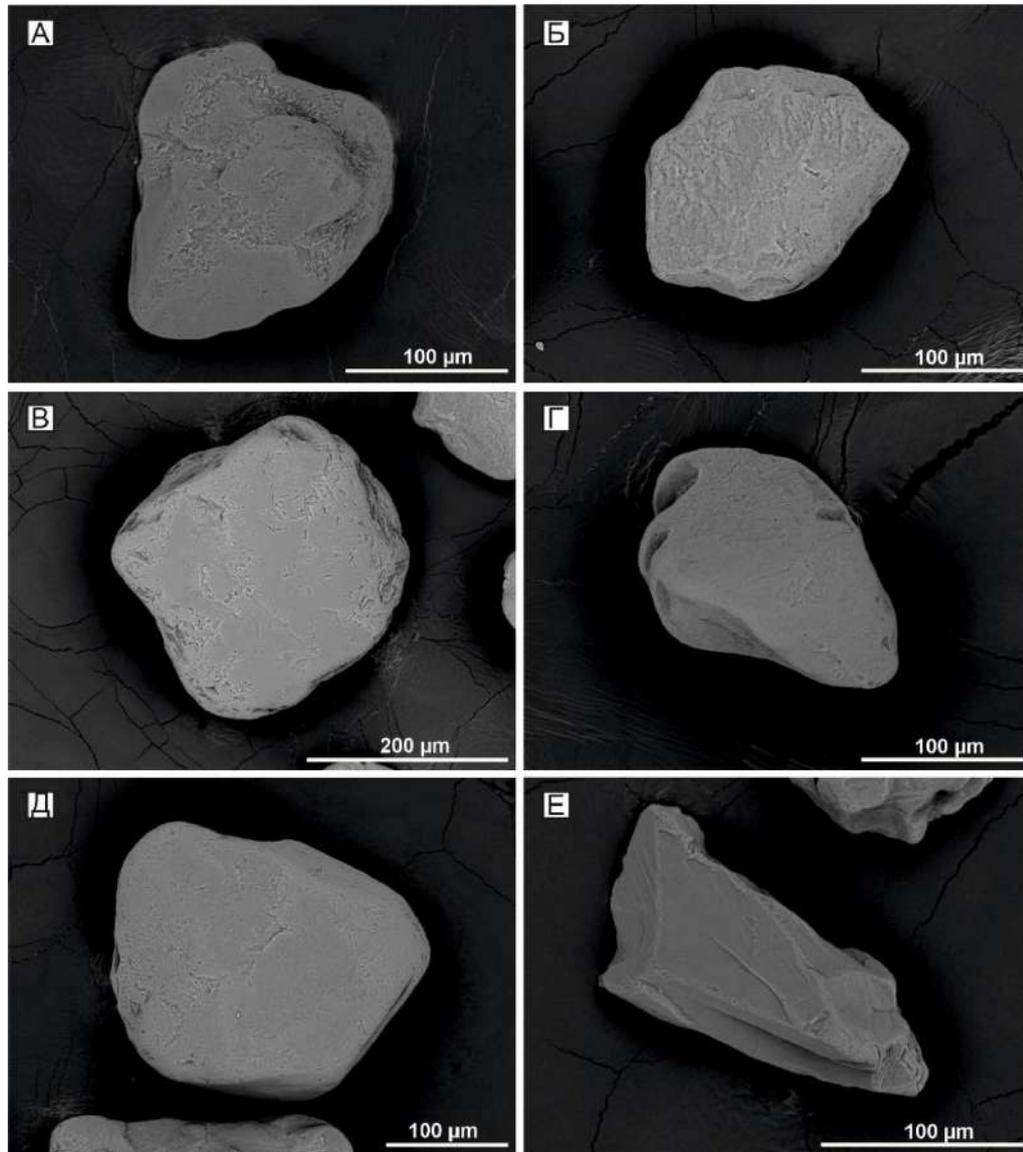


Рисунок 45. Морфология кварцевых зерен отложений слоя 8 (а) и отложений тела псевдоморфозы (б-е):

А,Б – следы травления на поверхности зерен; В – серповидные борозды на поверхности; Г – выпадение вторичного кремния; Д – мелкие ямки – результат золотой обработки (белые стрелки); Е – зерно со сколами и свежей поверхностью

4.6. Разрез Косика

Разрез Косика (рис.46) расположен на правом берегу р. Волги, в 500 м от западной оконечности с. Косика ($H_{абс}$ 0,95 м, N 47.0993, E 47.2043), и является самым южным из изученных.

4.6.1. Строение разреза

Разрез вскрывает строение бэровского бугра и отражает историю Нижнего Поволжья в хвалынскую (слои 1-4) и позднехазарскую (слои 5-6) эпохи, между которыми наблюдается перерыв в осадконакоплении. В строении разреза ярко выражены несколько уровней

криогенеза. Молодые (хвалынские) осадки представлены красноватыми супесями, в то время как более древние (хазарские) слои характеризуются суглинистым и глинистым составом отложений с высоким содержанием гипса. В табл.12 и на рис.47 представлено описание и схема строения разреза Косика.

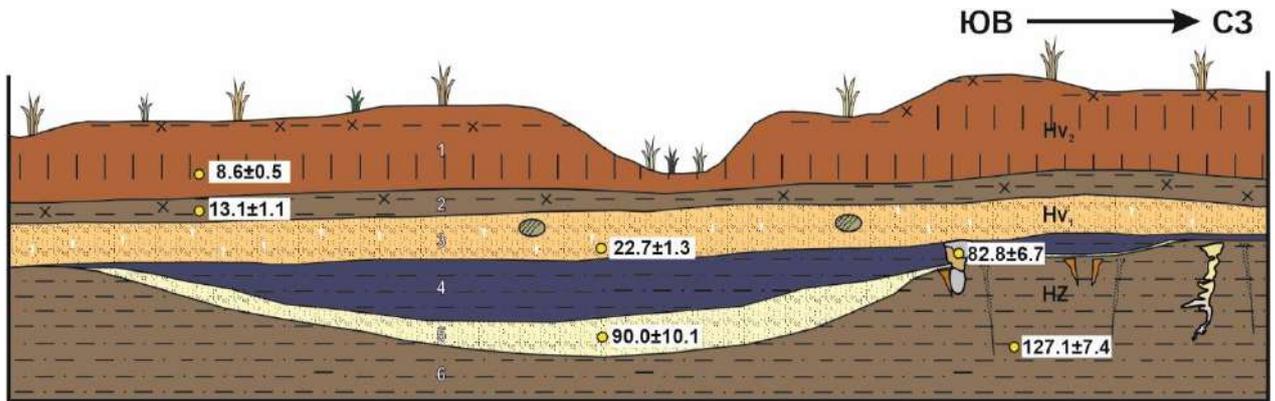


Рисунок 46. Схема строения разреза Косика. Этап формирования отложений: Hз – хазарский, Hв1 – раннехвалынский, Hв2 – позднехвалынский. Желтыми точками обозначены места отбора образцов и результаты ОСП-датирования (составители: Курбанов Р.Н., Янина Т.А.)

Таблица 12. Описание горизонтов разреза Косика

№ слоя	Глубина, м	Мощность, м	Литостратиграфия	Литостратиграфический горизонт
1	0,0-1,5	1,5	Супесь красноватого цвета с маломощным горизонтом современной почвы в верхней части горизонта	
2	1,5-2,2	0,70-0,75	Супесь с белесыми подтеками и явными почвенными процессами	Палеопочва
3	2,2-2,8	0,6	Красновато-коричневая супесь с белыми «хвостами» гипса	
4.1	2,8-3,4	от 12-15 см до 0,6 м	Супесь плотная темно-коричневая с плитчатой отдельностью 0,5-1,5 см, гипсовыми примазками; мощность горизонта меняется вдоль обнажения. В нескольких местах горизонт насквозь пронизан кротовинами, заполненными песком (отсутствует выше в разрезе) с остатками органики; также имеется ряд кротовин (11-13 см в диаметре), заполненных вышележащей красновато-коричневой супесью с белыми примазками	Морские отложения
4.2	3,4-3,7	0,03	Серый плотный суглинок с тонкими прослоями песка; имеет сетчатую текстуру, разбивается на мелкие отдельности 1-5 мм; в отдельных частях разреза встречается малакофауна	
5	3,7-3,8	0,01	Среднезернистый песок бежевого цвета. Горизонт практически полностью смыт в основной части разреза, однако в некоторых местах вдоль обнажения выходит в виде линзы, увеличивается и формирует крупную (до 1,0-1,2 м по вертикали, до 3,0-3,2 м по горизонтали)	

			сложную чашеобразную форму. Переход четкий, по материалу и цвету
6	3,8-5,0	1,0-1,2	Плотный коричневый суглинок с плитчатой отдельностью (1-2 см), с гипсовыми розами и гипсовыми примазками. Горизонт вскрыт не на всю мощность. Слои 4-6 сильно насыщены гипсом

4.6.2. Криогенные структуры

В разрезе вскрываются весьма разнообразные и сложные криогенные структуры, образующие по времени формирования и соотношения с вышележащими и нижележащими отложениями два криогенных горизонта.

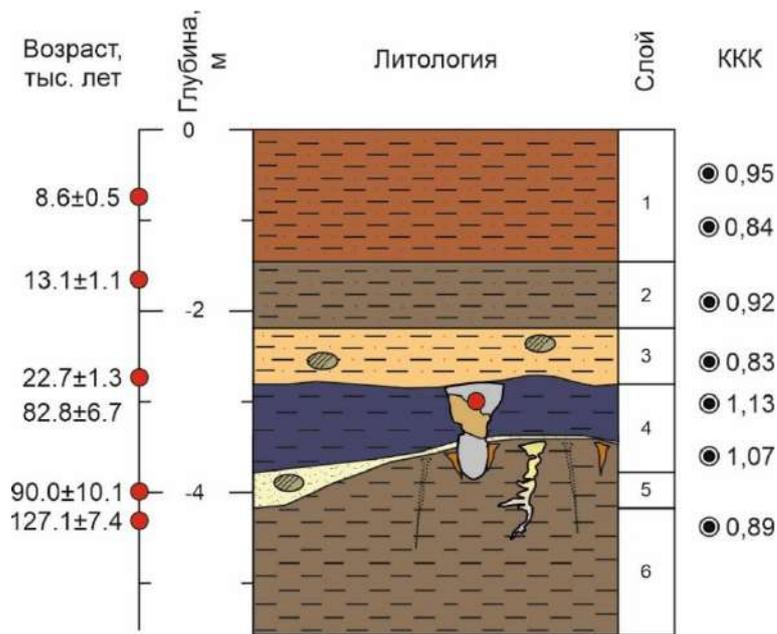


Рисунок 47. Схема разреза Косика. Условные обозначения на рис.19

Первый горизонт (КОС-1) приурочен к границе слоев 3 и 4, и представлен псевдоморфозами. В разрезе вскрыты две структуры: они берут начало под красновато-коричневой супесью слоя 3, секут два нижележащих горизонта – плотной супеси (слой 4) и тонкий прослой песка (слой 5), далее внедряются в плотную коричневую супесь слоя 6. Описанная структура (рис.48а) имеет частичное заполнение супесью слоя 3, а также песком серого цвета, который выше в разрезе отсутствует. Структура имеет мешкообразную форму; границы с вмещающими четкие; вертикальная протяженность структуры ~40 см, горизонтальная ~25 см; смятие в заполнителе отсутствует. Как видно из рис.48а, описанная псевдоморфоза наложена на структуры нижних криогенных горизонтов. Другая структура в КОС-1 вскрыта в 10-12 м от первой и имеет несколько другую форму: у нее четкие границы с вмещающими и заполнение серым песком, однако нижняя часть структуры

окрашена в сине-фиолетовый цвет. Вертикальная протяженность структуры 55-60 см, горизонтальная – 25-30 см.

Клиновидные структуры **второго** криогенного горизонта (КОС-2) берут начало на 2 см ниже верхней границы слоя 6 и представлены псевдоморфозами различной конфигурации. Одни структуры (*тип 1*) имеют вертикальную протяженность 60-65 см, ширину до 25 см (рис.48б); заполнены в верхней части рыхлым бежевым песком, в хвостовой – серо-голубым сцементированным песком; границы четкие, неровные, извилистые, некоторые – с горизонтальными отростками. Всего в стенке длиной 25-30 м вскрыто четыре таких структуры; материал одной из них полностью окрашен в сине-серый цвет (рис.48в).

Другие структуры (*тип 2*) представлены псевдоморфозами с четкими границами, хорошо выраженной клиновидной формой; заполнены рыжим среднезернистым песком, отсутствующим выше в разрезе (рис.48г). Структуры тонкие, извилистые, 15-30 см по вертикали, 7-10 см в раструбе.

Третий тип структур представлен тонкими (до 1,5 см) пустыми трещинами (рис.48д), расположенными в 25-30 см друг от друга, иногда пропадают. Структуры имеют воронкообразный раструб до 4-5 см; вертикальная протяженность 40-50 см; стенки имеют потемнения (угольного цвета), однако заполнитель отсутствует.

4.6.3. Возраст криогенных структур

Для разреза Косика получено 6 датировок (рис.47, Приложение 2). На границе слоев 3 и 4 берут начало криогенные структуры первого криогенного горизонта. Для нижней части слоя 3 получена датировка $22,7 \pm 1,3$ тыс.л., а по песчаному материалу одной из структур, секущей слой 4, получена дата $82,8 \pm 6,7$ тыс.л. Таким образом, формирование структур первого криогенного горизонта на этом участке произошло ~85 тыс.л.н. Отложения слоя 5, отобранные в песчаной линзе, датируются в $90,0 \pm 6,2$ тыс.л., а в средней части слоя 6 получена дата $127,1 \pm 7,4$ тыс.л. Таким образом, возраст формирования криогенных структур КОС-2 оценивается ~95 тыс.л.н.

4.6.4. Результаты литолого-минералогического анализа

Выполнен *гранулометрический анализ* шести образцов различных горизонтов разреза, а также опробованы три структуры различных типов. В гранулометрическом составе слоев 1-3 преобладает песчаная фракция (60-70%); содержание глинистой – до 10% с преобладанием крупной подфракции. Отложения нижних горизонтов представлены преимущественно пылевой фракцией (50-70%) с преобладанием крупнопылевой подфракции (см. Приложение 1). Детально были проанализированы отложения нескольких псевдоморфоз. Схема опробования одной из них (КОС 2, тип 1) представлена на рис.48е.

Заполнитель жилы представлен песком, вмещающие отложения по гранулометрическому составу относятся к супеси тяжелой пылеватой. Материал другой жилы (КОС 2, тип 2, рис.48г) также представлен песком; вмещающие отложения те же.

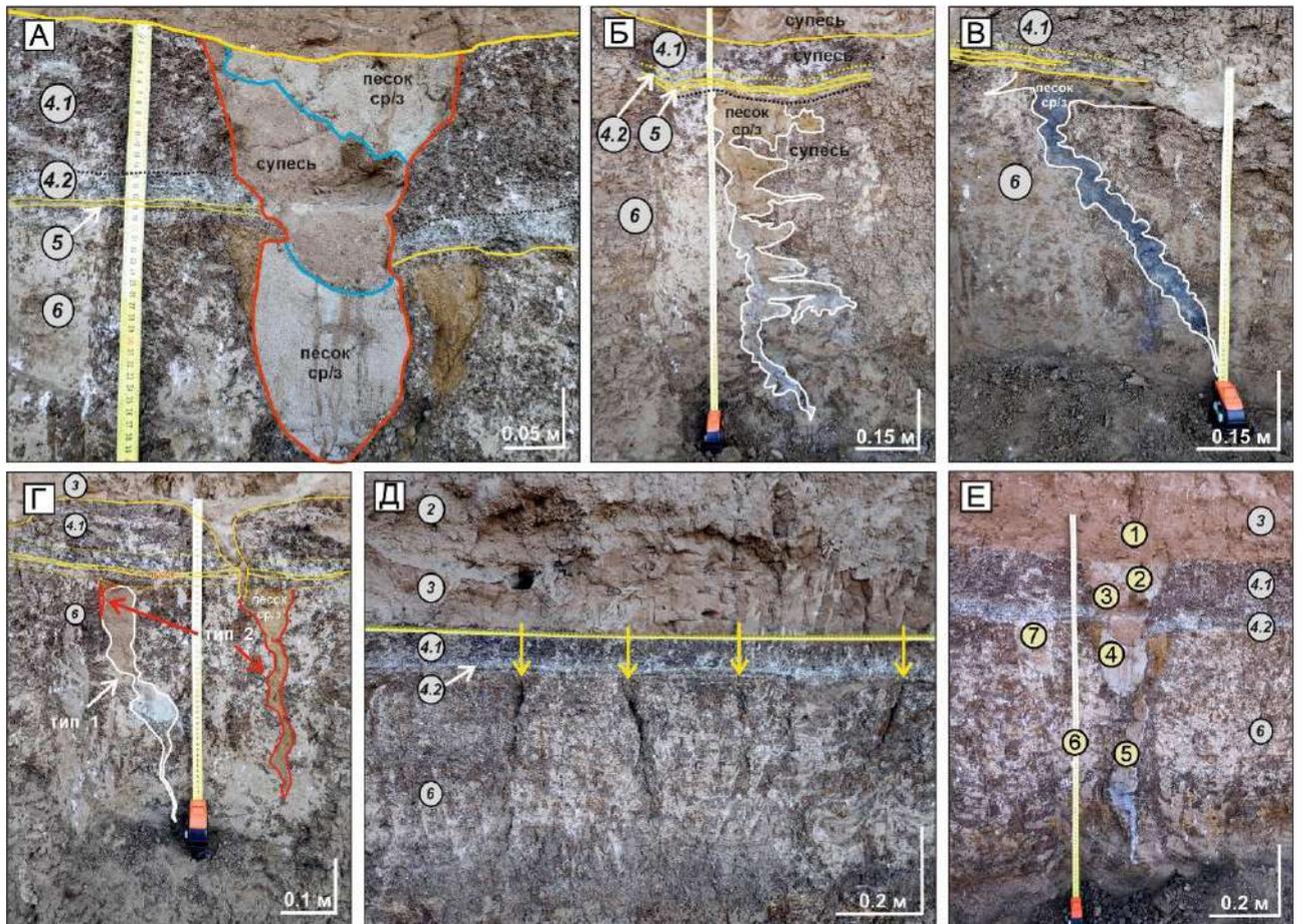


Рисунок 48. Криогенные структуры в разрезе Косика:

А – мешкообразная структура КОС 1; Б – псевдоморфоза КОС 2 (тип 1) с горизонтальными отростками; В – псевдоморфоза со сцементированным материалом сине-серого цвета (КОС 2, тип 1); Г – псевдоморфозы, заполненные рыжим песком (КОС 2, тип 2); Д – пустые трещины (желтые стрелки) второго криогенного горизонта (тип 3); Е – опробование отложений КОС-1 и КОС-2 для анализа. Цифрами обозначены слои (серый круг) и места отбора образцов (желтый круг)

Микростроение отложений, а также *морфология* кварцевых зерен весьма схожи с таковым в структурах других разрезов. В слое 4.1 отложения очень плотные, однако встречаются редкие поры диаметром 0,3-0,4 мм (рис.49а.). Вмещающие отложения второго криогенного горизонта представлены тонкодисперсной фракцией с содержанием большого количества агрегатов; встречены остроугольные зерна (рис.49б), а также растущий зародыш конкреции (рис.49в). В песчаных отложениях, формирующих тело жил, морфология кварцевых частиц представлена преимущественно хорошо окатанными (рис.49г) и изометричными зернами, иногда с ямчатым рельефом (рис.49д), иногда в плотной рубашке, некоторые зерна остроугольные, со сколами (рис.49е). Присутствуют агрегаты, центральная часть которых сложена более мелкой фракцией, а периферийные

части – более крупной (рис.50а). Зафиксированы друзы целестина (рис.50б) и иголки кальцита (в большом количестве), как на поверхности, так и в виде отдельных сростков; присутствуют микроконкреции железа (рис.50в) и микродрузы циркона (рис.50г).

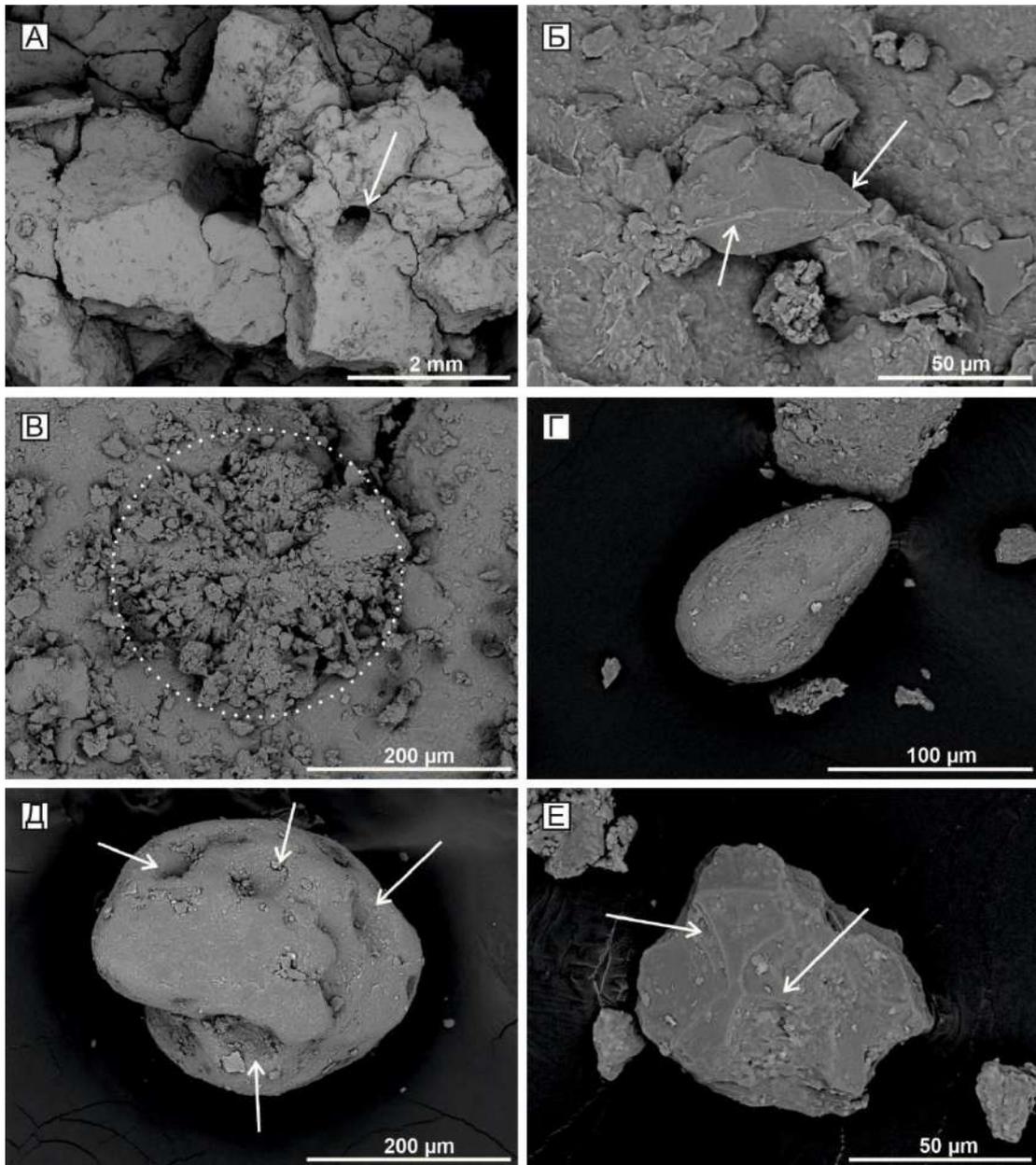


Рисунок 49. Микростроение отложений и морфология частиц разреза Косика:

А – плотное сложение и пора в образце слоя 6; Б – угловатое кварцевое зерно (слой 6); В – рост конкреции (белый пунктир); Г – продолговатое хорошо окатанное зерно (отложения псевдоморфозы с рис.48в); Д – зерно кварца с ямчатым рельефом (отложения псевдоморфозы с рис.48г); Е – кварцевое зерно со сколами (отложения псевдоморфозы с рис.48в)

Расчет коэффициента криогенной контрастности проведен для 12 образцов (рис.51) – по разрезу и для вмещающих и формирующих псевдоморфозы отложений. Для слоев 1-3 значения коэффициента находятся в пределах 0,84-0,95. Для слоя 4.1 получено самое высокое значение по всему разрезу – 1,13. В слое 4.2. значение коэффициента составляет 0,90; для нескольких образцов вдоль верхней границы слоя 6 – более единицы

(1,01-1,07), в то время как нижние горизонты слоя б и заполнитель жил характеризуются коэффициентом менее единицы, с убыванием по глубине.

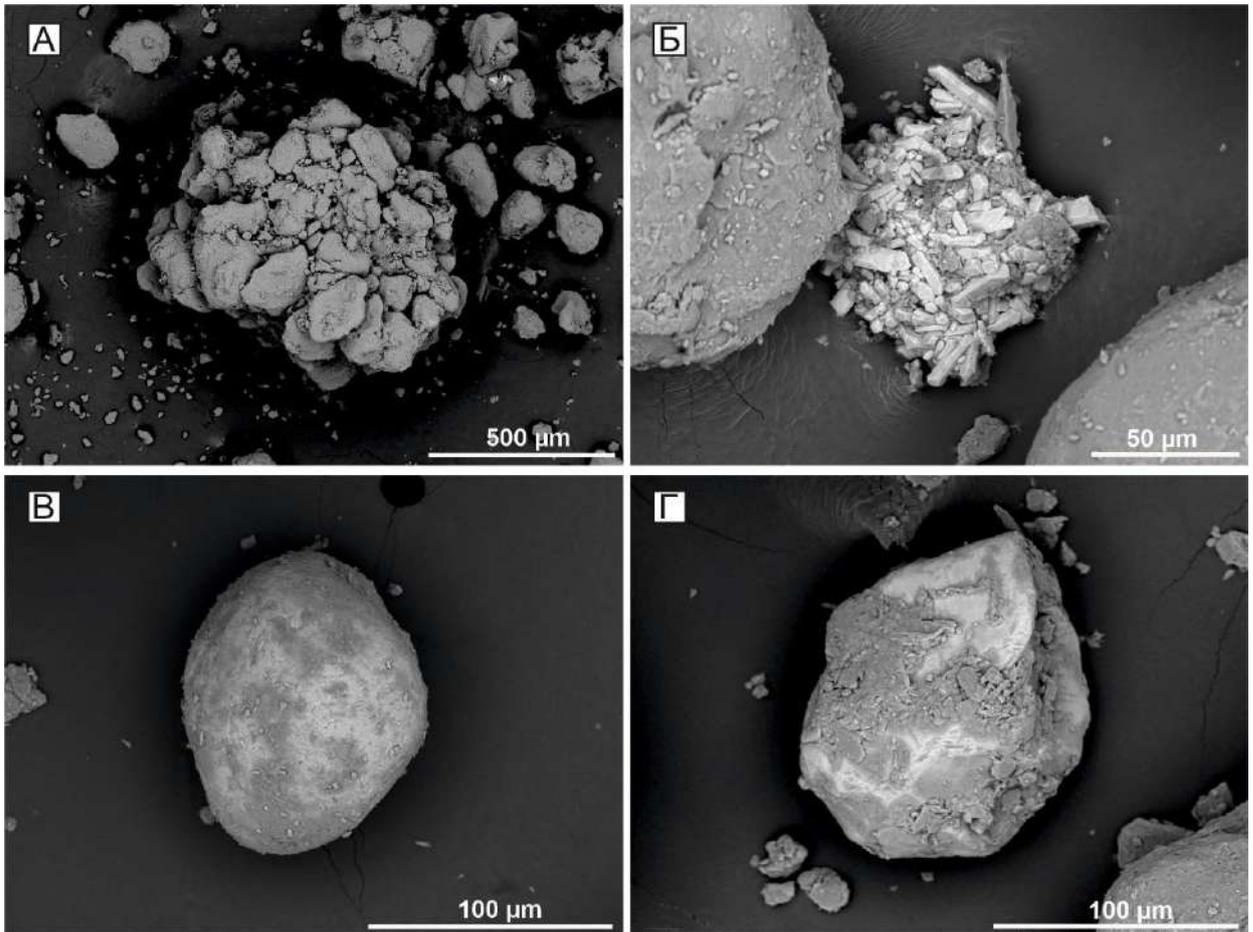


Рисунок 50. Агрегаты и аутигенные минералы в заполнителе псевдоморфоз разреза Косика:

А – агрегат с частицами разного гранулометрического состава (псевдоморфоза с рис.48г); Б – друзы целестина (псевдоморфоза с рис.48.а); В – железистая конкреция (КОС 2, тип 1); Г – циркон $ZrSiO_4$ (КОС 2, тип 2)

4.6.5. Выводы по разделу

Разрез Косика предоставляет данные о развитии морских позднеплейстоценовых трансгрессий в южной части Нижнего Поволжья, поскольку это самый южный изученный разрез, а в его строение вскрывается минимум два перерыва в осадконакоплении (ввиду отсутствия в разрезе материала заполнителя псевдоморфоз).

Исходя из строения разреза можно выделить два этапа криогенеза. По данным датирования структуры первого этапа сформировались ~95 тыс.л.н. и выражены в виде трех типов: псевдоморфоз с горизонтальными отростками, со сцементированным в нижней части песчаным материалом; ожелезненными псевдоморфозами; тонкими клиновидными структурами без заполнителя. Более детальных датировок, которые бы позволили четко разграничить временные промежутки формирования криогенных структур, на данный момент не получено. Структуры второго этапа сформировались ~85 тыс.л.н. и

представлены мешкообразными псевдоморфозами, заполненными отсутствующим выше в разрезе песчаным материалом.

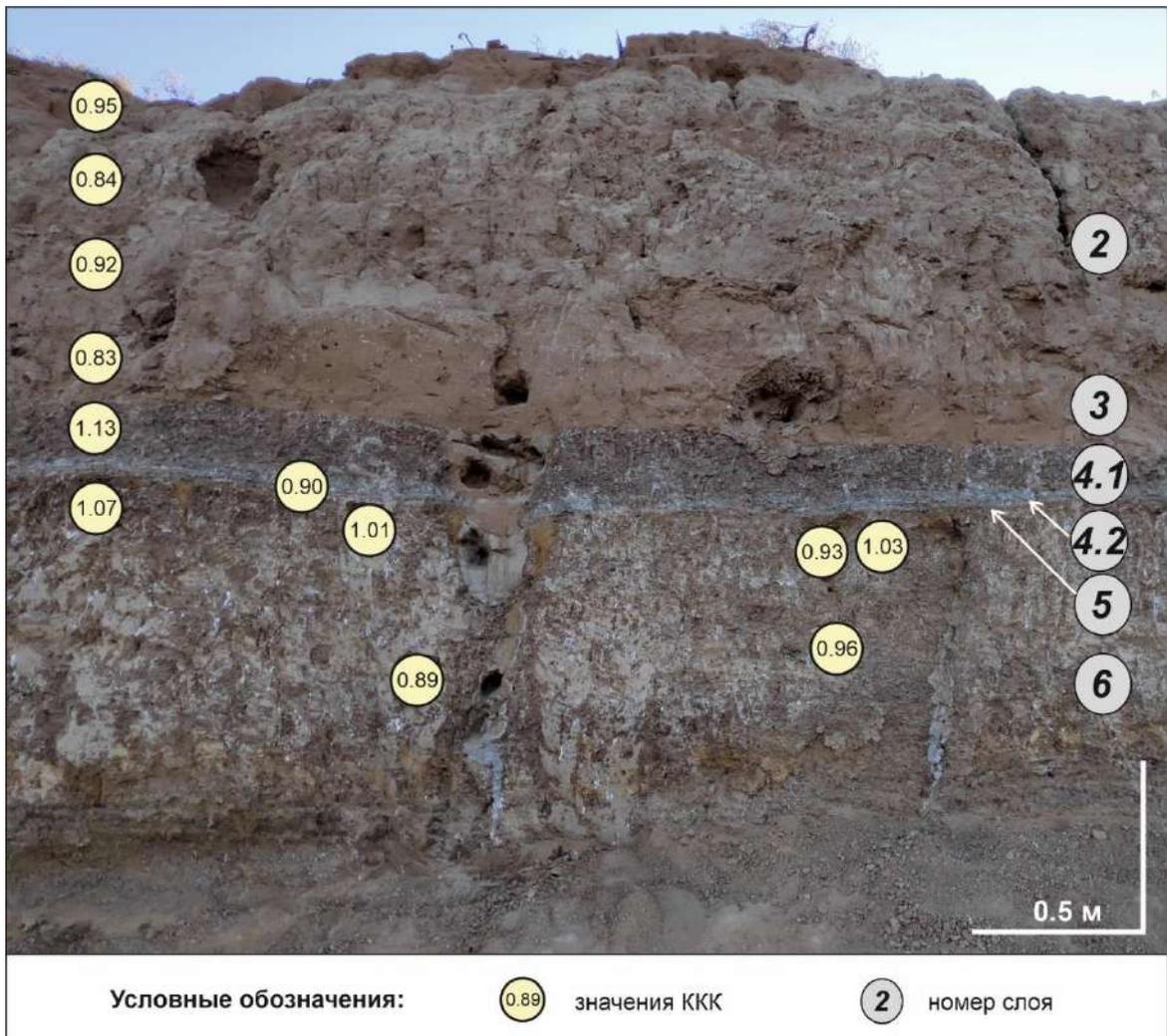


Рисунок 51. Значения ККК для отложений разреза Косика

Интересны результаты расчета ККК, которые подтверждают криогенное происхождение структур: вмещающие отложения (слой 6) характеризуются значениями коэффициента более единицы в верхней части толщи и убывают с глубиной, что говорит о многократных циклах промерзания-протаивания, интенсивных в верхней части слоя.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ КРИОГЕНЕЗА В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

При изучении разрезов верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья исследователи неоднократно наблюдали различные структуры, для которых предполагалось их криогенное происхождение (Москвитин, 1962; Васильев, 1961; Шкатова, 1975). Для окончательного определения криогенного генезиса таких структур необходимо выявить целый ряд показателей, таких как криогенные признаки в их облике и составе, условия и возраст формирования вмещающих отложений, а также показатели, указывающие на возможность их однократного или неоднократного промерзания. Для этого автором были учтены уже существующие работы по палеогеографии региона и проведены собственные комплексные полевые и лабораторные исследования.

5.1. Криогенные структуры в верхнеплейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья

Анализ литературы, посвященной природным процессам в криолитозоне и перигляциальных областях, показывает, что структуры, о которых идет речь, весьма разнообразны, как разнообразна интерпретация их происхождения. При этом следует отметить, что основополагающий термин «криогенез» разными исследователями понимается по-разному. Мерзлотоведы и криолитонологи считают, что криогенез – это процесс, связанный с понижением температуры пород и появлением в них льда (Тютюнов, 1960; Конищев, Рогов, 1994; Романовский, 1993; Основы геокриологии..., 1996). Однако в данной работе речь пойдет о структурах, которые не содержат в настоящее время льда. Поэтому в данной работе автор основывается на трактовке криогенеза О.М. Макеева: «Под криогенезом следует понимать совокупность процессов физического, химического и биологического преобразования толщи, происходящих вследствие влияния отрицательных температур, т.е. при их промерзании, пребывании в промерзшем состоянии и при их *протаивании*» (Макеев и др., 1986; Макеев, 2019). Этому же мнению придерживается Э.Д. Ершов (1989), характеризуя процесс криогенного текстурообразования в грунтах как результат процессов, протекающих в грунтах при промерзании, в мерзлом состоянии и при оттаивании. Такая трактовка является наиболее приемлемой для проводимых исследований, поскольку изучаемые криогенные структуры в своем существовании прошли две стадии: 1) промерзания и образования льда в отложениях; 2) протаивания и деградации льда. Каждая из стадий оставила свои следы, формируя те или иные черты криогенных структур как в макро, так и в микромасштабе.

Процессы криогенеза сопровождаются развитием в отложениях образований различного облика – «криогенных структур». В изученном районе описаны псевдоморфозы

– «продукт замещения одного минерала другим при сохранении внешней формы исходного минерала» (Кантор, 1995), а также криотурбации, которые формируются в результате образования водонасыщенного слоя между двумя водоупорами (обычно это поверхность многолетнемерзлых пород снизу и промерзающая толща СТС сверху), т.е. в условиях замкнутой системы при протаивании или промерзании (Van Vliet Lanoe, 1991).

На основании приведенного для каждого разреза детального описания криогенных структур выполнена типизация криогенных форм исследуемого района (рис.52, таблица 13). Приведенная типизация опирается на морфологию структур.



Рисунок 52. Типизация криогенных структур в верхнеплейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья

Тип 1 – псевдоморфозы. Здесь выделено два подтипа:

(1) Клиновидные псевдоморфозы:

(1.1) *крупные, клиновидной формы* – приурочены к почвенным и нижележащим лёссовым горизонтам и представляют собой структуры вертикальной протяженностью до 2,0 м; ширина клина варьируется и составляет в среднем 7-10 см (максимум 20 см). Клинья имеют четкие, относительно ровные границы с вмещающими отложениями; заполнены вышележащим лёссовым материалом. Хвостовая часть переходит в волосяные жилки либо теряется. В плане имеют полигональное строение; расположены сеткой с шагом 40-60 см. Зафиксированы в разрезах Средняя Ахтуба (СА-4, СА-5), Ленинск (ЛН-2, ЛН-3), Батаевка (БТ-1).

(1.2) *маломощные, клиновидной формы* – распространены в лёссово-почвенных горизонтах, а также в глинистых морских осадках. В лёссово-почвенных горизонтах они имеют вертикальную протяженность ~0,3 м, ширина по верхней части клина до 5 см. Хвостовая часть теряется за пределами почвенного слоя. В плане имеют полигональное

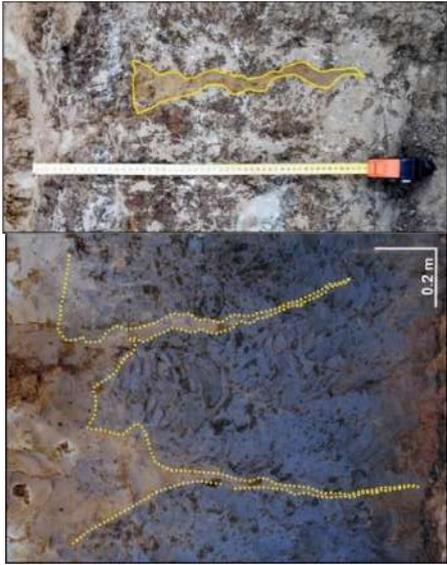
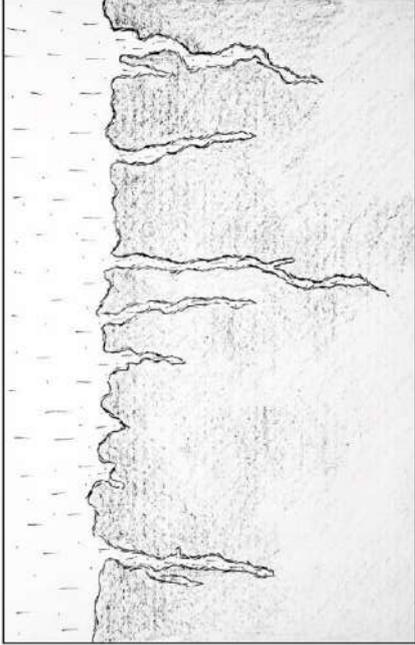
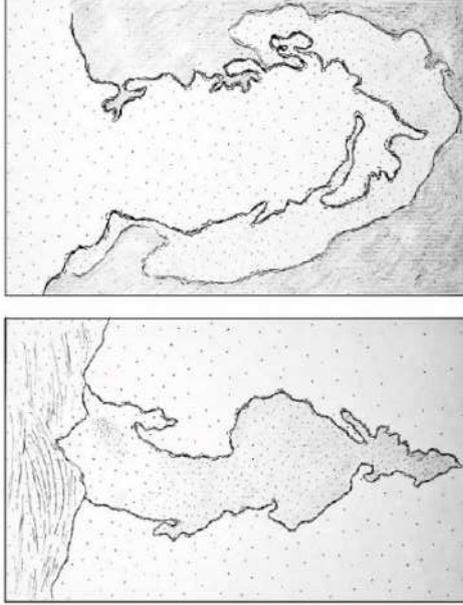
строение, нечеткие границы с вмещающими; заполнены вышележащим материалом. Описаны в разрезах Ленинск (ЛН-1) и Райгород (РГ-1, РГ-3). Псевдоморфозы в морских осадках разреза Косика (КОС-2) имеют вертикальную протяженность до ~0,6 м, ширина раструба до 12 см; имеют четкие неровные границы, заполнены материалом (песчаным), который выше в разрезе отсутствует. Расположены относительно друг друга хаотично – на расстоянии 10-15 см, а также 1,5-3 м.

(2) Мешкообразные псевдоморфозы:

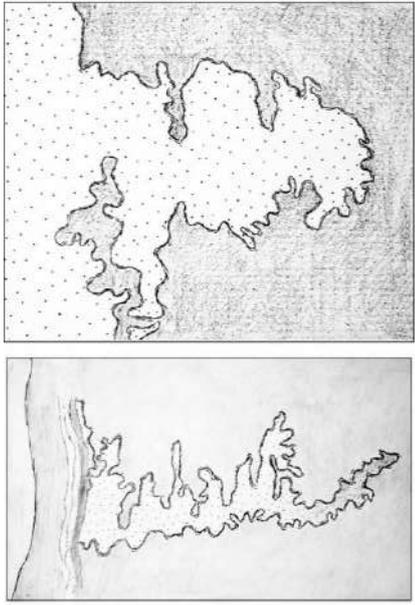
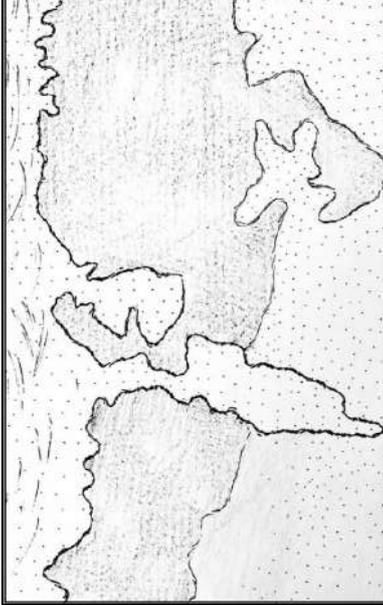
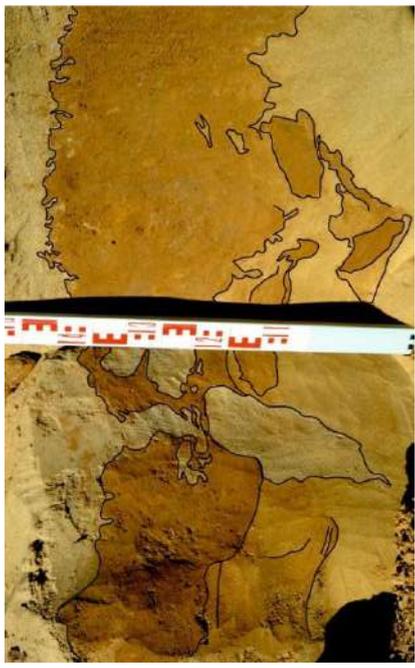
(2.1) *двухуровневые псевдоморфозы* – представляют собой сложные структуры слоистого или двухуровневого строения. Вертикальная протяженность 0,5-1,2 м; ширина 20-45 см. Внешние границы неровные, с признаками смятия и выделениями карбонатов. Граница с вышележащими отложениями неровная. Такие структуры выделены в разрезах Средняя Ахтуба (СА-3), Райгород (РГ-2), Черный Яр (ЧЯ-1). Их развитие связано с протаиванием мерзлых отложений с ледяными шпирями в летний сезон (при сезонном промерзании) либо в результате периодического затопления территории. При этом протаивание мерзлого слоя могло происходить по-разному. А.А. Архангелов (Архангелов и др., 1981) проводил экспериментальные исследования мерзлых грунтов с клиновидными включениями (жилами, по А.А. Архангелову) льда. При этом выяснено, что блоки грунта, ограниченные жилами льда, протаивают быстрее и, в зависимости от их скорости протаивания, сохранность криогенных структур может быть разной. Эти эксперименты показали, что если межжильное пространство малолдысто и, как следствие, протаивает быстро, то клиновидная форма сохраняется лучше, чем при медленном протаивании. В последнем случае, если скорость таяния лдыстого блока грунта сравнима со скоростью таяния самой жилы льда, то происходит активное увлажнение и оплывание стенок, что приводит к превращению ее клиновидной формы в «мешковидную», а иногда и с горизонтальными отростками. В ряде случаев протаивание может быть неоднократным, формируя еще один слой оплывшего грунта. В криолитологии такие образования носят название «структур облекания» (Лаврушин, 1960).

(2.2) *псевдоморфозы с горизонтальными отростками* – представлены в разрезах Косика (КОС-2) и Средняя Ахтуба (СА-1). Общими для структур являются неровные, но четкие границы со вмещающими, а также наличие горизонтальных отростков с зубчатыми краями. В разрезе Косика многочисленные структуры имеют вертикальную протяженность 60-65 см. Заполнены псевдоморфозы песком – рыхлым в верхней части, сцементированным с серым оттенком – в нижней. В разрезе Средняя Ахтуба структуры этого типа менее представительны – до 20 см по вертикали, и до 20 см в ширину; имеют четкую клиновидную форму и песчаный заполнитель.

Таблица 13. Основные типы криогенных структур верхнелейстоценовых отложений Нижнего Поволжья

Фото	Зарисовка ²	Характеристика
<p style="text-align: center;">ТИП 1: ПСЕВДОМОРФОЗЫ</p> 		<p>(1) клиновидные псевдоморфозы (крупные и маломощные) - вертикальная протяженность 0,3-2,0 м; - ширина раструба до 20 см; - ширина основной части до 10 см; - границы структур различаются в зависимости от вмещающего материала; - присутствуют ветвящиеся хвосты; - секут палеочлвы; - заполнитель – вышележащий материал - в плане имеют полигональное строение</p>
		<p>(2.1) двухуровневые псевдоморфозы - вертикальная протяженность 0,5-1,2 м; - ширина структур 20-45 см; - двухслойное/двухуровневое строение; - песчаный заполнитель; - неровные границы с вышележащей толщей; - неровные внешние границы; - по внешней границе - выделения карбонатов;</p>

² Зарисовки выполнены Лукьянычевой М.С.

<p>(2.2) псевдоморфозы с горизонтальными отрогками</p> <ul style="list-style-type: none"> - вертикальная протяженность 20-65 см; - ширина 5-25 см; - границы четкие. Неровные, с горизонтальными отрогками; - заполнитель песчаный 		
<p>ТИП 2: КРИОТУРБАЦИИ</p>		
<p>Криотурбации</p> <ul style="list-style-type: none"> - вертикальная протяженность слоя смятия 40-50 см; - клубнеобразные структуры с четкими округлыми границами; - сформированы песчаным и почвенным материалом 		

Тип 2 – криотурбации. Кроме псевдоморфоз в исследуемом районе из криогенных структур обнаружены криотурбации – нарушения слоистости, которые на поверхности представляют собой круглые формы, лишенные растительности, т.н. «пятна-медальоны». Это различные нарушения в залегании грунтов, которые развиваются в сезонно-талом слое многолетней мерзлоты под влиянием, в большей степени, криогенного пучения и плотностной конвекции (Романовский, 1993). Такие структуры встречены только в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2) и представляют собой клубнеобразные образования, секущие слой палеопочвы и внедряющиеся в нижележащий аллювиальный горизонт. Центральные части слабо ожелезнены, границы округлые.

5.2. Характеристика лёссово-почвенных серий Нижнего Поволжья

Для горизонтов ательской свиты Нижнего Поволжья (Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка, Райгород) характерен комплекс признаков, который позволяет считать их лёссовыми отложениями. В первую очередь, это внешние признаки – устойчивость вертикальных стенок высотой до 15-20 м в естественных обнажениях, блочная отдельность по перпендикулярным трещинам, набухание и потеря структурной связности при намокании, а также преимущественно пылеватый состав, высокая карбонатность, присутствие гипсовых стяжений и даже «роз». Принимается, что пылеватые отложения ательской свиты в Нижнем Поволжье являются лёссовыми и сформировались в результате осаждения пыли из атмосферы. Определение источника материала для формирования лёссов в данном регионе является отдельной специальной задачей, однако полученные в настоящее время предварительные данные (Koltringer et al., 2021; Taratunina et al., 2021) указывают на то, что значительную роль в формировании лёссов играл аллювиальный источник – пылеватые частицы поставлялись посредством перевевания материала в долине реки Волги, часть которого претерпевала изменение (криогенную переработку) на осушенных поверхностях, а затем ветром транспортировалась на водоразделы. Таким образом, изначально осадок представляет собой аллювий, а по агенту переноса является эоловым, в связи с чем несет в себе признаки, характерные для аллювиальных и эоловых с криогенными чертами.

В работе (Koltringer et al., 2021) проведен комплексный анализ по определению палеообстановок лёссонакопления в изученном районе. На основе магнитных данных, минералогических исследований и изучения поверхности кварцевых зерен показано, что лёссовый материал переносился и откладывался рекой и ветром, а после осаждения в значительной степени подвергся преобразованию (криогенез, педогенез).

Магнитная восприимчивость широко используется для оценки интенсивности процессов почвообразования, условий увлажнения, что, в свою очередь, влияет на

постседиментационное выветривание. В этом случае магнитная восприимчивость может рассматриваться как запись увлажненности осадка в прошлом, а также отражать влияние температуры через атмосферные явления и испарение (Zeeden et al., 2018). В периоды относительно влажных (и теплых) климатических фаз почвы развивались на лёссовом субстрате, следовательно, магнитная восприимчивость усиливалась за счет выветривания распространенных железосодержащих минералов и последующего (микробного) новообразования оксидов железа. Таким образом, магнитная восприимчивость отражает климатически контролируемые изменения осадков/влажности почвы. На основе детального исследования магнитной минералогии ательских отложений разреза Ленинск показано, что условия формирования в период лёссонакопления (80-27 тыс.л.н., МИС 4-3) были сухими и холодными. МИС 4 также характеризовалась высокой скоростью ветра, в то время как в МИС 3 фиксируются короткие эпизоды изменчивости палеообстановок – более влажные и более теплые (Koltringer et al., 2020).

Лёссовые горизонты отличаются высокой карбонатностью: в ходе полевых работ все образцы опробованы соляной кислотой на наличие карбонатов; зафиксирована активная реакция. В большом количестве содержится гипс – в виде многочисленных конкреций и даже «роз». Для подтверждения полевых исследований коллегами (Tyunin, Kurbanov, 2018) проведено лабораторное определение содержания карбонатов разреза Ленинск. По полученным данным сделан вывод о высокой аридности периода формирования лёссов (содержание кальцита более 5-10%, доломита – менее 1%). В то же время содержание кальцита в палеопочвах меньше, что говорит о большей увлажненности в период их формирования: в палеопочвах МИС 5 содержание CaCO_3 составляет 1-6%; для МИС 3 содержание кальцита до 5%. Таким образом, гумидность климата в МИС 3 и МИС 5 была выше, по сравнению с МИС 4.

По результатам спорово-пыльцевого анализа для толщи ательских осадков получены данные (Болиховская и др., 2017), которые хорошо согласуются с результатами расчета ККК (например, для разреза Ленинск), выполненные автором: начало накопления ательского лёсса происходило в «сравнительно влажном и прохладном климате» (ККК 1,01); выше «спорово-пыльцевые спектры отражают аридизацию климата, развитие пустынно-степных ландшафтов» (ККК 0,82-0,89); в средней части ательских отложений наблюдается «усиление гумидности климатических условий» (ККК 0,93-0,94); в верхней части толщи осадков отмечено «значительное похолодание с тундро-лесостепными природными обстановкам» (ККК 0,99-1,03, палеопочвенный горизонт с криогенными структурами). Результаты палинологических исследований свидетельствуют о динамике климата в период накопления ательских отложений.

В разрезах встречаются многочисленные горизонты палеопочв, которые фиксируют этапы снижения скорости осадконакопления, увеличение продуктивности педогенеза. Основные этапы криогенеза фиксируются в МИС 5 (Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка), и МИС 3 (Средняя Ахтуба, Ленинск, Райгород, Черный Яр) (Янина и др., 2017; Taratunina et al., 2021; Makeev et al., 2021).

Полученные автором данные также подтверждают формирование лёссовых горизонтов в суровых условиях:

(1) В гранулометрическом составе максимум содержания частиц в лёссах приходится на пылеватую фракцию, с преобладанием большеразмерной части (0,05-0,025 мм). Некоторыми исследователями такая особенность трактуется как показатель формирования лёссовой толщи в холодных и сухих условиях, с активным развитием криогенеза (Deng et al., 2010).

(2) Микростроение лёссов и почв практически по всей толще, следует отнести к агрегативному типу. Такое микростроение обусловлено не только наличием глинистой фракции, которая способствует агрегации частиц, но и значительным участием таких мощных структурообразователей, как гипс и карбонат кальция. По мнению многих исследователей такая агрегация частиц может быть обусловлена процессами, происходящими при промерзании-протаивании отложений (Полтев, 1966, 1977; Минервин, 1982; Конищев, Рогов, 1994).

(3) Характерной особенностью типичных лёссов является пористость. В изученных лёссовых отложениях Нижнего Поволжья в большом количестве встречены поры. В большинстве примеров сечение их близко к окружности, но в ряде случаев оно имеет шестиугольную форму, часто с радиальными трещинами вокруг каналов. Обращая внимание на такие особенности морфологии пор, можно предположить, что их шестигранная форма может объясняться образованием включений льда в период промерзания: поскольку лёссы, как сухие отложения, содержат воду в парообразном состоянии, формирование ледяных включений происходит при конденсации водяного пара, в результате чего образуются макрокристаллы шестигранной призмы (Голубев, 2013).

(4) В морфологическом отношении в образцах лёссов присутствуют частицы разного облика: хорошо окатанные, с гладкой и слабоэродированной поверхностью, которые сохранили исходную морфологию аллювиального или эолового переноса. В то же время в лёссовых образцах многочисленны угловатые частицы со сколами и острыми краями, что указывает на криогенный механизм их разрушения.

(5) Состав аутигенных минералов (друзы кристаллов карбоната кальция, аморфные пленки железа на поверхности частиц, новообразования титано-магнетита, присутствие

витерита) свидетельствует о криоаридных условиях формирования горизонтов лёссов (Курчатова, Рогов, 2013).

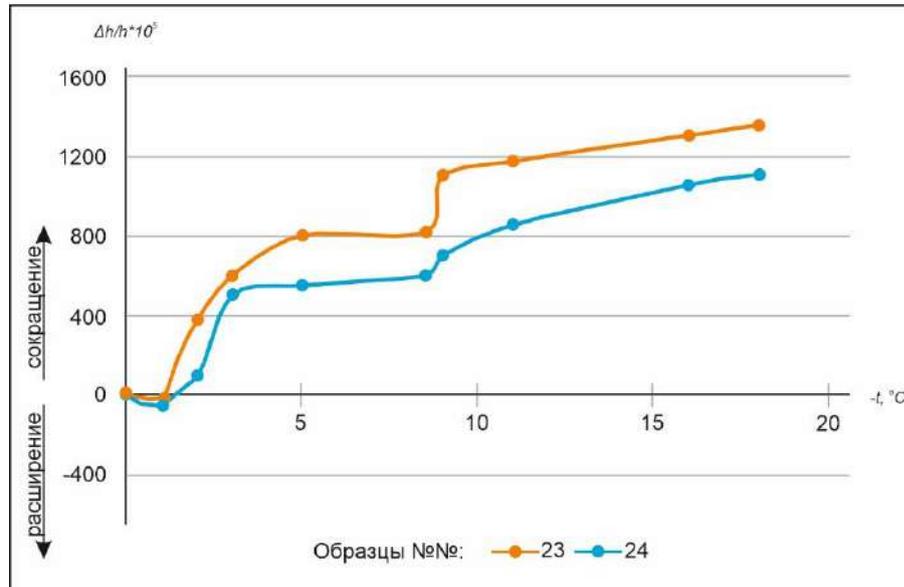
(б) Значения ККК в лёссовых горизонтах ниже, чем их значения в палеопочвенных горизонтах, что можно объяснить существованием морозных (сухих) пород в условиях недостаточного увлажнения. ККК отражает прежде всего не низкие отрицательные температуры, а развитие криогенного разрушения при образовании льда в микротрещинах частиц скелета в условиях достаточной влажности грунта.

Таким образом, криогенные особенности этого генетического типа отложений заключаются в отсутствии криогенных признаков на макроуровне, и присутствии отличительных признаков криогенного преобразования на микроуровне.

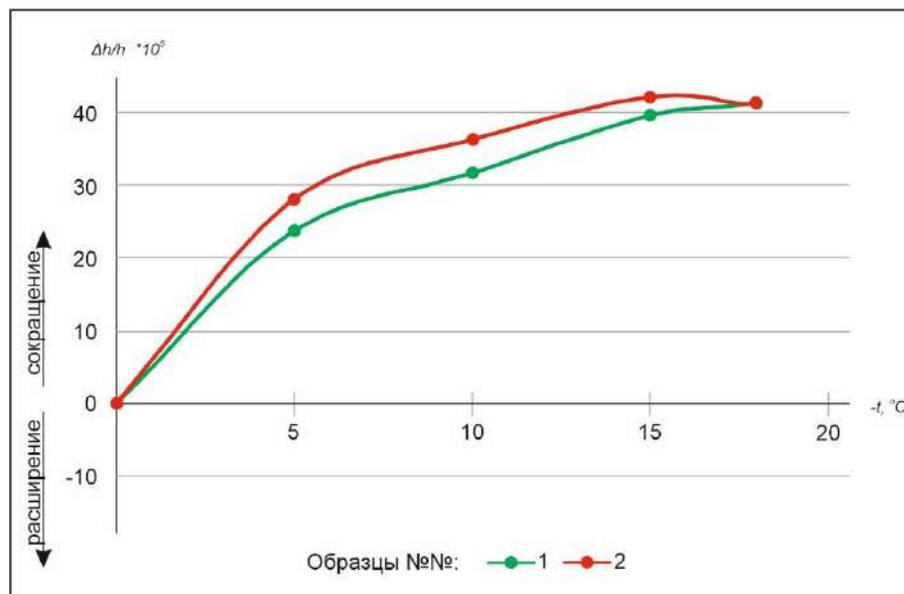
В литературе можно неоднократно встретить сравнение особенностей лёссов (залегание, пылеватый состав, однородность толщи) с так называемым «ледовым комплексом». Последний, наряду со сходными с лёссами характеристиками, отличается наличием мощных полигонально-жильных льдов. Формирование как ледового комплекса, так и лёссов Европейской части происходило в позднем плейстоцене, и некоторые авторы считают лёссы и отложения ледового комплекса палеогеографическими аналогами. В таком случае необходимо ответить на вопрос, почему в лёссах (в том числе в лёссах исследуемого района) отсутствуют следы образования мощного сингенетического полигонально-жильного льда (ПЖЛ). Для этого необходимо рассмотреть основные положения механизма образования полигонально-жильного льда. Как известно из многочисленных работ (Достовалов, Кудрявцев, 1967; Романовский, 1977; Ершов, 2002 и др.) изначальной причиной образования ПЖЛ является растрескивание пород, происходящее при сокращении объема пород в результате их резкого охлаждения. Это сокращение определяется особым показателем свойств пород – коэффициентом линейного расширения-сокращения (α). Характер процесса сокращения объема грунтов при понижении температуры был определен как для природных объектов, так и для искусственных грунтов (Шушерина и др., 1973).

Автором было проведено определение относительной деформации для образцов лёссовых отложений, отобранных из разреза Райгород. Как показывает график (рис.53), относительная деформация сокращения лёссовых образцов ($\Delta h/h$) на один-два порядка меньше, чем для пород ледового комплекса и искусственных грунтов, из чего следует, что условий для активного растрескивания и образования морозобойных трещин в лёссах не существовало. Причина этого заключается в их крайне малой влажности. В лёссовых отложениях образуются трещины весьма тонкие, и отражаются в вертикальной отдельности лёссов и их блочной структуре (Feng et al., 2021) и лишь в редких случаях заполняется

эоловым материалом. Это еще один довод в пользу разной генетической сущности лёссов и отложений ледового комплекса.



А



Б

Рисунок 53. График развития температурных деформаций в образцах лёсса при ступенчатом охлаждении: А – для суглинков ледового комплекса (по Шушериной и др., 1973, с изменениями), Б – для лёссов Нижнего Поволжья

5.3. Криогенные структуры в отложениях Нижнего Поволжья

В Нижнем Поволжье отмеченные структуры встречаются в четырех генетических типах отложений: в аллювиальных и лиманно-морских отложениях, в горизонтах палеопочв лёссово-почвенных серий, в лёссах. В каждом из этих типов проявление различается как масштабами, так и формами структур.

Криогенные структуры в аллювиальных отложениях. Первым типом отложений, включающим выделенные структуры, являются аллювиальные горизонты (Москвитин, 1962; Шкатова, 1975). Они представлены различными фациями аллювия (русловыми, пойменными, старичными), и встречены в разрезах Средняя Ахтуба и Райгород в виде клубнеобразных криотурбаций, структур небольшой мощности (до 25 см) с горизонтальными отростками, а также маломощных псевдоморфоз в виде тонких клиньев до 30 см по вертикали. Структуры фиксируют этапы осушения поверхности, криогенной трансформации, затопления, преобразования изначального облика криогенной структуры. Таким образом, в разрезах может отразиться один или несколько этапов периодического осушения поверхности, которая подвергается промерзанию с формированием криогенных структур.

Механизм образования структур в аллювиальных отложениях рассмотрен на примере горизонта СА-1. Маломощные псевдоморфозы этого горизонта, вероятно, представляют собой вытаявшие «хвосты» ледяных жилок. Вытаивание льда «хвоста» происходило постепенно, с округлением острого угла, сползанием на стенки материала, который частично заполнял жилку. Примыкавшие к хвосту ледяной жилки слои сегрегационного льда также вытаивали и заполнялись тем же материалом. Водная эрозия в дальнейшем смыла источник материала первого слоя, прилегающего к стенкам криогенной структуры. В последующем, поступившие воды отлагали более грубый материал, заполнивший центральную часть вытаявшего хвоста жилки. Когда вся жила была заполнена, этот материал отложился в виде параллельных горизонтальных слоев, границы которых выделяются отложившимися карбонатами. Отложения, вмещающие структуры, характеризуются высокой пористостью, агрегированностью, высоким содержанием кальцита – некоторыми исследователями высокая агрегативность трактуется как результат циклического промерзания-протаивания отложений. Морфология зерен во многом сохраняет исходную окатанность и сглаженность аллювиального материала, но в то же время присутствуют зерна со сколами, раковистыми изломами.

Криогенные структуры в лиманно-морских отложениях. Малые уклоны поверхности в пределах Прикаспийской низменности при флуктуациях уровня Каспия способствуют развитию лиманов (Мифтахова, Данукалова, 2015). Осадконакопление здесь происходило при интенсивном влиянии Каспийского моря, и, следовательно, в условиях большей увлажненности отложений. В связи с этим структуры, получившие развитие в данном типе отложений (Косика, Черный Яр), отличаются большими размерами по сравнению с теми, что зафиксированы в лёссово-почвенных, и представлены заключенными в глинистых отложениях клиновидными и мешкообразными

псевдоморфозами вертикальной протяженностью 30-130 см; псевдоморфозами мощностью до 65 см с горизонтальными отростками.

Криогенные структуры в лёссово-почвенных сериях. В изученном районе криогенезом затронуты горизонты палеопочв лёссово-почвенных серий, расположенные на разных участках долины реки Волги, различных высотных отметках и геоморфологических уровнях (Москвитин, 1962; Свиточ, Янина, 1997; Makeev et al., 2021). Структуры залегают в почвенных горизонтах, перекрытых лёссами, и представлены в четырех разрезах (Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка, Райгород) клиновидными формами разной мощности (от 0,6 до 2,0 м), с четкими границами и заполнителем из вышележащего лёсса. Формирование таких структур связано с изменением условий при переходе от почвообразования к лёссонакоплению, с аридизацией климата, похолоданием и формированием глубокой сезонной и многолетней мерзлоты. Это подтверждают значения коэффициента криогенной контрастности, которые в почвенных горизонтах составляют около или выше единицы.

В разрезе Средняя Ахтуба (СА-3) встречен ряд структур, залегающих на границе лёсса и аллювия (слои 13 и 12, соответственно). Структуры двухуровневые, с послойным заполнением материалом. Вероятно, изначально они имели меньшие размеры, однако с подъемом уровня Волги и затоплением территории их форма существенно изменилась: помимо вытаивания ледяного заполнителя структуры подверглись процессу эрозии, чем и объясняется их двухрусное строение и послойное заполнение. Возможно также, что на этом уровне в разрезе залегала палеопочва (которая была смыта в дальнейшем), по которой и получили развитие структуры.

Пестрота размещения криогенных структур как по отдельным разрезам, так и по площади позволяет предположить, что в их образовании климатический фактор был в большей степени фоном, а разнообразие структур определялось местными факторами, в частности – геоморфологической позицией, определявшей влажность (льдиность) отложений, генезисом отложений.

5.4. Представления о механизме формирования криогенных структур в Нижнем Поволжье

Криогенез в Нижнем Поволжье имеет ряд особенностей (аридные условия, южное расположение территории, влияние трансгрессивно-регрессивной истории Каспийского моря), в связи с чем для реконструкции условий формирования криогенных структур исследуемого региона необходимо рассмотреть современные представления о механизмах их формирования.

Формирование криогенных структур начинается с процесса промерзания отложений. В большинстве работ с описанием происхождения криогенных структур

клиновидного облика часто используется термин «растрескивание», связанный с механизмом образования морозобойных трещин в мерзлых породах, впервые предложенный американским исследователем Леффингвеллом (Leffingwell, 1915). В нашей стране такой механизм принято объяснять на основе концепции Б.Н. Достовалова (Достовалов, Кудрявцев, 1967), которая является базовой у многих авторов при анализе реликтовых криогенных текстур при палеогеографических реконструкциях (Бердников, 1972; Романовский, 1977; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Б.Н. Достоваловым предложена формула (3), связывающая размеры полигонов (x), свойства пород (α - коэффициент линейного расширения-сокращения, напряжение разрыва (P), модуль упругого сдвига (G_y) и величину температурного градиента ($grad(t)$) с размерами полигонов:

$$x = \frac{2P}{\alpha * G_y grad(t)} \quad (3)$$

Исходя из этой формулы констатируется (Достовалов, Кудрявцев, 1967), что увеличение значений температурного градиента ведет к уменьшению размеров полигонов. Формула хорошо описывает условия формирования мощных полигонально-жильных льдов и размеры полигонов, которые в Арктике составляют первые десятки метров. Однако для объяснения механизма образования криогенных структур Нижнего Поволжья, размеры полигонов которых составляют первые десятки сантиметров, исходя из этой формулы, приходится принимать температурный градиент на порядок больше, что маловероятно. Поэтому следует искать иной механизм формирования малых по размеру структур.

В данной работе для объяснения криогенных структур, встреченных в разрезах Нижнего Поволжья, схожих по облику, но гораздо меньших размеров по сравнению со структурами морозобойного растрескивания современной криолитозоны, предлагается концепция Э.Д. Ершова: появление льда в грунтах при промерзании и последующее формирование криогенных структур обязаны сегрегационному льдообразованию с формированием преобладающих вертикальных шлиров льда по трещинам усадки (Ершов, 1979). Описанное явление происходит при выполнении следующего физико-механического условия:

$$P_{ус} — (P_{наб} + P_{расп}) > P_{сц., разр.} + P_{вн} \quad (4)$$

где $P_{ус}$ — напряжения усадки; $P_{наб-расп}$ — напряжения набухания и распучивания, $P_{сц., разр.} + P_{вн}$ — сумма напряжений сцепления грунта и внешней нагрузки (по Э.Д. Ершову, 1979).

Э.Д. Ершов предлагает рассматривать появление льда в грунтах при промерзании сочетанием напряжений сдвига и разрыва; причем если напряжения разрыва превышают напряжения сдвига, то в грунтах образуются вертикальные шпирьы льда, как уже главный компонент криогенной текстуры (Формула 4). Эти вертикальные шпирьы тем больше, чем сильнее усадка грунта при миграции при промерзании. Наиболее сильная усадка наблюдается в тонкодисперсных грунтах глинистого состава, а из глин усадка наиболее масштабно проявляется в смектитах.

Предложенный вариант механизма образования криогенных текстур неоднократно проверялся экспериментами как самим Э.Д. Ершовым, так и другими авторами (Ершов, 1979, 1986; Жесткова, 1982; Втюрина, Втюрин, 1970 и др.). На рис.54 показан экспериментальный образец одномерного промерзания (Рогов, 2009): видно рассечение грунта монтмориллонит–гидролюдистого состава вертикальными шпирьями сегрегационного льда, заложенными по трещинам усадки; при этом трещины усадки могут продолжаться и ниже фронта промерзания, а в природных условиях могут достигать бóльших размеров. При вытаивании таких образований следы горизонтальных шпирьов исчезают быстрее вследствие уплотнения толщи, а вертикальные сохраняются, заполняясь вышележащим материалом.

Механизм промерзания дисперсных пород и образование в них криогенных текстур предложенный Э.Д. Ершовым хорошо иллюстрируется криогенными структурами в исследуемом районе. В разрезах Ленинск и Райгород верхний горизонт криогенных структур представлен в почвенном горизонте: вертикальная структура, заполненная лёссовым материалом, сохраняет свою толщину, а хвостовая часть пропадает в нижележащем лёссе. Другим примером является продолжение обнажения у с. Средняя Ахтуба (рис.55). Здесь вскрывается ряд клинообразных структур вертикальной протяженностью 1,3-1,5 м; ширина структур в раструбе до 15 см. Структуры пронизывают почвенный горизонт мощностью 70-80 см, а также нижележащий лёссовый слой мощностью 60-70 см. Сам клин до глубины 70-80 см (по мощности почвы) заполнен вышележащим лёссовым материалом; ниже пространство клина не заполнено и представляет собой трещину. Вмещающий суглинистый почвенный слой сохранил следы сетчатой текстуры (предположительно криогенной) с размером стороны сетки 5-10 см. Исходя из разреза и предложенного механизма, можно предположить, что глубина промерзания составляла 75-80 см. Глубже отложения, вероятно, не промерзали.

Процесс усадки грунта происходит при обезвоживании горизонта. – как в результате испарения, так и в результате миграции влаги к фронту промерзания. С точки зрения потери жидкой влаги это похожие процессы, однако необходимо разграничить процесс усадки

грунта в результате усыхания от процесса усадки грунта в результате иссушения горизонта при миграции влаги к фронту промерзания. Усыхание – процесс уменьшения содержания воды за счет испарения и последующей миграции пара к поверхности. Для усыхания характерен фазовый переход «вода-пар». Большой градиент между поверхностью и нижележащими слоями приводит к резкому обезвоживанию верхнего горизонта, в то время как внизу остается влага. Типичным примером формирования трещин усыхания являются такыры: они формируются в аридных условиях и имеют небольшую вертикальную протяженность (до 10 см).

В промерзающих грунтах процесс идет медленнее, с плавным градиентом: здесь характерен фазовый переход «вода-лёд», миграция воды происходит из нижних, более глубоких, горизонтов в верхние, к фронту промерзания, в результате чего первые остаются обезвоженными. В эксперименте (рис.54) усадка затронула 50 см. В природных условиях этот процесс может происходить еще глубже – до 1,0-1,5 м, т.е. в пределах слоя сезонного промерзания. Поскольку при промерзании процесс миграции затрагивает довольно глубокие горизонты (глубже иссушения), формирование трещин происходит на большую глубину.



Рисунок 54. Характер распределения ледяных включений в эксперименте для грунта со значительной усадкой (полиминеральная глина) (Рогов, 2009)

Таким образом, проявление клиновидных образований в приведенных разрезах можно объяснить не морозобойным растрескиванием, а лишь промерзанием отложений, в разной степени насыщенных влагой, что привело к формированию трещин усадки, и, как следствие, криогенных структур клиновидного типа. Для формирования таких криогенных структур не нужно экстремально низких температур (что является обязательным по концепции Б.Н. Достовалова), а достаточно температур промерзания грунтов в деятельном слое. Это доказывается и определениями значений коэффициента криогенной

контрастности, которые колеблются около единицы, показывая условия либо сезонного промерзания, либо маломощной мерзлоты (Конищев и др., 2005).



Рисунок 55. Клиновидные структуры в палеопочве, частично заполненные вышележащим лёссовым материалом (продолжение обнажения у с. Средняя Ахтуба): А – общий вид; Б – увеличенный участок

5.5. Этапы развития криогенеза Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене

Фиксация выделенных криогенных структур, лабораторное изучение вмещающих и заполняющих отложений, геохронологические исследования и корреляция разрезов позволили выявить в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене шесть этапов криогенеза (рис.5б), которые охарактеризованы следующими криогенными структурами и условиями:

Начало **I этапа** соответствует концу МИС 5с – первой половине МИС 5b (95-90 тыс.л.н.). В это время на участках долины р. Волги в различных условиях отмечается развитие разнообразных процессов. В субэральных лёссово-почвенных толщах (Средняя Ахтуба, Ленинск) этому времени соответствуют псевдоморфозы клиновидной формы протяженностью до 2,0 м. Размеры полигонов таких структур в плане в среднем 40-60 см (СА-5, ЛН-3). Структуры секут горизонт палеопочвы МИС 5с, хвостами внедряются в микулинскую межледниковую палеопочву (МИС-5е); заполнитель структур – вышележащий лёссовый материал МИС 5b. Коэффициент криогенной контрастности для вмещающих отложений (палеопочв) составляет 1,09 – 1,12 (разрез Средняя Ахтуба). Таким образом, в период формирования структур первого криогенного этапа для разрезов Средняя Ахтуба и Ленинск реконструируются схожие условия – субэральное осадконакопление, присутствие маломощной многолетней мерзлоты, слабое увлажнение отложений.

В морских позднехазарских отложениях разреза Косика, расположенном на 220 км юго-восточнее разреза Райгород (так же на правом берегу), для этого этапа характерно

формирование трех типов структур: клиновидных псевдоморфоз вертикальной протяженностью до 30 см, заполненных рыхлым рыжим песком; псевдоморфоз мощностью до 65 см с горизонтальными отростками, заполненных в верхней части также рыжим песком, а в хвостовой – цементированным серо-синим песком; третий тип представлен пустыми тонкими трещинами вертикальной протяженностью до 50 см, без заполнителя. Заполнитель первых двух типов отсутствует выше в разрезе. Формирование описанных структур происходило в пределах одного этапа при разных условиях: в южной части Нижнего Поволжья в ходе трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря произошел размыв структур и формирование более крупных форм; различие в облике псевдоморфоз разных типов объясняется разной увлажненностью отложений в период промерзания, о чем свидетельствуют горизонтальные отростки, заложенные, вероятно, по ледяным шлирам. ККК для верхней части позднехазарских осадков составляет $0,93-1,13$, что соответствует представлениям о многократном циклическом промерзании-протаивании отложений либо существовании маломощной многолетней мерзлоты. ККК для нижней части позднехазарской толщи характеризуется меньшими значениями ($0,89$), что свидетельствует о меньших количествах циклов промерзания-оттаивания для этого уровня отложений. Степень увлажнения осадков в разрезе Косика была выше, однако глубина промерзания меньше, что согласуется с более южным положением разреза.

II этап криогенеза на территории Нижнего Поволжья установлен ~85-80 тыс.л.н., и соответствует середине МИС 5а. Для этого времени здесь зафиксированы различные по облику структуры:

1) в разрезе Косика (КОС-1) описаны мешкообразные псевдоморфозы с однородным песчаным заполнителем, отсутствующим выше в разрезе. Структуры вертикальной протяженностью до 40 см внедряются в толщу плотных супесей (слой 4). Для нижней части супесей слоя 3 получена датировка $22,7 \pm 1,3$ тыс.л., а по материалу криогенной структуры (заполнитель), берущей начало на границе слоев 3 и 4, получена дата $82,8 \pm 6,7$ тыс.л., что свидетельствует о заполнении структуры не позднее ~82 тыс.л.н. Таким образом, криогенный этап соответствует возрасту ~85 тыс.л.н. Данные также говорят о большом перерыве в осадконакоплении, который можно объяснить флуктуациями уровня Каспийского моря в этом районе: осушение поверхности привело к формированию вертикальных ледяных шлиров в водонасыщенных суглинистых отложениях; впоследствии, при подъеме уровня Каспийского моря, под действием эрозии (возможно, термоэрозии) произошло расширение этих структур с заполнением их песчаным материалом. Последующий подъем уровня моря в хвалынскую трансгрессию уничтожил песчаный горизонт, оставив лишь заполнитель криогенных структур.

2) для разреза Райгород (РГ-3), расположенного на широте разреза Средняя Ахтуба, но на противоположном (правом) берегу р. Волги, характерны псевдоморфозы в виде тонких клиньев мощностью до 30 см, заполненные вышележащей почвой. Размер полигонов в плане 5-15 см.

3) в разрезе Ленинск (ЛН-2) зафиксированы псевдоморфозы клиновидной формы в субаэральных лёссово-почвенных отложениях: структуры секут горизонт палеопочвы и заполнены вышележащим лёссовым материалом; границы с вмещающими четкие; хвосты жил ломаные. Расположены структуры на расстоянии 40-60 см друг от друга. Значение ККК для почвенного горизонта составляет 0,95 (Ленинск), что отвечает условиям циклического криогенеза.

На территории Восточно-Европейской равнины (рис.57) для второй половины МИС 5 отмечают начало валдайского оледенения: в МИС 5b здесь выделяют II фазу смоленского криогенного этапа (Динамика ландшафтных..., 2002). В Каспийском регионе в период развития I и II этапов криогенеза Нижнего Поволжья реконструируется завершающая стадия позднехазарской трансгрессии (гирканская). По современным представлениям (Янина, 2012), трансгрессия развивалась во влажную эпоху с обильным стоком рек. Уровень моря несколько превышал современный, воды гирканского бассейна проникали по долине Волги, формируя широкий эстуарий.

III этап криогенеза наступил в начале МИС 4 (~70 тыс.л.н.). Палеогеографические условия развития этого криогенного этапа характеризовались развитием валдайского оледенения на Восточно-Европейской равнине. В Нижнем Поволжье этот период также знаменуется существенными изменениями – началом глубокой ательской регрессии Каспийского бассейна, сменой климатических параметров с влажных и относительно теплых (завершение формирования почвы МИС 5a) на холодные, сухие и ветреные (начало формирования лёссовых отложений МИС 4) (Krijgsman et al, 2019).

В это время в разрезах Средняя Ахтуба (СА-4) и Батаевка (БТ-1) сформировались псевдоморфозы клиновидной формы ~1,0-2,0 м. Структуры секут горизонт палеопочвы МИС 5a; заполнителем является вышележащий лёсс (МИС 4); границы с вмещающими четкие; хвосты жил ломаные. Расположены структуры на расстоянии 40-60 см друг от друга. Формирование структур происходило в субаэральных условиях при накоплении лёссов МИС 4. Значение ККК для почвенного горизонта (МИС 5a) составляет 1,07 (Средняя Ахтуба), 0,97 (Батаевка), что отвечает условиям циклического криогенеза. Эти структуры формируют характерный стратиграфический репер, отделяющий МИС 5 от МИС 4 в лёссово-почвенных сериях региона.

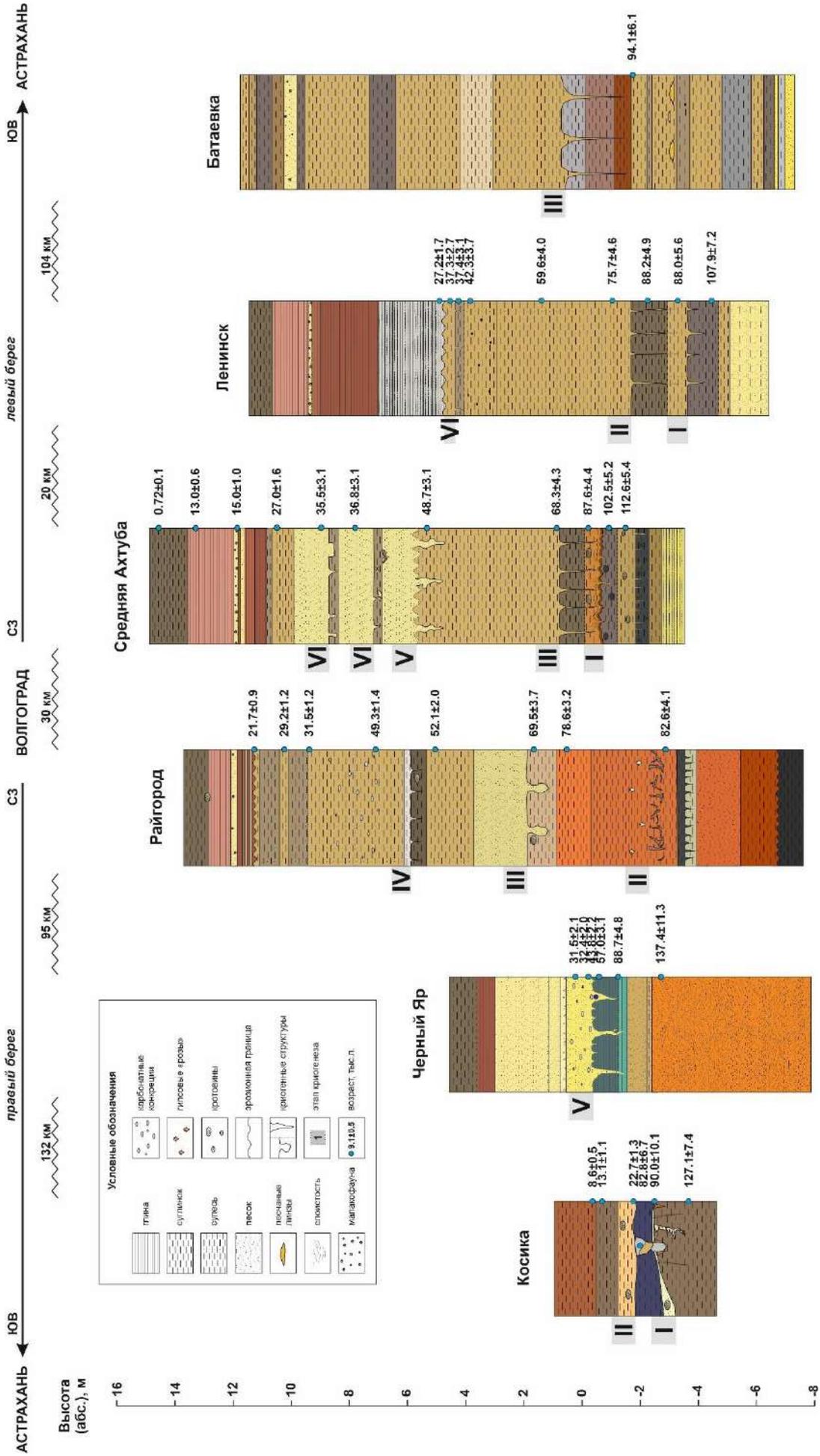


Рисунок 56. Корреляция этапов криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене

В разрезе Райгород (РГ-2) описаны мешкообразные псевдоморфозы 55-60 см по вертикали, 20-50 см в ширину, с послойным заполнением вышележащим аллювиальным материалом, корочкой карбонатов по границам. Форма псевдоморфоз обусловлена вытаиванием клиновидных структур, их размывом водами Волги и последующим послойным заполнением.

Криогенные структуры III этапа, вскрытые в разрезах Средняя Ахтуба и Батаевка, заключенные в субаэральных лёссово-почвенных отложениях, хотя и расположены на разных широтах, имеют схожее строение и параметры. В то же время разрез Райгород, расположенный на одной широте с разрезами Средняя Ахтуба и Ленинск, фиксирует структуры другого строения, заключенные в тонкодисперсных фациях аллювия. Все это свидетельствует о том, что характер структур зависит в большей степени от генезиса отложений, чем от широтного положения (в пределах одного региона).

Начало этапа IV соответствует середине МИС 3с (~52-50 тыс.л.н.). Этап отмечен в разрезе Райгород (РГ-1) на глубине ~7,7 м в виде маломощных клиновидных псевдоморфоз, представленных тонкими структурами до 30 см по вертикали; ширина структур выдержана по вертикали. Они секут слаборазвитую почву, и заполнены вышележащим лёссовым материалом; хвост структур теряется. Структуры развиты в лёссово-почвенных субаэральных отложениях, сформировавшихся в водораздельных условиях с меньшим увлажнением, по сравнению с разрезом Средняя Ахтуба.

На Восточно-Европейской равнине в это время и начинается брянский мегаинтерстадиал – теплый период внутри валдайского оледенения (Динамика ландшафтных..., 2002) (рис.57).

Начальный период **этапа V** соответствует концу МИС 3с – началу МИС 3б (~47-45 тыс.л.н.). В Каспийском море, по-видимому, отмечается некоторое повышение уровня, что способствовало проникновению вод в долину Волги и протаиванию мерзлых отложений. Для этого этапа в Нижнем Поволжье зафиксированы:

1) криогенные структуры в разрезе Средняя Ахтуба (СА-3): выражены в виде псевдоморфоз до 1,5 м, с двухуровневым строением. Структуры нарушают верхнюю часть лёссовой толщи (ательский лёсс), заполнены супесчано-песчаным материалом, а выше перекрыты аллювиальной толщей. Внешние границы структур неровные, с корочкой карбонатов; внутренняя часть перемята. Для верхней части лёссов (глубина ~9,7 м) получена дата $48,7 \pm 3,1$ тыс.л. Поскольку структуры заполнены материалом (опесчаненным лёссом), отличным от вышележащего аллювия и вмещающих лёссовых отложений, а верхняя часть срезана последующей эрозией, формирование этих структур связано с подъемом уровня Волги, неоднократным изменением положения русла на этом участке,

периодическим затоплением и осушением, что привело к деградации льдистых структур, их размыву в том числе в результате термоэрозии, превращению клиновидных структур в мешки с оплыванием стенок, послойным заполнением, и, вероятно, смывом верхней части структур. ККК здесь менее 1 (лѣссовые отложения), что может быть связано как с более теплыми условиями, так и со смывом верхней части лѣссовых отложений, которые отвечали наибольшему числу циклов промерзания-протаивания, а значит – более высокому значению ККК.

2) в разрезе Черный Яр (ЧЯ-1) описаны псевдоморфозы с песчаным заполнителем вертикальной протяженностью до 1,3 м, которые нарушают верхнюю часть горизонта с признаками почвообразования (датировка $57,0 \pm 3,1$ тыс.л.). Здесь, в пойменных или лагунных условиях, происходило интенсивное промерзание-протаивание, что привело к формированию вертикальных и горизонтальных шпиров льда. Это отражено в виде сетчатой текстуры вмещающих глинистых отложений. Далее, с повышением уровня Каспия и продвижением вод хвалынской трансгрессии произошло протаивание отложений, деградация льдистых тел. Поскольку нижняя (глинистая) часть вмещающих отложений имеет более плотное строение, трансформация шла интенсивнее в верхней части; блоки этих отложений «завалились» внутрь структуры. Для верхней части заполнителя криогенной структуры получена датировка $43,8 \pm 2,2$ тыс.л., что подразумевает наличие структуры и заполненного материалом хвоста к этому времени. Отложения выше (нижняя часть слоя 6, над структурой) датируются $32,4 \pm 2,0$ тыс.л.

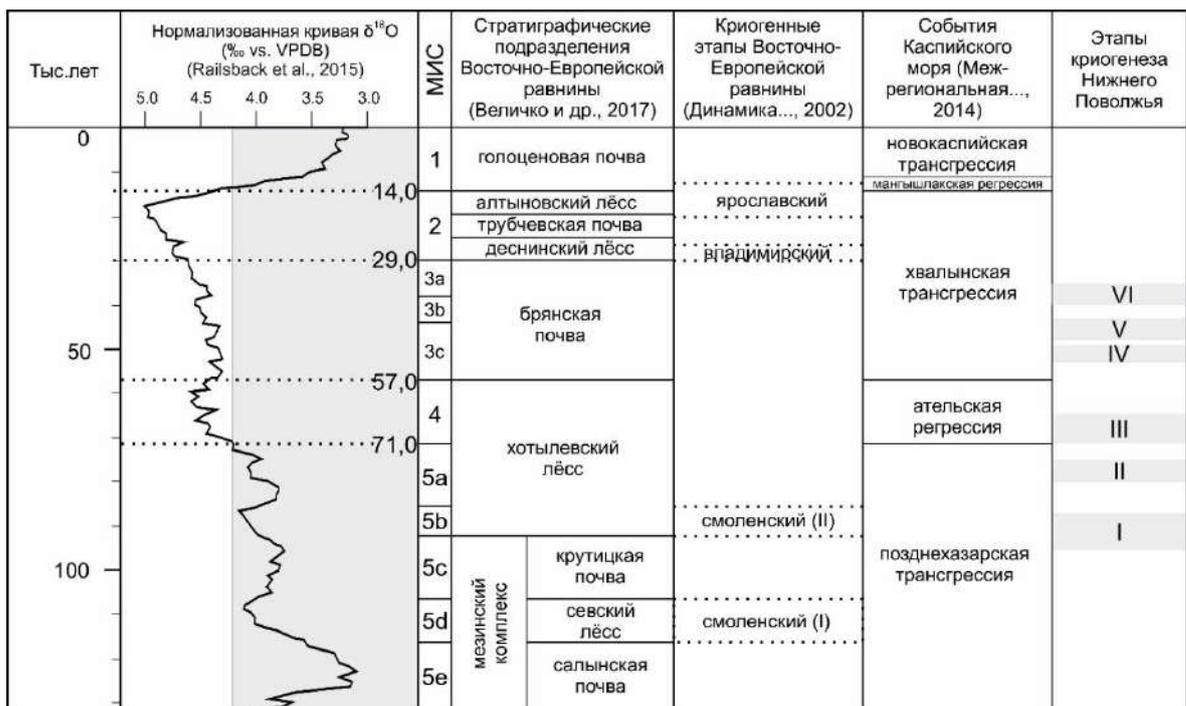


Рисунок 57. Корреляция криогенных событий Восточно-Европейской равнины и Нижнего Поволжья

Этап VI соответствует концу МИС 3b – началу МИС 3a (40-35 тыс.л.н.). Для периода МИС 3 с короткими фазами потепления и увлажнения вследствие поднятия уровня Каспия (Янина и др., 2017) характерно увеличение влагосодержания в толще отложений. Русло Волги неоднократно меняло свое положение, что отразилось в появлении палеопочвенных горизонтов в толще аллювия. На Восточно-Европейской равнине это время фиксируется завершающий этап формирования брянской палеопочвы.

В Нижнем Поволжье этот этап выражен в разрезе Средняя Ахтуба в виде двух уровней (СА-2 и СА-1), а также в разрезе Ленинск (ЛН-1).

1) нижний горизонт этого этапа в разрезе Средняя Ахтуба (СА-2, глубина 7,7-8,0 м) представлен клубнеобразными криотурбациями различного состава (песчаными, супесчаными), которые нарушают однородность отложений пойменных почв и аллювиальной толщи. Границы структур четкие; верхняя граница горизонта неровная. Подобные криотурбации в настоящее время характерны для тундры, где фиксируются в структуре пятен-медальонов. Зафиксированные структуры сформировались в условиях изменения положения русла и периодического осушения поймы, когда поверхность находилась в мерзлом состоянии. Криотурбации отвечают сильно увлажненным условиям, когда водонасыщенный слой перемешивается в результате процессов пучения и плотностной конвекции.

2) верхний горизонт (СА-1, ~6,2 м) представлен псевдоморфозами различного строения: клиновидными структурами, формами с горизонтальными отростками, слоистыми структурами, описанными ранее (Полевые геокриологические..., 1961) как «мерзлотные структуры облекания», которые образуются в условиях как постоянно существующего, так и периодически формирующегося бассейна, а также при наличии вечной мерзлоты. Для всех структур этого горизонта характерна небольшая мощность (до 25 см) в пределах почвенного горизонта, четкие границы с вмещающими.

3) в разрезе Ленинск (ЛН-1) для этого этапа зафиксированы клиновидные псевдоморфозы малой мощности (до 30 см), выраженные на всю мощность слаборазвитой палеопочвы и заполненные вышележащим лёссовым материалом. Эти структуры сформировались в субэаральных водораздельных условиях, и по облику подобны структурам разреза Райгород (РГ-1).

В табл.14 обобщены данные по выделенным этапам криогенеза в Нижнем Поволжье, а на рис.57 приведена корреляция с МИС и криогенными этапами на Восточно-Европейской равнине.

Таблица 14. Криогенные этапы и типы криогенных структур в изученных разрезах Нижнего Поволжья

Этап	Разрез (обозначение горизонта)	Тип криогенных структур	Абс. высота, м	Возраст, тыс. л.н.	Условия формирования структур в различных отложениях
I	Средняя Ахтуба (СА-5)	Тонкие клиновидные структуры до 2,0 м	-0,64	~95-90	Субаэральные отложения: сухие, холодные
	Ленинск (ЛН-3)		-1,73	~95	
	Косика (КОС-2)	1) псевдоморфозы до 65 см (по вертикали), с горизонтальными отростками 2) извилистые псевдоморфозы до 30 см 3) пустые трещины до 50 см	-3,05	~95	Прибрежно-морские отложения: влажные; глубокое сезонное промерзание
II	Косика (КОС-1)	Мешкообразные псевдоморфозы	-1,90	~85	Прибрежно-морские отложения: влажные условия; глубокое сезонное промерзание
	Ленинск (ЛН-2)	Тонкие клиновидные структуры до 1,0 м	-2,10	~80	Субаэральные отложения: сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
	Райгород (РГ-3)	Маломощные (до 30 см) тонкие каналы	-2,35	~80	Пойменные отложения: влажные, холодные условия; сезонное промерзание
III	Средняя Ахтуба (СА-4)	Тонкие клиновидные структуры до 1,0 м	0,74	~70	Субаэральные отложения: сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
	Райгород (РГ-2)	Мешкообразные псевдоморфозы с послойным заполнением	1,87	~70	Аллювиальные отложения: влажные; глубокое протаивание
	Батаевка (БТ-1)	Тонкие клиновидные структуры до 2,5 м	0,72	~70	Субаэральные отложения: сухие, холодные условия; сливающаяся мерзлота
IV	Райгород (РГ-1)	Тонкие клиновидные структуры до 30 см	6,12	~52-50	Субаэральные отложения: сухие, холодные условия
V	Черный Яр (ЧЯ-1)	Псевдоморфозы до 1,3 м извилистой конфигурации	4,94	~47-45	Пойменные/лагунные отложения: влажные условия, протаивание
	Средняя Ахтуба (СА-3)	Псевдоморфозы до 1,5 м с двухуровневым заполнением	5,74	~45	Аллювиальные отложения: влажные; подъем уровня Волги, глубокое протаивание
VI	Ленинск (ЛН-1)	Тонкие клиновидные структуры до 30 см	4,32	~40-37	Субаэральные условия: сухие, холодные; многолетняя мерзлота
	Средняя Ахтуба (СА-2)	Криотурбации	7,16	~37	Развитие пойменных почв по аллювию: влажные условия; возможно существование многолетней мерзлоты
	Средняя Ахтуба (СА-1)	Клиновидные псевдоморфозы до 25 см	8,36	~35	Развитие пойменных почв по аллювию: влажные; сезонное промерзание

Неустойчивость геотермического режима на территории Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене обусловила многократные колебания с фазами отрицательных и положительных температур в верхней части литосферы (Динамика ландшафтных..., 2002). В отложениях позднего плейстоцена на Восточно-Европейской

равнине выделяется смоленский криогенный горизонт (МИС-4), для которого характерны криотурбации и клиновидные структуры размером до 3 м (Динамика ландшафтных..., 2002). Поверхность брянской ископаемой почвы (МИС-3) деформирована клиновидными структурами (размером более 3 м) владимирского криогенного горизонта. Периоду максимум развития последнего валдайского ледникового покрова (МИС-2) отвечает ярославский криогенный горизонт с псевдоморфозами по ПЖЛ, многочисленными криотурбациями и следами солифлюкции. Для этого времени характерны наиболее крупные псевдоморфозы с размером по вертикали 3-4 м и более. Условия соответствовали области сплошной мерзлоты и низким температурами пород. В целом было установлено, что суровость мерзлотных условий возрастала от среднего плейстоцена к позднему, а в климатические экстремумы происходило глубокое выхолаживание по сравнению величинами потепления в оптимумы. Авторы отмечают, что тип криогенных структур меняется при продвижении в широтном направлении (Динамика ландшафтных..., 2002).

По результатам распределения изученных разрезов с присутствием криогенных структур выделены границы распространения различных этапов криолитозоны Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене (рис.58).

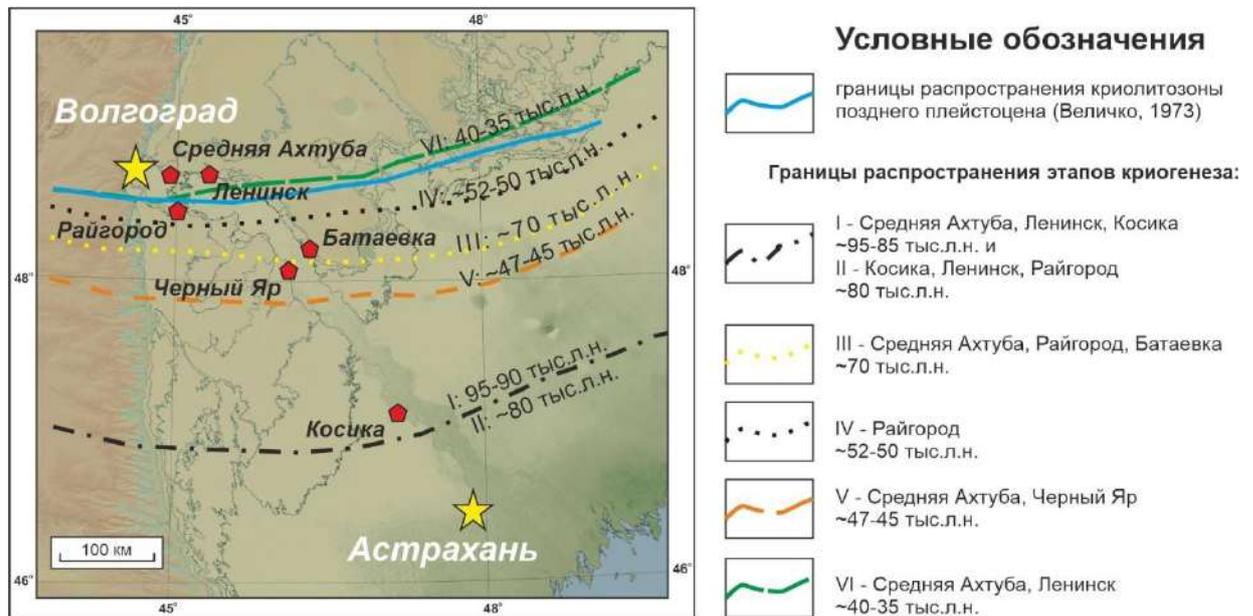


Рисунок 58. Границы распространения криолитозоны в Нижнем Поволжье в позднем плейстоцене на различных этапах ее развития

В Прикаспийской низменности, где на протяжении всего позднего плейстоцена существовали в целом аридные условия, решающую роль в развития криогенеза холодных этапов играли условия увлажнения. Ввиду этого наиболее выраженные криогенные структуры встречаются в тонкодисперсных аллювиальных и прибрежно-морских отложениях, которые на момент криогенного воздействия были насыщены влагой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения исследования достигнута основная цель диссертации – выполнена реконструкция этапов и условий развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене на основе изучения криогенных структур. Задача решена в рамках полевых работ и на основе комплексного лабораторного изучения отложений.

Анализ геоморфологической позиции разрезов, строение четвертичных отложений, распределение типов выделенных криогенных структур, результатов люминесцентного датирования, современных представлений о генезисе различных горизонтов позволяют сделать следующие выводы:

1. Геоморфологическая характеристика положения разрезов, строение четвертичных отложений, распределение типов выделенных криогенных структур, результатов люминесцентного датирования, современные представления о генезисе различных горизонтов позволяют выделить три группы разрезов:

I группа (Средняя Ахтуба, Ленинск, Батаевка) характеризуется наличием мощной толщи лёссовых отложений, характерных для субаэральных условий междуречья Волги и Урала. Разрезы расположены в долине р. Ахтуба и вскрывают уступ раннехвалынской террасы, имеют схожее строение и включают педокомплекс МИС-5, лёссовую толщу 3-5 м и горизонт хвалынских осадков, который в Ленинске и Средней Ахтубе представлен мощной толщей шоколадных глин, а в разрезе Батаевка – песчаным горизонтом с морскими моллюсками.

II группа (Райгород) расположена на правом борту р. Волга; основную часть разреза составляют различные фации аллювия (Свиточ, Янина, 1997).

III группа (Черный Яр, Косика) – разрезы южной группы, так же расположенные на правом борту р. Волга; сложенные отложениями бассейна эстуарного типа и морскими осадками; осадконакопление здесь происходило под влиянием колебаний уровня Каспийского моря.

2. Проведенное комплексное изучение отложений позволило подтвердить криогенное происхождение структур выделенных горизонтов. Полученные материалы по строению криогенных структур, анализ распределения коэффициента криогенной контрастности, литологическая характеристика отложений и механизм формирования структур служат основанием для реконструкции условий их формирования в позднем плейстоцене.

3. Корреляция этих горизонтов по времени и соотношение с маркирующими горизонтами (шоколадные глины хвалынской трансгрессии, педокомплекс МИС 5)

позволили выделить шесть этапов развития криогенеза на территории Нижнего Поволжья в позднем плейстоцене.

4. Поскольку климатические параметры исследуемого региона достаточно однородны, при реконструкции важно учитывать местные климатические особенности, состав отложений, влажность и историческое прошлое. Формирование клиновидных криогенных образований в приведенных разрезах можно объяснить не морозобойным растрескиванием, а промерзанием отложений, насыщенных влагой. Для этого достаточно температур, необходимых для промерзания грунтов, что подтверждается определениями значений коэффициента криогенной контрастности из горизонтов, затронутых криогенезом, которые отражают условия маломощной мерзлоты.

5. В период формирования лёссовых отложений условия были суровыми и холодными. Криогенез той поры нашел отражение в более глинистых, более влагоемких отложениях, т.е. в палеопочвах, обычно залегающих под лёссовыми слоями.

6. Полученные данные о развитии позднеплейстоценового криогенеза в Нижнем Поволжье позволяют уточнить масштабы распространения криолитозоны на юге Восточно-Европейской равнины и провести ее как минимум в районе с. Косика (~47 с.ш.), т.е. на 250 км южнее принятой (Величко, 1973; Ершов, 2002) границы распространения криолитозоны позднего плейстоцена.

7. Обобщения, сделанные по литературным источникам, позволили провести корреляцию с событиями Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене.

8. Проведенные исследования показали перспективность применения методики криолитологического анализа минерального вещества для оценки палеогеографических условий времени их образования. На примере разрезов показано, что, как в пределах многолетней перигляциальной криолитозоны, так и в условиях сезонного промерзания, в плейстоцене происходили процессы криогенного преобразования отложений, которые участвовали в формировании состава и строения отложений.

9. В рамках люминесцентного датирования проведено определение надежности полученной хронологии верхнеплейстоценовых отложений Нижнего Поволжья. Для образцов в изученных разрезах было выполнено датирование по современной методике с сравнением итоговых возрастов по кварцу и калиевым полевым шпатам, что позволяет оценить степень обнуления люминесцентного сигнала до момента захоронения материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова / Коллектив авторов / *Отв. ред. Т.А. Янина; Ред. Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова, Т.С. Ключиткина, Р.Н. Курбанов.* М.: Географический факультет МГУ, 2020. 689 с.
- Алисов Б.П.* Климат СССР. М.: Изд-во Московского Университета. 1956. 129 с.
- Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю.* Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС. 2010. 160 с.
- Архангелов А.А., Кузнецова Т.П., Льянос-Мас, Михалев Д.В.* Криолитогенез аласных отложений (на примере м. Чукочий) // Проблемы криолитологии. М.: Изд-во МГУ. 1981. Вып. IX. С. 125-138.
- Бадюкова Е.Н.* История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли Великая хвалынская трансгрессия?) // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. №74. С.111-120.
- Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Об ательской регрессии Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. №2. 2015. С. 77-85.
- Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины. М.: Наука. 1976. 126 с.
- Болиховская Н.С.* Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ. 1995. 270 с.
- Болиховская Н.С.* Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник МГУ. Серия География. 2011. № 2. С. 13-27.
- Болиховская Н.С.* Климатостратиграфия и ландшафтно-климатические условия образования лёссово-почвенной толщи разреза Отказное (Восточнее Предкавказье) // Экзолит – 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Москва, 25-26 мая 2021 г. Сборник научных материалов. М.: МАКС Пресс. 2021. С. 76-78.
- Болиховская Н.С., Касимов Н.С.* Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги в последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд. Географического ф-та МГУ, 2008. Вып.2. С. 99-117.
- 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.
- Болиховская Н.С., Макшаев Р.Р.* Раннехвалынский этап развития Каспия: палинофлора и климато-фитоценотические реконструкции // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 57-71.

- Брылев В.А., Мозжерин В.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю.* Палеопотамология речной системы Волги // Эрозионные и русловые процессы. 2010. Вып. 5. С. 116-147.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменения режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука. 1987. 240 с.
- Васильев Ю.М.* Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 128 с.
- 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.
- Васильев Ю.М.* Континентальные субаквальные толщи в Нижнем Поволжье // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1976. №45. С.113-117.
- Величко А.А.* Реликтовая криогенная морфоскульптура Русской равнины, ее научное и прикладное значение // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158. № 5. С. 1078-1081.
- Величко А.А.* Криогенный рельеф перигляциальной зоны (криолитозоны) Русской равнины // Четвертичный период и его история. М.: Наука. 1965. С. 104-120.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука. 1973. 256 с.
- Величко А.А., Константинов Е.А.* Опыт реконструкции плейстоценовой морфодинамики плакоров Северного Приазовья (ключевой участок Мелекино, донецкая область Украины) // Геоморфология. 2013. № 3. С. 51-61.
- 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. Т.475. №4. С. 448-452.
- Втюрина Е.А., Втюрин Б.И.* Льдообразование в горных породах. М.: Наука. 1970. 279 с.
- Геология СССР. Т.46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. Под редакцией *Белова Ф.А., Егорова А.И., Погребнова Н.И.* М.: Недра. 1970. 650 с.
- Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Уч. пособие для студентов географ. специальностей вузов / *С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др.* М.: Высш. школа. 1980. 343 с.
- Герасимов И. П., Марков К.К.* Четвертичная геология: Учеб. пособие для ун-тов и пед. ин-тов. М.: Учпедгиз. 1939. 364 с.
- Гидрология устьев рек Терека и Сулака / Под ред. *А.Н. Косарева, В.Н. Михайлова.* М.: Наука. 1993. 160 с
- Голубев В.Н.* Зарождение и рост кристаллов льда в атмосфере // Лёд и снег: журн. 2013. Т. 121. № 1. С. 53-60.

- Горецкий Г.И.* О перигляциальной формации // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1958. №22. С.4-23.
- Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука. 1966. 412 с.
- Григорьева И.Ю.* Микростроение лессовых пород. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001. 147 с.
- Гричук В.П.* Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Труды Института географии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1952. Т. 52. № 7. С. 5-45.
- Гричук В.П.* Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Матер. По геоморфол. и палеогеограф. СССР. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 5-79.
- Гричук В.П.* Растительность и климаты среднего акчагыла (позднего плиоцена Русской равнины) // Палеоклиматы плиоцена: Мат-лы советско-амер. симп. 1990. М. 1991. С. 20-22.
- Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 64. Геол. Серия № 17. 1948. 521 с
- Грунтоведение / Под ред. *В.Т. Трофимова*. М.: Изд-во МГУ. 2005. 1024 с.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет / Под ред. *А.А. Величко*. М.: ГЕОС. 296 с.
- Доскач А.Г.* Природа северной части Волго-Уральского междуречья // Почвы комплексной равнины Северного Прикаспия и их мелиоративная характеристика. М.: Наука. 1964. С. 7-21.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.* Общее мерзлотоведение. М.: Изд. Московского ун-та. 1967. 404 с.
- Ершов Э.Д.* Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1979. 213 с.
- Ершов Э.Д.* Физико-химия и механика мерзлых пород. М.: Изд-во МГУ. 1986. 332 с.
- Ершов Э.Д.* Общая геокриология. Учебник. М.: Изд-во МГУ. 2002. 682 с.
- Ершов Э.Д., Лебедева Ю.П., Чувиллин Е.М.* Физико-химические основы криогенного структуро- и текстурообразования в мерзлых, промерзающих и протаивающих почвах и дисперсных породах // Тезисы V всесоюз. конф. (6-10 февр. 1989 г., Пущино) «Теория почвенного криогенеза». 1989. С.70-71.
- Жесткова Т.Н.* Формирование криогенного строения грунтов. М.: Наука, 1982. 215 с.

- Жуков М.М.* Плиоценовая и четвертичная история Прикаспийской впадины // Проблемы Зап. Казахстана. М.: Изд-во АН СССР 1945. Т. 2. 150 с.
- Застрожных А.С., Данукалова Г.А., Головачев М.В., Титов В.В., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Осипова Е.М., Трофимова С.С., Зиновьев Е.В., Курманов Р.Г.* Сингильские отложения в схеме квартера Нижневолжского региона: новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т.26. №6. С. 80-120.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В.* Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ВГО. 1973. С.39-73.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. *А.А. Величко*. М.: ГЕОС. 1999. 260 с.
- Исаченко А.Г.* Ландшафты СССР. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та. 1985. 320 с.
- Кантор Б.З.* Минералы. М.: "Хоббикнига", "Аст-Пресс". 1995. 192 с.
- Карандеева М.В.* Геоморфология Европейской части СССР. М.: Изд-во Московского университета. 1957. 311 с.
- Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений и элементы палеогеографии Каспийского региона. Масштаб: 1:2500000. Редактор: *Ю.Г. Леонов*. Авторы: *Волож Ю.А., Антипов М.П., Лаврушин Ю.А.* / Российская академия наук. Геологический институт РАН // *Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Геологическая история четвертичных Каспийских осадочных бассейнов в последние 7000 000 лет: седиментационные и геодинамические события (краткие комментарии к карте 1:2 500 000). Геологический институт РАН. 2004.
- Катасонов Е.М.* Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. Автореф. канд. дисс. Фонды Ин-та мерзлотоведения АН СССР. 1954. 25 с.
- Катасонов Е.М.* Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 37-44.
- Катасонов Е.М.* Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. К IX Конгрессу INQUA. М.: Наука. 1973. С. 10-22.
- Качурин С.П.* Термокарст на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР. 1961. 291 с.
- Коломийцев Н.В.* Условия формирования ательских пород Прикаспийской впадины и их инженерно-геологические особенности. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М. 1985. 232 с.

- Конищев В.Н.* Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. 1981. 197 с.
- Конищев В.Н.* Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов // Вест. Моск. ун-та. Серия 5, География. 1998. № 1. С. 9-13.
- Конищев В.Н., Rogov В.В.* Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ. 1994. 135 с.
- Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Rogov В.В., Сталина Е.Е.* Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.: ГЕОС. 2005. 132 с.
- Константинов Е.А., Еременко Е.А.* Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лессов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье) // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 47-54.
- Кортаев В.Н.* Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Географический ф-т МГУ. 2012. 540 с.
- Кортаев В.Н., Чернов А.В.* Морфология и динамика Волго-Ахтубинской поймы // Геоморфология. 2000. № 3. С. 61-69.
- Кортаев В.Н., Чернов А.В.* Формирование Волго-Ахтубинской поймы и палеodelьт р. Волги в позднем плейстоцене и голоцене // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2001. Вып. 13. С. 229-240.
- Кортаев В.Н., Чернов А.В.* Формирование пойм в низовьях крупных равнинных рек в условиях колебаний базиса эрозии // Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2018. № 4. С. 29-38.
- Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К.* Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2018. № 3. С. 77-88.
- Курчатова А.Н., Rogov В.В.* Аутигенные карбонаты в отложениях ледового комплекса приморских равнин Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 3. С. 60-69.
- Курчатова А.Н., Rogov В.В.* Новые методы и подходы к изучению гранулометрического и морфологического состава криогенных грунтов // Инженерные изыскания. 2014. №5-6. С. 80-85.
- Лаврушин Ю.А.* О происхождении так называемых «мерзлотных структур облекания» в четвертичных отложениях и их стратиграфическом значении // Перигляциальные явления на территории СССР. М. 1960. С.130-141.

- 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 четвертичного периода. 2014. №73. С. 19-51.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В. и др.* Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Доклады РАН. 2002. Т. 386. № 2. С. 229-233.
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И.* Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: МГУ. 1977. 208 с.
- Леонтьев О.К., Халилов И.А.* Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку. 1965. 206 с.
- Лохин М.Ю., Маев Е.Г.* Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестник МГУ. Серия 5, География. 1990. № 3. С. 34-40.
- Маев Е.Г.* Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. 1994. С. 94-101.
- Макеев О.В.* Криология почв. М.: РАН. 2019. 464 с.
- Макеев О.В., Васильевская В.Д., Димо В.Н., Еловская Л.Г., Забоева И.В., Игнатенко И.В.* Современные криологические проблемы докучаевского почвоведения // 100 лет генетического почвоведения. М.: Наука. 1986. С. 118-125.
- Марков К.К.* Изучение перигляциальных явлений: (обзор) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 2. С. 113-127
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А.* Четвертичный период. Т. 2. М.: Изд-во Моск. Унта. 1965. 435 с.
- Марков К.К., Величко А.А.* Четвертичный период (ледниковый период – антропогенный период). М.: Недра. 1967. Т. 3: Материки и океаны. 440 с.
- Межрегиональная стратиграфическая схема квартера территории Российской Федерации // Дополнение к «Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000». СПб: ВСЕГЕИ. 2014.*
- Минервин А.В.* Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород // Проблемы криолитологии. Вып. X.М.: Изд-во Московского университета. 1982. С. 41-60.
- Мифтахова Р.Н., Данукалова Г.А.* Палеоэкологические условия обитания позднечетвертичных моллюсков территории Северо-Прикаспийской низменности на примере местонахождения Косика 1 // Самарский научный вестник. Т.4. №2. 2015. С.120-123.
- Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды ГИН АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 263 с.

- Москвитин А.И.* Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 1976. 203 с.
- Наугольных С.В.* Палеопочвы верхнего плейстоцена из окрестностей г. Раменское (Московская обл.), их строение и возможная интерпретация // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 86-98.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Вып. 13. Волгоградская, Ростовская, Астраханская области, Краснодарский, Ставропольский края, Калмыцкая, Кабардино-Балкарская, Чечено-Ингушская, Северо-Осетинская АССР / Под ред. *З.Н. Пильниковой*. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 725 с.
- Николаев В.А.* Евразийская полупустыня (к 100-летию открытия полупустынной природной зоны) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5, География. 2007. №6. С. 3-10.
- Новосельская Н.Б.* Следы существования многолетнемерзлых пород в пределах европейской части СССР вне области их современного распространения // Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР. 1961. Т. 17. С. 78-93.
- Обручев В.А.* Лёсс как особый вид почвы, его генезис и задачи его изучения // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 12. 1948. С. 5-17.
- Общее мерзлотоведение (геокриология). Учебник. Под ред. *В.А. Кудрявцева*. М.: Изд-во МГУ. 1978. 464 с.
- Основы геокриологии. Ч.2. Литогенетическая геокриология / Под. Ред. *Э.Д. Ершова*. М.: Изд-во МГУ. 1996. 399 с.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен-голоцен. Атлас-монография / Отв. Ред. *А.А. Величко*. М.: ГЕОС. 2009. 120 с.
- Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования: Методическое руководство / Акад. наук СССР. Ин-т мерзлотоведения им. В. А. Обручева. М.: Изд-во Акад. наук СССР. 1961. 423 с.
- Полтев Н.Ф.* Изменение гранулометрического состава песчаных грунтов при воздействии на них электролитов и процесса заморзания-оттаивания // В сб.: Мерзлотные исследования. 1966. Вып. VI. С. 199-206.
- Полтев Н.Ф.* Гранулометрический и микроагрегатный состав дисперсных пород Севера // В сб.: Мерзлотные исследования. 1977. Вып. XVI. С. 85-88.
- Попов А.И.* История вечной мерзлоты в СССР в четвертичный период // Вестник МГУ, Серия биолог., почвовед., геолог., географ. 1957. №3. С. 49-62.
- Попов, А.И.* Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ. 1960. С. 10-36.

- Попов А.И.* Лёссовые и лессовидные породы как продукт криолитогенеза // Вестник МГУ. Серия географическая. 1967а. №6. С. 43-48.
- Попов Г.И.* Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1967б. № 33. С. 77-86.
- Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука. 1983. 216 с.
- Православлев П.А.* Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центр. гидромет-бюро. Вып. 6. 1926. С. 1-77.
- Православлев П.А.* Предисловие к статье В.И. Громовой // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1932. Вып. 2. С. 69-73.
- Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья ред. К.К. Марков / *А.К. Агаджанян, В.С. Байгушева, Н.С. Болиховская и др.* М.: Издательство Московского Университета. 1976. 159 с.
- Рентгеновская дифрактометрия поликристаллом / Методические указания. СПб. 2010. 25 с.
- Рогов В.В.* Основы криогенеза. Новосибирск: Изд-во ГЕО. 2009. 203 с.
- Рогов В.В., Стрелецкая И.Д., Таратунина Н.А., Курчатова А.Н., Курбанов Р.Н., Янина Т.А.* Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье // Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2020. № 6. С. 73-85.
- Розенбаум Г.Э.* Покровный палеокриогенный комплекс на севере валдайской перигляциальной зоны // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука. 1985. С. 4-15.
- Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука. 1977. 212 с.
- Романовский Н.Н.* Основы криогенеза литосферы: учебное пособие. М.: Изд-во МГУ. 1993. 336 с.
- Руководство по изучению новейших отложений / Под ред. *П.А. Каплина.* М.: Изд-во МГУ. 1987. 238 с.
- Рычагов Г.И.* Уровенный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5, География. 1993. № 2. С. 38-49.
- Рычагов Г.И.* Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. 1997. 267 с.
- Рычагов Г.И.* Колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, прогноз // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5, География. 2011. №2. С4-12.
- Рычагов Г.И.* Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2014. № 4. С. 3-9.

- Рябуха А.Г.* Особенности морфологии и закономерности распространения позднеплейстоценовых эоловых форм рельефа Зауральско-Прикаспийского региона // Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН. 2015. №4. 2015. С.1-18.
- Свиточ А.А.* Колебания Каспийского моря в плейстоцене // Каспийское море: палеогеография и геоморфология. М.: Наука. 1991. С. 3-100.
- Свиточ А.А.* Большой Каспий: строение и история развития. М.: Издательство Московского университета. 2014. 272 с.
- Свиточ А.А.* Палеогеография Большого Каспия// Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2015. №4. С. 69-80.
- Свиточ А.А., Янина Т.А.* Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
- Седайкин В.М.* Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, N 1594-В-88. 1988. 190 с.
- Сергеев Е.М., Минервин А.В.* Сущность процесса облессования в подзолистой зоне // Вестник МГУ. Серия геологическая. 1960. № 3. С.3-14.
- Серебрянный Л.Р.* Перигляциальные образования южной Скандинавии // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1960, с. 267–275.
- Спиридонов А.И.* Геоморфология европейской части СССР. М.: Высш. школа. 1978. 335 с.
- Сталина Е.Е.* Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Евразии. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М. 2003, 22 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли // М.: Госгеолиздат. 1963. 535 с.
- Стрелецкая И.Д.* Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли. 2017. Т.21. № 1. С. 3-12.
- Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Русской равнины в конце среднего и в позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 45-56.
- Тютюнов И.А.* Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М.: Изд-во АН СССР. 1960. 133 с.
- Фармакопейная статья 1.2.1.0008.15 Определение распределения частиц по размеру методом лазерной дифракции света. Государственная фармакопея Российской Федерации / МЗ РФ. XIII изд. Т.1. М.: 2015. 6 с.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды ГИН АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
- Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука. 1978. 165 с.

- Хаустов В.В., Костенко В.Д.* К прогнозированию колебаний уровня Каспийского моря // Научный вестник. Серия Естественные науки. Т.42. №2. 2018. С. 162-171.
- Чепалыга А.Л., Садчикова Т.А., Леонова Н.Б. и др.* Каспийско-Черноморский водообмен по Маныч-Керченскому проливу в позднем плейстоцене // Экология антропогенной современности: природа и человек. С-Пб.: 2004. С. 50-53.
- Шаховец С.А.* Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода). Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ. 1987. 24 с.
- Шкатова В.К.* Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Л. 1975. 25 с.
- Шушерина Е.П., Барковская Е.Н., Ревина Л.А.* Исследование температурных деформаций дисперсных мерзлых пород в зависимости от их состава и температуры в диапазоне от -0,5 до -55 °С // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ. 1973. Вып. XIII. С. 212-227.
- Янина Т.А.* Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа: дисс. ... д-ра. геогр. наук: 25.00.25 / Янина Тамара Алексеевна. – М. 2009. 395 с.
- Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ. 2012. 264 с.
- Янина Т.А.* Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5, География. 2013. № 1. С. 3-16.
- Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф.* Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник МГУ. Серия 5, География. 2014. № 3. С. 3-9.
- Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей Э.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.* Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной // Вестник Московского университета. Серия 5, География. 2017. № 1. С. 21-29.
- Aitken M.J.* Thermoluminescence dating. London: Academic Press. 1985. 359 p.
- An Z., Kukla G.J., Porter S.C., Xiao J.* Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau // Catena. 1991. Vol. 18. P. 125-132.
- Andrieux E., Bertran P., Saito K.* Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database // Permafrost and Periglacial Processes. 2015. Vol. 27. P. 17-30.

- Andrieux E., Bertran P., Antoine P., Deschodt L., Lenoble A., Coutard S.* Database of Pleistocene periglacial features in France: Description of the online version // *Quaternaire*. 2016. Vol. 27. № 4. P. 329-339.
- Andrieux E., Bateman M., Bertran P.* The chronology of Late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France // *Global and Planetary Change*. 2018. Vol. 162. P.84-100.
- Arslanov Kh 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*. 2016. Vol. 409. Part A. P. 81-87.
- Bertran P., Andrieux E., Antoine P., Coutard S., Deschodt L., et al.* Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France: Database and first results // *Boreas*. 2014. Vol. 43. №3. P. 699-711.
- Buylaert J. P., Ghysels G., Murray A. S., Thomsen K. J., Vandenberghe D., De Corte F., Heyse I., Van den haute P.* 2009: Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium // *Boreas*. 2009. Vol. 38. №1. P. 160-175.
- 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. P. 435-451.
- Costa P.J.M., Andrade C., Dawson A.G., Mahaney W.C., Paris R., Freitas M.C. Taborda R.* Microtextural characteristics of quartz grains transported and deposited by tsunamis and storms // *Sedimentary Geology*. 2012. Vol. 275-276. P. 55-69.
- Deng J., Wang L., Zhang Z.Z., Bing H.* Microstructure characteristics and forming environment of late Quaternary Period loess in the Loess Plateau of China // *Environ Earth Sci*. 2010. № 59. P.1807-1817.
- Derbyshire E., Kemp R., Meng X.* Variations in loess and palaeosol properties as indicators of palaeoclimatic gradients across the loess plateau of North China // *Quaternary Science Reviews*. 1995. Vol. 14. P. 681-697, 1995.
- Dionne J.-C.* Paleoclimatic significance of late Pleistocene ice-wedge casts in Southern Quebec, Canada // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1975. Vol. 17. P. 65-76.
- Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L. & Lavrentiev N.V.* The Khvalynian transgressions and early human settlement in the Caspian basin // *Quaternary International*. 2010. Vol. 225. P. 152-159.
- Ewertowski M.* Ice-wedge Pseudomorphs and Frost-cracking Structures in Weichselian Sediments, Central-West Poland // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2009. №20. P.316-330.

- Feng L., Zhang M., Jin Zh., Zhang Sh., Sun P., Gu T., Liu X., Lin H., An Zh., Peng J., Guo L.* The genesis, development, and evolution of original vertical joints in loess // *Earth Science Reviews*. 2021. Vol. 214. 103526.
- French H., Shur Y.* The principles of cryostratigraphy // *Earth-Science Reviews*. 2010. Vol. 101. P. 190-206.
- French H.M., Demitroff M., Forman S.L.* Evidence for Late Pleistocene Permafrost in the New Jersey Pine Barrens (latitude 39° N), eastern USA // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2003. Vol. 14. P. 259-274.
- Guerin G., Mercier N., Nathan R., Adamiec G., Lefrais Y.* On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review // *Radiation Measurements*. 2012. Vol. 47. P. 778-785.
- Hansen V., Murray A., Thomsen K., Jain M., Autzen M., Buylaert J.-P.* Towards the origins of overdispersion in beta source calibration. *Radiation Measurements*. 2018. V. 120. Pp. 157-162.
- Harry D.G., Gozdzik J.S.* Ice-wedges: growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance // *Journal of Quaternary Science*. 1988. Vol. 3. P. 39-55.
- Kalinska-Nartisa E., Alexanderson H., Nartiss M., Stevic M., Kaiser K.* Sedimentary features reveal transport paths for Holocene sediments on the coastal plain, SE Sweden // *GFF*. 2017. Vol. 139. №2. P. 147-161.
- Kenig, K.* Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries // *Quaternary International*. 2006. Vol. 152-153. P. 118-135.
- Kolstrup E.* Reappraisal of the Upper Weichselian periglacial environment from Danish frost-wedge casts // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1986. Vol.56. P. 237-249.
- Koltringer C., Stevens T., Bradák B., Almqvist B., Kurbanov R., Snowball I., Yarovaya S.* Enviromagnetic study of Late Quaternary environmental evolution in Lower Volga loess sequences, Russia // *Quaternary Research*. 2020. 25 pp.
- Koltringer C., Bradák B., Stevens T., Almqvist B., Banak A., Linder M., Kurbanov R., Snowball I. et al.* Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess - Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses // *Quaternary Science Reviews*. 2021. Vol. 267. 107057.
- 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., Büyükeriç, Y., Bukhsianidze, M., Flecker, R., Frolov, P., Hoyle, T. M., Jorissen, E.L., Kirscher, U., Koriche, S. A., Kroonenberg, S. B. et al.* Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution // *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 188. P. 1-40.

- Krinsley D., Takahashi T.* Surface Textures of Sand Grains – an Application of Electron Microscopy: Glaciation // *Science*. 1962. Vol. 138. I. 3546. P. 1262-1264.
- Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T.* First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. 2021. Vol. 50. №1. P. 134-146.
- Lebedeva M., Makeev A., Rusakov A., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R., Kust P., Varlamov E.* Landscape Dynamics in the Caspian Lowlands Since the Last Deglaciation Reconstructed From the Pedosedimentary Sequence of Srednaya Akhtuba, Southern Russia // *Geosciences*. 2018. Vol.8 (492). 21 p.
- Leffingwell E.* Ground ice wedges, the dominant form of ground ice on the north coast of Alaska // *The Journal of Geol.* 1915. Vol. 23. №7. P. 635-654.
- Leszczynski S., Nemeč W.* Sedimentation in a synclinal shallow-marine embayment: Coniacian of the North Sudetic Synclinorium, SW Poland // *Depositional Rec.* 2020. No.6. P. 44-171.
- Li G., Ma W., Zhao S., Mao Y., Mu Y.* Effect of freeze-thaw cycles on mechanical behavior of compacted fine-grained soil // *Sustainable Infrastructure Development in a Changing Cold Environmen.* American Society of Civil Engineers. Cold Regions Engineering. 2012. P. 72-81.
- Li Y., Shi W., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao G.* Loess genesis and worldwide distribution. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 201. 102947.
- Lozinski W.* Uber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemassigten Klima // *Acad. Sci. Cracovie Bull. Internat. cl. sci. math et naturelles*, 1909. Vol. 1. P. 1-25. (Перевод на английский: Mrozek T. On the mechanical weathering of sandstones in temperate climates. In *Cold Climate Landforms*, Evans D.J. (ed.). 1992. P. 119-134.)
- Lu H.Y., An Z.S.* Paleoclimatic significance of grain size of loess-paleosol sequences of central China // *Science in China, Series D: Earth Sciences*. 1998. Vol. 41. P. 626-631.
- Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Yanina T., Kurbanov R.* Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS 5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) // *Quaternary International*. 2021. Vol. 590. P. 164-180.
- Mamedov A.V.* The Late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41-42. P. 161-166.
- Muhs D.R.* Loess deposits, origins and properties. In *Encyclopedia of Quaternary Science*. 2007. P. 1405-1418.
- Muhs D.R., Cattle S.R., Crouvi O., Rousseau D.-D., Sun J.M., Zarate M.A.* Loess records. In: Knippertz, P., Stuut, J.-B.W. (Eds.). *Mineral Dust*. Springer Netherlands, Dordrecht. 2014. P. 411-441.

- Murray A.S., Marten R., Johnston A., Martin P.* Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 1987. Vol. 115. №2. P. 263-288.
- Murray A.S., Wintle A.G.* The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. 2003. №37. P. 377-381.
- Murray A.S., Wintle A.G.* Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // *Radiation Measurements*. 2000. №32 (1). P. 57-73.
- Murton J.* Ice Wedges and Ice-Wedge Casts // In "Permafrost and periglacial features". 2013. P. 436-451.
- Murton J., Worsley P., Gozdzik J.* Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 899-922.
- 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. P. 497-500.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R.G., Toucanne S.* An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages // *Quaternary Science Reviews*. 2015. V. 111. P. 94-106.
- Schaetzl R., Bettis E., Crouvi O., Fitzsimmons K., Grimley D., Hambach U., et al.* Approaches and challenges to the study of loess - Introduction to the LoessFest Special Issue // *Quaternary Research*. 2018. V. 89(3). P. 563-618.
- Starkel L.* Paleogeography of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet // *Geographia Polonica*. 1988. Vol.55. P. 151-163.
- Stevens T., Buylaert J.-P., Thiel C., Újvári G., Yi S., Murray A.S., Frechen M., Lu H.* Ice-volume-forced erosion of the Chinese Loess Plateau Global Quaternary stratotype site // *Nature Communications*. 2018. № 9(1). 12 p.
- Sun Y.B., Lu H.Y., An Z.S.* Grain size distribution of quartz isolated from Chinese loess/paleosol // *China Science Bulletin*. 2000. Vol. 45. P. 2296-2298.
- Sun D., Bloemendal J., Rea D.K., Vandenberghe J., Jiang F., An Z., Ruixia S.* Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components // *Sedimentary Geology*. 2002. Vol. 152. P. 263-277.
- Svitoch A.A.* Khvalynian transgression of the Caspian Sea was not a result of water overflow from the Siberian Proglacial lakes, nor a prototype of the Noachian flood // *Quaternary International*. 2009. №197. P. 115-125.

- 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. 590. P. 56-72.
- Thiel C., Buylaert J.P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M.* Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quaternary International*. 2011. Vol. 234. P. 23-31.
- Timireva S.N., Kononov Yu M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N.* Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // *Quaternary International*. In press.
- Tokareva O., Lebedeva M., Timireva S., Kononov Yu., Taratunina N., Kurbanov R.* Pedostratigraphy of the Kuban loess-paleosol sequences // *Book of abstract: 2nd International Conference on Quaternary Sciences (Gorgan, Iran; 5 – 7 September 2021)*. 2021. P. 88-92.
- Tudryn A., Chalié F., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V., Tucholka P., Leroy S.A.G.* Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // *Quaternary International*. 2013. Vol. 292. P.193-204.
- Tyunin N.A., Kurbanov R.N.* Carbonate content analysis of loess-paleosol deposits of the Leninsk section (Lower Volga) // *Abstracts of the International conference «Loessfest2018 Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features»*. Moscow. 2018. P. 26-27.
- Van Vliet-Lanoe B.* The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction // *Quaternary Science*. 1988. Vol. 3 (1). P. 85-96.
- Van Vliet-Lanoe B.* Chronostratigraphy and Paleoclimatic Cryogenic Deformations in the Central European Loess // *GeoJournal*. 1991. Vol. 24.2. P. 157-163.
- Vandenbergh J., Pissart A.* Permafrost changes in Europe during the last glacial // *Permafrost and Periglacial Processes*. 1993. No. 4. P. 121-135.
- Vandenbergh J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A., Jin, H., Cui, Z., Zhang, T., Wan, X.* The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP // *Boreas*. 2014. 43 (3). P. 652-666.
- Vos K., Vandenbergh N., Elsen J. et al.* Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2014. №128. P. 93-104.

- Woronko B., Hoch M.* The Development of Frost-weathering Microstructures on Sand-sized Quartz Grains: Examples from Poland and Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22 (3). P. 214-227.
- Woronko B., Pisarska-Jamrozy M.* Micro-scale frost weathering of sand-sized quartz grains // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2015. №27. P.109-122.
- Wu C., Qian P., Zheng X., Zhou L., Wang H., Xu H.* Quartz grain characteristics of the late Pleistocene hard clay in the Yangtze River delta and implications for sedimentary environment and provenance. *Quaternary Research*. 2020. P. 1-17.
- 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.
- Zeeden C., Hambach U., Obreht I., Hao Q., Abels H., Veres D., Lehmkuhl F., Gavrilov M., Marković D.* Patterns and timing of loess-paleosol transitions in Eurasia: Constraints for paleoclimate studies. *Global and Planetary Change*. 2018. Vol. 162. P. 1-7.

ПРИЛОЖЕНИЕ №1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Таблица 1. Распределение образцов по глубинам

Средняя Ахтуба		Ленинск		Батаевка		Черный Яр	
№ обр.	Глубина, см	№ обр.	Глубина, см	№ обр.	Глубина, см	№ обр.	Глубина, см
SA-1	20	LN-1	209	BT-A-2	1096	CY_1	18
SA-2	125	LN-2	259	BT-A-15	1122	CY_2	43
SA-3	450	LN-3	312	BT-A-30	1152	CY_6	82
SA-4	615	LN-4	342	BT-B-7	1201	CY_7	97
SA-5	630	LN-5	440	BT-B-46	1279	CY_8	115
SA-6	730	LN-6	481	BT-F-4	1658	CY_9	137
SA-7	910	LN-7	521	BT-F-24	1698	CY_10	155
SA-8	920	LN-8	661	BT-G-6	1767	CY_11	241
SA-9	940	LN-9	671	BT-G-25	1805	CY_12	264
SA-10	1400	LN-10	707	BT-H-9	1848	CY_13	285
SA-11	1420	LN-11	764	BT-H-40	1910	CY_14	307
SA-12	1455	LN-12	812			CY_15	325
SA-13	1515	LN-13	917			CY_16	346
SA-14	1530	LN-14	942			CY_17	360
SA-15	1610	LN-15	945			CY_18	370
SA-16	1630	LN-16	1029			CY_19	395
SA-17	1700	LN-17	1018			CY_20	410
SA-18	1725	LN-20	1134			CY_21	424
SA-19	1740	LN-21	1309			CY_22	438
SA-20	1760	LN-22	1325			CY_23	450
SA-21	1840					CY_24	465
						CY_25	494
						CY_28	545
						CY_29	560
						CY_30	575
						CY_31	590
						CY_32	613
						CY_33	643
						CY_34	658
						CY_35	673
						CY_36	696
						CY_37	716

Косика	
№ обр.	Глубина, см
KOS-1	55
KOS-2	125
KOS-3	250
KOS-4	300
KOS-5	350
KOS-7	415

Райгород	
№ обр.	Глубина, см
RG-1	542
RG-2	662
RG-3	970
RG-4	991
RG-5	1048

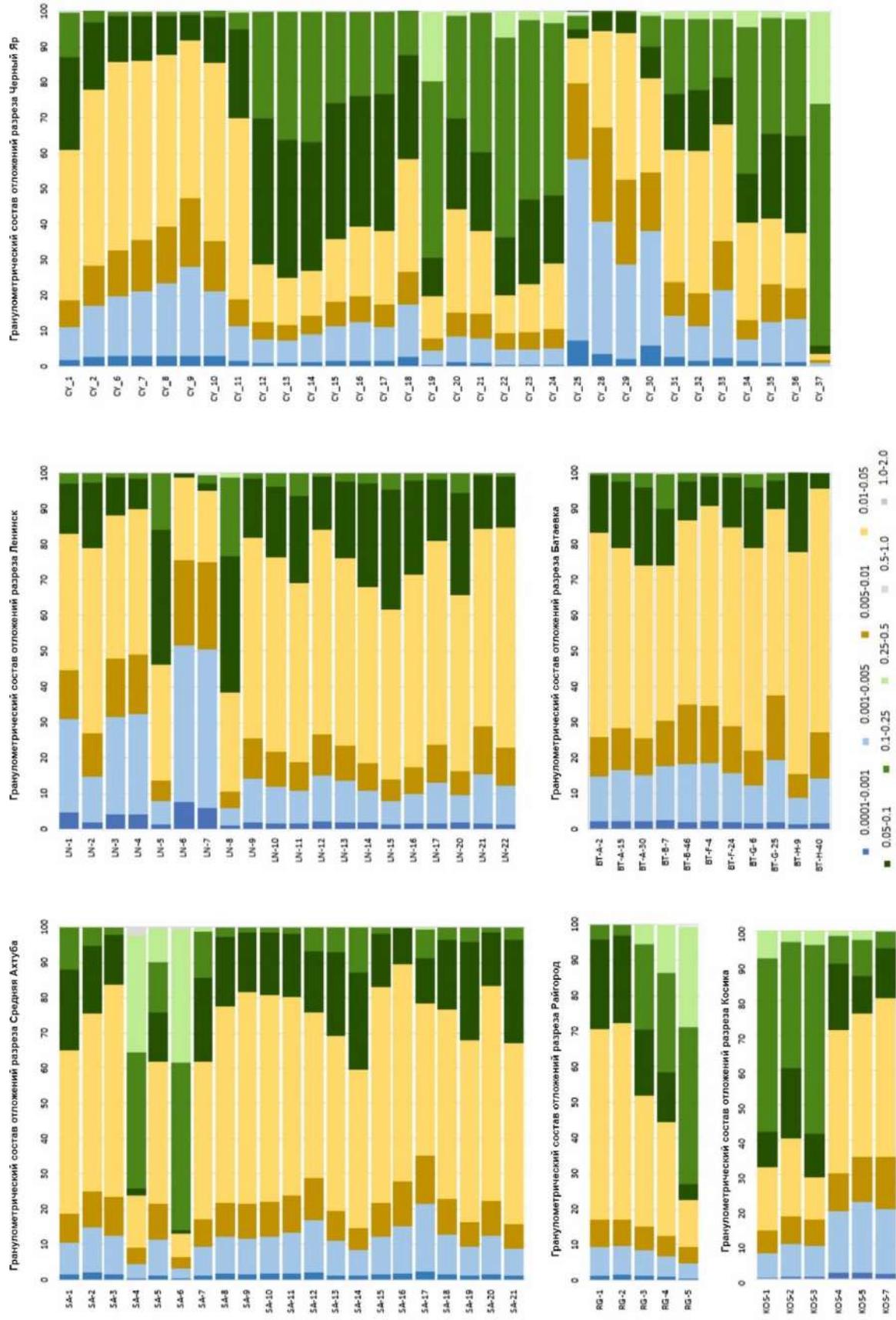


Рисунок 1. Результаты гранулометрического анализа изученных разрезов Нижнего Поволжья

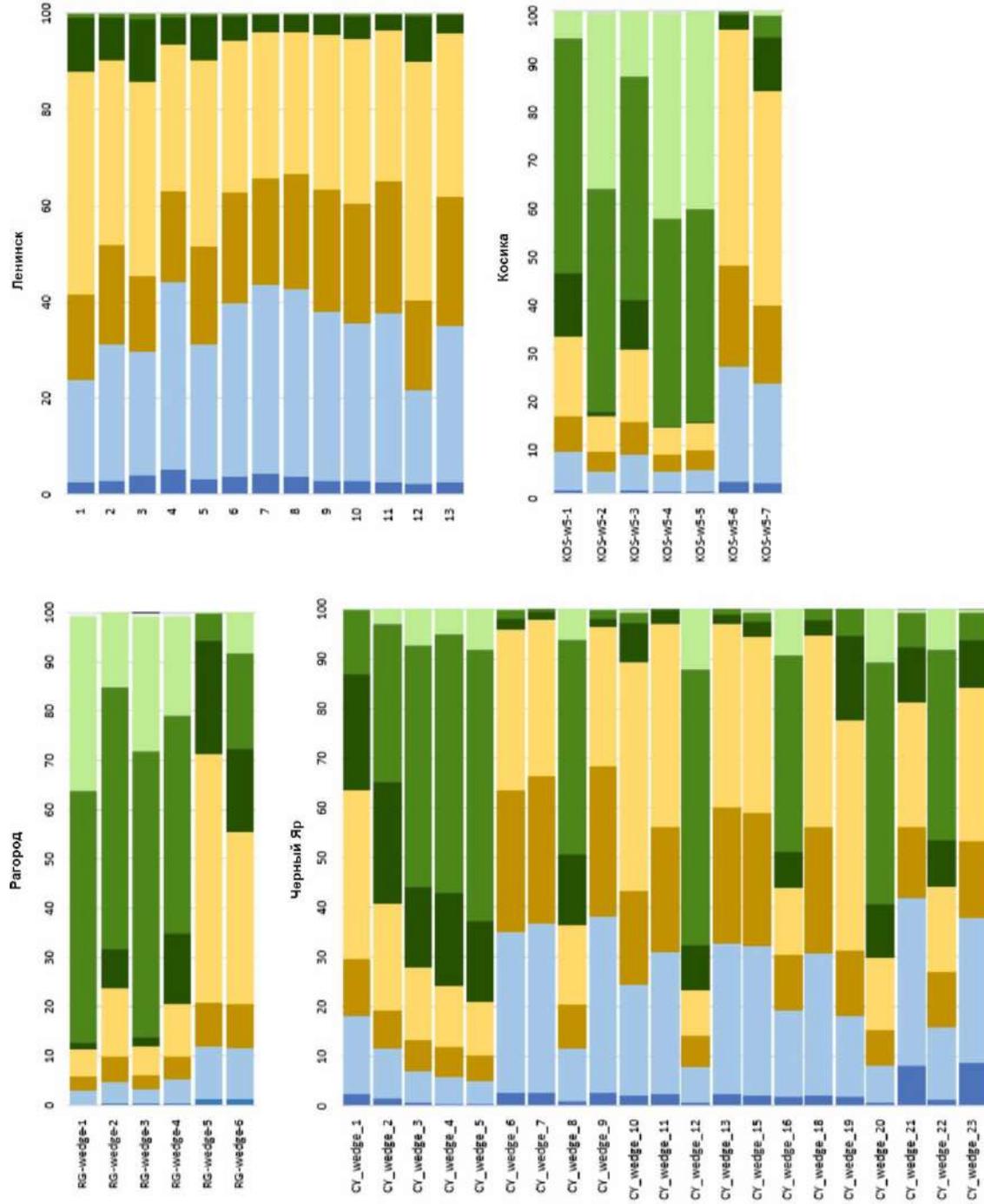


Рисунок 2. Результаты гранулометрического анализа некоторых псевдоморфоз из разрезов Нижнего Поволжья

ПРИЛОЖЕНИЕ №2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОСЛ-ДАТИРОВАНИЯ

Таблица 1. Концентрации радионуклидов для образцов разрезов Нижнего Поволжья

№ образца	Глубина, см	²³⁸ U, Бк/кг	²²⁶ Ra, Бк/кг	²³² Th, Бк/кг	⁴⁰ K, Бк/кг
Разрез Ленинск					
180809	666	60±24	24,2±1.7	27,2±1.4	480±27
180810	687	30±13	30,9±1.0	35,2±0.9	527±18
170807	727	27±16	26,3±1.2	28,2±1.0	467±20
180882	751	27±8	27,2±0.7	33,1±0.8	535±14
180811	775	31±16	28,9±1.2	38,0±1.0	632±22
180812	942	20±9	18,5±0.7	22,7±0.8	478±14
170810	1012	54±17	24,5±1.2	25,2±1.0	414±20
180895	1260	34±9	27,9±0.8	33,6±0.8	568±13
180896	1380	38±11	30,7±0.9	42,2±0.9	664±15
180816	1472	21±4	29,7±0.4	41,4±0.4	589±9
180899s	1585	29±6	30,6±0.6	37,0±0.6	611±14
Разрез Райгород					
187741	256	41±12	25.9±1.0	32.0±1.0	534±16
187745	344	34±9	30.6±0.6	32.9±0.7	528±11
187750	450	39±10	27.6±0.9	34.0±0.9	536±14
187759	663	24±3	24.8±0.5	26.8±0.4	460±8
187772	862	31±9	31.0±0.6	32.1±0.7	569±11
187779	991	22±8	12.4±0.5	13.0±0.6	292±9
187781	1210	26±9	26.5±0.7	27.1±0.8	502±12
187782	1308	22±12	32.8±0.9	37.6±1.0	535±15
Разрез Черный Яр					
187708	426	19.6±3.7	14.9±0.4	18.7±0.3	219±6
187710	470	12.5±6.1	8.9±0.9	9.8±0.7	343±16
187711	500	13.1±2.1	11.3±0.2	12.8±0.2	315±5
187716	515	23.7±4.9	29.5±0.5	42.3±0.6	482±10
187718	575	25.2±7.5	28.1±0.7	41.5±0.7	629±15
187721	713	4.2±2.9	4.8±0.2	4.2±0.2	172±5
Разрез Косика					
177780	90	16.8±5.8	23.0±0.5	24.4±0.5	496±12
177781	110	8.6±6.5	11.7±0.5	13.7±0.6	344±11
177785	190	14.2±2.1	13.0±0.4	14.7±0.3	368±6
177788	180	14.2±1.6	13.7±0.3	13.4±0.2	391±5
177787	250	39.3±4.4	22.1±0.4	32.4±0.7	501±14
177789	290	32.1±7.6	20.4±0.5	27.0±0.7	496±12
177793	265	39.3±11.6	27.7±0.9	38.3±0.7	574±15

Таблица 2. Результаты ОСЛ-датирования для кварца и полевых шпатов для разрезов Нижнего Поволжья

№ образца	Глубина, см	Измерения по полевым шпатам (Fк)				Измерения по кварцу (Q)	Водо-насыщение, %	Скорость накопления Грей/тыс.л.	Полевые шпаты			Смоделированный
		Протокол IR ₅₀		Протокол rIRIR ₂₉₀					IR ₅₀	rIRIR ₂₉₀	Кварц	
		Доза, Грей	п ¹	Доза, Грей	п ²							
Ленинск												
180809	666	60±7	14	82±10	14	50.9±1.5	23	2.12±0.06	23.8±3.0	32.6±4.1	27.2±1.7	27.2±1.7
180810	687	83±3	14	139±7	14	89.9±4.4	16	2.46±0.05	27.1±1.7	45.5±3.1	37.3±2.7	37.3±2.7
170807	727	69±5	10	118±8	10	76.0±4.8	24	2.13±0.05	26.0±2.3	44.3±3.6	37.4±3.1	37.4±3.1
180882	751	91±2	13	147±8	13	99.4±6.9	12	2.39±0.04	30.4±1.5	49.4±3.7	42.3±3.7	42.3±3.7
180812	942	95±4	7	165±4	7	115.5±12.2	12	1.95±0.03	37.3±2.4	64.6±3.6	60.4±7.2	59.6±4.0
180895	1260	155±8	6	246±5	6	169.1±13.6	5	2.46±0.04	50.7±3.4	80.7±4.2	70.0±6.8	75.7±4.6
180896	1380	185±3	6	318±3	5	240.0±37.5	5	2.51±0.04	54.2±2.5	93.2±4.6	86.6±14.3	88.2±4.9
180816	1472	164±10	9	304±9	10	нет данных	30	2.31±0.03	50.2±3.8	93.0±5.3	нет данных	88.0±5.6
180899s	1585	231±10	8	357±14	14	202.9±20.6	8	2.31±0.03	72.9±4.6	112.9±7.0	80.3±9.2	107.9±7.2
Райгород												
187741	256	нет данных	9	78±3	9	52.5±1.9	21	2.42±0.04	нет данных	25.5±1.0	21.7±0.9	21.7±0.9
187745	344	нет данных	5	101±2	5	73.1±2.8	15	2.50±0.04	нет данных	ет данных	29.2±1.2	29.2±1.2
187750	450	нет данных	6	131±1	6	78.4±2.7	18	2.49±0.04	нет данных	34.9±0.8	31.5±1.2	31.5±1.2
187759	663	нет данных	9	162±4	9	103.8±2.7	15	2.10±0.03	нет данных	52.4±0.8	49.3±1.4	49.3±1.4
187772	862	нет данных	6	205±10	6	113.1±4.1	11	2.17±0.03	нет данных	57.6±1.8	49.8±2.1	52.1±2.0
187781	1210	нет данных	9	217±8	9	95.7±9.0	15	1.89±0.03	нет данных	72.6±3.7	50.6±4.8	69.5±3.7
187782	1308	нет данных	6	240±11	6	95.0±6.7	14	1.97±0.03	нет данных	82.0±3.2	48.3±3.2	78.6±3.2
187785	1678	нет данных	14	240±11	14	139.2±9.9	16	2.16±0.03	нет данных	85.8±4.1	64.6±4.7	82.6±4.1
Черный Яр												
187708	426	51.4±1.4	12	68.1±1.6	12	37.4±2.0	21	1.19±0.06	24.2±1.6	32.0±2.3	31.5±2.1	31.5±2.1
187710	470	52.4±1.3	12	69.0±2.2	12	41.6±1.5	22	1.28±0.06	23.6±1.1	31.1±1.7	32.4±2.0	32.4±2.0
187711	500	57.8±2.4	12	86.8±2.2	12	48.9±1.8	22	1.11±0.04	26.9±1.5	40.5±1.8	43.8±2.2	43.8±2.2
187716	515	81.6±4.9	10	116.3±7.2	10	56.7±2.2	21	0.99±0.03	42.2±3.1	60.2±4.5	57.0±3.1	нет данных
187718	575	202.7±19.7	12	279.1±11.1	12	нет данных	40	2.21±0.08	64.4±6.7	88.7±4.8	S	S
187721	713	162.0±8.7	14	206.4±13.7	14	нет данных	40	0.57±0.02	107.8±7.5	137.4±11.3	S	S
Косика												
177780	90	23.2±0.7	11	33.3±1.2	11	19.4±0.5	20	2.26±0.10	7±0	10.4±0.6	8.6±0.5	8.6±0.5
177781	110	27.8±0.9	11	37.3±1.1	11	19.9±1.3	18	1.51±0.06	11±1	15.2±0.8	13.1±1.1	13.1±1.1
177788	180	43.2±4.9	11	59.2±4.4	11	32.8±1.4	21	1.44±0.05	18±2	24.9±2.1	22.7±1.3	22.7±1.3
177789	290	214±17	11	285±30	15	187±11	22	2.22±0.10	68±6	90.0±10.1	S	нет данных
177792	205	95±21	11	179±14	11	99±7	17	1.19±0.05	45±10	84.3±7.6	82.8±6.7	нет данных
177793	265	260±13	10	386±17	10	308±55	10	2.10±0.07	86±5	127.1±7.4	S	S

п¹ – количество аликвот, S² – полное насыщение

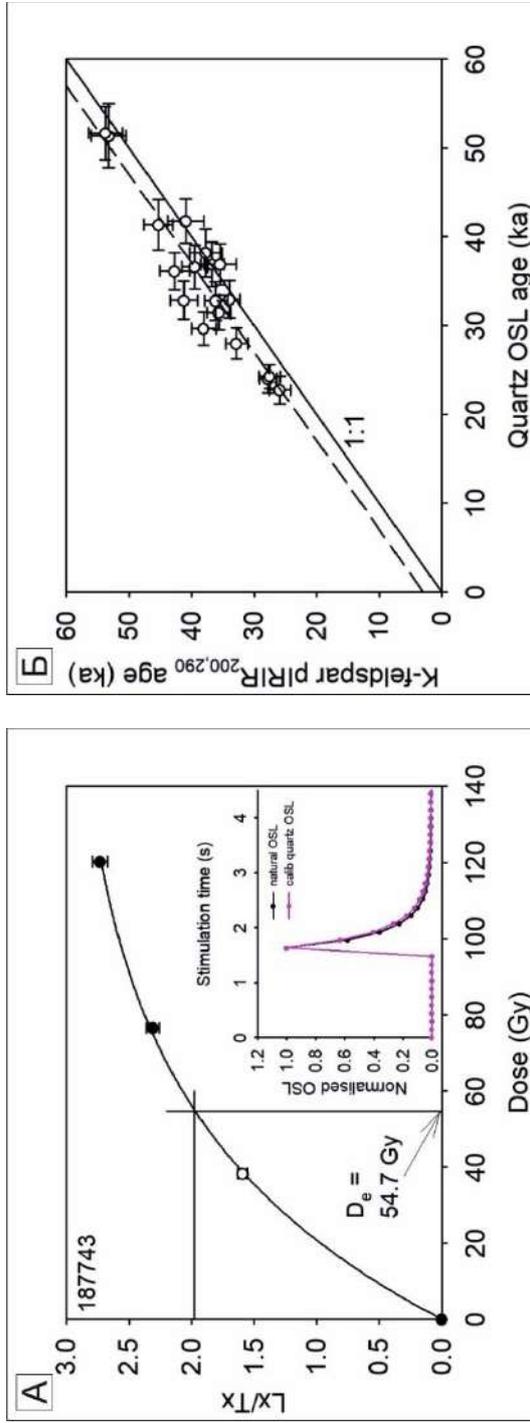


Рисунок 1. А - Типичная кривая насыщения кварца (образец 187743), на вставке показан естественный OSL-сигнал в сравнении с кривой затухания калибровочного кварца Risø, что ясно указывает на преобладание быстрого компонента в кварце; Б – корреляция возраста по кварцу (непрерывная линия) и полевым шпатам (пунктир) показывает хорошее соответствие; В – результаты теста восстановления дозы показывают, что SAR-протокол подходит для измерения доз в выбранных образцах

