

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

*На правах рукописи*

**Лобачева Дарья Максимовна**

**Бэровские бугры в Северном Прикаспии, палеогеографические  
условия их формирования и развития**

1.6.14. Геоморфология и палеогеография

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
доктор географических наук, доцент  
Т.А. Янина

Москва – 2026

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ: ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ, СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ</b> .....	14
<b>1.1. История изучения бэровских бугров</b> .....	14
<b>1.2. Бэровские бугры как объект междисциплинарных исследований</b> .....	26
<b>ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ</b> .....	30
<b>2.1. Физико-географическая характеристика Северного Прикаспия</b> .....	30
<b>2.2. Геолого-геоморфологическое строение Прикаспийской низменности</b> .....	42
2.2.1. Геологическое строение .....	42
2.2.2. Геоморфологическое строение района исследований .....	49
<b>ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	67
<b>3.1. Методические геолого-геоморфологические основы исследования</b> .....	67
<b>3.2. Материалы</b> .....	71
<b>3.3. Полевые методы</b> .....	75
<b>3.4. Камеральные методы</b> .....	78
3.4.1. Геоинформационный картографический анализ .....	79
3.4.2. Гранулометрический анализ.....	80
3.4.3. Текстурный анализ .....	83
3.4.4. Геохимический анализ .....	85
3.4.5. Микроморфологический анализ.....	88
3.4.6. Радиоуглеродный метод датирования .....	91
3.4.7. Математическое моделирование .....	92
<b>ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ</b> .....	100
<b>4.1. Особенности морфологии и распространения бэровских бугров в Северном Прикаспии</b> .....	100

<b>4.2. Литофациальное строение бэровских бугров.....</b>	<b>107</b>
4.2.1. Тектурная характеристика бугровой толщи.....	115
4.2.2. Фаунистические остатки и следы ихнофоссилий.....	120
4.2.3. Гранулометрический состав отложений бэровских бугров .....	125
4.2.4. Особенности геохимического состава бугровых отложений.....	134
4.2.5. Микроморфологическое строение бугровой толщи .....	138
<b>ГЛАВА 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ .....</b>	<b>147</b>
<b>5.1. Возможный механизм возникновения подводного морского рельефа по результатам математического моделирования .....</b>	<b>147</b>
<b>5.2. Аналоги бэровских бугров.....</b>	<b>158</b>
<b>5.3. Абсолютный возраст бугровых отложений и возраст бугров.....</b>	<b>169</b>
<b>5.4. Стадии и палеогеографические условия формирования и развития бэровских бугров .....</b>	<b>175</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>197</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>200</b>
Приложение 1. Данные результатов гранулометрического анализа.....	229
Приложение 2. Замеры параметров (азимутов простирания и углов падения слойков) слоистости в нескольких бэровских буграх в Северном Прикаспии.....	237
Приложение 3. Геохимический состав бугровых отложений.....	242
Приложение 4. Морфологические особенности бэровских бугров в Северном Прикаспии.....	251
Приложение 5. Карта четвертичных образований и условные обозначения к карте ГГК 1000-3, лист L-38 .....	254

## ВВЕДЕНИЕ

В Северном Прикаспии широко распространены грядовые формы рельефа — бэровские бугры, получившие своё название в честь естествоиспытателя, члена Императорского Русского географического общества Карла фон Бэра. Исследователь впервые дал описание морфологических характеристик и генезиса этих форм рельефа в работе «Учёные записки о Каспийском море и его окрестностях» в 1856 году. Несмотря на длительную историю изучения (Федорович, 1941; Иванова, 1952; Якубов, 1952; Николаев, 1955; Леонтьев, Фотеева, 1965; Сладкопепцев, 1965; Белевич, 1979; Бадюкова, 1999, 2007; Жиндарев и др., 2001; Свиточ, Клювиткина, 2006; Рычагов, 2009), происхождение бэровских бугров, время и условия их формирования и развития до настоящего времени остаются нерешёнными вопросами геоморфологии и палеогеографии Каспийского региона. Выделяется девять групп гипотез их происхождения. Слагающий бугры материал, особенности его залегания и строения (основной носитель палеогеоморфологической информации) трактуются исследователями по-разному. Дискуссия о генезисе этих форм рельефа продолжается (Головачев, 2017; Дельта Волги..., 2019; Бадюкова и др., 2021; Лобачева и др., 2021, 2023, 2025; Занозин и др., 2023; Бадюкова, 2025), что говорит об **актуальности темы диссертации**.

Комплекс рельефа бэровских бугров — реликтовый, история его развития связана с трансгрессивно-регрессивными событиями в Каспийском море на границе плейстоцена и голоцена, тоже во многом дискуссионными. Решение вопросов, касающихся происхождения и развития бэровских бугров, поможет осветить и ряд проблем палеогеографии Каспийского бассейна в этом временном интервале.

Велика значимость бэровских бугров как потенциальных археологических памятников, содержащих важнейшую информацию о расселении людей и развитии их культур. Бугры являются ключевыми центрами концентрации археологических объектов, относящихся как к хазарскому времени, так и к золотоордынскому периоду. Некоторые из них включены в Единый государственный реестр объектов культурного наследия, что свидетельствует об актуальности изучения бэровских бугров для истории и культуры. Многоэтапность в формировании рельефа бугров связана с динамикой уровня Каспийского моря, повлиявшей на расселение человека и взаимодействие его культур, что еще раз подчеркивает геоархеологическую значимость их изучения. Важно значение бэровских бугров как объектов природопользования (добыча полезных ископаемых, сельскохозяйственное использование), рекреации и туризма, что указывает на актуальность их исследования и для практики.

**Цель исследования** — реконструкция палеогеографических условий формирования и развития бэровских бугров в Северном Прикаспии на основе их морфологии, комплексного

анализа слагающих отложений и результатов моделирования морфолитодинамических процессов.

**Основные задачи:**

1. Комплексный анализ и обобщение геолого-геоморфологической и палеогеографической информации о районах распространения бэровских бугров;
2. Анализ гипотез происхождения бэровских бугров и слагающих их толщ;
3. Выделение литофациальных комплексов бугровых отложений на основе комплексного литологического анализа, выявление их распространения, особенностей, возможных источников сноса;
4. Математическое моделирование морфолитодинамических процессов для выявления условий формирования и развития бэровских бугров;
5. Установление этапов и реконструкция палеогеографических условий формирования и развития бэровских бугров.

**Объект исследования** — бэровские бугры и слагающие их отложения. **Предметом исследования** служит генезис, условия формирования и развития рельефа бэровских бугров.

Бэровские бугры — это, как правило, вытянутые, преимущественно в субширотном направлении, широкие (300–500 м) гряды длиной до 10 км, относительной высотой 5–10 (иногда до 15) м, с прямыми или полого-выпуклыми склонами, плоскими или слегка выпуклыми вершинами, расположенные на относительно плоской поверхности Прикаспийской низменности ниже абсолютной высоты 0 – +2 м.

**Фактический материал и личный вклад автора**

В основу диссертации положены материалы 8-летних (2017–2025 гг.) полевых исследований автора в Северном Прикаспии и результаты их аналитического изучения. Исследования проводились в рамках проектов РФФИ и РНФ по тематике работ НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ. Значительная часть материала получена в экспедициях отдела четвертичной геологии и геоморфологии Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского на территории дельты Волги, Восточной Калмыкии и Западного Казахстана (Атырауская обл.). В качестве ключевых объектов исследования выбран ряд наиболее репрезентативных для изучения бугров в Северном Прикаспии: Троицкий, Яксатово, Нартово, Фунтово, Долгий, Басы, Кирпичный завод, Сарай-Бату, Селитренное, Сероглазка, Ленино, Семибугры, Орлы, Буркид-Джамбай, Аккистау, Баксай, Байчуназ, Доссор. Последние шесть бугров, расположенные на территории Казахстана, описаны автором впервые.

Диссертант приняла участие в комплексных палеогеографических исследованиях опорных разрезов Нижнего Поволжья: Средняя Ахтуба, Райгород, Цаган-Аман, Сероглазка, Ленино, Селитренное (три последних вскрывают строение бэровских бугров), что расширило представление о стратиграфии и палеогеографических особенностях развития территории Северного Прикаспия. Автор участвовала в геоморфологических и палеогеографических исследованиях в Манычской депрессии, по которой осуществлялся сброс каспийских вод в Черноморскую котловину, в рамках НСО кафедры геоморфологии и палеогеографии (2016) и экспедиции Института географии РАН (2022).

В ходе полевых работ автором выполнено фациально-литологическое описание рыхлых отложений, слагающих бугры, их зарисовка и фотофиксация, отобраны образцы на комплекс анализов. В лабораторных условиях им выполнены гранулометрический (143 пробы), геохимический (69 образцов), текстурный, геоинформационный анализы. Подготовка образцов для их изучения другими методами (малакофаунистическим, геохронологическим, микроморфологическим) также выполнена автором. Результаты всех анализов проинтерпретированы и обобщены диссертантом в контексте данной работы. Автором проведён критический анализ и обобщение опубликованных и фондовых материалов, выполнены палеогеографические реконструкции, сформулированы основные научные положения и выводы работы.

### **Методология и методика**

С методологической точки зрения исследование основывается на общей концепции региональной геоморфологии с опорой на обширные палеогеографические данные, полученные по Каспийскому региону, о пространственно-временном изменении природы. Геоморфологический анализ предполагает выделение элементов рельефа, их характеристику, сопоставление между собой и вывод о влиянии тех или иных факторов и условий на происхождение рельефа в ходе его эволюции (Марков, 1948; Щукин, 1960; Симонов, 1972; Кривцова, 1998; Симонов, Болысов, 2002). Методическая основа настоящего исследования — сопряженный метод палеогеографических реконструкций на основе результатов комплексного анализа рельефа и слагающих его отложений, как основных источников знаний о природной среде прошлого (Марков, 1960). Особое место в исследовании занимает изучение рельефа и отложений его слагающих с точки зрения учения о морфолитогенезе (Симонов и др., 1998).

Для обоснования гипотезы о происхождении бэровских бугров и определения условий накопления отложений применен комплексный подход, включающий взаимодополняющие методы: геоморфологический, комплексный литологический (гранулометрический, текстурный, микроструктурный анализы), геохимический, малакофаунистический, геоинформационный и геохронологический (радиоуглеродный анализ). Для проверки морской гипотезы

происхождения бэровских бугров применено математическое моделирование морфолитодинамики среды. Широко использованы критический анализ, систематизация и обобщение опубликованных и фондовых материалов.

### **Научная новизна работы**

Новизна работы заключается в решении научной проблемы генезиса бэровских бугров на основе анализа и обобщения оригинального авторского исследовательского материала, полученного в 2017–2025 гг. Предложенная палеогеоморфологическая схема формирования бэровских бугров, установление этапов в их развитии и их палеогеографическая реконструкция отличаются от существующих и отражают собственную научную точку зрения диссертанта о рельефе бэровских бугров. Для решения проблемы автором использован комплекс аналитических методов, позволивший получить новые значимые результаты. Заключение, сделанное автором в ходе использования разных подходов к изучению механического состава бугровых толщ, предложено им в качестве методической рекомендации. Впервые проведено математическое моделирование для выявления гидродинамических условий возникновения бэровских бугров как форм рельефа и проверки гипотезы их подводного морского образования. Сформулировано авторское определение бэровских бугров как форм рельефа. По результатам математического моделирования литодеформаций на мелководье, выявлен новый механизм возникновения подводного морского рельефа.

### **Теоретическая и практическая значимость работы**

Полученные результаты существенно дополняют и уточняют существующие представления о генезисе, условиях формирования и развитии бэровских бугров в Северном Прикаспии, а также о палеогеографии региона в позднем плейстоцене и начале голоцена. Материалы диссертации могут использоваться (и используются) в учебных курсах по палеогеографии и геоморфологии на географическом факультете МГУ, при проведении студенческих практик и геологических экскурсий в Северном Прикаспии.

Полученные результаты могут найти практическое применение в гидрогеологических и инженерных изысканиях на территории Северного Прикаспия. Знание о распространении бэровских бугров и особенностях их строения необходимо при размещении производств, связанных с использованием местных строительных материалов. Следует отметить обязательность строгого экологического надзора за их деятельностью из-за опасности полного уничтожения бугров. Результаты исследования, вне сомнения, представляют ценность для прикладных отраслей (краеведение, туризм, природоохранное и музейное дело и др.), поскольку бугры являются объектами как природного, так и культурного наследия России.

**Предмет защиты. Основные защищаемые положения:**

1. Морской рельеф, находящийся в погребенном состоянии в основании бэровских бугров в виде узких вытянутых и замкнутых форм с размахом высот до первых метров, согласно результатам математического моделирования, образован ветро-волновым воздействием на мелководье при постепенном снижении уровня Каспия.

2. Бэровские бугры — это грядовые денудационно-аккумулятивные формы рельефа комплексного генезиса, сформированные эоловыми и эрозионно-абразионными процессами на морском рельефе, образованном на мелководье Каспия при снижении его уровня.

3. В развитии бэровских бугров выделяются четыре этапа: (1) позднехвалынский — образование подводного рельефа (основания бэровских бугров) на фоне постепенного снижения уровня Каспия; (2) мангышлакский — формирование бугровой толщи и линейных дюн эоловыми процессами в условиях регрессии Каспия в аридном климате; (3) новокаспийский — преобразование рельефа бэровских бугров в связи со стабилизацией дюн растительностью, ослаблением активности эоловых процессов, последующим размывом межбугровых понижений и подмывом бугров во время новокаспийской трансгрессии; (4) современный — преобразование рельефа бугров человеком.

**Степень достоверности полученных результатов**

Достоверность результатов работы обусловлена обширным фактическим материалом по геологическому строению и распространению бэровских бугров, полученным автором в ходе исследования, а также комплексом данных аналитического изучения их отложений. Геохронологические реконструкции были предложены на основе результатов датирования, полученных по образцам автора в сертифицированной лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ. Гранулометрический и геохимический анализы проводились в соответствии со стандартами научной работы при помощи новейшего оборудования в лабораториях (лазерный дифрактометр Fritsch Analysette 22 microtec, энергодисперсионный портативный анализатор геохимического состава Olympus Delta Professional и стационарный волнодисперсионный спектроанализатор Макс-GV). Результаты атомно-эмиссионной спектроскопии по образцам автора были получены в ВИМС имени Н.М. Федоровского. Достоверность результатов проверялась на многочисленных конференциях, в общении с экспертами в соответствующих отраслях науки, а также публикацией основных положений диссертации в рецензируемых журналах.

**Апробация**

Результаты и основные положения работы представлены на отечественных и международных научных форумах: международная конференция проекта UNESCO IUGS-IGCP 610 «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the

Quaternary» (Анталья, Турция, 2018); международная конференция PRIDE-RCMNS «Ecosystem isolation and connection: rise and demise of biota in the Pontocaspian-Caucasian region» (Тбилиси, Грузия, 2018); 11-я и 12-я международные молодежные школы-конференции «Меридиан: от теории к практике в исследованиях природы и общества» (Курская биосферная станция, 2018, 2019); научные чтения Экзолит–2019 «Фациальный анализ в литологии: теория и практика» (Москва, 2019); XX международный конгресс по изучению четвертичного периода INQUA (Дублин, Ирландия, 2019); VIII конференция молодых ученых-геоморфологов Италии: «Sharing experiences on geomorphological research in different morphogenetic and morphoclimatic environments» (Милан, Италия, 2019); Третья международная пленарная встреча проекта INQUA IFG 1709F POCAS (Тегеран, Иран, 2019); международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов–2019» (Москва, 2019); всероссийская конференция с международным участием, посвященная 115-летию со дня рождения академика К.К. Маркова, «Марковские чтения 2020 года: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена» (Москва, 2020); международная конференция «Annual Meeting of the Geological Society of America (Портленд, США, 2021); международная конференция проекта INQUA SEQs (Варшава, Польша, 2021); всероссийская конференция, посвященная памяти профессора В.Г. Очева (Москва-Самара-Тольятти, 2021); всероссийская научная конференция: «Пути эволюционной географии», посвященная памяти профессора А.А. Величко (Москва, 2021); международная конференция общества седиментологов 35<sup>th</sup> IAS Meeting (Прага, Чехия, 2021); X международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование» MARESEDU-2021 (Москва, 2021); 2-я Международная конференция по четвертичным наукам (Горган, Иран, 2021); геоморфологический вебинар IAG Central-Eastern Europe 2022; XIII семинар молодых ученых вузов, объединяемых мужвузовским координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (Набережные Челны, 2022); VI всероссийская научная конференция с международным участием «Динамика экосистем в голоцене» (Санкт-Петербург, 2022); XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук (Иркутск, 2023); XXI Congress of the International Union for Quaternary Research (INQUA, 2023) (Рим, Италия, 2023); XXV Международная научная конференция-школа по морской геологии (Москва, 2023); Научно-практический форум, посвященный 270-летию МГУ имени М.В. Ломоносова. Современные вопросы литологии и морской геологии (Москва, 2024); VI международная конференция молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского. Геология XXI века — передовые технологии и научно-методическое обеспечение регионального геологического изучения недр Российской Федерации (Санкт-Петербург, 2024); IX Щукинские чтения: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и XXXVIII Пленум Геоморфологической комиссии (Москва,

2025); всероссийская конференция с международным участием, посвященная 120-летию со дня рождения академика К.К. Маркова, «Марковские чтения 2025 года: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена» (Москва, 2025); XI Всероссийская конференция по изучению четвертичного периода (Санкт Петербург, 2025).

### Публикации

По теме диссертации опубликовано 10 научных работ, в том числе 9 статей в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базе ядра Российского индекса научного цитирования «eLibrary Science Index», а также глава в монографии. Формулировка научных задач, проведение исследований, интерпретация результатов, подготовка текста, предоставление материалов в печать и работа с отзывами осуществлялась при активном участии соискателя. При подготовке текста диссертации использован текст всех 10 публикаций (Лобачева и др., 2021; Лобачева и др., 2023; Lobacheva et al., 2023; Котеньков и др., 2024; Котеньков, Лобачева, 2024; Матлахова и др., 2024; Makshaev et al., 2025), выполненных автором в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные положения, результаты и выводы исследования. В публикациях (Лобачева и др., 2021; Лобачева и др., 2023; Lobacheva et al., 2023) личный вклад автора диссертации являлся определяющим, им написан текст, составлены иллюстративные материалы, проведено представление материалы в печать и работа с рецензентами.

Статьи в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базе ядра Российского индекса научного цитирования «eLibrary Science Index»:

1. **Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р.** Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2021. — № 6. — С. 89–101. EDN: YXAUGY / 0,812 п.л. *Импакт-фактор 0,287 (SJR). Вклад соискателя 80%.*
2. **Бричёва С.С., Гоников Т.В., Панин А.В., Деев Е.В., Матасов В.М., Дорошенко М.М., Энтин А.Л., Лобачева Д.М.** О происхождении грядового рельефа Курайской котловины (юго-восточный Алтай) в свете морфометрических и георадарных исследований // Геоморфология и палеогеография. — 2022. — Т. 53, № 4. — С. 25–41. EDN: ВОНВТQ / 1,062 п.л. *Импакт-фактор 0,318 (SJR). Вклад соискателя 20%.*
3. **Lobacheva D.M., Badyukova E.N., Makshaev R.R.** Sedimentary characteristics of Baer knolls deposits in the Volga River Delta // Геоморфология и палеогеография. — 2023. — Vol. 54, no. 3. — P. 67–80. EDN: WDAEYY / 0,875 п.л. *Импакт-фактор 0,212 (SJR). Вклад соискателя 80%.*
4. **Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р.** Положение протоков палеодельты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным // Аридные экосистемы. — 2023. —

- Т. 29, № 3. — С. 24–35. EDN: VTESSF / 0,625 п.л. *Импакт-фактор 1,992 (РИНЦ). Вклад соискателя 80%*. [Англоязычная версия: **Lobacheva D.M., Vadyukova E.N., Makshaev R.R.** The positions of the channels of the Volga Paleodelta at the end of the Khvalynian time according to geomorphological data // *Arid Ecosystems*. — 2023. — Vol. 29, no. 3. — P. 15–23. EDN: YVHGIZ / 0,56 п.л. *Импакт-фактор 0,6 (JIF). Вклад соискателя 80%*.]
5. Котеньков С.А., Махшаев Р.Р., Лобачева Д.М., Матлахова Е.Ю. Волго-Каспийский канал в XVIII в.: историко-географическая реконструкция судоходного маршрута // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. — 2024. — Т. 79, № 3. — С. 149–161. EDN: KKYAQU / 0,82 п.л. *Импакт-фактор 0,245 (SJR). Вклад соискателя 40%*.
  6. Котеньков С.А., Лобачева Д.М. Карта и записки Энгельберта Кемпфера 1697 г. историко-географический анализ // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. — 2024. — Т. 79, № 5. — С. 114–123. EDN: CXBFUC / 0,625 п.л. *Импакт-фактор 0,245 (SJR). Вклад соискателя 50%*.
  7. Makshaev R.R., Yanina T.A., Bolikhovskaya N.S., Matlakhova E.Yu., Semikolennykh D.V., Tkach N.T., **Lobacheva D.M.**, and Tkach A.A. The timing and sedimentary facies of the early Khvalynian stage in the Lower Volga Region (Northern Caspian Lowland) // *Quaternary Science Reviews*. — 2025. — Vol. 369, p. 109601. — DOI: 10.1016/j.quascirev.2025.109601 / 1,062 п.л. *Импакт-фактор 1,334 (SJR). Вклад соискателя 20%*.
  8. Матлахова Е.Ю., Махшаев Р.Р., Лобачева Д.М., Лысенко Е.И., Ткач А.А., Ткач Н.Т., Котеньков С.А., Соловьев Д.С. Влияние колебаний уровня Каспия и динамики русловой сети дельты Волги на расположение и развитие хазарских поселений Семибугоринского археологического комплекса // *Limnology and Freshwater Biology*. — 2024. — № 4. — С. 510–515. EDN: HJLIFB / 0,23 п.л. *Импакт-фактор 0,289 (РИНЦ). Вклад соискателя 20%*. [Англоязычная версия: Matlakhova E.Y., Makshaev R.R., **Lobacheva D.M.**, Lysenko E.I., Tkach A.A., Tkach N.T., Koten'kov S.A., and Soloviev D.S. The influence of the Caspian Sea level fluctuations and river channels network dynamics in the Volga River delta on the location and development of Khazar settlements of the Semibugorinsky archaeological complex // *Limnology and Freshwater Biology*. — 2024. — № 4. — С. 510–515. — DOI: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-510 / 0,23 п.л. *Импакт-фактор 0,167 (SJR). Вклад соискателя 20%*.]
  9. Махшаев Р.Р., Матлахова Е.Ю., Ткач Н.Т., Лобачева Д.М., Лысенко Е.И., Ткач А.А. Влияние раннехвалынской трансгрессии Каспия на строение долины Волги и ее притоков (ключевой участок Малый Караман, Саратовская область) // *Геоморфология и палеогеография* — 2025. — Т. 56, № 1. — С. 116–129. EDN: DNXQPH / 0,875 п.л. *Импакт-фактор 0,194 (SJR). Вклад соискателя 20%*.

## Прочие публикации:

10. Бадюкова Е.Н., Лобачева Д.М. Бэровские бугры в дельте Волги и Северном Прикаспии // В кн.: Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата. Под ред. Т.А. Яниной — М.: Географический факультет МГУ, ООО «Красногорская типография» Москва, 2019. — С. 116–149. / 3,81 п.л. Вклад автора 40%.

**Структура и объем работы**

Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы (335 наименований, из которых 122 на иностранных языках). Работа содержит 5 приложений. Общий объём диссертации составляет 256 страниц, основной текст представлен на 228 страницах и включает в себя 72 рисунка, 7 таблиц.

**Благодарности**

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.г.н., профессору Т.А. Яниной за постоянную профессиональную помощь и руководство диссертационной работой, всестороннюю поддержку и понимание. Автор безгранично благодарна к.г.н. Е.Н. Бадюковой за многолетнюю работу, консультации, совместные труды и полезные наставления. Автор выражает благодарность коллективу НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена за помощь в сборе полевого материала и его интерпретации, всестороннюю поддержку и творческую атмосферу. Особая благодарность к.г.н. Р.Р. Макшаеву за конструктивные советы и помощь в получении данных, полезный опыт и необходимые знания для проведения ряда анализов; д.с.-х.н. М.П. Лебедевой за ценный методический опыт, возможность проведения совместных микроморфологических исследований и полезные советы по работе. Автор признательна к.б.н. П.П. Кречетову за возможность проведения гранулометрического анализа на кафедре геохимии ландшафтов и географии почв. Особая признательность диссертанта к.г.-м.н. заведующему отделом четвертичной геологии и геоморфологии Института Карпинского А.С. Застрожнову за проведение экспедиций в Прикаспийской низменности и помощь в получении необходимого материала для работы. Автор благодарит и.о. зам. ген. директора Института Карпинского, к.г.-м.н. Д.В. Назарова за помощь в проведении текстурного анализа отложений бэровских бугров и ценные рекомендации; выражает глубокую благодарность с.н.с. отдела численного моделирования гидрофизических процессов ГОИН имени Н.Н. Зубова В.В. Фомину за помощь, конструктивные советы и проведение совместных экспериментов математического моделирования гидродинамической среды возникновения бэровских бугров. Автор искренне благодарна профессору С. Крооненбергу (Нидерланды) за ценные методические советы и критику в работе над диссертацией. Диссертант глубоко благодарна к.и.н., и.о. директора

Каспийского филиала ИО РАН С.А. Котенькову. Глубоко признательна д.г.н., профессору С.И. Большову за полезные советы и конструктивную критику, к.г.н. Е.Ю. Матлаховой за ценные рекомендации. Автор выражает безмерную благодарность кафедре геоморфологии и палеогеографии и ее заведующему за всестороннюю поддержку, конструктивную критику, понимание и бесценные советы по работе. Автор признательна своей семье и всем близким за постоянную поддержку и понимание, творческую атмосферу и помощь.

# ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ: ГИПОТЕЗЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ, СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

*«... я утешился только, когда понял, что здание нашего познания возрастает по собственным жизненным законам и отдельный человек может быть лишь кирпичом в этом здании. Назначение одного человека лишь в том, чтобы нести второй кирпич, служащий опорой для третьего»*

*К.М. Бэр, 1856 г.*

## 1.1. История изучения бэровских бугров<sup>1</sup>

Бэровские бугры привлекают к себе интерес исследователей уже более двух веков. Первые упоминания о буграх встречаются в работах С.Г. Гмелина (1777), П.С. Палласа (1788) и Э.А. Эверсмана (1844), путешествовавших по провинциям Российской империи и прилегающим соседним странам. Однако первое подробное описание морфологии и внутреннего строения гряд было составлено К.М. Бэром только в 1853–1856 годах во время путешествия в южные провинции России с целью выяснения причин резкого падения улова рыбы в Прикаспии и оценки всех рыбных промысловых баз по всему Каспийскому морю от Астрахани до Куры (Бэр, 1856).

Именно Бэр акцентировал внимание на особенностях распространения гряд и различии ориентировки гряд — к крайней северной границе их распространения они имеют меридиональную ориентировку. Он также отмечал, что бугры как бы клином сходятся в Маньчский пролив, из чего сделал вывод о перетоке вод из Каспийского моря в Понт Эвксинский (современное Чёрное море). Не оставляет он без внимания и внутреннее строение гряд: отмечает неоднородность механического состава бугровой толщи (в некоторых буграх содержание песка выше и увеличивается к юго-западу от дельты Волги), наличие обломков раковин в толще и солей. Бэр был против эрозионной и эоловой гипотез происхождения бугров.

С середины XIX века накопился обширный объём литературы, посвящённой палеогеографии и геоморфологии Каспийского региона (Православлев, 1926; Рычагов 1997, 2009; Янина, 2012; Свиточ, Ключиткина, 2006 и др.). Проблема в том, что не во всех литературных источниках приводятся детальные данные о внутреннем строении, морфологии и

---

<sup>1</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

**Лобачева Д.М.**, Бадюкова Е.Н. Новые аспекты в изучении бугров Бэра // XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук : Тезисы докладов всероссийской научно-практической конференции с международным участием, Иркутск, 05–10 сентября 2023 года. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. – С. 193-197. – EDN IWLJMV.

Бадюкова Е.Н., **Лобачева Д.М.** Бэровские бугры в дельте Волги и Северном Прикаспии // В кн.: Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата. Под ред. Т.А. Яниной — М.: Географический факультет МГУ, ООО «Красногорская типография» Москва, 2019. — С. 116–149.

прочих аспектах исследуемых форм. На основе имеющейся литературы был проведён временной анализ существующих точек зрения на генезис исследуемых форм (Таблица 1.1 и Рисунок 1.1). Существующие гипотезы происхождения бэровских бугров следует разделить на ряд групп: морскую, эоловую, эрозионную, полигенетическую и другие (тектоническую, криогенную, гравитационную). Причём каждая группа гипотез часто включает в себя несколько различающихся между собой мнений исследователей, а именно, относительно механизмов возникновения гряд. Доминирует мнение об эоловом генезисе исследуемых форм.

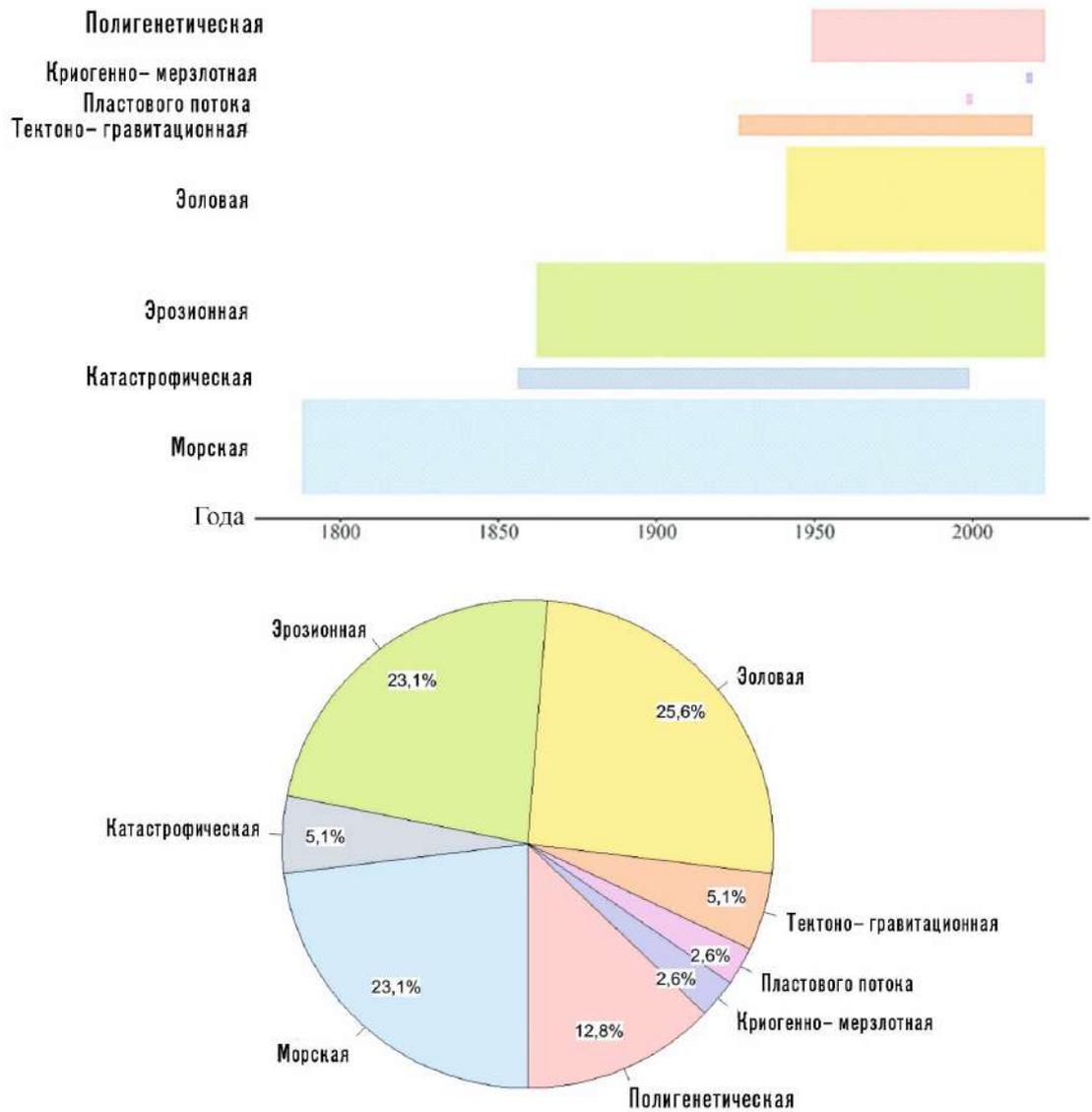


Рисунок 1.1. Временной ряд развития гипотез о происхождении бэровских бугров и процентное соотношение гипотез в корпусе рассмотренных работ

В этой главе не стоит задача обсуждения каждой из существующих гипотез о происхождении бэровских бугров. Лишь приведение основных достигнутых результатов в исследовании бэровских бугров с разных аспектов естественно-научных подходов и сбор-

систематизация существующих мнений с целью демонстрации этого многообразия существующих представлений.

Наиболее исчерпывающий обзор гипотез приводится в работах Т.Ф. Якубова (1952), О.К. Леонтьева и Н.И. Фотеевой (1965), Б.А. Федоровича (1941), Е.Ф. Белевич (1979) и Л.З. Захарова (1975). Последний акцентирует внимание на вопросе распространения форм на Прикаспийской низменности (приводится карта) и причинах сохранности бугров как форм рельефа. Пожалуй, наиболее подробная карта распространения гряд в Прикаспии, где указана, помимо прочего, их ориентировка, создана Т.Ф. Якубовым (1952) на основе результатов своих экспедиций. В работе присутствуют и тщательные описания некоторых бугров (Хошеутово, Карантинное, Копановка, Замьяны и др.) с приведением механического состава отложений и результатов водных вытяжек.

Изучение бугров проводилось, как правило, в составе крупных экспедиций в Нижнем Поволжье. Одним из первых исследователей был русский ботаник С.И. Коржинский (1884), который несколько позже К.М. Бэра (1856) высказался о том, что каспийские бугры сложены глинистым песком, скрепляемым примесью извести, которая является продуктом разрушения раковин моллюсков. Также автор является основоположником тщательных ботанических описаний бугрового ландшафта.

Примечательно мнение и геолога И.В. Мушкетова, который в 1884–1885 годах провёл исследовательскую экспедицию по Калмыцкой степи. Он считал разные по морфологии бугры то дюнами, то останцами в результате размыва, то забуруньями с внешнего края прибрежного мелководья. Его можно считать одним из первых авторов, относящих бугры к эрозионным образованиям (Мушкетов, 1895).

Нельзя не упомянуть труды геолога П.А. Православлева (1926), который организовал крупнейшую после К.М. Бэра экспедицию в северо-западный Каспий и проплыл от с. Бертюль в дельте Волги до устья Терека, осмотрев и тщательнейшим образом описав геологическое строение большого числа бугров и прилегающих к ним территорий. В его труде приводится большое число схем внутреннего строения бугров с подробным описанием литологии слоёв, а также находок малакофауны. Также Православлев предложил делить бугровую толщу на три свиты: нижнюю кемрудскую, среднюю джорджанскую и верхнюю саринскую. Позднее другие исследователи не использовали данную классификацию. Более популярным стало деление на верхнюю и нижнюю бугровые толщи.

Б.А. Федоровичем (1941) и Г.А. Ивановой (1952) в 1946 году была собрана большая коллекция образцов отложений из разных бугров, а также смежных отложений хвалыньских песков, глин, современного аллювия Волги и барханных песков, для исследования их механического и минералогического состава с целью выявления исходного материала для

формирования бугровой толщи. В результате выведены основные отличительные черты каждого вида отложений. Минералогический образ бугровых отложений генетически наиболее идентичен хвалынским осадкам, но отличается большей обогащённостью тяжёлыми минералами. Важным выводом работы стало подтверждение полученных ранее выводов Т.Ф. Якубова, который выделил Волжскую и Уральскую область седиментации. Хвалынские отложения и материал бугровой толщи генетически связаны именно с питающей провинцией Уральской области, отличающейся повышенным содержанием роговой обманки. Подтверждена также минералогическая унаследованность бугровой толщи от хвалынских суглинков (Иванова, 1952; Якубов, 1940). Также Г.А. Ивановой был сделан вывод о том, что в осевой части бугров отмечается более крупный материал песка и окатышей, нежели в периферийной.

Не менее обширные экспедиционные исследования были проведены и П.В. Федоровым с коллегами в 1949 и 1951 годах. Это были преимущественно меридиональные направления маршрутов от нижнего течения Кумы до Енотаевска, во время которых были отмечены преимущественно широтные ориентировки бугров как у типичных эоловых гряд, к которым ими и были отнесены бэровские бугры. Особенности распространения гряд были отмечены и северо-западнее низовий р. Эмбы. Гряды более пологие и глинистые, чем в Астраханской области. Также было подчёркнуто, что глинистый состав бугров нельзя считать сильным аргументом против эоловой гипотезы, т. к. таковые П.В. Федоров (1957) находил в Туркмении, считая, что глинистые хлопья-крупинки образуются в результате растрескивания глинистой корки на такырах. Формирование гряд предполагается авторами в период послехвалынской регрессии, а наличие останцов бугров на дне мелководного Северного Каспия лишь подтверждает в очередной раз тот факт, что мангышлакская регрессия была глубокой и продолжительной.

Комплексные исследования Прикаспийской экспедиции географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова проводились в период с 1948 по 1955 гг. Интерес к региону был связан с проведением гидромелиоративных мероприятий в сухих районах. Труды Прикаспийской экспедиции 1957–1958 гг. стали квинтэссенцией многолетних детальных исследований (Ташнинова и Буваев, 2013). Материалы экспедиций легли в основу научного планирования хозяйства Калмыкии, также проведены подробные геолого-геоморфологические исследования с описанием различных типов рельефа на Прикаспийской низменности; заложены основы для гидромелиоративных мероприятий и других хозяйственных нужд. В трудах экспедиции приводится подробное описание морфологических характеристик в том числе бэровских бугров и особенностей слагающих и подстилающих их толщ. Отмечается морфологическая неоднородность бугров в пространстве: это как вытянутые на несколько километров гряды, так и гряды расплывчатых очертаний высотой в 3–4 м. Бугры у границ

своего распространения менее выражены и имеют слабо узнаваемые черты грядового рельефа. Анализ большого количества бурового материала и описания разрезов говорят об однородности строения бугров на территории Прикаспийской низменности. Межбугровые отложения, наоборот, имеют большие различия на исследованной территории. По мнению авторов-участников экспедиции, формирование бугровой толщи происходило в эпоху максимального спада уровня моря в мангышлакское время за счёт эоловых процессов. Наступившая вслед новокаспийская трансгрессия лишь сформировала абразионно-аккумулятивные террасы у подножия бугров в дельте Волги и подтопила межбугровые понижения (Труды Прикаспийской экспедиции, 1958).

Несколько скважин было пробурено в буграх и межбугровых понижениях на участках между с. Новобогатинское и Забурунье (южная часть дельты Волги) во время гидрогеологических исследований Н.М. Владимировым (1953). Он констатировал наличие водно-эрозионных врезов в межбугровых понижениях и последующее заполнение их аллювием. Это одни из немногих существующих скважин на буграх, поскольку, как правило, внутреннее строение гряд описывалось исследователями в обнажениях речных обрывов Волги и протоков.

И.П. Герасимов (1951) — один из немногих авторов, кто отмечает распространение бэровских бугров вне дельты Волги — в районе поселка Харабали и севернее, описывая их как увалистые формы рельефа. Также акцентируется внимание на опесчанивании возвышенностей и оглинивании локальных понижений в Прикаспии. Именно поэтому вершинные поверхности бугров часто перекрыты эоловым шлейфом. Первичная морфология и морфометрия рельефа испытала преобразования за счёт дефляции. Возвышенные участки приобрели более расчленённый холмообразный облик.

Особое внимание в исследовании комплекса бугрового рельефа было уделено Н.Г. Красновой (1951) именно межбугровым понижениям. Она провела подробное литологическое исследование на территории дельты Волги и ильменей, где ключевое место в ландшафте занимают останцы бэровских бугров. На основе результатов анализа механического состава отложений бугров, их делювиальных шлейфов и прилегающих территорий ильменей, автор относит гряды к древним эоловым образованиям, материал которых представляется переветными морскими осадками. Также автор предложила деление толщи бугров на три части в силу различий литолого-минерального состава.

Среди работ, посвящённых распространению бэровских бугров на Прикаспийской низменности, стоит отметить труды А.Г. Доскач (1962), которая достаточно детально описала их геоморфологические особенности в районе дельт Урала, Сагиза и Эмбы. Автор относит их к деструктивным формам, видимо подчёркивая их эрозионное происхождение. Отмечает

разнообразие ориентировки гряд в пространстве — от широтного до меридионального направлений. Сложены они позднихвалынскими отложениями. Однако автор говорит о недостаточности изученности бугров, как приволжских, так и приуральских, которая служит причиной противоречивости мнений о генезисе бугров.

В.М. Седайкин (1977) выделяет три зоны распространения бугров, которые относятся к разным стадиям отступления позднихвалынского водоёма. Бэровские бугры из самой южной зоны — дельты Волги и ильменей — наиболее молодые и наименее изменённые денудационными процессами. По его мнению, нижняя бугровая толща соответствует времени размыва шоколадных глин, верхняя бугровая толща образовалась за счёт размыва нижней при более высоком уровне моря, а межбугровая толща накапливалась при уровне ниже кровли бугровой толщи. То есть бугры имеют денудационно-аккумулятивную природу.

Особый интерес к бэровским буграм проявился, начиная с 1990–2000 годов, когда началась их разработка в качестве источника глины для строительства. Бугровая толща и подстилающая её шоколадная глина — прекрасный материал для производства кирпичей. Так, проводились изыскания компанией «Нижеволжскгеология» в районах сёл Семибугры, Харабали и прочих. Результатом стал обширный материал геологического бурения и определения механического состава толщ (Скосарева, 1992; 2000).

Интересно мнение Г.И. Рычагова (2009), который один из немногих авторов указывает на возраст бэровских бугров и размышляет о палеогеографических условиях их формирования. Так, ведущим процессом образования бугровой толщи была выбрана деятельность стонно-нагонных течений, иногда в совокупности со стоковыми течениями рек. В очередной раз подчёркивается этапность и прерывистость формирования гряд при понижении уровня позднихвалынского бассейна, а начало образования связано не с максимумом одноименной трансгрессии, но с её регрессией и некоторыми периодами стабилизации уровня. Накопление бугровой толщи занимало более сотни лет и не было катастрофичным. Однако в своих более ранних работах Г.И. Рычагов (1977) был сторонником эоловой гипотезы, где бугры возникли во время мангышлакской регрессии.

Одним из наиболее крупных трудов последнего времени стоит назвать монографию А.А. Свиточа и Т.С. Ключиткиной (2006). Она посвящена изучению обширного фактического материала из бэровских бугров Нижнего Поволжья (Рисунок 1.2), а затем критическому обзору существующих представлений о происхождении бугров с выдвиганием полигенетической гипотезы. В работе также приведены результаты многочисленных анализов (гранулометрического, минералогического, текстурного, ряд радиоуглеродных датировок и определений ископаемых остатков).

В статье А.А. Свиточа и О.С. Березнер (2007) приводятся убедительные данные о микростроении материала бугровой толщи. Так, по мнению авторов, частое чередование слоёв песка и глины связано с динамичностью среды осадконакопления, наиболее напоминающую

морскую. Наличие в толще в большом количестве обломков шоколадных глин свидетельствует о недлительном их переносе в отличие от кристалло- и литокластов, происходящих из другого источника сноса. В последних была отмечена тонкая слоистость и присутствие зёрен глауконита — доказательство водного происхождения материала бугровой толщи.



Рисунок 1.2. Схема расположения изученных бэровских бугров в рамках исследования А.А. Свиточа (2006) и П.А. Православлева (1926)

Отдельно стоит упомянуть, что большинство работ по буграм посвящено той или иной гипотезе происхождения за счёт одного действующего фактора — морских течений, речной эрозии, ветровой аккумуляции и прочих. Ряд авторов (Доскач, 1949; Брицина, 1955; Менабде, 1989; Свиточ и Ключиткина, 2006) выступают за то, что наиболее плодотворной является полигенетическая гипотеза. И.В. Менабде (1989) были подробно описаны бугры вдоль Волги по линии Копановка-Енотаевка-Ленино. Автор на основе фактического материала (текстурного и гранулометрического анализов) полагает, что верхняя бугровая толща относится к эоловым осадкам, а нижняя — к морским. Также важно уточнение о постседиментационной обработке межбугровых понижений за счёт дефляции, солончакового выветривания, а на юге за счёт подтопления новокаспийской трансгрессией. В работе автора приводится подробная схема последовательных стадий формирования гряд, несколько схожая со схемой, представленной в работе А.А. Свиточа и Т.С. Ключиткиной (2006).

Примечательны труды, посвящённые использованию современных digital-методов для исследования морфологии и морфометрии гряд с целью поиска аналогичных форм в мире. Так, был разработан алгоритм анализа на языке R (машинное обучение), который позволил вычислить морфометрические параметры бэровских бугров и затем по ним проводить поиск аналогов. Первые результаты позволяют говорить о подобных формах в пустыне Деште-Лут в Иране. Однако, с геоморфологической точки зрения, эти формы оказались ярдангами, что не согласуется с морфологическими особенностями бэровских бугров и подчёркивает оригинальность ландшафтного рисунка данных форм (Kharchenko et al., 2018).

Известно, что трёхмерное моделирование весьма детально и наглядно помогает описать морфологию форм рельефа, чему была посвящена статья В.В. Занозина-младшего с коллегами (2014). Была проведена работа по созданию трёхмерной модели бугра Троицкого, расположенного на западе дельты Волги. Особая ценность модели заключается в оценке развития эрозионных форм на склонах бугров. Также модель служит для дистанционного изучения геоморфологических особенностей бэровских бугров (Занозин и др., 2014). В исследовании морфологии и морфометрии гряд также была впервые для них применена методика исследования ландшафтного рисунка при помощи математического анализа и статистики. Было выявлено, что распределение параметров гряд соответствует логнормальному, свидетельствующему о действии единого генетического процесса в формировании гряд и опровергающему полигенетические теории происхождения. Закономерности строения рисунка гряд отличают их от классических эоловых дюн (Gonikov, 2019).

Одна из немногих научно-популярных работ, основным разделом которой стало описание загадки бэровских бугров — книга Е.И. Руденко (1973). Работа написана в весьма увлекательной форме для широкой публики. В книге приводится ряд существующих гипотез на происхождение гряд, где особое внимание уделяется эрозионной гипотезе М.М. Жукова.

Одна из современных гипотез происхождения рельефа бэровских бугров — это гипотеза пластового потока (Бадюкова, 1999; 2005; Badyukova, 2018). Согласно этой гипотезе, бэровские бугры возникли в результате воздействия обширных водных потоков, двигавшихся с северо-востока на юго-запад в позднехвалынское время. Эти потоки приводили к литодеформациям на дне лагуны. Водные потоки, вероятно, проходили через Манычский пролив, соединяя Каспийское и Чёрное моря. Многообразие морфологии бугров связано было с литологическими особенностями размываемых потоками отложений, скоростями потока и насыщенностью влекомыми наносами. Рельеф бугров позволяет предположить существование крупной лагунной системы в Северном Каспии. В этих лагунах, отделенных от моря барами и косами, в позднехвалынское время Волга формировала свою дельту (Badyukova, 2018).

Таблица 1.1. Обзор существующих гипотез о механизмах происхождения бэровских бугров

№	ИССЛЕДОВАТЕЛЬ	МЕХАНИЗМ ПРОИСХОЖДЕНИЯ
<b>Морская гипотеза</b>		
1	<i>Паллас П.С., 1788</i>	Бэровские бугры как неровности дна высохшего моря Каспия. Автор называл их «дюнами»
2	<i>Герасимов И.П., 1951; Эверсман Э.А., 1844</i>	Бэровские бугры как подводно-дельтовые аккумулятивные образования, формирующиеся в условиях привноса реками большого количества материала в зону волноприбойной деятельности мелководного древнекаспийского бассейна. Бэровские бугры — формы подводно-дельтового генезиса. Это преобразование первичной структуры соответствующего рельефа
3	<i>Берг Л.С., 1952</i>	Бэровские бугры — береговые валы отступавшего хвалынского моря
4	<i>Николаев В.А., 1955</i>	Гряды являются подводными прибрежно-морскими образованиями, формировавшихся волновыми процессами в условиях придельтового взморья в ходе прерывистой регрессии позднехвалынского моря. Подводные аккумулятивные гряды создавались, блокируя дельту от моря. Немалое значение играли сгонно-нагонные явления. После отступления моря испытывали эрозионное и эоловое воздействие
5	<i>Сладкопевцев С.А., 1965</i>	Бэровские бугры как подводный грядовый рельеф, сформированный деятельностью прибойного потока. Это валы, поперечные направлению движения потока
6	<i>Седайкин В.М., 1977</i>	Бэровские бугры формировались в дельтах эстуарного типа в соответствии со стадиями регрессии позднехвалынского моря. Бугры имеют разный возраст согласно стадиям отступления позднехвалынского водоёма. Южнее Енотаевки и Замьянов — самые молодые
7	<i>Красножон Г.Ф., 1979</i>	Формирование гряд за счёт стоковых и нагонных течений на дне Каспийского моря
8	<i>Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И., 2001</i>	Бугры сформировались как подводные гряды, где определяющую роль сыграли приливно-отливные течения, а также встречных стоковых и нагонных течений при наличии большого количества наносов, поставляемых Волгой
9	<i>Рычагов Г.И., 2009</i>	Бэровские бугры — результат деятельности сгонно-нагонных процессов, или в совокупности со стоковыми речными течениями
<b>Катастрофическая гипотеза</b>		
10	<i>Бэр К.М., 1856</i>	Бэровские бугры — это аккумулятивные формы, созданные эрозионными течениями при катастрофическом спаде вод Каспийского моря. Это следы, оставленные стекающей водой. «Холмы эти не что иное, как промежутки между промоинами, произведёнными стоком воды» (стр. 220). Осаждение материала происходило в сильно взволнованном море, т.к. не находится целых раковин моллюсков
11	<i>Гросвальд М.Г., 1999</i>	Бэровские бугры — флювиально-катастрофические образования, следы мощных потоков с востока,

		формировавшие скабленды Кумо-Манычской низменности
<b>Эрозионная теория</b>		
12	<i>Барбот-де-Марни Н.П., 1862</i>	Эрозионное происхождение гряд
13	<i>Мушкетов И.В., 1895</i>	Произошли в текучих водах с переменной скоростью, а присутствие каспийских мелководных раковин указывает, что эти проточные воды могли находиться только в прибрежной полосе, и смешивались с пресной материковой водой, которая и приносила песчано-глинистый материал
14	<i>Неуструев С.С., 1925</i>	Возможно бэровские бугры являются остатками древней высокой террасы (Маныча), размытой на спаде отложившей её воды
15	<i>Розен М.Ф., 1929</i>	Бугры образовались за счёт активного размыва подстилающей поверхности потоком широтного направления
16	<i>Голынец Ф.Ф., 1932</i>	Бугры являются образованиями водной среды. Они — результат стока больших масс воды в обстановке слабой дифференциации рельефа обширной равнины с незначительным уклоном и высоким базисом эрозии. И связан этот сток с таянием ледниковых масс в сочетании с климатическими изменениями
17	<i>Жуков М.М., 1935</i>	Воды древней дельты Волги промывали себе протоки, которые называют ильменями, а водоразделы между ними называли бэровскими буграми
18	<i>Захаров Л.З., 1948, 1975</i>	Бэровские бугры возникли как барханы, затем часть бугров у северного и северо-западного побережий была размыта, затоплена и превращена в подводные отмели и косы. Они возникали на всей территории, занимаемой хвалынским бассейном. Их стоит рассматривать как закономерный признак начальной стадии развития древних пустынно-приморских аллювиальных ландшафтов
19	<i>Якубов Т.Ф., 1952</i>	Бэровские бугры — это сложные по своей стратиграфии образования, сформировавшиеся в результате эрозионной деятельности речных протоков
20	<i>Владимиров Н.М., 1953</i>	Совокупность эрозионной деятельности водных потоков сыграла существенную роль. Превышение кровли хвалынских отложений над окружающей областью говорит о молодых тектонических поднятиях
<b>Эоловая гипотеза</b>		
21	<i>Федорович Б.А., 1941</i>	Главная роль в происхождении бэровских бугров принадлежит ветру. Они подобны песчаным грядам в пустынях. Бэровские бугры — это ископаемые песчаные гряды, которые при затоплении морем испытывали разрушение
22	<i>Краснова Н.Г., 1951</i>	Наличие обломков раковин в буграх — признак переувлажнения морских отложений
23	<i>Иванова Г.А., 1952; Шанцер Е.В., 1951</i>	Материал бугровой толщи является переотложенными хвалынскими суглинками под действием ветра. Влияние речной аккумуляции было незначительным, несмотря на присутствие примеси аллювия Волги
24	<i>Федоров П.В., 1957</i>	Бэровские бугры — древние эоловые гряды, возникшие в период послехвалынской регрессии

25	<i>Белевич Е.Ф., 1979</i>	Формирование бугров — длительный процесс начиная с межхвалынской регрессии. В Позднихвалынской трансгрессии зародившиеся ранее бугры частично размылись. В послехвалынское время гряды были достроены за счёт эоловой аккумуляции верхнехвалынских морских отложений
26	<i>Волков И.А., 1960</i>	Бэровские бугры — это древние эоловые аккумулятивные гряды
27	<i>Леонтьев О.К., Фотеева Н.Н., 1965</i>	Бугры имеют широтное простирание, причём не по направлению господствующего ветра, а его равнодействующей. Имеют эоловый тип слоистости и подобны глиняным дюнам в Туркмении и Мексике. Образовались в аридных условиях во время регрессии
28	<i>Аристархова Л.Б., 1980</i>	Бэровские бугры как положительные морфоскульптуры, продолжающие испытывать новейшее воздымание. Эрозионная деятельность водотоков углубляла понижения между буграми. Изначально бугры — это барханы, которые потом соединились в гряды, так как слоистость бугровой толщи имеет падение, как в барханах
29	<i>Харченко С.В. и др., 2009</i>	Гряды сформировались в результате избирательной седиментации за счёт неоднородности физического поля. Осаждение пыли происходит из заряженного пылевого облака на глинистую неровную поверхность, где действуют сложные электрохимические процессы
30	<i>Kroonenberg S.B., 1997, 2005</i>	Бугры имеют эоловый генезис. Это линейные дюны, их образование связано с наступлением мангышлакской регрессии
31	<i>Zastrozhnov D.A. et al., 2018</i>	Особенности распространения, внутреннего строения и морфология гряд схожа с линейными дюнами, сформированными за счёт длительных восточных ветров. Материал бугров сложен за счёт переувлажнения аллювиальных и морских осадков на Прикаспийской низменности
32	<i>Лукашов А.А. (устное сообщение), 2000</i>	Бэровские бугры являются ярдангами в области дельты Волги
33	<i>Астахов В.И., 2020</i>	Бэровские бугры — линейные дюны на Прикаспийской низменности
<b>Тектоническая гипотеза</b>		
34	<i>Православлев П.А., 1926</i>	Главная роль в образовании принадлежит тектонике. Бугры, как мелкие зародышевые складки с брахиантикинальными поднятиями вдоль их длинной оси. Позднее эта гипотеза оказалась несостоятельной, так как в результате бурений выяснилось, что морские пески лежат почти субгоризонтально
<b>Гравитационная гипотеза</b>		
35	<i>Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г., 1995; Лаврушин Ю.А.,</i>	Бэровские бугры представляют собой фрагменты разрушенного гравитационными процессами некогда единого покрова позднихвалынских алевритов. И гравитационные процессы возникали неоднократно. Особая роль отводится высокоскоростному регрессивному этапу, что определило интенсивность действия гравитационных процессов

	<i>Антипов М.П., Кураленко Н.П., Спиридонова Е.А., Тудрин А., 2019</i>	
<b>Гипотеза пластового потока</b>		
36	<i>Бадюкова Е.Н., 1999, 2005, 2018</i>	Бугры образовались в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности пластовых потоков, существовавших в завершающую стадию позднехвалынской трансгрессии
<b>Криогенно-мерзлотная гипотеза</b>		
37	<i>Рябуха А.Г., 2018</i>	Мерзлотные трещины предопределяли существование термокарстовых и термоэрозионных процессов по депрессиям с формированием грядового трещинно-полигонального мезорельефа. Далее понижения расширились, а между ними возникали гряды — бугры, причём высота их определялась интенсивностью термоэрозионной деятельности, связанной с перигляциальной зоной в Прикаспийской низменности, существовавшей после спада позднехвалынской трансгрессии
<b>Полигенетическая гипотеза</b>		
38	<i>Доскач А.Г., 1949, 1962</i>	Рельеф бэровских бугров создан размывом поверхности пойменно-дельтовыми протоками. Реки устремлялись за отступающим морем. В этом процессе участвовали также и воды моря, усиливающие подводный размыв в области подводных дельт. Рельеф бэровских бугров не является унаследованным
39	<i>Брицына М.П., 1955</i>	Эти формы возникли на дне моря в результате аккумулятивной деятельности постепенно отступающих вод моря. То есть подводные валы — первичные формы рельефа бэровские бугры, обработанные впоследствии эрозией и эоловыми процессами. Общий морфологический характер единый для всех групп бугров
40	<i>Менабде И.В., 1989</i>	Формирование гряд поэтапно: 1 этап — морская стадия; 2 — эоловая аккумуляция верхней толщи; 3 — постседиментационные процессы (выветривание, морская абразия и пр.). Эолово-морская гипотеза
41	<i>Свиточ А.А. и Ключиткина Т.С., 2006; Головачев И.В., 2017</i>	Поэтапное формирование бугров в ходе нескольких трансгрессивно-регрессивных циклов. Стадиальное прибрежное образование их в условиях мощных сгонно-нагонных течений

## **1.2. Бэровские бугры как объект междисциплинарных исследований**

Бэровские бугры особо активно исследовались с почвенно-ботанической точки зрения. Некоторые работы посвящены изучению структурно-минеральных особенностей почв, формирующихся по отложениям бугровой толщи.

Было выявлено, что почва на вершинных поверхностях бугров имеет минеральный состав кварц-полевошпатный, который отличается от почв подножия гряд и межрядовых понижений, имеющих двучленное строение (в минералогическом отношении) и более высокое содержание глинистых минералов. Их состав оказался разнообразным и обширным. Содержание иллита в почвах у основания гряд ниже, чем на вершинах в связи с процессами иллитизации (Шалдыбин и др., 2015).

Имеются работы по изучению структуры микробных комплексов и микроорганизмов в почвах на бэровских буграх, которая может служить весьма значимым индикатором в экологическом мониторинге процессов урбанизации и антропогенного воздействия на ландшафты (Пищухина и др., 2015).

В то же время с образованием глинистых и глинисто-солевых агрегатов связана более высокая микроструктурность почв, экологическая устойчивость и сохранность гряд в условиях аридного климата (Шеин и др., 2014).

Рядом учёных проводилось сравнение флоры и её состава на северных и южных склонах бугров в западных подстепных ильменах, однако, не удалось обнаружить те виды, которые можно встретить лишь на склонах одной экспозиции, что видимо связано с антропогенным воздействием, приводящим к уменьшению различий на склонах разной экспозиции (Голуб и др., 2015).

В.Ф. Максимова (1958) выдвинула предположение о том, что основными факторами в формировании растительного покрова бугров являются их микроклиматические особенности и литология почвообразующих слоёв. Она в очередной раз подчеркнула литогенное происхождение растительных комплексов на буграх, что помогает в практическом отношении при индикации покровных отложений по растительности. Так, комплексы с чёрной полынью и биюргуном служат признаком выхода бугровой толщи ближе к поверхности бугра, в то время как сообщества белой полыни и ковыля сарептского — индикатор залегания позднехвалынских отложений.

Отдельное внимание уделяется деградации почв и уничтожению бэровских бугров в результате добычи полезных ископаемых, таких как шоколадные глины, широко используемых в строительной отрасли. Сокращение площади бугров ведёт к постепенному опустыниванию территории. Результаты показали, что средняя величина содержания гумуса в ландшафте разрушенного бугра — 0,0095%, в то время как в

неразрушенном бугре оно составляет 3,13% — в сотни раз больше. Что говорит о высокой уязвимости почвенного покрова бугров (Федотова, 2021).

В рамках региона и к югу от него (особенно в Дагестане) эта опасность может вызвать необратимые последствия и даже послужить причиной региональной экологической катастрофы. Сейчас бэровские бугры не отнесены к объектам наследия (за редким исключением), требующих бережного отношения со стороны человека, даже несмотря на то, что они служили местами наибольшего сосредоточения жизни (поселения, кладбища), в особенности в дельте Волги.

Изменение морфологии бугров человеком связано с тем, что уровень Каспийского моря был изменчив и за счёт сгонно-нагонных явлений, в том числе, уровень воды поднимался и затапливал поселения дельты Волги. Поэтому не только у современного буддистского населения определена традиция сакрального захоронения на местных возвышенностях, которыми служат бэровские бугры. Известно более 57 местонахождений могильников на буграх, относящихся к поселениям Золотой Орды (Недашковский, 2010).

Многолетние исследования ведутся в дельте Волги с целью поиска столицы Хазарского каганата. Полученные данные уточняют границы археологического объекта в окрестностях сел Семибугры и Бараний бугор (Камызякский район), предполагающего поселение времён Хазарского каганата. Артефактов найдено столь много, что это позволяет предположить здесь существование столицы государства — Итилия, а также доказать существование местного гончарного производства. Все это — результат археологических работ в районе серии бэровских бугров (Котеньков и др., 2020). В 2021–2023 годах были проведены совместные мультидисциплинарные экспедиции, в которых принимала участие автор диссертации. Работы включали археологический поиск и выявление геоморфологических и палеогеографических особенностей строения территории с отбором материала шурфов и скважин в районе бэровских бугров и окрестностей Семибугринского археологического комплекса. Выявлен ряд литофаций, подтверждающих динамическую смену обстановок осадконакопления в период существования хазарских поселений на этой территории (Котеньков и др., 2020; Макшаев и др., 2022; Матлахова и др., 2024; Котеньков, Лобачева, 2024; Котеньков и др., 2024). В дельте Волги бугры всегда были источником повышенного внимания местного населения. Многие поселки издревле были основаны на буграх (как например, поселения Житное, Мумра, Седлистое, Икрыное). Бугры служили «маяками» для мореплавателей-путешественников, т.к. сориентироваться среди многочисленных дельтовых протоков было крайне сложно. Кроме того, бугры в дельте довольно быстро разрушались за счёт воздействия эрозионных и абразионных процессов, перегораживая русла протоков обилием поступающего деллювиального материала (Котеньков, Лобачева, 2024; Котеньков и др., 2024).

Хозяйственные работы и строительство наносят невосполнимый ущерб бэровским буграм, в особенности многочисленным археологическим находкам, содержащимся в них. Так, например, полностью был скрыт бугор Шареный, на месте которого находилась столица Астраханского ханства — город Хаджи-Тархан. Строительные работы должны проводиться при согласовании с государственными органами по охране памятников культуры и после проведения необходимых исследований (Недашковский, 2010; Котеньков, 2018).

Итого: в этой главе намеренно не приводится критический анализ существующих гипотез, так как ему посвящена отдельная глава с опорой на собственные наблюдения автора и полученные результаты. Задачей этой главы стал обзор максимального числа представлений и уже достигнутых результатов, на которые автор планирует опираться в своей работе. На данный момент в научном сообществе наблюдается превалирование эоловой и морской гипотез происхождения бэровских бугров, однако, единого мнения относительно чёткого механизма формирования гряд до сих пор не выявлено. Это указывает на необходимость дальнейших более точных и детальных исследований, основанных, вероятнее всего, на математическом моделировании гидродинамической среды формирования исследуемых гряд.

Относительно одного только вопроса морфологии создаётся впечатление, что генезис бугров ясен. Однако, анализ лишь внешних особенностей без учёта внутреннего строения уже допускает массу разногласий. Как и своеобразие и неповторимость тех или иных ареалов распространения бугров также порождает ряд противоречивых мнений. Только небольшая доля гипотез учитывает в комплексе как внутренние особенности строения, так и морфологические черты в единой системе знания о бэровских буграх, а не отдельных особенностей рельефа, свойственных тому или иному генетическому типу происхождения. То есть, отсутствие системного и комплексного подходов уже можно назвать одной из ключевых проблем в понимании генезиса исследуемых форм. И, наоборот, именно системный подход поможет в понимании геоморфологических и палеогеографических особенностей бэровских бугров как неотъемлемой составляющей ландшафта Прикаспийской низменности.

До сих пор существует ряд расхождений в терминологии, путаница понятий, связанных с определением генезиса отложений, слагающих бугры и пониманием механизмов возникновения самих гряд как форм рельефа. Многие работы в силу неразработанности методов исследований или же недостатка материала, не содержат конкретных литологических данных, зарисовок разрезов, координат тех или иных скважин, а схематические рисунки внутреннего строения бугров зачастую не несут в себе

детальной информации о пространственном расположении и территориальных особенностях.

Исходя из анализа литературы, затрагивающей различные стороны исследования бэровских бугров, можно выявить ряд актуальных задач: выявление детальных морфологических характеристик исследуемых форм; установление времени возникновения и формирования бугров; проведение корреляции отложений бугровой толщи на основе литофациального анализа; реконструкция и моделирование вероятных механизмов накопления материала бугровой толщи и формирования самих гряд; уточнение палеоэкологической обстановки возникновения и эволюции гряд, а также реконструкция связанных с ними флювиальных систем, таких как Нижняя Волга и Сарпа; составление на основе геолого-геоморфологических данных детальной геоморфологической карты современного Нижнего Поволжья и прилегающих окрестностей.

## ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

### 2.1. Физико-географическая характеристика Северного Прикаспия

В работе исследуются бэровские бугры, имеющие широкий ареал распространения на территории Северного Прикаспия. Это обширная территория от подножия Ергеней на западе, включая междуречье Волги и Урала и до впадения р. Эмбы в Каспийское море. На юго-западе исследуемая территория ограничивается нижним течением р. Кумы. Исследования автора проводились на территории Астраханской области, Республики Калмыкия и Атырауской области Западного Казахстана. Эта территория — низменная равнина, расположенная в степной, полупустынной и пустынной природных зонах и осложненная характерным грядовым рельефом бэровских бугров (Рисунок 2.1).

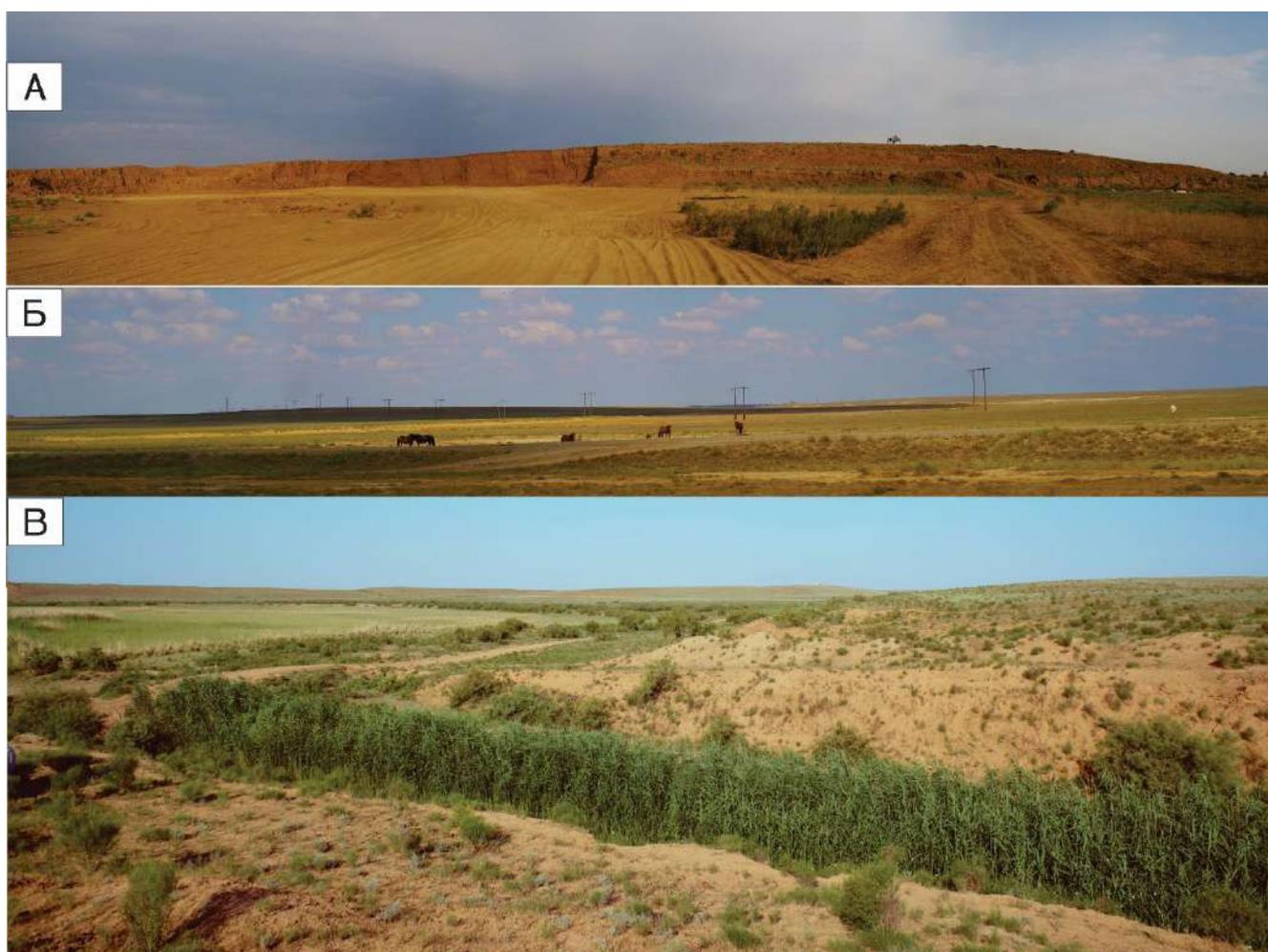


Рисунок 2.1. Общий вид грядового рельефа бэровских бугров: А— бугор Мирный, Б — бугры в Западных подстепных ильменах, В — бугор Басы (фото автора)

Знание современных природных особенностей важно для применения метода актуализма и проведения сравнительного анализа при палеореконструкциях условий формирования бэровских бугров. Современные природные условия позволяют нам лучше

понять процессы, происходившие в прошлом, и реконструировать древние экосистемы. На основе литературных данных в главе приводится краткий очерк основных физико-географических характеристик территории распространения бэровских бугров.

Территория низменной равнины Северного Прикаспия немыслима без Каспийского моря, которое оказывало длительное воздействие на формирование данной территории. Каспийское море, являясь крупнейшим бессточным водоёмом на планете, представляет собой уникальный природный объект, который в своем длительном развитии отражает как ледниково-межледниковые события на прилегающих территориях, так и глобальные и региональные изменения климата, что делает его ценнейшим источником палеогеографической информации об изменении природной среды на окружающих его территориях.

Тем не менее, помимо колебаний уровня Каспия и глобальных изменений климата, не малую роль играют тектонические процессы, преимущественно в виде компенсированных тектонических опусканий, оказывающих не меньшую роль на формирование рельефа Северного Прикаспия. Однако, до сих пор вопрос остается дискуссионным по поводу того, какое влияние, климатическое или тектоническое, играло большую роль в природе колебаний уровня Каспийского моря (Свиточ, 2014). Г.И. Рычагов (1997) полагает, что ничем иным, как колебаниями климатических параметров в позднем плейстоцене и голоцене нельзя объяснить столь частые и значительные колебания моря. Несмотря на то, что тектонические скорости движений в это время были невелики и не могли вызвать подобных колебаний. Помимо этих причин, существует еще ряд факторов, влияющий на уровень моря, таких как: профиль и уклон шельфа, площадь водосборного бассейна рек, впадающих в Каспий, сток талых ледниковых вод по Волге и др. рекам (Sidorchuk et al., 2009).

Территория, которая подвергалась влиянию трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия охватывает обширные регионы с различной геологической историей: на севере она представлена южными оконечностями Восточно-Европейской платформы, южнее расположены участки Прикаспийской и Скифской эпигерцинских плит, на юго-западе граничащих с альпийским орогенным комплексом (Свиточ, 2014). Эти геологические структуры на протяжении всей истории существования бассейна влияли на интенсивность, площадь и длительность колебаний уровня моря, что в итоге проявилось в палеогеографии региона.

В Прикаспийской низменности на фоне направленного тектонического прогибания шел процесс активного некомпенсированного осадконакопления, что, вместе с влиянием ритмики моря, в итоге привело к формированию огромных равнинных площадей, на

которых доминировали преимущественно морские и эоловые процессы на протяжении рассматриваемого в диссертации интервала времени (с конца позднего плейстоцена до современности).

### **Климат**

Один из ключевых факторов развития природной среды на территории Северо-Западного Каспия — континентальный климат умеренного пояса, согласно классификации климата по Б.П. Алисову (1947, 1954). Согласно классификации В. Кеппена, территория Северного Прикаспия расположена в двух климатических поясах: холодных пустынь (BWk) и холодных сухих степей (BSk) (Kottek et al., 2006). Температурный и ветровой режимы Прикаспийской низменности определяют её различные экзогенные процессы. Это выветривание, эоловый перенос и почвообразующие процессы. Здесь нет значимых орографических преград и низменность открыта для вторжения с севера холодных воздушных масс.

Лебедев С.А. и др. (2015) на основе изучения синоптических карт выделили четыре типа атмосферной циркуляции над акваторией Каспийского моря и прилегающими к ней территориями. Первый тип — арктические континентальные воздушные массы зимой, поступающие из Азиатского антициклона, формирующие северные и северо-восточные ветры со скоростью до 30 м/с. Второй тип связан с распространением воздушных масс с Норвежского и Гренландского морей. Это, как правило, сильные северные и северо-западные ветры. Третий тип — это насыщенные влагой воздушные массы от Азорского максимума, которые приносятся умеренными западными и северо-западными ветрами. Четвертый тип — юго-восточные движения воздушных масс, обусловленные теплым средиземноморским воздухом, который приносится на северо-западное побережье через Малую Азию и Кавказ.

Заметно влияние и Сибирского максимума, который устанавливается над югом Сибири. Как следствие, над Каспийским морем дуют преимущественно северо-восточные и восточные ветры с максимальной скоростью до 50 км/ч (Мадат-Заде, 1959; Электронный атлас Каспийского моря, 2015). На Рисунке 2.2 видно, что Волго-Ахтубинская долина влияет на перераспределение воздушных масс и создает «эффект трубы». Обусловлено это тем, что исследуемая территория находится к югу от оси Воейкова, тем самым усиливается воздействие Сибирского максимума зимой (Рисунок 2.3).

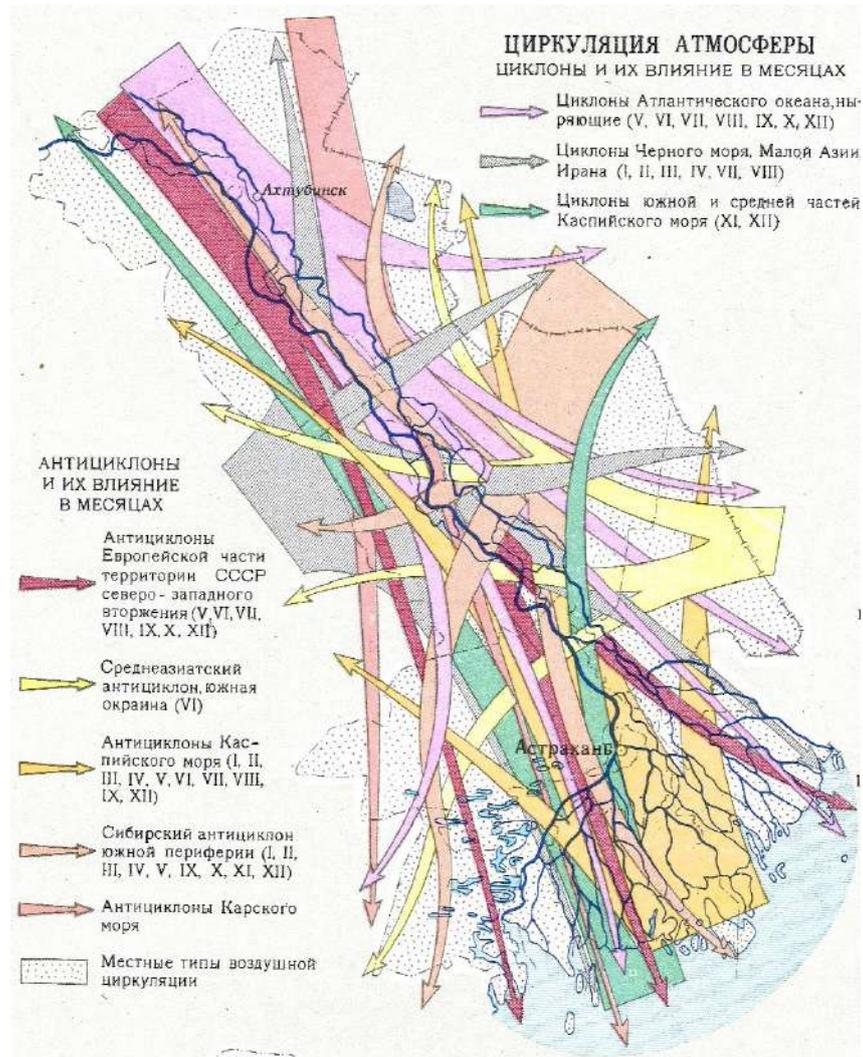


Рисунок 2.2. Циркуляция атмосферы Астраханской области (Атлас Астраханской..., 1968)

На Рисунке 2.3а,б представлены роза-диаграммы многолетних наблюдений для района исследований по сезонам года для Астрахани и Яшкуль (200 км к западу от г. Астрахани).

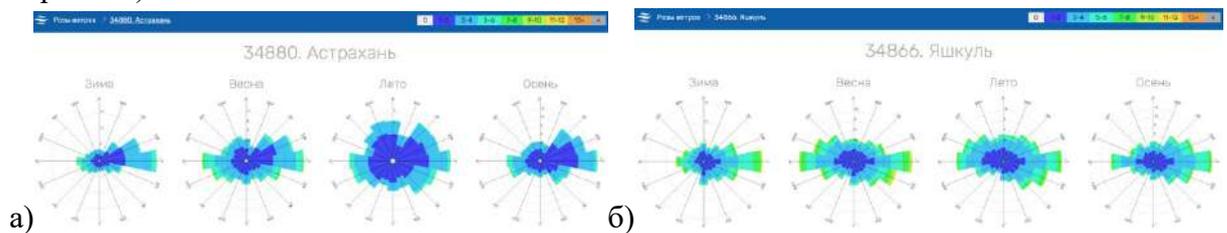


Рисунок 2.3. Годовые розы ветров: а) г. Астрахань; б) с. Яшкуль (<https://lakka-sails.ru/winds/>)

В северной части Каспия большую часть года преобладают восточные и северо-восточные ветры, а среднегодовая скорость ветра изменяется от 2 до 3 м/с. На Рисунке 2.3 видна смена ветровых румбов. В зимний период наблюдается доминирование восточных и северо-восточных ветров с отрогов Азиатского антициклона (повторяемость до 50%), а летом — западных румбов в более северных частях низменности с сохранением при этом

всех остальных направлений (Атлас Астраханской..., 1968; Физическая география СССР, 1976).

Годовые суммы осадков убывают в юго-восточном направлении: среднегодовое количество осадков, выпадающее в северной части Прикаспия — 255 мм (севернее Каменного Яра — 300 мм); в средней — 177 мм; в южной части дельты Волги снижается до 150 мм при величине испаряемости до 400 мм с преобладанием осадков в летний период. Такая ситуация, усугубленная постоянными ветрами и высокой температурой летом, неблагоприятна для накопления почвенной влаги. Малые реки почти пересыхают, а вода в них становится сильно минерализованной за счёт обогащения солями. Засухи имеют повторяемость до 30%, часто дуют суховеи. Коэффициент увлажнения в Прикаспийской низменности — от 0,44 до 0,55, что соответствует засушливому климату (Буялов, 1941; Физическая география СССР, 1976; Электронный атлас Каспийского моря, 2015).

Среднегодовая температура воздуха составляет  $+10^{\circ}\text{C}$ . Средняя температура января  $-5$ – $-9^{\circ}$ , июля  $+24$ – $+26^{\circ}$ , к востоку температуры лета повышаются до  $+40^{\circ}$  (Рисунок 2.4). Продолжительность теплого периода — более 250 дней. Глубина промерзания почвы в зимний период колеблется от 20 до 100 см. Высота снежного покрова колеблется от 5 до 20 см с увеличением значений в направлении на северо-восток (Атлас дельты реки Волги..., 2015).

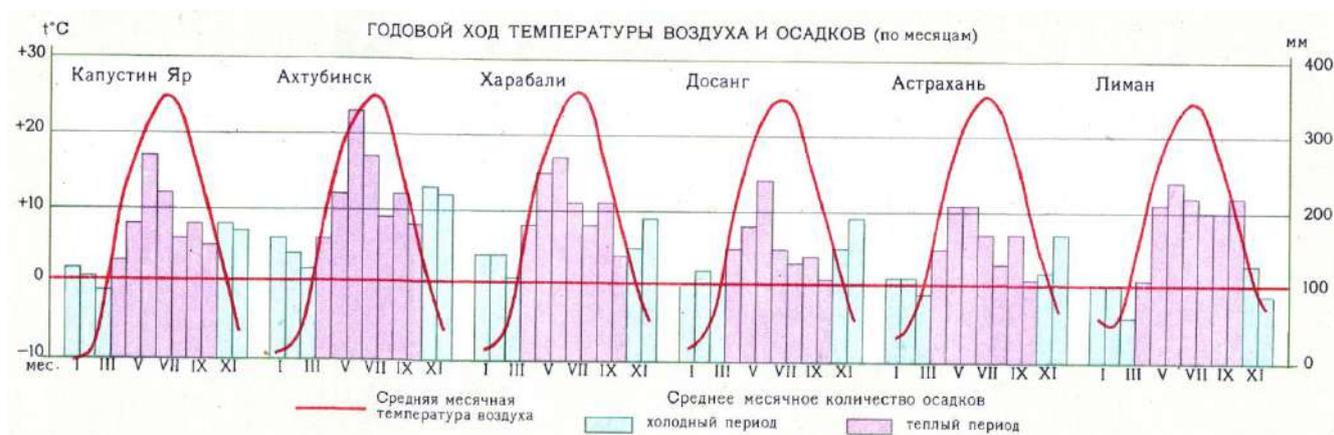


Рисунок 2.4. Годовой ход температуры воздуха и осадков по месяцам (Атлас Астраханской..., 1968)

Мощный экзогенный фактор рельефообразования — ветровое волнение. На северное побережье наибольшее влияние оказывает именно волнение с юго-востока. Важно отметить и нагоны — гидрометеорологическое явление, широко распространенное на берегах северо-западного Каспия. Они случаются практически каждый год с разной интенсивностью за счёт действия восточных и юго-восточных ветров. Максимальная высота поднятия уровня воды составляет 4,5 м, обычный ежегодный уровень поднятия —

2–3 м, а колебания 0,8 м случаются с наибольшей частотой. Величина нагона зависит от направления и силы ветра. Так, на северо-западном побережье моря в районе дельты Волги за 20 часов создается нагон высотой до 1 м (Леонтьев и др., 1977).

### **Почвенно-растительный покров**

Почвенный покров в дельте Волги представлен аллювиальными дерновыми, аллювиальными луговыми, аллювиальными болотными перегнойными, бурыми полупустынными почвами и гидроморфными солончаками (Афанасьева и др., 1979).

К пониженным элементам рельефа — ильменям — приурочены аллювиальные болотные перегнойно-глеевые почвы. На буграх чаще всего распространены светло-бурые и бурые карбонатные почвы на суглинистых и супесчаных отложениях, а в понижениях между грядами — ильменно-луговые, луговые и ильменно-солончаковые. Вершинные поверхности бугров покрыты бурыми полупустынными почвами (Валов, 2018).

Засоление почв — широко распространенное явление в Прикаспийской низменности. Связано это с наличием морской соли в четвертичных отложениях и обогащения осадков растворами из соляных куполов, а также аридными климатическими условиями и геологической молодостью территории. Бессточность территории определяет широкое развитие комплексности в строении почвенно-растительного покрова и характере грунтовых вод. Солонцы и солонцеватые почвы занимают повышенное положение в ландшафте, например, в районе стационара Джанибек, хотя обычно они распространены в относительных понижениях рельефа. Встречаемость солонцов на плакорах — признак общей высокой засоленности территории преимущественно за счёт древнекаспийских отложений и медленных темпов континентального рассоления. Особенность водного режима солонцов — недостаточность влаги в приповерхностном слое и расходе влаги на некоторой глубине под солонцевым горизонтом, в результате чего формируется специфичный горизонт подсолонцевого засоления В<sub>2</sub> (Герасимов, 1951).

Волго-Ахтубинская пойма занята густыми пойменными лесами и луговыми сообществами (Дельта Волги..., 2019). В растительном покрове доминируют злаково-разнотравные и крупнотравные луговые формации на возвышенных участках (Рисунок 2.5). На заболоченных или заливаемых во время половодья территориях распространены тростниковые и рогозовые гигрофитные формации. На поверхностях останцов бэровских бугров произрастают степные и полупустынные разнотравно-злаковые формации с доминированием полыни. Почвенный покров напрямую соответствует растительности (Михайлов, 1951; Атлас Астраханской..., 2023). Дельта Волги является сложным примером интразональных ландшафтов, где основа ландшафтного каркаса — бугры Бэра,

чередующиеся с ильменными, солончаковыми и пойменными ландшафтами (Атлас Астраханской..., 2023).

На плакорах распространены почвенно-растительные комплексы типчаково-ромашниковых сообществ с участием белой полыни на светло-каштановых почвах. Во влажных западинах и палеопотоках произрастают разнотравно-злаково-степные сообщества на лугово-каштановых почвах. Обширные пространства северо-западной части Прикаспийской низменности образованы белополынно-пустынножитняковыми и белополынно-типчаковыми сообществами на светло-каштановых сильно солонцеватых почвах, также пустынными полукустарничками на солонцах, местами степными злаками на лугово-каштановых почвах в понижениях рельефа. Вдоль побережья Каспия тянется полоса литоральной растительности из зарослей тростника и галофитов, и некоторых пионерных сообществ на песках (Рисунок 2.6).

Аллювиальные долины Волжской системы представлены сообществами из черной полыни и биюргуна, местами с злаково-разнотравными лугами, низовья заняты пырейными лугами и ивняками с зарослями лоха остролистного. На буграх произрастает саксаул, а в понижениях полынно-солянковые сообщества, житняк и пырей, к югу, в ильменных ландшафтах, встречаются заросли тростника, рогоза и ажрековые луга (Исаченко, 1985). Таким образом, на севере Прикаспийской низменности растительность полынно-злаковая, а по мере движения на юго-восток она сменяется на полынную и солянковую, обедненную злаками.

На территории Атырауской области (Казахстан) в пределах области исследования распространены бурые полупустынные почвы, на юге переходящие в аллювиально-маршевые (в пределах подтопления Каспийским морем или по берегам рек). Остальную территорию занимают эоловые ландшафты Рын-песков, почти без сформированного почвенного покрова. Территория в пределах Атырауской области занята пустынной полынной растительностью с примесью дерновинных злаков. Рын-пески покрыты джазгуновыми кустарниками (Атлас СССР, 1983). Волго-Уральский ландшафт возник на месте морской позднехвалынской песчаной равнины, осложненной многочисленными эоловыми формами, грядовыми, бугристыми песками на бурых почвах разной степени засоления (Атлас Астраханской..., 2023).

На территории Западного Казахстана доминируют равнинные морские с эоловой переработкой ландшафты, в пределах зоны влияния новокаспийской трансгрессии распространены первичные морские аккумулятивные ландшафты, а в долине Урала — интразональные долинные и аллювиально-дельтовые равнинные. Для пространств между

Уралом и Эмбой характерны морские слабонаклонные и слаборасчленённые аккумулятивные ландшафты с большими площадями солончаков (Табелинова, 2019).

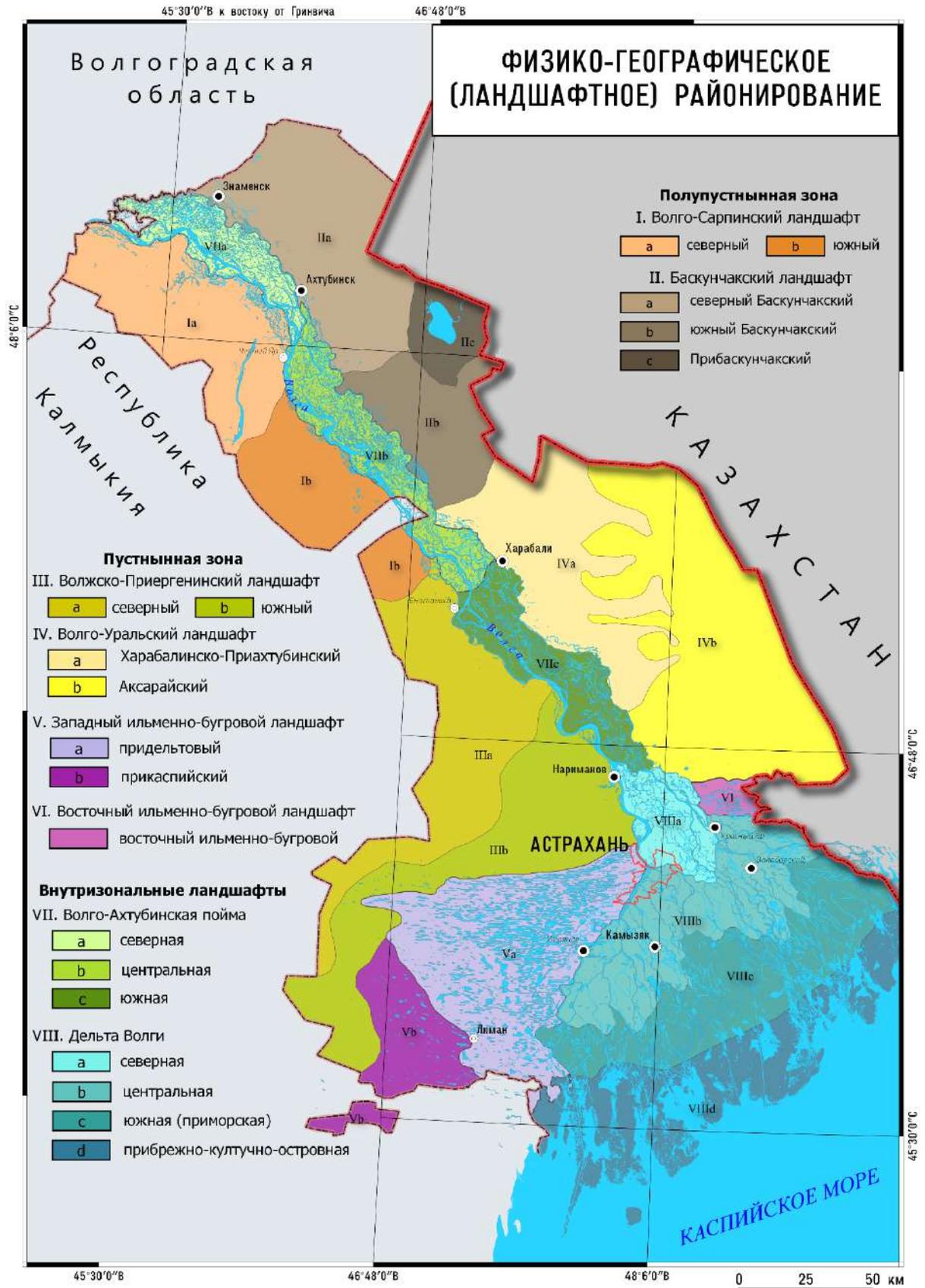


Рисунок 2.5. Ландшафтная карта Астраханской области (Атлас Астраханской..., 2023)

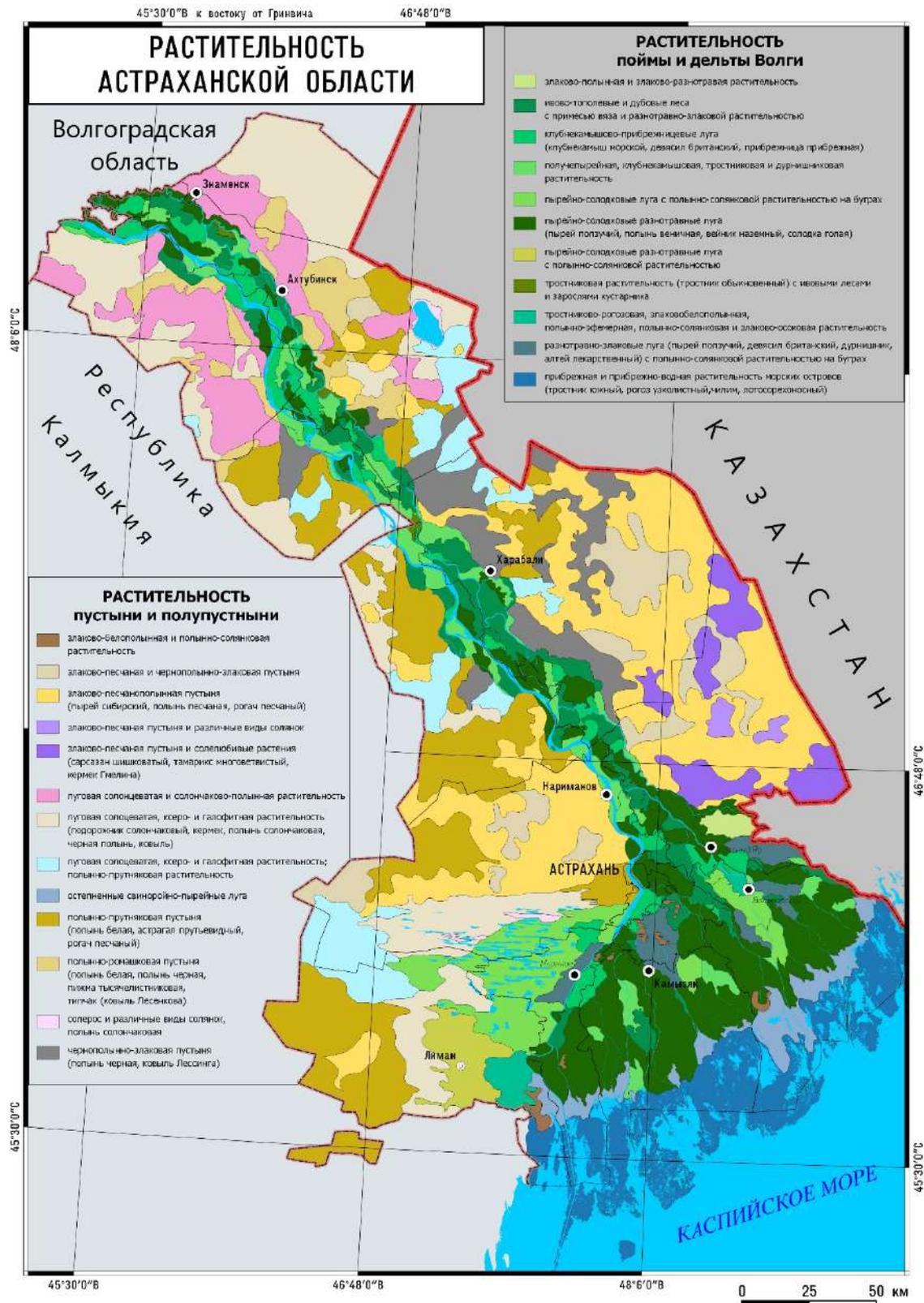


Рисунок 2.6. Современные ландшафты северо-восточного Прикаспия (Атлас Астраханской..., 2023)

В целом, растительный покров однообразен и развит, как правило, по долинам рек и понижениям рельефа, где засоленность почвы менее значительная и имеется пресная вода. Наибольшее распространение по исследуемой области имеют светло-каштановые

почвы на севере Прикаспийской низменности, с постепенным переходом в бурые песчаные и суглинистые почвы с нередкими солонцами и солончаками. Немалое значение имеют и интразональные пойменные луговые и ильменные почвы речных долин.

Основную роль в развитии и характере почвенно-растительного покрова Прикаспия играют климатические особенности региона (закономерность смен ландшафтов с севера на юг), геологическая молодость (общая высокая степень засоления) и равнинность или бессточность (широкое развитие комплексности в строении покрова и характере грунтовых вод). На сегодняшний день в Северном Прикаспии на территории РФ существует ряд заповедников: «Черные земли», «Богдинско-Баскунчакский», «Астраханский».

### Гидрография

В пределах исследуемой области находится несколько крупных речных артерий: Волго-Ахтуба и Урал. Основные протоки-рукава дельты Волги — Бахтемир, Старая Волга, Бузан, Болда. Небольшие протоки в дельте называются ериками (Рисунок 2.7).

Главным гидрологическим объектом, оказывающим ключевое влияние на прилегающие территории, является Каспийское море. Это крупнейший замкнутый водоем в мире площадью 378 400 км<sup>2</sup>. Современный уровень моря составляет – 29 м абс., который продолжает стремительно падать.

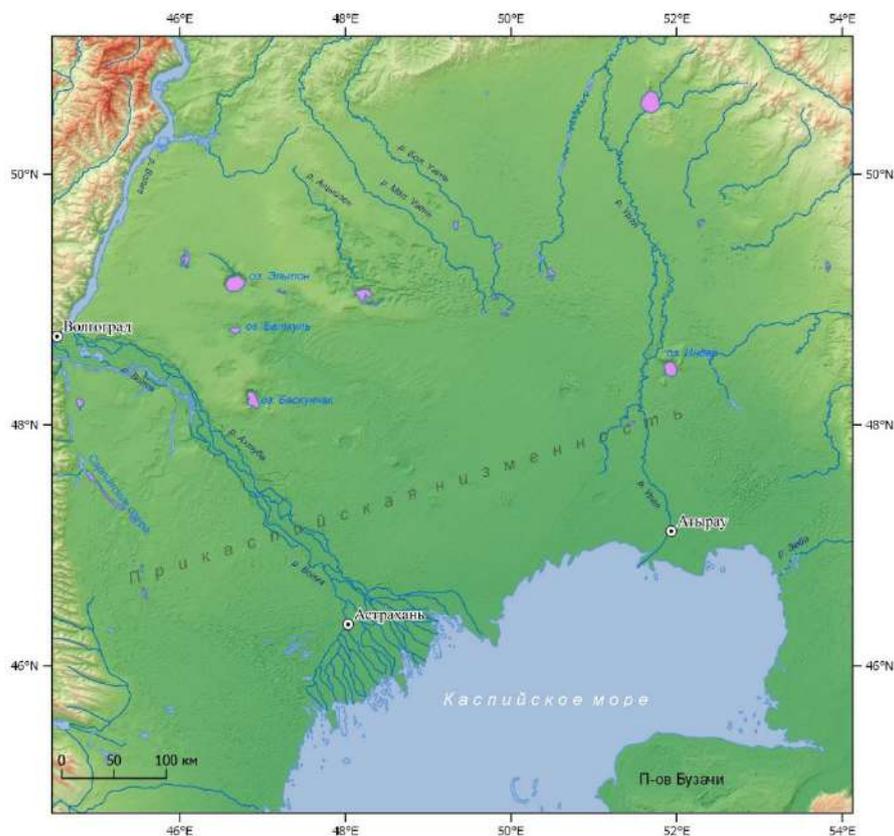


Рисунок 2.7. Схема гидрографии степной части междуречья Волги и Урала (составлена Р.Р. Макшаевым)

Периодические колебания уровня моря характерны для всей новейшей истории Каспийского региона. В плейстоцене отмечалось несколько трансгрессивно-регрессивных циклов (Федоров, 1957; Рычагов, 1997; Янина, 2012; Свиточ, 2014). Трансгрессии и регрессии моря в дочетвертичный период определялись больше тектоническими процессами, а в четвертичный период — климатической изменчивостью (Федоров, 1957; Рычагов, 1997). Многочисленные палеогеографические реконструкции природных условий каспийского побережья показали, что за последние 500–700 тыс. лет уровень моря менялся в диапазоне от – 140 до 50 м абс. Крупные колебания отображены на Рисунке 2.8 (Варущенко и др., 1987). Более детально про геологические эпохи в истории Каспия приведено в подглаве 2.2.1. В то время как прогноз многолетних среднегодовых колебаний уровня моря является сложнейшей задачей прогнозирования. В исследовании В.Б. Ермакова (2023) показано, что за последние 230 лет помимо многовекового тренда существуют две квазициклические компоненты, имеющие периоды близкие к 67 и 98 годам с соответствующими амплитудами 0,4 и 0,9 м (Рисунок 2.7). Обнаружены также две более слабые компоненты с периодами 30 и 38 лет, которые соответствуют климатическим временным масштабам и относительно устойчивы внутри рассмотренного интервала, в то время как более мелкомасштабная динамика среднегодового уровня носит практически случайный характер (Ермаков, 2023).

Пространственные параметры моря непрерывно меняются не только в связи с сезонными и многолетними изменениями уровня моря, но и в результате воздействия сгонно-нагонных явлений и аккумулятивной деятельности рек, впадающих в Каспийское море, прежде всего Волги, Урала и др., несущих большое количество твердых наносов (Водный баланс..., 2016).

Северный Каспий, наиболее мелководная часть Каспийского моря с средними глубинами 4–5 м до 10 м простирается на около 40 км от берега. Островов мало, наиболее крупные о. Чечень и о. Тюлений (Водный баланс..., 2016).

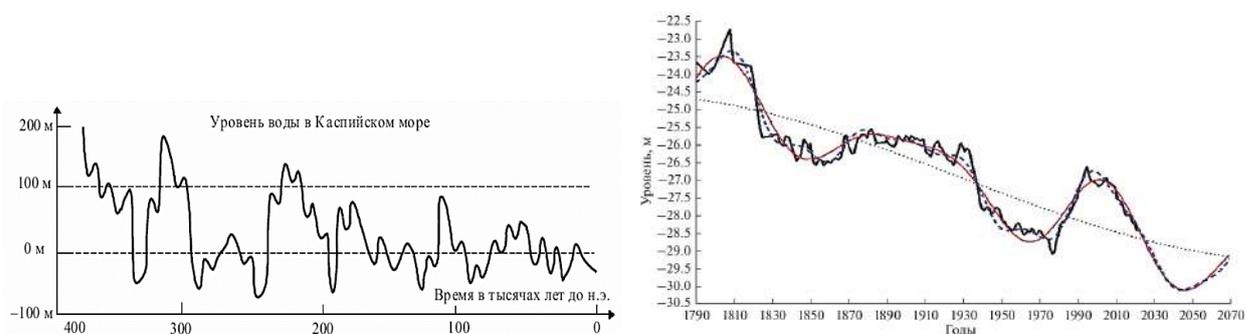


Рисунок 2.8. Колебания уровня Каспийского моря: а) изменение уровня Каспийского моря за 400 000 лет (по Варущенко и др., 1987); б) — результат моделирования уровня моря в период

1790–2021 гг., сплошной линией показана кривая многолетних изменений уровня Каспийского моря, точками обозначен тренд, синяя и красная линии — результат расчётов (по: Ермаков, 2023)

Озера-понижения, с запада и востока прилегающие к дельте Волги — ильмени, обычно имеют соединение с протоками Волги. Глубина их редко превышает 2 м. Своим формированием они обязаны ветровому и сгонно-нагонному воздействию после новокаспийской трансгрессии, дельта Волги — это типичная многорукавная дельта лопастного типа с множеством протоков и русел, окаймленных приустьевыми косами (Байдин, 1962). Ильмени в сочетании с разделяющими их буграми представляют уникальный ландшафт низовий Волги.

Волга является главной водной артерией на исследуемой территории, протяженность её на Прикаспийской низменности составляет около 400 км. В нижнем течении у неё нет притоков, но есть одно ответвление — Ахтуба. Ширина Волго-Ахтубинской поймы составляет в среднем 30 км, сужаясь ниже по течению до 20 км. Долина имеет ящикообразный поперечный профиль с высокими обрывистыми бортами (10–20 м).

При впадении Волги в Каспий насчитывается более 800 устьев. Максимум ширины меженного русла составляет 2,8 км в районе Райгорода, наименьшая 300 м возле Красных Баррикад. Бахтемир в настоящее время является основной транспортной артерией, соединяющий Волгу и Каспийское море. Сток реки зарегулирован в связи с постройкой гидроузлов, поэтому уменьшаются объемы половодья и увеличивается сток воды в межень. Среднегодовой расход Волги составляет 8980 м<sup>3</sup>/с (Водные ресурсы..., 2003).

Болота — один из специфичных элементов гидрографической сети Нижней Волги, средняя заболоченность бассейна Нижней Волги составляет 0,2 %, большая часть их расположена в дельте и пойме (Основные гидрологические..., 2015).

Русла Урала и Малых и Больших Узеней на севере Прикаспийской низменности неустойчивы и сильно меандрируют. Русло Урала смещается со временем к востоку, а у Узеней — на запад (Буялов, 1941; Устья рек..., 2013). Дельты выдвигания Волги и Урала испытывают постоянные изменения под действием морских и речных наносов. Их настолько много, что в дельтах и ближайшем взморье в каналах проводят периодические дноуглубительные работы.

Прикаспийская низменность по климатическим условиям — одна из наиболее засушливых территорий европейской России. Сельскохозяйственная деятельность сильно зависит от водообеспеченности. Особенно много мелиоративных каналов расположено на

Волго-Сарпинском междуречье. Общая гидрографическая карта северного Прикаспия представлена на Рисунке 2.7.

Общая равнинность рельефа Прикаспийской низменности определяет слабую дренированность поверхности. Для территории характерно неглубокое залегание грунтовых вод, уровень которого понижается в приречных и привпадинных районах (Герасимов, 1951).

## **2.2. Геолого-геоморфологическое строение Прикаспийской низменности**

### **2.2.1. Геологическое строение**

Территория исследований находится в пределах Прикаспийской низменности, её южной части, в нижних течениях рек Волги и Урала. Как пишет М.В. Карандеева (1957): «во многих местах близ Каспийского моря низменность совершенно гола, и только песчаные бугры и соленые озера разнообразят эту геологически девственную пустыню, в южных частях расположенную на 28 м ниже уровня моря» (стр. 230).

Прикаспийская низменность располагается на Прикаспийской синеклизе — части Восточно-Европейской платформы (Рисунок 2.9). Она заложилась еще в палеозойское время. Большая часть территории от Астрахани до Волгограда и далее на восток приурочена к Прикаспийской плите девон-кайнозойского возраста. С севера плита граничит с более древней Русской плитой, а на юге с Туранской и Скифской плитами (Рисунок 2.9). Складчатый фундамент палеозойского времени залегает на глубине более 5 км и сверху перекрывается мощными осадками мезо-кайнозойского времени. Мощность палеозойских и мезозойских пород в пределах впадины достигает максимальных для Восточно-Европейской платформы. Тенденция к прогибанию впадины началась в раннем палеозое. Здесь находятся максимальные мощности рыхлого чехла на Восточно-Европейской платформе. Его основной структурной особенностью является наличие соляных куполов, появившихся в результате пластического перераспределения больших масс соли в толще отложений. На основе гравитационных аномалий был выделен Сталинградский прогиб, который огибает синеклизу к западу в районе Доно-Медведицкого вала, а к востоку — по озерам Эльтон и Баскунчак. Этот прогиб проходит по окраине Прикаспийской низменности с севера, простираясь до города Уральска. Исследователями выделяется широтное погребенное складчатое образование герцинского времени, простирающееся от Донбасса до Каспийского моря — Донецко-Мангышлакский кряж (Карандеева, 1957).

Прикаспийская синеклиза причленяется к Воронежской антеклизе системой приподнятых вытянутых блоков земной коры (Рисунок 2.9). Её южная часть представляет собой сложную систему горстовых краевых поднятий. Среди них располагается Астраханская группа тектонических поднятий. К западу от Астрахани субширотно протягивается Астраханское поднятие, где фундамент предположительно находится на глубине 5–6 км. К западу от него простираются Батырмалинское (коренное основание на глубине 9 км), Сайгачинское (на 7,5 км) поднятия, к северу от которого лежит обширное Солено-Займищенское погружение фундамента до глубины 15 км. Вся группа Астраханских местных поднятий коренного основания ограничивается на севере и западе глубокими прогибами, в которых отмечаются максимальные глубины залегания фундамента — примерно на 16–20 км (Геология СССР..., 1970).

В Прикаспийской впадине выделяются несколько синклиналей и антиклиналей СЗ-ЮВ направления. Особенности тектонического строения непосредственно проявляются в морфологии рельефа: в Ахтубинскую синклиналь вложена долина Волги, в Сарпинскую — Сарпинско-Даванская ложбина, которые разделены увалом СЗ-ЮВ направления, неким пологим валом-водоразделом, на юге загибающимся к юго-востоку. К его простираению приурочены Ергени (Карандеева, 1957).

Эти структуры осложнены мелкими брахиантиклиналями и соляными складками и куполами, которые начали образовываться в верхнепалеозойское время. Некоторые из них активны и по сей день.

Соляные купола Прикаспийской низменности обычно разделяют на два типа. Первый представляет собой дочетвертичные возвышенности, сложенные сложно дислоцированными породами позднепалеозойского-мезозойского времени с относительной высотой 100–150 м и с частыми выходами на поверхность солей и гипсов (Рисунок 2.10, 2.11). Второй тип — это возвышенности, состоящие из сильнодислоцированных четвертичных пород, где соляное ядро находится на большой глубине (Мещеряков, 1953). Соляные структуры соответствуют поднятиям солевого ложа или выступам фундамента. Наиболее крупная Астраханская кольцевая структура располагается к северо-востоку от Астрахани.

Соляные купола западной части Прикаспийской низменности, сложенные преимущественно породами пермского возраста, можно разделить на две группы: те купола, у которых на поверхность выходят доплиоценовые отложения, часто выраженные в рельефе (Большое и Малое Богдо, Эльтон-Улаган, Пресный Лиман); и соляные купола с выходом на поверхность плиоценовых и четвертичных отложений, местами выраженные в виде небольших поднятий рельефа. Было выявлено, что в районах активной соляной







м). Двумя другими трансгрессивными бассейнами позднего плейстоцена стали гирканский (осадки — зеленоватые глины и суглинки мощностью до 10 м) и хвалынский (с общей мощностью осадков до 50 м, шоколадные глины и пески), разделенные ательской регрессией (Госгеолкарта..., 2011). Непосредственно хвалынские осадки были вовлечены в формирование бэровских бугров и будут описаны ниже. В голоцене затем была новокаспийская трансгрессия, воды которой частично разрушили бугры. Последняя наиболее актуальная стратиграфическая схема трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия представлена на Рисунке 2.13.

Поздний плейстоцен отличался чередованием сухих и влажных эпох с высокой амплитудой температур, что обуславливало действие криогенных процессов на территории Северного Прикаспия. В отложения этого периода отмечается серия криогенных горизонтов с характерными текстурами и формами промерзания, наиболее выраженные в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях, которые на момент криогенного воздействия были насыщены влагой. Наиболее поздние признаки криогенного воздействия были обнаружены в разрезах Средняя Ахтуба и Ленинск в слоях возрастом 35–40 тыс. л. н. (Таратунина, 2022). В более поздних осадках подобных структур обнаружено не было, что говорит о том, что с завершением МИС–2 условия становились все более благоприятными и теплыми.

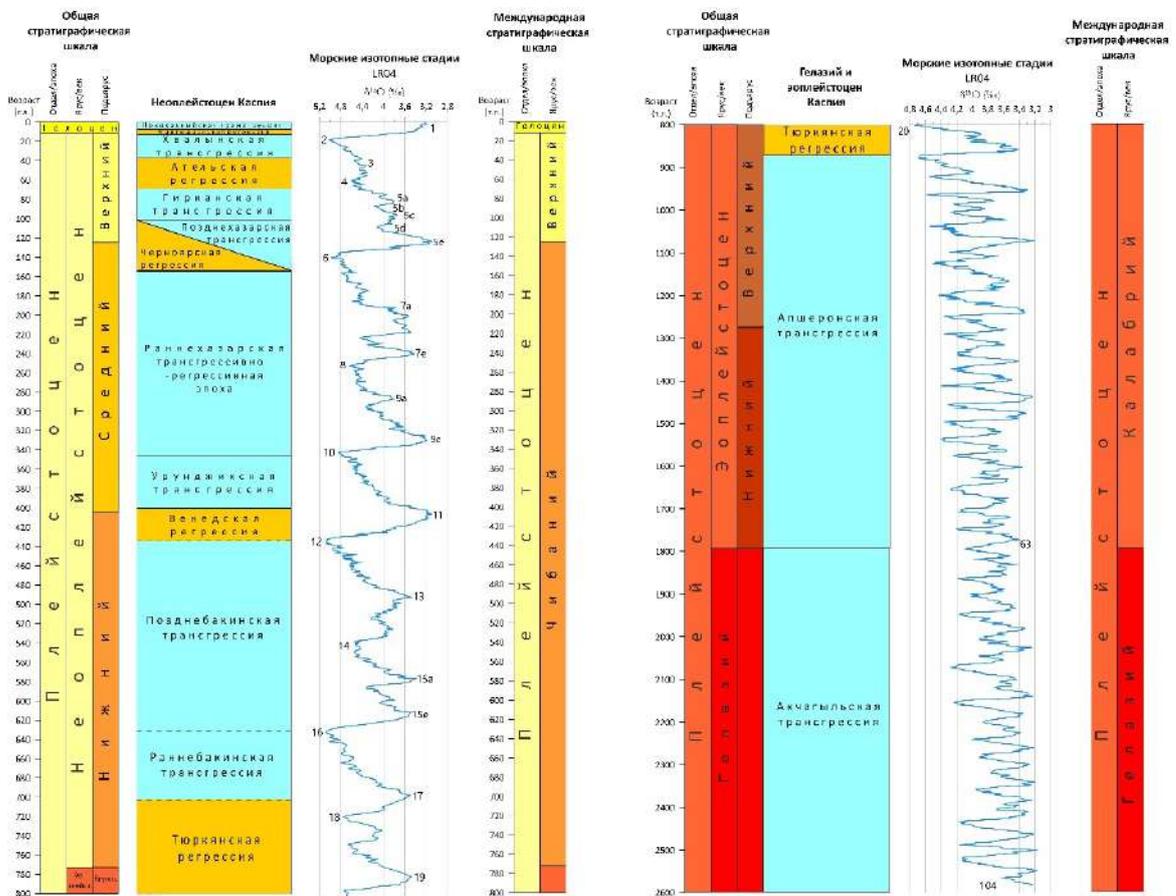


Рисунок 2.13. Трансгрессивно-регрессивные события Каспийского моря в рамках ОСШ и МСШ (Янина и др., 2025)

На данной территории широко распространены как субаквальные (аллювиальные, ильменные, лагунные) отложения, так и субазральные — эоловые и делювиальные. Так как часть исследуемой территории находится в пределах дельт р. Волги и Урала, то широкое распространение получили различные дельтовые осадки: аллювиально-морские, озерно-морские (Нижняя Волга..., 2002).

Наиболее широкое распространение в Северном Прикаспии имеют отложения хвалынской трансгрессии Каспия (Свиточ, 2014). Они представлены ниже- и верхнехвалынскими осадками, разделенными следами перерыва (енотаевская регрессия). В литологическом отношении среди нижнехвалынских отложений преобладают мелководные песчаные осадки и так называемые «шоколадные» глины, часто приуроченные к депрессиям древнего рельефа (Янина, 2012). Большинство исследователей придерживается мнения, что отложения раннехвалынского морского бассейна развиты на абсолютных высотах от 0 до +45–48 м. Границы максимального распространения этого бассейна до сих пор являются предметом обсуждений. Осадки включают раковины моллюсков, характерными видами являются представители рода *Didacna* Eichwald *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. parallela*. Отложения позднехвалынского бассейна распространены от –20 до 0 м абс. Верхнехвалынские морские отложения, в отличие от первых, более песчаные по составу. Характеризуются комплексом дидакн *Didacna praetrigonoides* — *D. protracta*. Самые молодые морские отложения — осадки новокаспийской трансгрессии, развиты на юге Северного Прикаспия (Свиточ, 2014). Они содержат раковины *Cerastoderma glaucum*, *Didacna trigonoides*, со значительной примесью слабосоленоводных и пресноводных видов (Янина, 2012). Аллювиальные голоценовые отложения представлены преимущественно песчано-алевритовыми осадками первой надпойменной террасы и поймы р. Волги.

Моллюски рода *Didacna* Eichwald являются биостратиграфическим маркером для расчленения неоплейстоценовых отложений Каспийского бассейна. Малакофаунистические особенности этого рода служат основой для реконструкции условий их среды обитания с последующими палеоэкологическими построениями для каждого трансгрессивного или регрессивного этапа развития Каспийского бассейна на протяжении всего времени существования этого рода моллюсков. Широкий ареал распространения этих моллюсков и их высокая сохранность в разрезах четвертичных отложений делают их надежным биостратиграфическим маркером при палеогеографических построениях и датировании. Впервые такое расчленение четвертичных отложений Каспийского бассейна было проведено Н.И. Андрусовым (1888).

Затем эта тематика активно разрабатывалась П.В. Федоровым (1957), А.А. Свиточем и Т.А. Яниной (1997), Т.А. Яниной (2012), А.А. Свиточем (2014).

Морские новокаспийские осадки перекрыты дельтовым песчано-глинистым материалом, генетически различным: аллювиальный (проточный, ильменно-русловой, ильменный), аллювиально-морской, реже эоловый (Байдин, 1962). На геологическом профиле (Рисунок 2.10) видны многочисленные эрозионные голоценовые врезы (во время мангышлакской регрессии), перемежающиеся с повышениями позднеплейстоценового возраста, которые и являются буграми. В центральной части дельты, по данным бурения, выявлен глубокий палеоврез до –45 м (Рачковская, 1951).

### 2.2.2. Геоморфологическое строение района исследований<sup>2</sup>

При беглом взгляде на Прикаспийскую низменность создается впечатление, что это ровная и плоская поверхность. Однако, тщательное геоморфологическое изучение территории показывает, что поверхность степи чрезвычайно разнообразна благодаря развитию на ней различных по морфологии и генезису форм рельефа (Рисунок 2.13). Имеющиеся формы рельефа создают относительные колебания высот от 0,5 м до 5 м, реже 15–20 м. Современный рельеф Прикаспийской низменности сформировался в результате длительной истории его развития под влиянием комплекса эндогенных и экзогенных факторов, действующих на данной территории, климатических изменений и преимущественно неоднократных колебаний уровня Каспийского моря. Прикаспийская низменность представляет собой пластово-аккумулятивную равнину, сложенную в основном кайнозойскими отложениями на древней платформе с допалеозойским фундаментом и преобладанием новейших тектонических опусканий.

Рельеф исследуемой области, наблюдаемый в настоящее время, пережил три фазы своего морского развития: раннюю (выше 0 м абс.) и позднюю стадии хвалынского

---

<sup>2</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

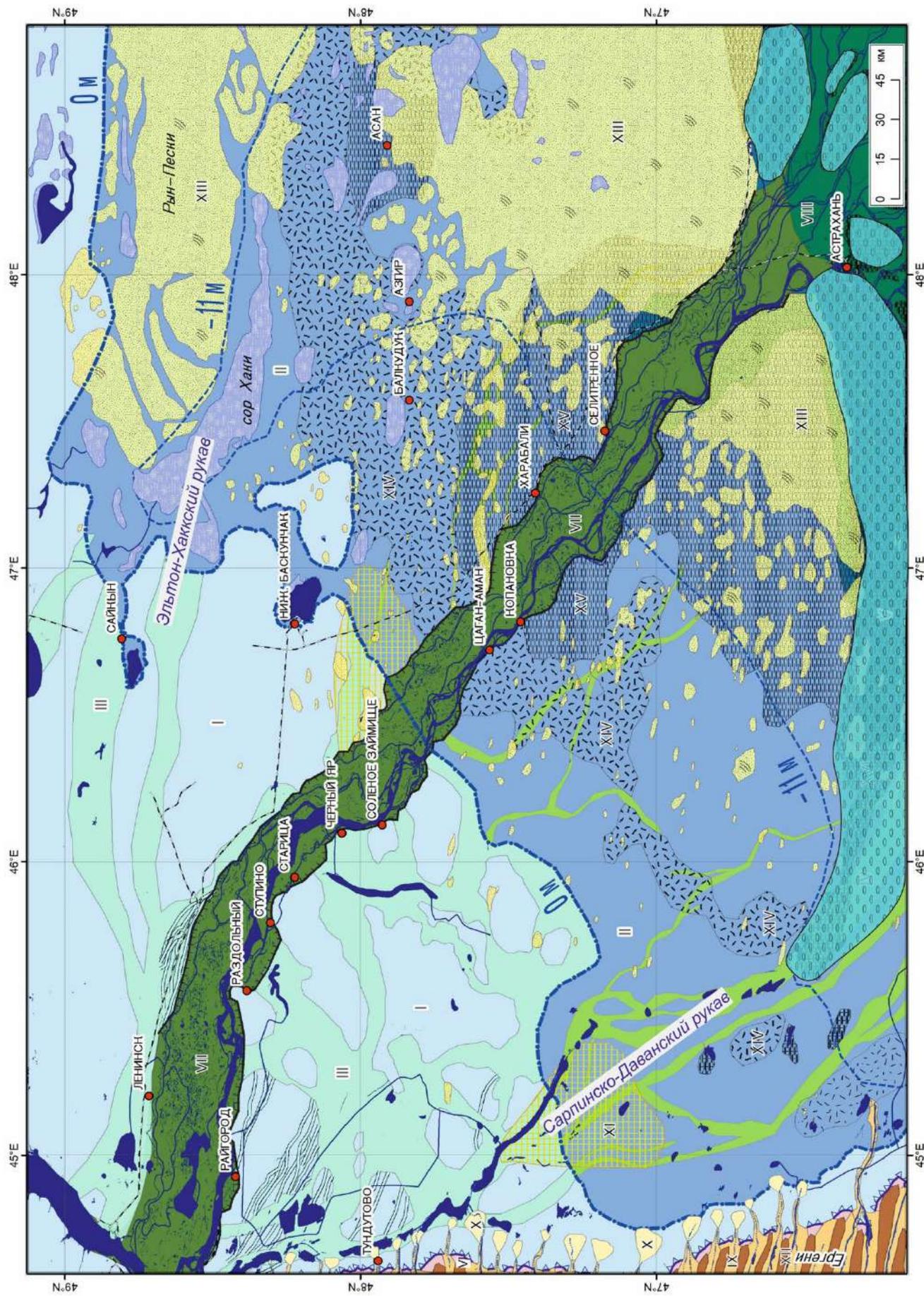
**Лобачева Д.М.,** Макшаев Р.Р., Бадюкова Е.Н. Положение проток палеodelьты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным // Аридные экосистемы. — 2023. — Т. 29, № 3. — С. 24–35.

**Лобачева Д.М.** Особенности геоморфологического строения Нижнего Поволжья (бэровские бугры и палеопотоки дельты Волги) // Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов): Сборник статей по материалам XIII семинара молодых ученых вузов, объединяемых Межвузовским советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов, Набережные Челны, 25–29 апреля 2022 года. — Москва: Набережночелнинский государственный педагогический университет, 2023. — С. 72–78.

**Лобачева Д.М.,** Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Нижняя Волга в начале голоцена // Динамика экосистем в голоцене: Сборник статей по материалам VI всероссийской научной конференции, Санкт-Петербург, 17–21 октября 2022 года / Отв. редактор Д. А. Субетто. — Санкт-Петербург: Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 2022. — С. 94–98.

**Lobacheva D.M.** Badyukova E.N., Makshaev R.R. Baer knolls and the landforms of the northern Caspian lowland as a key to identifying the paleoenvironments of the Volga // Advances in Science, Technology and Innovation. — 2024. — P. 133–135.

бассейна, разделенные енотаевской регрессивной фазой, а также новокаспийскую трансгрессивную фазу с предшествовавшей ей мангышлакской регрессией (Рисунок 2.15). Морская фаза развития рельефа характеризовалась тем, что морские осадки нивелировали рельеф, оставленный от предыдущей континентальной эпохи, где-то формировалась аккумулятивная морская равнина, а где-то, благодаря неравномерной аккумуляции осадков и деятельности различных течений, действующих на дне водоёмов, образовывались неровности рельефа, в том числе и денудационные. После регрессии хвалынского моря рельеф низменности вступил в континентальную фазу своего развития (мангышлакская регрессия), затем в первой половине голоцена последовала новокаспийская трансгрессия (до абс. высот  $-19$ – $-21$  м) с колебательным характером уровня. В настоящее время отмечается регрессивный тренд уровня Каспийского моря.



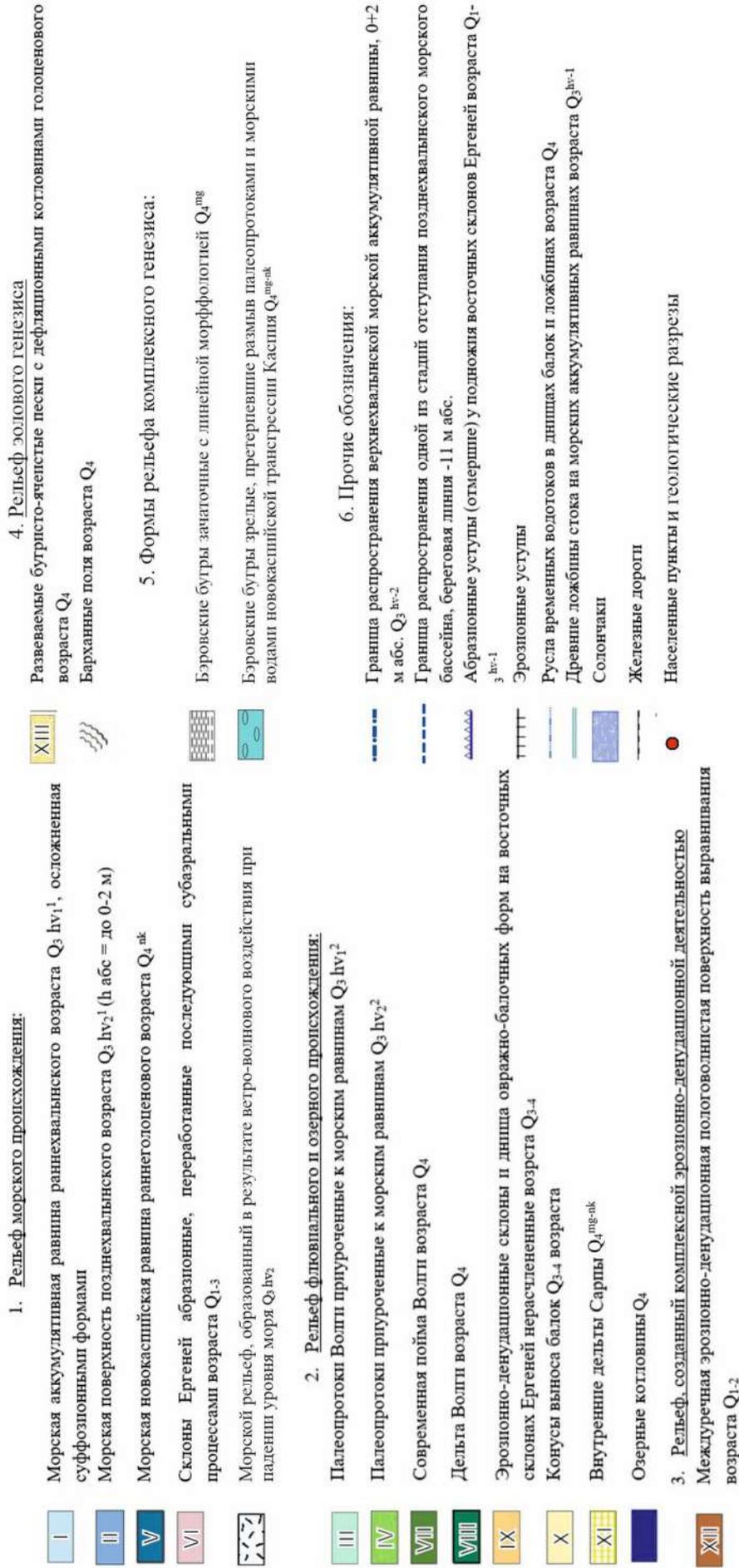


Рисунок 2.14. Геоморфологическая карта Северо-западной части Прикаспийской низменности и легенда к ней (Лобачева и др., 2023; Lobacheva et al., 2024).

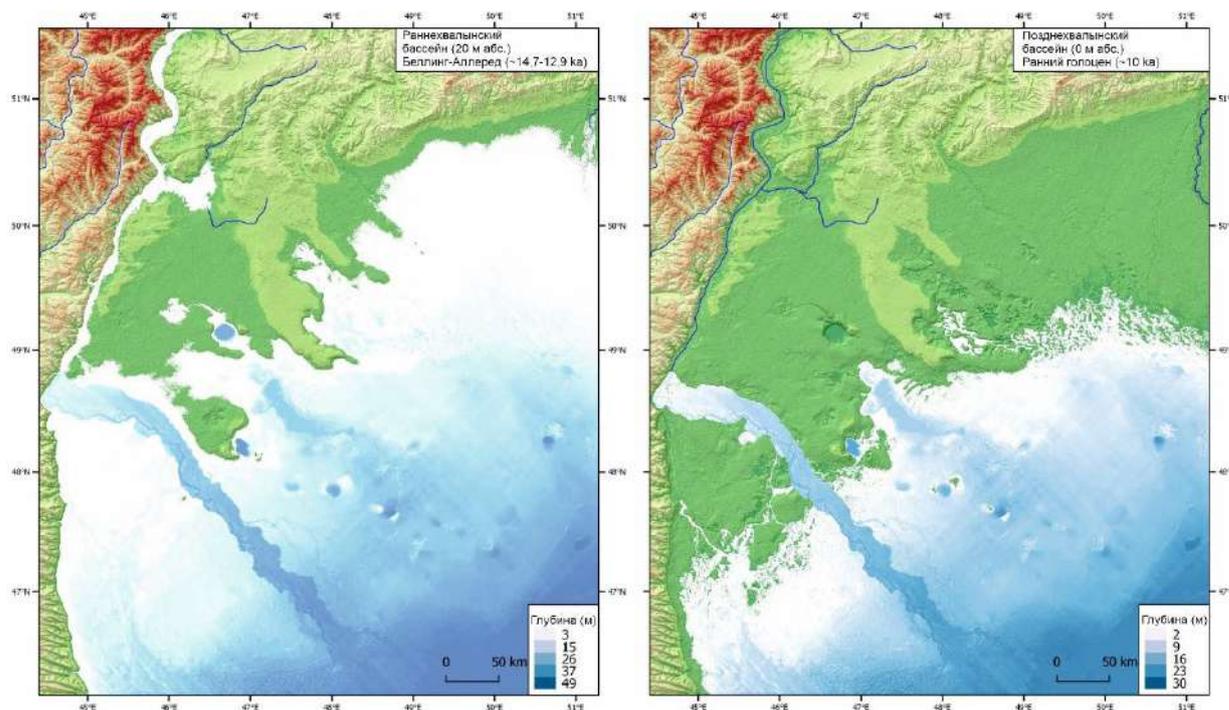


Рисунок 2.15. Палеогеографические схемы Северного Прикаспия во время существования ранне- и позднехвалынского бассейнов Каспия (составлена для материалов статьи Makshaev et al., 2025)

Благодаря тому, что континентальный этап развития рельефа на Прикаспийской низменности наступил сравнительно недавно (конец плейстоцена), а рельефообразующие факторы действуют не столь энергично, первоначальный рельеф, созданный морем, отчетливо сохраняется на больших пространствах. По генезису все формы рельефа, имеющиеся в пределах Прикаспийской низменности, делятся на следующие: морского происхождения, флювиального, эолового, суффозионного и спорного генезиса (бугры Бэра). Яркой особенностью рельефа являются бэровские бугры, вопрос о генезисе которых — остро дискуссионный. Бэровские бугры не встречаются нигде выше 0 м абс. высот, поэтому позднехвалынской морской аккумулятивной равнине уделяется несколько больше внимания в работе. Этим формам рельефа посвящены отдельные разделы в диссертации.

#### 2.2.2.1. Рельеф морского происхождения

Согласно исследованиям А.Н. Варущенко (1983) в результате геоморфологического анализа на шельфе и побережье Каспийского моря удалось выделить серии морских береговых линий, а также комплексы рельефа, созданные в результате волновой деятельности с последующей субаэральной обработкой.

Обширные просторы Северного Прикаспия до высоты 0 – +3 были сформированы после спада позднехвалынской трансгрессии и имеют преимущественно морской генезис.

На побережье сформировались формы рельефа — лагуны, береговые валы и косы. По мере отступления моря на фоне трансгрессивно-регрессивных колебаний формировались серии береговых линий. Последние выражены в рельефе довольно плавно, однако хорошо просматриваются по космическим снимкам. Так, граница между ранне- и позднехвалынскими морями маркируется как по геоморфологическим (плавный уступ 0–2 м высотой), так и по геологическим признакам. Она изображена на геоморфологической карте, составленной автором на район Нижнего Поволжья (Рисунок 2.14).

По мере падения уровня позднехвалынского моря формировались стадийные береговые линии, которые маркируются в рельефе местности. Например, к югу от урочища Хаки прослеживается сложная сеть ложбин, которые заканчиваются на отметках –10 м абс., что говорит о том, что Хаки был заливом этого моря и сток через него еще продолжался, когда море было на уровне –10––12 м абс. Далее граница прослеживается на восток по разливам Камыш-Самарских озер — это так называемая сартасская стадия отступления позднехвалынского морского бассейна (Леонтьев, Федоров, 1953).

Согласно исследованиям Г.И. Рычагова (1977) выделяются следующие: на высоте 0–3 м абс. (махачкалинский уровень), –5 м абс. (кумский уровень). Г.И. Рычагов (1977) выделяемую ранее О.К. Леонтьевым и П.В. Федоровым (1953) позднехвалынскую дагестанскую стадию отнес к новокаспийскому времени, что в дальнейшем было доказано на основе малакофаунистического материала (Янина, 1981). П.В. Федоров (1957) выделяет похожие береговые уровни хвалынского бассейна на высотах: 0–2, –11––12 м абс. (сартасский уровень, выделенной О.К. Леонтьевым и П.В. Федоровым, 1953), –16–17 м абс. По мере отступления моря берега стали приобретать черты, близкие к современным, произошло выравнивание берегов, по сравнению с максимальной стадией позднехвалынского бассейна (Леонтьев и др., 1977). Береговые линии новокаспийского времени находятся на высоте –21––19 м абс. (Варущенко, 1983).

Поверхность позднехвалынской морской равнины отлична от раннехвалынской (распространялась до максимальных отметок +44–+47 м абс. (Макшаев и др., 2025)), которая занимает северную часть Прикаспийской низменности и где колебания относительных высот достигают 1,5 м: она холмисто-грядовая (массивы бэровских бугров и межбугровых понижений) и разнообразная по набору генетических типов рельефа. Здесь хорошо сохранились формы рельефа, созданные в береговой зоне моря: лиманные понижения, абразионные и аккумулятивные древние береговые линии (Труды прикаспийской экспедиции, 1958).

Среди перечисленных форм явным преобладанием пользуются лиманные понижения. Лиманы представляют собой вытянутые формы рельефа площадью от 1 до 12

км<sup>2</sup> и относительным превышением бровки над днищем от 2 до 5 м. Обычно они концентрируются на определенных участках, наибольшая часть их располагается у подножия Средних Ергеней, отдельные понижения встречаются и на остальных участках Прикаспийской низменности. Приергенинские лиманы отличаются большими размерами, иногда до 10 км<sup>2</sup>, в плане они часто вытянуты с севера на юг. Лиманы на остальной территории низменности отличаются намного меньшими размерами и глубиной до 2–3 м. Они формировались в условиях береговой зоны моря. Тогда они представляли собой прибрежные лагуны, мелководные, создаваемые на отмелях берегах позднехвалынского моря. Затем, после регрессии моря, лиманы переживали озерную стадию развития, о чем свидетельствуют озерные отложения, выстилающие днища современных лиманных понижений (Труды прикаспийской экспедиции, 1958). Данные формы активно используются местным населением в качестве сенокосных угодий в силу более высокой увлажненности на некоторых из них.

На позднехвалынской равнине наблюдаются одиночные или групповые грядообразные возвышения (до 4–5 м в высоту), сложенные, как правило, песками и супесями с морскими моллюсками. Вероятно, это формы волновой деятельности отступающего хвалынского бассейна (Труды прикаспийской экспедиции, 1958) (Рисунок 4.1.2).

Новокаспийская морская терраса на севере Каспийского побережья протягивается узкой полосой до высотных отметок –19–21 м абс. Сложена она, в отличие от буроранжевых верхнехвалынских осадков, пепельного и светло-серого цвета песчаными и песчано-илистыми отложениями (Леонтьев и др., 1977).

Впоследствии после отступления уровня моря рельеф перерабатывался различными экзогенными процессами: эрозионными, эоловыми, суффозионными и склоновыми. То есть морская аккумулятивная равнина в геоморфологическом отношении осложнялась на протяжении голоцена различными формами рельефа эолового, флювиального, суффозионного, делювиального и иногда вдоль протоков обвального-осыпного генезиса. Несмотря на то, что равнины после перехода в субэральные условия испытывали активное воздействие экзогенными процессами, в целом позднехвалынская равнина сохранила свой первоначальный облик морского дна. Хуже сохранился рельеф равнины, примыкающей к границе позднехвалынского бассейна. Раннехвалынская равнина, как более древняя и сложенная более глинистыми отложениями, более осложнена суффозионными образованиями. На позднехвалынской равнине, сложенной песчаными грунтами, обширнее развиты эоловые и эрозионные формы рельефа.

Рельеф шельфовой зоны Северного Каспия изучен довольно фрагментарно. Глубины в этой части моря составляют в среднем 3–4 м и не превышают 20 м. Рельеф дна вполне выровненный, однако осложнен затопленными и перекрытыми современными осадками бороздинами и долинами многочисленных водотоков пра-Волги и пра-Урала, впадавших ранее в регрессивный бассейн мангышлакского времени, а также останцами бэровских бугров. Наиболее детально исследовано Дагестанское побережье, зона авандельты Волги и северо-восточное побережье. На этих участках отмечается наличие грядового рельефа. На восточном побережье это многочисленные гряды, ориентированные как субширотно, так и меридионально, сложены рыхлыми наносами и ракушечником с хвалынскими моллюсками. Однако авторы (Леонтьев и др., 1976) считают, что это своеобразные гряды облекания, а не возникшие в результате гидродинамических процессов. Значительные площади северо-восточного Каспия представляют собой огромный мелководный бассейн. На дне которого широко развиты так называемые гряды «шалыги», многие из которых частично выступают над уровнем моря в виде островов. По мнению Л.А. Ещенко и Л.М. Шипиловой (1990) это гидробарханы или песчаные волны длиной 2–5 км и межгрядовым расстоянием до 3 км. Ориентировка гряд, как правило, повторяет очертания береговой линии, но на более мористых участках становится более перпендикулярной к берегу. Авторы полагают, что широко развитый грядовый рельеф был создан в результате взаимодействия сгонно-нагонных процессов с волнами Кельвина и континентальными шельфовыми волнами (Ещенко, Шипилова, 1990). Другие авторы полагают, что помимо действия приливных сил нельзя исключать и волнение, влияющее на динамику грядово-грядистого рельефа (Кравцова и др., 1983). Однако не очень ясна роль сгонно-нагонных явлений, так как при их участии на аналогичном мелководном побережье, к примеру, Азовского моря, подобных аккумулятивных форм не возникает. Таким образом, причины и механизмы возникновения подобного грядового рельефа до сих пор остаются дискуссионным вопросом. Вероятнее всего, возникновение подобного рельефа связано с комбинацией ряда механизмов, как ветровое волнение, нагоны, шельфовые волны.

#### 1.2.2.2 Флювиальный рельеф

Флювиальный рельеф территории весьма разнообразен. Он представлен обширными ландшафтами Волго-Ахтубинской долины, переходящими к югу в крупнейшую на Прикаспийской низменности аккумулятивную форму — Волго-Ахтубинскую дельту. Так, на протяжении последних 600–700 тыс. лет (с начала неоплейстоцена) на территории Северного Прикаспия существовала пра-долина Волги, которая во время трансгрессий Каспия заполнялась морскими водами и превращалась в

ингрессионный залив или эстуарий. Известно, что Волга текла восточнее современного расположения долины (Жуков, 1945).

На нижней Волге выделяется как минимум четыре пойменно-дельтовые генерации (соответствующие трансгрессивно-регрессивным стадиям позднехвалынского и новокаспийского времени). Начиная от Волгограда, к югу сменяются: ахтубинская, харабалинская, замьянская, астраханская и современная дельтовая генерации, отличающиеся между собой абсолютными высотами и характером пойменного рельефа (Коротаев, 2010).

На территории дельты формы речной аккумуляции распространены куда более широко, чем эрозионные. Ведущим фактором формирования рельефа волжской поймы являются паводковые воды, которые, разгружаясь на пойму, создают преимущественно аккумулятивный рельеф. Рельеф её представлен обычно серией грив и межгривных понижений (часто заполненных старичными озерами), ориентированных вдоль протоков и русел (Козина, 2010).

Эрозионный рельеф представлен как палеопотоками, так и современными формами: русло Волги с притоками и многочисленными оврагами, прорезающими её борта. Палеопотоки расположены на поздне- и раннехвалынской равнинах и представляют собой ложбины глубиной до 10 м с плавными склонами (Рисунки 2.16, 2.17). Понижения имеют различную ориентировку, в основном, с северо-запада на юго-восток, и часто впадают в древние лиманы и не доходят до современного уровня моря, теряясь в песках. Ложбины имеют невыработанный продольный профиль. Весной ложбины сосредоточивают в себе талые воды. За летний период вода остается только в самых глубоких участках.

С помощью цифровой модели рельефа SRTM3 оказалось возможным визуально определить местоположение наиболее крупных из них. Так, одна из протоков расположена на левом берегу Волги севернее пос. Селитренное. Ширина её в среднем около 0,2–0,4 км, глубина до 6–8 м (Рисунок 2.17). В плане они имеют сложную разветвленную или веерообразную форму. На дне ложбин часто отмечаются замкнутые понижения с водой, используемые для орошения прилегающих территорий.

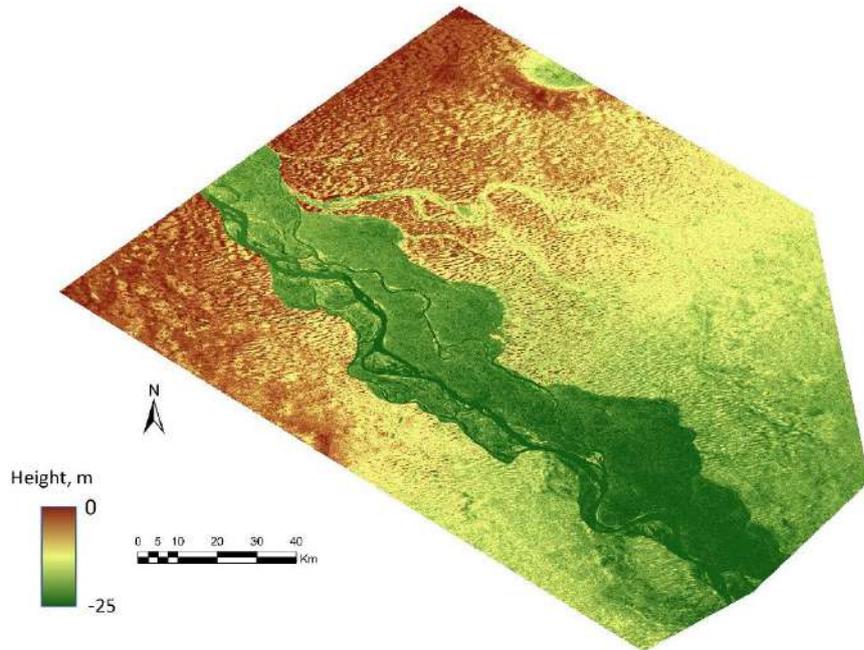


Рисунок 2.16. Цифровая модель рельефа Нижнего Поволжья в районе г. Харабали, на которой видны палеопотоки послехвалынского возраста, прорезающие бугровый рельеф (получено с помощью SRTM) (Лобачева и др., 2023)

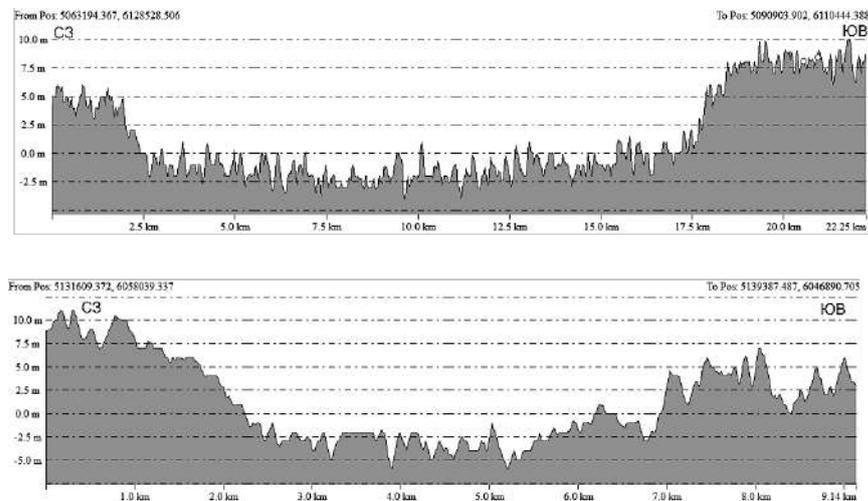


Рисунок 2.17. Поперечные профили через палеопотоки у с. Вязовка сверху и с. Соленое Займище снизу (направление поперек палеопотоки с СЗ на ЮВ) (Лобачева и др., 2023)

В хвалынское время русло Волги в нижнем течении разделялось на серию рукавов. По топографическим картам видно, что в 50–90 км к востоку от современного русла Волги прослеживается цепочка озер. Среди них соленые озера возле пос. Азгир, Нижний Баскунчак, Балкудук, Асан, Мынтобе. В хвалынское время урочище Хаки (ныне — соленое озеро) было одним из эстуариев Северного Каспия (в конце раннехвалынского и во время существования позднехвалынского бассейнов), куда, вероятно, впадали воды одной из восточных проток Палео-Волги (Леонтьев и др., 1977).

Вдоль Волго-Ахтубинского участка долины Волги протягивается Ахтубинская зона прогибания, которую Волга использовала еще в хазарское время. В районе озер Эльтона и Боткуля, солончака Хаки, долинам Большого и Малого Узений расположены Эльтоно-Хакская, Ашиозекская и Большеузенская зоны прогибания. Там во время трансгрессий возникали морские заливы, а в период регрессий осуществлялся сток речных вод, что прослеживается по цепочке солончаков и соленых озер. Они разделены Джаныбекско-Урдинской и Малоузенской зонами поднятий (Иванов, 2018).

Крайний западный рукав Волги пролегал вдоль подножия склонов Восточных Ергеней, эродировал поверхность аккумулятивной морской хвалынской равнины, в результате чего сформировалась Сарпинско-Даванская ложбина (Лобачева и др., 2023). К настоящему времени ложбина разделена многочисленными пролювиальными конусами, сформированными временными водотоками в балках на восточных склонах Восточных Ергеней, на ряд замкнутых понижений, занятых озерами или солончаками. Анализ карт и литературы позволил составить подробную геоморфологическую карту, представленную в данной работе (Рисунок 2.14). На ней вслед за авторами (Жуков, 1937; Николаев, 1957; Труды прикаспийской экспедиции, 1957–1958; Леонтьев, Фотеева, 1965; Аристархова, Турикешев, 1983) удалось отобразить многочисленные разветвленные палеопотоки, ложбины и дельты ранне- и позднехвалынского возраста, простирающиеся как в меридиональном направлении, так и в субширотном. Значительная часть палеоврезов начинается в северной части Сарпинской ложбины, расположенной у Красноармейского района Волгограда к западу от Райгорода. Некоторые палеопотоки простираются на восток и юго-восток и, судя по топографии, протягиваются через Ахтубу на левый берег Волги, прослеживаются в рельефе далее на ССВ, где многими скважинами на междуречьях вскрываются дельтово-морские отложения, залегающие в понижениях хазарского рельефа (Доскач, 1956). На правобережье Волги наиболее крупный палеоврез фиксируется между селами Раздольный и Ступино. Ширина серии палеопотоков достигает здесь 15 км, а глубина вреза — 8–10 м. Вторая серия меньшей ширины, между селами Старица и Черный Яр, простирается на ЮЮЗ, сливаясь далее с ложбиной Сарпа-Даван (Лобачева и др., 2022, 2023).

По альтернативной версии А.Ф. Якушовой (1959), ложбины представляют собой реликтовый рельеф, возникновение которого связано с прибрежными и придонными течениями морского бассейна. Существует ряд характерных отличий в сравнении позднехвалынских протоков с более древними: последние (Рисунок 2.16) отличаются значительно большей шириной и сложностью плановых очертаний, меридиональностью направлений; в то время как более молодые протоки имеют ширину не более 2–3 км и

имеют большую выдержанность направлений и меньшую глубину вреза (Лобачева и др., 2023).

Сарпинская долина имеет довольно выраженный профиль глубиной до 7–9 м. В ней имеется терраса относительной высотой до 5–6 м. По данным буровых скважин днища ложбин выполнены аллювиально-озерными отложениями — суглинками серовато-коричневого цвета, в более крупных протоках встречаются песчаные прослои. Мощность аллювия обычно не превышает 1,5–2,5 м (Якушова и др., 1959).

Ложбина Даван — продолжение Сарпинской ложбины, расширяется до 11 км и отклоняется на ЮВ. Левый её борт выражен в виде резкого обрыва высотой до 8 м, правый борт пологий. Окончание ложбины по её западному борту проследить невозможно, т.к. он плавно переходит в поверхность, осложненную пологими увалами (Николаев, 1957). По днищу ложбины протягиваются бэровские бугры с относительной высотой до 8 м и длиной отдельных останцов бугровых комплексов в 5–6 км. Днище ложбины сливается с обширными такырами, расположенными в межбугровых понижениях. Бэровские бугры здесь представлены в виде отдельных останцов, где бугровая толща залегает на шоколадных глинах хвалынского возраста, накопившихся в эстуарно-лагунных условиях (Макшаев, 2019). Последние, в свою очередь, обнажаются в геологических разрезах, что говорит о том, что первоначальный бугровый комплекс рельефа испытал активное эрозионное воздействие речных водотоков в Даванской ложбине. Следовательно, эти водотоки были активны в период после формирования бугрового комплекса рельефа, т.е. в начале голоцена при мангышлакской регрессии. Именно этим можно объяснить незначительную мощность аллювия в ложбине, поскольку водотоки следовали за отступающим уровнем хвалынского моря, размывая как аллювий, так и более древние отложения и бэровские бугры. Как результат, фиксируемые в долине Даван бугры генетически не связаны с её формированием. Аналогичная ситуация наблюдается в дельте Волги, где волновая активность в ильменах под действием доминирующих восточных ветров и поступления воды во время паводков и половодий из протоков Волги привели к существенному разрушению и моделировке рельефа бэровских бугров. В ранее опубликованных работах упоминалось, что их происхождение не связано с формированием дельты Волги (Vadyukova, 2018; Лобачева и др., 2021, 2022, 2023).

Таким образом, Волга впадала в Северный Каспий и формировала крупную многорукавную дельту выполнения в среднем шириной около 200–210 км. Это было крупное многорукавное образование, крупнее современной дельты и по размеру, скорее всего, сопоставимое с современной дельтой Лены (ширина её составляет 230–260 км) (Лобачева и др., 2022).

К концу позднехвалынского времени Волга в своем нижнем течении функционировала в виде серии крупных дельтовых рукавов: на месте современной Волго-

Ахтубы, вероятно, существовал сравнительно небольшой центральный рукав, на западе был Сарпинский рукав, а на востоке Эльтон-Хакский. Они были соединены между собой обширной сетью протоков, рельеф которых до сих пор в значительной степени сохранился, в особенности на правобережье Волги. В самом конце позднехвалынского времени Сарпинский и Хакский рукава начали отмирать, а большая часть стока стала устремляться по центральному рукаву, формируя современную долину Волго-Ахтубы, наблюдаемую от Волгограда до Астрахани. Представленная концепция является лишь некоей схематизацией этапов развития рельефа Нижнего Поволжья (Лобачева и др., 2022).

Аналогичная картина наблюдается и в строении нижнего течения Урала. Где он выходит на позднехвалынскую морскую равнину, образовавшуюся во время одноименной трансгрессии, достигавшей нулевых отметок абсолютной высоты (Плейстоцен нижнего течения, 1986). Долина Урала в пределах Прикаспийской низменности имеет две широкие надпойменные террасы: позднехвалынскую верхнюю (эрозионно-аккумулятивная) и послехвалынскую нижнюю и широкую пойму. Ширина верхней террасы 14–15 км, а нижней составляет 1–2 км, а абсолютные высоты от 0 до 10 м. Верхняя терраса осложнена обширной сетью глубоких прямолинейных протоков, формировавшихся во время медленного отступления моря при непрерывном медленном понижении базиса эрозии. Ниже располагается пойма шириной 2–10 км, отделенная уступом 4–6 м от террасы. Ниже по течению располагается двухуровневая дельта (поздне- и послехвалынская). В период трансгрессии послехвалынского моря образовалась одноименная нижняя терраса, формирование её еще не закончено. В настоящее время происходит слабое врезание Урала и формируется гурьевская дельта (Доскач, 1962).

### 2.2.2.3. Формы рельефа эолового генезиса

Эоловый рельеф распространен отдельными ареалами на территории всей позднехвалынской морской равнины, особенно в её южной части (Рисунок 2.18). Одни из самых обширных полей простираются на территории у пос. Сероглазовка на правом берегу и у пос. Селитренное на левом берегу. Эоловый рельеф представлен бугристо-холмистыми равнинами с массивами развеиваемых песков и котловинами выдувания (такие массивы находятся между пос. Сероглазовка и Астраханью), перепады высот до 3–4 м. Волнистость рельефа создают гряды и холмы овальной или округлой формы с пологими склонами до 3°. Сложены они хорошо отсортированными косослоистыми песками. Реже встречаются грядово-барханные пески с отдельными барханами и барханными цепями. Они перемежаются с котловинами, выработанными в результате дефляции, где за счёт неглубокого залегания горизонта подземных вод формируются небольшие оазисы (Труды прикаспийской экспедиции, 1958). Местные жители роют там

колодцы и используют под нужды сельского хозяйства. Современный эоловый рельеф развит на ограниченных пространствах в виде отдельных очагов (к примеру, к СЗ от Астрахани). В большинстве случаев развеиваемые пески приурочены к котловинам выдувания.

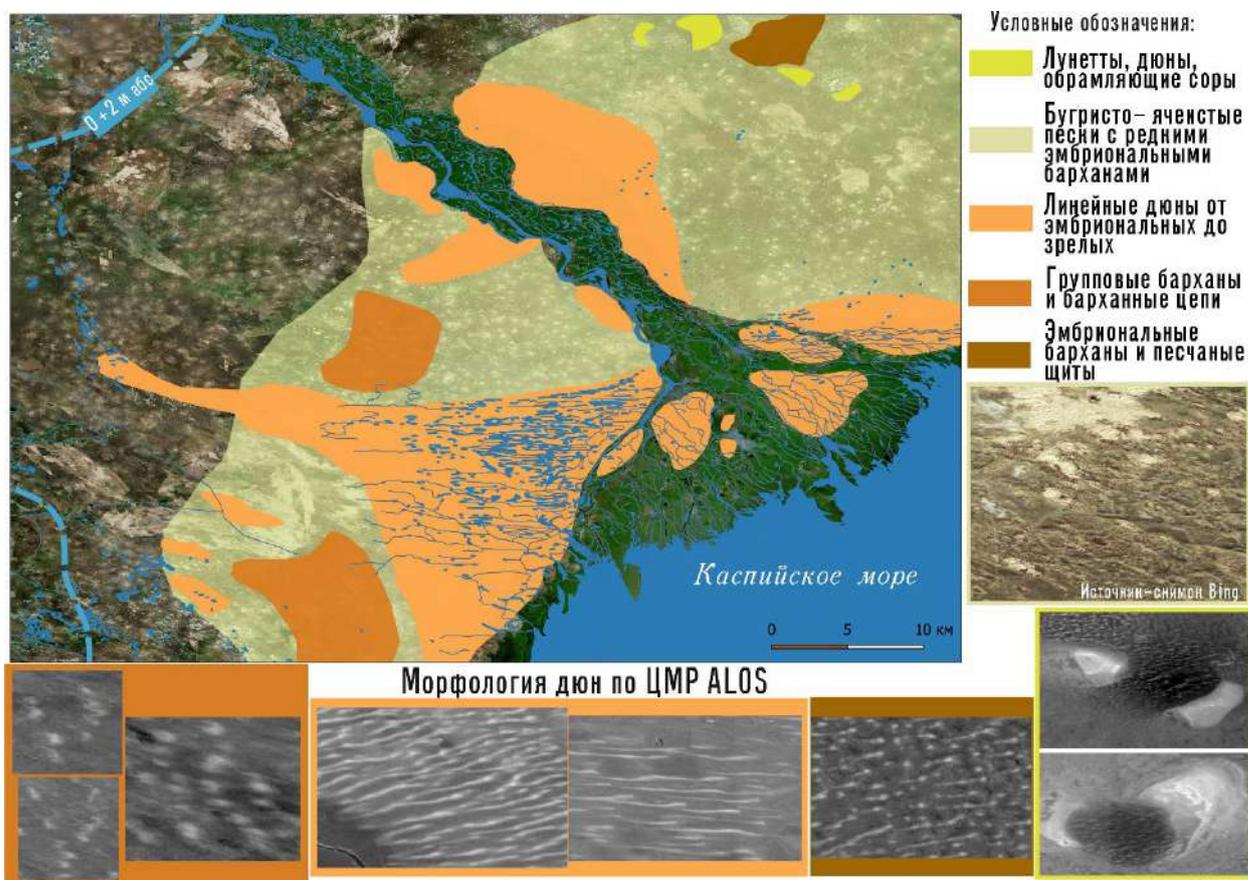


Рисунок 2.18. Карта-схема морфологических типов эолового рельефа Северо-западного Прикаспия (составлена по ЦМР ALOS и космоснимкам Bing)

Наиболее крупные эоловые формы рельефа — грядово-барханные пески, как правило, приурочены к приморской части побережья Северного Каспия. Особенно хорошо они развиты на грядово-увалистом рельефе, чередующемся с солончаками и сорами. Такая территориальная приуроченность грядово-барханного рельефа к местности с большими перепадами высот была впервые выявлена И.И. Томашевским (1931). Наблюдения Т.Ф. Якубова (1955) показывают, что часто гряды и увалы, служащие базисной поверхностью для барханов, генетически не связаны с эоловыми процессами и имеют ориентировки отличные от направления барханных цепей. Среди форм меньшего размера наибольший ареал имеют грядово-бугристые пески, подразделяемые на среднебугристые и мелкобугристые, где последние наиболее распространены в Северном Прикаспии. Они представлены почти сплошным покровом или отдельными островками среди других песков. Амплитуда высот этих форм не превышает 3 метров. Формировались они в результате неглубокого залегания слоя переувлажнения. Характер отложений отличается многофазностью накопления толщ, что выражается в частом

чередовании пачек разного механического состава. Самыми малыми размерами характеризуются кучевые пески, имеющие коническую или полукруглую форму и высоту от 1 до 3 м. Они формируются в условиях развития песчаных отложений малой мощности и близкого залегания грунтовых вод, а также растительности, способной переносить сильные ветры и засоление. Важной особенностью почти всех типов песков является то, что в составе слагающих отложений часто присутствуют прослои детрита и алеврито-глинистых агрегатов.

Таким образом, Т.Ф. Якубовым (1955) были выделены не только морфолого-генетические типы песков на Волго-Уральском междуречье, но и выделено четыре природных района, отличающихся характером песчаных образований, растительности и почв. Общая площадь песков Северного Прикаспия составляет около 50 тыс. км<sup>2</sup> — это наибольшие площади на всей Европейской части страны. Важной особенностью эволюции эолового рельефа Северного Прикаспия является взаимосвязь экспозиции склонов и степени неровности рельефа с активностью процесса. Так, скорость ветров будет выше на вершинах гряд и возвышенностей, а южные и восточные склоны более подвержены процессам развеивания, где происходит выдувание материала из межрядовых понижений и последующий перенос на вершинные поверхности или соседние межрядовые пространства.

#### 2.2.2.4. Формы рельефа прочего генезиса

Среди форм рельефа прочего генезиса стоит отметить суффозионные проявления и формы биогенного и антропогенного генезиса. Криогенные формы с поверхности отмечены не были, однако в предшествующие палеогеографические периоды процессы промерзания имели весьма широкое распространение в Прикаспии и проявлялись несколькими этапами усиления мерзлотных процессов (Таратунина, 2022). Криогенные структуры и коэффициент криогенной контрастности (ККК) свидетельствуют об интенсивных мерзлотных процессах в конце раннехвалынского века на примере криогенных структур в шоколадных глинах (ЛФ3) в ряде разрезов Нижнего Поволжья (Таратунина, 2022). Хотя в позднем плейстоцене имели место более ранние фазы усиления криогенной активности, в рамках данной диссертации они не будут рассмотрены, поскольку основное внимание сосредоточено на периоде, охватывающем конец позднего плейстоцена и начало голоцена.

В центральном районе дельты Волги часто встречаются формы псевдокарста в виде отрицательных форм: провалов, трещин, траншей, нередко приуроченных к бугровым урочищам (Рисунок 2.19). Провалы могут достигать 3–4 м, ширина по длинной оси колеблется от нескольких см до 5 м. Последнее время скорость возникновения этих форм увеличилась и связана с усилением антропогенного воздействия. Провалы образуются как

на горизонтальной, так и слегка вогнутой поверхности, а проникновение влаги вглубь происходит благодаря вертикальной и горизонтальной трещиноватости глинистых пород. Многие провалы приурочены к подножию склоновых шлейфов бугров (Занозин и др., 2023).

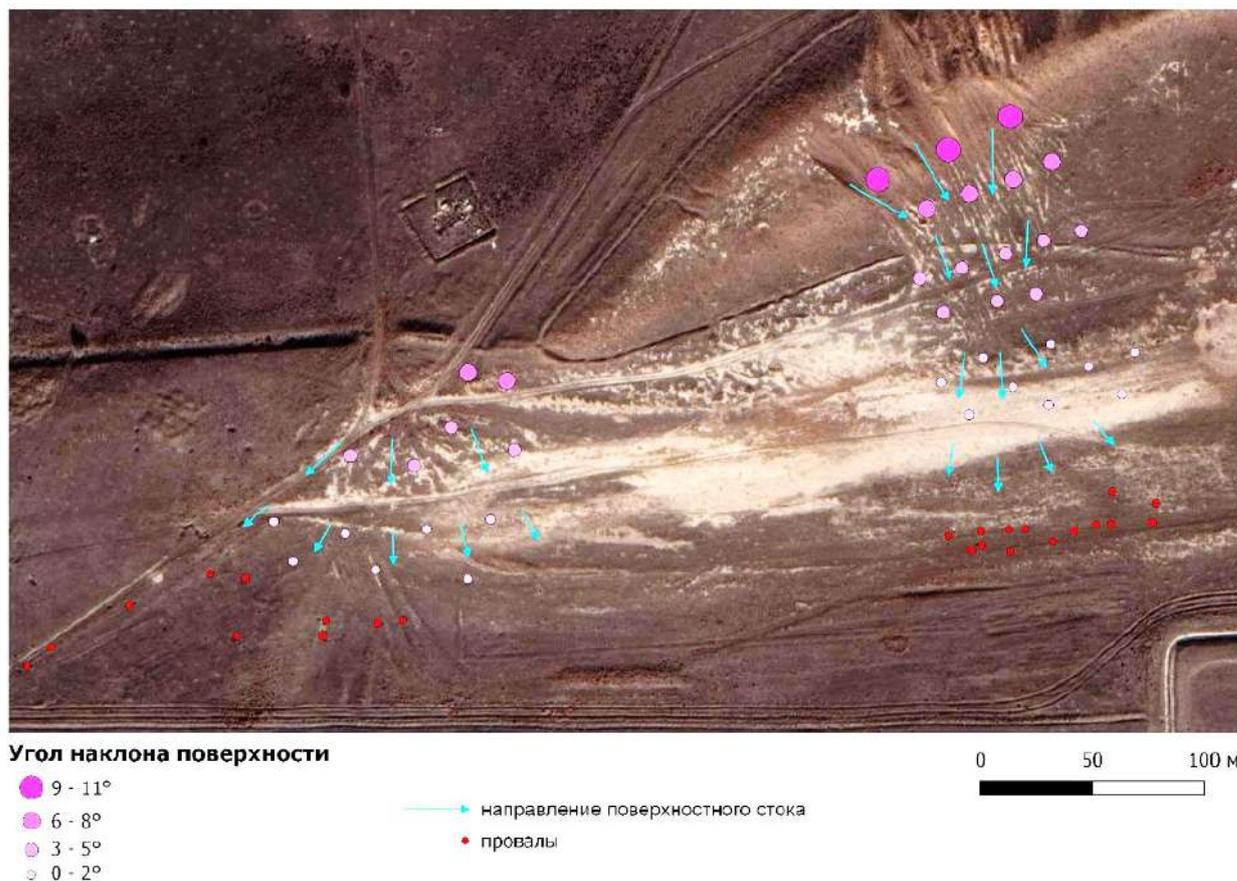


Рисунок 2.19. Схема формирования поверхностного стока в группе бугровых урочищ, подвергшихся антропогенной трансформации (Занозин и др., 2023)

Северный Прикаспий представляет собой огромную территорию, которая подвержена активному воздействию биогенного рельефообразования. Это связано с тем, что данная область имеет уникальные орографические характеристики и характер подстилающих пород. Так, например, велика проблема опустынивания территорий. Она заключается в повышенной антропогенной нагрузке на почвенно-дерновый покров полупустынной и степной зон, где в результате вытаптывания скотом или иной хозяйственной деятельности происходит деградация дернового покрова и происходит активизация эоловых процессов развеивания. Почти каждое поселение в степи имеет ареал вокруг из современных эоловых образований. То есть антропогенная деятельность является агентом биогенного рельефообразования. После чего перевейные пески начинают слагать зачаточные формы эолового рельефа — холмики коса и затем бугристые пески, высота которых может достигать 1 м в высоту.

Исследуемая территория богата и на континентальные органогенные накопления, которые формировались во внутренних водоёмах Прикаспия. Наиболее распространены биогенные карбонаты — прослойки или целые площади многочисленного детрита и целых раковин моллюсков в абиогенных континентальных осадках. Отложения бэровских бугров часто включают в себя слои с фаунистическими остатками домашнего скота и мелких грызунов, иногда встречаются целые захоронения людей, начиная с эпохи раннего Средневековья. Растительная органика крайне редка в четвертичных отложениях Северного Прикаспия. В отложениях бэровских бугров встречаются ихнофоссилии в виде текстур обитания роющих организмов. В вертикальных уступах вдоль рек или стенках карьеров в бугровой толще ласточки и сизоворонки устраивают многочисленные места своих гнездовий.

Одна из наиболее редких биогенных форм рельефа была обнаружена в ходе полевых работ 2025 года в районе бугра у с. Тишково в южной части дельты Волги (Рисунок 2.20). Пожалуй, такую форму рельефа стоит назвать микогенной. Были обнаружены небольшие округлые возвышения (высотой до 15 см и диаметром до 50 см) на поверхности бэровского бугра. Формируются они при разрастании тела гриба, когда она набирает массу и начинает активный вертикальный рост. При прорывании грибом поверхности появляется некое выпучивание грунта и возникает небольшое возвышение с радиальными трещинами. Учитывая, что поверхность бугра, сложенная бугровой толщей, довольно плотная за счёт цементации карбонатным веществом, силы роста гриба оказывается достаточно, чтобы пробиться на поверхность. Такие формы рельефа были созданы редким пустынно-степным грибом вида *Battarrea phalloides* Pers. Представитель порядка тулостомовых — реликт мелового периода. Наиболее распространён на незаливаемых территориях дельты на суглинистых, песчаных и такыровидных почвах (Герштанский, 2006).



Рисунок 2.20. Биогенные формы рельефа, создаваемые грибами вида *Battarrea phalloides* Pers. на бэровском бугре у с. Тишково (фото автора)

В целом, исследуемой территории характерен зоогенный микрорельеф в виде норных комплексов, сурчин, байбачин, сусликовин. Широко развиты эолово-фитогенные бугры (Болысов, 2007). Временные водоёмы, ильмени и берега Каспийского моря, как правило, покрыты густой тростниковой растительностью. Вокруг поселений и по берегам водоёмов и рек широко развиты коровьи тропы.

Таким образом, главную роль в формировании рельефа сыграли трансгрессивно-регрессивные ритмы Каспия. Прикаспийская низменность по большей части является первичной морской аккумулятивной равниной, образовавшейся в результате неравномерного накопления четвертичных морских отложений. На Прикаспийской низменности существует ряд геоморфологических районов: морская равнина раннехвалынского возраста; морская равнина позднехвалынского возраста, осложненная эоловыми формами и бэровскими буграми; Волго-Ахтубинская пойма и пойма Урала; дельты Урала и Волги.

К концу позднехвалынского времени Волга в своем нижнем течении функционировала в виде серии крупных дельтовых рукавов: на месте современной Волго-Ахтубы вероятно существовал сравнительно небольшой центральный рукав, на западе был Сарпинский рукав, а на востоке Эльтон-Хакский. Они были соединены между собой обширной сетью протоков, рельеф которых до сих пор в значительной степени сохранился, в особенности на правобережье Волги. В самом конце позднехвалынского времени Сарпинский и Хакский рукава начали отмирать, а большая часть стока стала устремляться по центральному рукаву, формируя современную долину Волго-Ахтубы, наблюдаемую от Волгограда до Астрахани. Представленная концепция является лишь некоей схематизацией этапов развития рельефа Нижнего Поволжья (Лобачева и др., 2022).

Растительный покров, в целом, весьма однообразен и развит, как правило, по долинам рек и понижениям рельефа, где засоленность почвы менее значительная и имеется пресная вода. Наибольшее распространение в исследуемой области имеют светло-каштановые почвы полупустынь и южных степей в северной части Прикаспийской низменности, с постепенным переходом в бурые песчаные и суглинистые почвы пустынь с нередкими солонцами и солончаками. Немалое значение имеют и интразональные пойменные луговые и ильменные почвы речных долин. Основное значение в развитии и характере почвенно-растительного покрова Прикаспия имеют климатические особенности региона (закономерность смен ландшафтов с севера на юг), геологическая молодость (общая высокая степень засоления) и равнинность или бессточность. Количество осадков составляет около 100–200 мм, преимущественно в теплый период. Территории характерна высокая испаряемость и следовательно большой дефицит увлажненности. Коэффициент увлажнения в Прикаспийской низменности составляет от 0,3 до 0,5.

## ГЛАВА 3. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.1. Методические геолого-геоморфологические основы

#### исследования

В исследовании использовались классические геоморфологические и геологические методы исследования. В число первых входят: геоморфологическая рекогносцировка, маршрутная съемка, визуальные наблюдения, составление геоморфологических описаний, построение геолого-геоморфологических профилей и карт. В число вторых: поиск и расчистка обнажений в стенках бугров, литологическое описание отложений, проведение замеров параметров залегания толщ.

Ключевая методическая основа настоящего исследования — сопряженный метод палеогеографических реконструкций на основе результатов комплексного анализа рельефа и слагающих его отложений как основных источников сведений о природной среде прошлого (Марков, 1960), а именно позднего плейстоцена-начала голоцена. Важное место было уделено палеогеоморфологическому анализу, суть которого заключается в реконструкции рельефа прошлого, например, восстановления положения береговых линий Каспийского моря или идентификации и местоположения палеопотоков послехвалынской дельты Волги и т.д. Используя его, оценивалась взаимосвязь интенсивности тектонических движений и процессов аккумуляции и денудации рельефа, выделялись стадии развития рельефа в условиях трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия.

Рельеф и слагающие его отложения — важнейший объект не только геоморфологических исследований, но и палеогеографических реконструкций. Морфолитогенез как учение о совместном образовании форм и отложений их слагающих, отражает триединство взаимодействующих факторов: фациально-генетических, провинциально геологических, зонально географических и одновременно их эволюцию во времени. И самое важное, что согласно этому учению возможно определение возраста формы рельефа по возрасту слагающих его отложений (в случае аккумулятивной формы), или же по возрасту коррелятных отложений (Симонов и др., 1998).

Геоморфологический анализ предполагает выделение элементов рельефа, их характеристику, сопоставление между собой и вывод о влиянии тех или иных факторов и условий на происхождение рельефа в ходе его эволюции. Основными элементами регионального геоморфологического анализа являются морфоструктуры и морфосистемы. Региональный анализ широко используется для комплексного изучения той или иной территории. Он представляет собой деление рельефа на три типа морфосистем: горные

страны, предгорья, внутригорные равнины и равнинные территории (Симонов, 1972). Последние как раз включают в себя объекты данного исследования.

В понимании В.А. Кривцова (1998), региональный морфологический комплекс (РМК) — это территориально целостное, исторически сложившееся сочетание форм рельефа характерного внешнего облика, созданное соответствующими экзогенными рельефообразующими процессами в пределах определенных морфоструктур и сохраняющее в той или иной мере черты, унаследованные от реликтовых морфологических комплексов. Так, Прикаспийская низменность является целостным региональным комплексом, сформированным целым спектром сменяющихся рельефообразующих процессов с доминирующей ролью морского седиментогенеза. Она как крупная морфоструктура определяет ход литогенеза на этой территории.

Концепция И.П. Герасимова (1959) «О геотектурах, морфоструктурах и морфоскульптурах» позволяет среди огромного набора генетических типов рельефа выделить для каждого из них определяющее воздействие во время формирования: эндогенное или экзогенное. Так, бэровские бугры имеют широкое распространение на Прикаспийской низменности, являющейся крупной морфоструктурой, в то время как сами бугры скорее относятся к уникальным морфоскульптурам района исследования.

Особое место в системе геоморфологических исследований занимает сопряженное изучение рельефа и особенностей субстрата. Связь между рельефом и отложениями очень важна, потому что, формируясь одновременно и под воздействием одних и тех же агентов, они являются сопряженными образованиями. Изучение рельефа в отрыве от рыхлых отложений исключает огромную массу информации, которая могла бы помочь в определении генезиса, возраста. Эти представления являются основанием взглядов о существовании избирательной денудации как о ведущем принципе формирования рельефа, созданного экзогенными агентами (Симонов, 1972). Данная концепция является основополагающей в работе, так как именно за счёт изучения материала отложений, слагающих бэровские бугры и прилегающие территории, можно получить информацию об эволюции данного рельефа, его возрасте и происхождении. Важно не забывать и о морфологии рельефа, так как это не менее важная составляющая комплексного изучения территории (Пенк, 1961).

На суше существует значительное количество зон и областей, в каждой из которых климат и определяемый им ландшафт обуславливают особый характер рельефообразующих процессов, именуемый типом экзогенного морфогенеза. Смена климатов ведет к изменению характера и интенсивности экзогенных процессов и, как следствие, к перестройке рельефа. В ходе этих преобразований длительное время могут

сохраняться геоморфологические реликты климатов прошлого. Таким образом, современный рельеф образован сочетанием форм, возникших в разных ландшафтно-климатических условиях. Впервые классификация климатов была предложена А.И. Воейковым (1884), далее концепция развивалась А. Пенком (1961), который выделял три основных категории климатов: 1) нивальный, 2) гумидный и 3) аридный. Территория основного распространения бэровских бугров относится к аридному и семиаридному климатам (полупустынные ландшафты, имеются обособленные эоловые массивы). В нем происходит сохранение рельефа в механически стойких породах, и динамическое развитие рельефа в песках, что и наблюдается: бэровские бугры — это реликты плейстоценового рельефа, которые хорошо уцелели именно благодаря климату. По типам морфологических комплексов и природных сред район исследования относится к области побережий морей (если по традиции называть Каспийское море таковым) (Пенк, 1961; Дедков, 1976; Щукин, 1995).

Согласно концепции К.К. Маркова (1948) и В.И. Мысливца (2004) выделяется несколько геоморфологически важных уровней, где идет смена различных экзогенных процессов, либо происходит преобладание того или иного из них: уровень абразионно-аккумулятивных платформ, уровень эрозионного пенеplена, снеговая граница и уровень вершинной поверхности гор. Согласно этой концепции, исследуемая территория Северного Прикаспия относится к первому уровню.

Большая часть рельефа формировалась на Прикаспийской низменности как раз за счёт колебаний уровня моря и соответствующей смене процессов на прилегающей суше. Наиболее важным условием рельефообразования является контакт суши и моря. Здесь имеет место профиль равновесия для равнин, где материал удаляется абразией моря и эрозией рек, а другой материал поставляется иными экзогенными процессами (аллювиальными, эоловыми и пр.). Формирование пенеplена происходит в условиях относительного исключения эндогенного фактора или при достаточно медленных эпейрогенических движениях суши (для Прикаспийской низменности преимущественно отрицательных), где абразия и аккумуляция успевают сгладить поверхность. Экзогенные процессы, однако, обладают автономностью. При этом стоит отметить, что все же геоморфологические уровни не могут считаться надежными показателями взаимодействия эндо- и экзогенных процессов (Марков, 1948; Мысливец, 2004). Поэтому в работе использовались методические основы учения о развитии морских берегов, разработанные В.П. Зенковичем (1962) и О.К. Леонтьевым (1961).

Во второй половине прошлого века было выдвинуто предложение выделять в общей геологической истории Земли особый геоморфологический этап, охватывающий

значительную часть мезозойской эры и весь кайнозой (Герасимов, Мещеряков, 1964). Важнейшей особенностью этого этапа является то, что именно на его протяжении сформировались основные черты рельефа современной поверхности земли. Предложение о выделении геоморфологического этапа было результатом теоретического обобщения обширного регионального материала, использованного при составлении геоморфологических карт для Физико-географического атласа мира. Геоморфологический этап, в свою очередь, делится на три макроцикла, где актуальным для работы является последний этап. Однако на более детальном уровне рельеф имеет стадии развития, суть чего была впервые предложена В. Дэвисом (1962). Молодые формы рельефа через стадию зрелости переходят к стадии дряхлости, что прекрасно наблюдается при изучении морфологических особенностей бэрвских бугров, где наиболее северные гряды являются наиболее сохранившимися (стадия юности), в то время как гряды в дельте Волги испытали целый спектр природного и антропогенного воздействия, в результате чего первоначальный их вид был сильно видоизменен (стадия дряхлости).

Известно, что в конце неогена и в начале четвертичного периода на Земле имели место крупные палеогеографические события, такие как серии оледенений и связанных с ними колебаний уровня Мирового океана. Они были вызваны изменениями климата в эпохи образования ледниковых покровов и их таяния. В ледниковые эпохи уровень океана понижался, и соответственно активизировались процессы эрозии, в межледниковья — повышался, вызывая в основном аккумулятивные процессы в долинах рек и на склонах.

Установлено, что колебания Каспийского моря происходили в несколько иной закономерности, нежели менялся уровень Мирового океана. Однако это не меняет сути влияния изменения уровня моря на другие природные явления и процессы, прежде всего характер аккумулятивно-денудационных процессов. Именно так и был выделен третий макроцикл рельефообразования на протяжении всего четвертичного периода (Герасимов, 1970). Его особенностью было формирование террас, как морских, так и речных. В данном случае, морские террасы являются фоновым и наиболее широко распространенным рельефом на Прикаспийской низменности.

### 3.2. Материалы<sup>3</sup>

Территория распространения объекта исследования — Северный Прикаспий: обширная площадь Нижнего Поволжья и прилегающих к нему областей аккумулятивной морской равнины, простирающейся на западе до подножия Восточных Ергеней и на востоке на левом берегу переходящей в крупные эоловые массивы Рын-Песков (Западный Казахстан).

В административном делении район исследования охватывает целиком Астраханскую область, северную часть Республики Калмыкия, южную часть Волгоградской области и на востоке — северо-западные части Атырауской и Западно-Казахстанской областей Казахстана.

Мы провели исследование верхнечетвертичных отложений вдоль Нижней Волги и изучили ряд скважин на прилегающих областях по литературным, фондовым и собственным материалам (Рисунок 3.1). Особое внимание уделялось детальному изучению литофациального строения бэровских бугров и седиментологическим особенностям отложений их слагающих. В ходе работ выбирались наиболее удачные и полные разрезы (преимущественно в карьерах) бугровых отложений, где организовывались расчистки с целью детального седиментологического анализа. Изучалось пространственное взаиморасположение гряд и особенности их сочленения. Отдельно было проведено геоморфологическое исследование ареала распространения гряд, их морфологических особенностей и взаиморасположения с формами иного генезиса, в частности, палеодолинами и западинами. Комплексный подход к изучению морфологических особенностей гряд и их внутреннего строения послужили ключом к пониманию механизма формирования изучаемого рельефа.

---

<sup>3</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

**Лобачева Д.М.**, Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2021. — № 6. — С. 99–111.

**Лобачева Д.М.**, Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Положение протоков палеодельты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным // Аридные экосистемы. — 2023. — Т. 29, № 3. — С. 24–35.

Матлахова Е.Ю., Макшаев Р.Р., **Лобачева Д.М.**, Лысенко Е.И., Ткач А.А., Ткач Н.Т., Котеньков С.А., Соловьев Д.С. Влияние колебаний уровня Каспия и динамики русловой сети дельты Волги на расположение и развитие хазарских поселений Семибугоринского археологического комплекса // *Limnology and Freshwater Biology*. — 2024. — № 4. — С. 510–515.

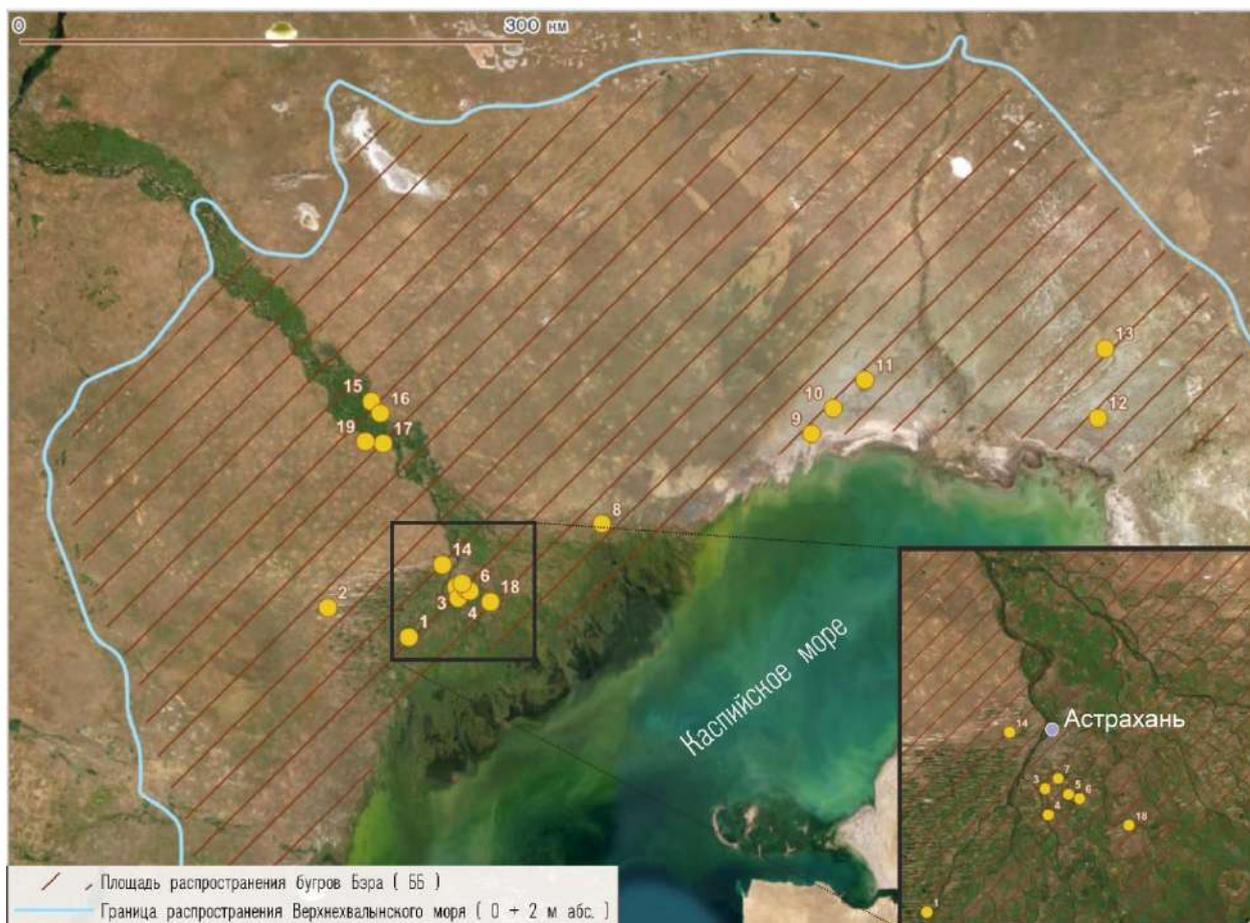


Рисунок 3.1. Схема фактического материала. Изученные обнажения в бэровских буграх (желтые пунсоны на карте)

Бэровские бугры — это, как правило, вытянутые гряды, ориентированные чаще всего в близком к субширотному направлению и получившие название в честь члена Русского географического общества Карла фон Бэра, который впервые привел их описание (Бэр, 1856). Бэровские бугры широко распространены на территории Северного Прикаспия (Рисунок 3.1). Они простираются в виде отдельных гряд и возвышений неправильной формы по всей Прикаспийской низменности от устья р. Кумы (Кизлярский залив на западном берегу) до устья р. Эмбы (восточное побережье Каспийского моря). Наибольшая площадь распространения бэровских бугров приурочена к нижнему течению р. Волги и её дельте. Они не идентифицируются выше горизонталей 0–2 м н.у.м. БС, которые соответствуют уровню позднехвалынской трансгрессии (Badyukova, 2018; Лобачева и др., 2021).

Изучению рельефа (особенно бугров) и четвертичных отложений Северного Прикаспия было посвящено несколько полевых экспедиций сезонов с 2017 по 2023 год, организованных НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Сезон 2019 года был организован заведующим отделом четвертичной геологии и геоморфологии ВСЕГЕИ А.С. Застрожновым в рамках Хоперской партии.

В качестве основных объектов исследования было выбрано несколько бугров в центральной части дельты Волги: Троицкий, Яксатово, Кирпичный завод, Нартово, Фунтово и другие. Детально район исследования изображен на Рисунке 3.1 и описан в Таблице 3.1. Автор также посетила (и приняла участие в изучении некоторых из них) опорные разрезы Нижнего Поволжья: Средняя Ахтуба, Райгород, Селитренное и др., что расширяет представления о стратиграфии и палеогеографических особенностях развития территории. Данные разрезы изучались в рамках полевых выездов и экскурсий, входящих в программы конференций: «Where East meets West: Pontocaspia, the historical dimension of the evolution of a unique biodiversity» (Ростов-на-Дону, Астрахань, 2017); «Каспий в плейстоцене и голоцене: эволюция природной среды и человек» (Волгоград, 2023).

Помимо этого, автор участвовала в экспедиции научно-студенческого общества географического факультета в 2016 году, где был собран обширный материал по геоморфологии и геологии центральной части Кумо-Манычской низменности, пробурены скважины, и затем провел исследования на Маныче от Чограйского вдхр. до острова Левого и далее на северо-запад вдоль озера Маныч-Гудило в рамках геолого-геоморфологической экспедиции ИГ РАН в 2022 году.

В период с 2019 по 2025 год (работы будут продолжаться) автор участвовала в изучении Семибугоринского археологического комплекса вместе с коллективом из НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена, сотрудниками археологической экспедиции ООО «Археоцентр» и Каспийского филиала ИО РАН. Территория Семибугоринского археологического комплекса располагается на обширной аккумулятивной аллювиальной равнине в центральной части дельты р. Волги на протоке Болда.

Обнаруженные артефакты позволили сделать вывод о нахождении в данном регионе первого хазарского поселенческого объекта (Соловьёв, Котеньков, 2022; Сарапулкин и др., 2022; Матлахова и др., 2024; Лобачева и др., 2025).

Было проведено междисциплинарное изучение архивных исторических материалов (исторических карт, космических снимков, археологических отчетов), проведено комплексное литологическое исследование шурфов и скважин, пробуренных на территории комплекса. На бэровских буграх и межбугровых понижениях были обнаружены культурные слои с находками красно- и сероглиняной керамики салтово-маяцкой культуры, относящейся к эпохе Хазарского каганата (VIII–X вв.). Высотная привязка исследованных точек осуществлялась с помощью системы ГНСС EFT–M1 в местной системе координат. Детально исследован ряд бугров: Семибугры или Аничкин, Бараний, Киракле-Тобе, Козловский, Нос, Коровий.

Таблица 3.1. Список изученных обнажений отложений бугров в нижних течениях рр. Волги и Урала

№	Название бугра	Год исследования	Широта, с. ш.	Долгота, в. д.
1	Троицкий	2018, 2019	45°59'58,49"	47°38'34,93"
2	Басы	2019	46°08'29,54"	47°02'19,01"
3	Яксатово	2018, 2019, 2022	46°14'44,25"	48°01'26,37"
4	Нартово	2018	46°14'02,79"	48°02'15,34"
5	Фунтово-1	2019	46°14'03,62"	48°06'22,39"
6	Фунтово-2	2019	46°13'26,00"	48°08'06,83"
7	Кирпичный завод	2019	46°16'21,64"	48°04'12,62"
8	Орлы	2019	46°35'27,95"	49°09'46,72"
9	Буркид-Джамбай	2019	47°04'24,72"	50°46'12,25"
10	Аккистау	2019	47°12'17,21"	50°56'17,87"
11	Баксай	2019	47°21'11,34"	51°11'37,43"
12	Байчуназ	2019	47°09'42,65"	52°58'52,47"
13	Доссор	2019	47°31'36,01"	53°02'18,25"
14	Долгий	2018	46°22'14,76"	47°55'30,14"
15	Сарай-Бату	2017	47°14'22"	47°22'24"
16	Селитренное	2017	47°10'23"	47°26'21"
17	Сероглазка	2017	47°0'48"	47°27'43"
18	Семибугры	2021, 2022, 2023, 2024	46°9'54"	48°17'17"
19	Ленино	2023	47°1'22"	47°19'20"

Для удобства дальнейшего изложения введём ряд сокращений и локальных терминов:

НБТ — нижняя бугровая толща. Впервые двухслойное строение бугров было отмечено и описано в литературе П. А. Православлевым в 1926 году.

ВБТ — верхняя бугровая толща.

ЛФ — литологическая фация, выделенная на основе строения, цветности породы, гранулометрического и геохимического состава отложений бэровских бугров, т.е. особенности литологического состава, физических и органических признаков осадочных пород определенного стратиграфического горизонта в конкретном месте; появление термина обязано работам американских ученых (Moore, 1949; Sloss, 1960).

ШГ — шоколадные глины (литологический термин). Чередование тонких прослоев плотных глин шоколадного цвета и пылеватых пород более светлого цвета, часто разбитых системой вертикальных трещин.

Ильмени — система озер в дельте Волги и к западу от неё, приуроченная к межбугровым понижениям. Соединены протоками с дельтовыми рукавами, имеют субширотную ориентировку.

Рын-пески — наиболее крупное скопление песчаных массивов различной величины и морфологии, имеющее свое распространение на междуречном пространстве Волги и Урала.

### 3.3. Полевые методы

Исследование бэровских бугров невозможно без полевых наблюдений и анализа отложений, слагающих их. Это позволяет в полевых условиях определить морфометрические и морфологические характеристики гряд, особенности их взаиморасположения и пространственной связи с формами рельефа иного генезиса. Тщательный анализ бугровой толщи позволил выявить стратиграфические особенности отложений, их генетическую принадлежность, возраст и динамические условия накопления с последующим выводом о физико-географических условиях среды возникновения бэровских бугров.

Во время полевых исследований проводились следующие виды работ:

- Рекогносцировка территории с целью поиска информативных обнажений бугровой толщи или заброшенных карьеров;
- Общая геоморфологическая съемка территории с подробным фотографированием и составлением панорам в программе Photoshop и Agisoft Photoscan, фиксацией точек наблюдения при помощи GPS;
- Детальное описание разрезов рыхлых отложений бэровских бугров. Разрезы рыхлых отложений чаще всего — карьеры по добыче строительного сырья для производства кирпичей как в буграх Кирпичный завод, Керакле-Тубе, Яксатово, Нартово или подмытые протоками Волги береговые обрывы, как бугор Троицкий, Ленино, Владимировка;
- Описание литологических характеристик отложений: цвета, плотности, гранулометрического состава в естественном залегании, наличия включений и новообразований, фауны, текстурных особенностей, наличия солей по общепринятой методике (Руководство ..., 1987), собственная схема проведения работ приведена на Рисунке 3.2;
- Замеры геологическим компасом углов наклона и азимутов простираения слоёв;
- Подробная зарисовка стенки каждого разреза и составление полевой стратиграфической схемы, характера границ слоёв, наличия слоистости, угла наклона слоёв; плановая зарисовка формы бугра, его ориентировки и характера склонов и соседства с формами рельефа иного генезиса (Рисунок 3.3);
- Отбор образцов на общий гранулометрический и геохимический анализы в пластиковые зип-пакеты, отбор ОСЛ образцов в металлические трубки, проб для

определения малакофаунистического состава, раковин для радиоуглеродного датирования, монолитов для микроморфологического анализа (Рисунок 3.4);

- Бурение межбугровых понижений с помощью ручного бура Eijkelkamp (Нидерланды), отбор проб производился каждые 10 см, параллельная фотофиксация и полевое описание керна по стандартной методике.

Полевые работы в нижних течениях рр. Волги и Урал заключались в тщательном исследовании обнажений, вскрывающих бугровую толщу (Рисунки 3.2, 3.3, 3.4). Суть работ — сделать подробное описание обнажений, затем отобрать образцы на гранулометрический, минералогический анализы и радиоуглеродное датирование (преимущественно раковинный материал), несколько образцов на OSL датирование (для сравнения данных по двум методам). В нижнем течении Волги бугры представляют собой останцы, ориентированные преимущественно субширотно. Обнажения бугровой толщи изучались в карьерах по добыче песка и глины. В них проводились описания строения толщи, стратиграфическое расчленение её по мере возможности на верхнюю и нижнюю. Не всегда автору удавалось в поле определить, какая толща обнажается. Для этого требовалось проведение ряда лабораторных анализов, в первую очередь, определения гранулометрического и геохимического состава.



Рисунок 3.2. Порядок выполнения полевого литологического описания

Автор столкнулся с рядом проблем: наличие лишь одной бугровой толщи (вероятно, другая была смыта); часто приходилось работать с останцами бугров, особенно в дельте Волги, где было весьма проблематично охарактеризовать морфолого-морфометрические особенности гряд и их строение; сильно заплывшие и обрушенные стенки карьеров; редкие карьеры в Атырауской области; недоступность и недостаточная изученность районов распространения бэровских бугров во время полевых этапов; недостаточность данных о внутреннем строении бугров: не всегда имелась возможность непосредственного изучения обнажений в них.

На Волго-Уральском междуречье бугры имеют очень слабую выраженность в рельефе, из-за чего найти подходящие для работ обнажения крайне трудно, описать их можно было только в карьерах или строительных котлованах. Из-за чего объем полевого материала из Казахстанского сектора (полевые работы сезона 2019 г.) распространения бугров оказался весьма фрагментарным и уступающим по детальности полученному материалу по низовьям Волги (полевые экспедиции 2017, 2018, 2021, 2022 и 2023 гг.).

За время полевых работ в дельте Волги отобрано более 200 проб на разные виды анализов. Проводились многочисленные замеры углов падения и азимутов простираия слоёв (около 2000 замеров), из которых состоит бугровая толща.

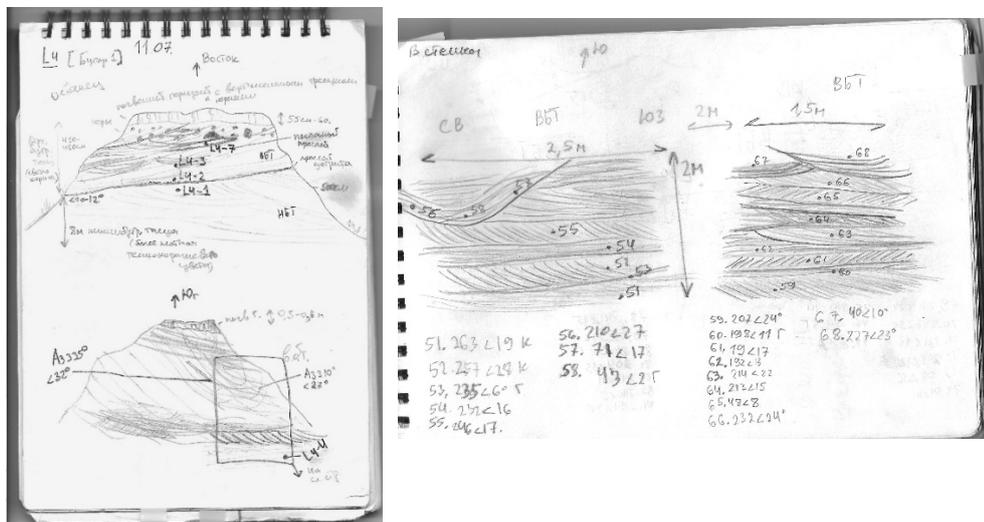


Рисунок 3.3. Составление описания в полевом дневнике, зарисовка структуры толщ, фиксация замеров слоёв, мощностей и характера отложений



Рисунок 3.4. А — Зачистка стенки обнажения Фунтово–1, Б — Замеры падения и азимута простираия слоёв геологическим компасом, В — Рекогносцировка, особенности работы в

Атырауской области, Г — Отбор образцов на комплексный литологический анализ, ведение полевого дневника (фото автора)

### 3.4. Камеральные методы

В ходе камеральных работ автор совместно со специалистами из разных организаций провела гранулометрический и геохимический, геоинформационный анализы, а также организовал работу (и принял в ней участие) по проведению малакофаунистического, геохронологического, текстурного анализов и математического моделирования гидродинамической среды возникновения бэровских бугров. Это комплекс методов в рамках сопряженного палеогеографического анализа. Отдельное внимание уделялось литературным источникам, фондовым материалам и результатам работы, проведенной другими исследователями на территории Прикаспия и Каспийского моря для определения физико-географических условий рельефообразования и накопления четвертичных отложений.

Все результаты анализов послужили основой для литолого-стратиграфических построений, корреляции отложений и палеогеографической реконструкции условий среды, в которой происходило формирования бугровой толщи и бугров как форм рельефа, определения стадии его развития и возраста.

Использовался подход Г.Ф. Крашенинникова (1971) о строгости отбора наблюдаемых признаков осадочной породы и системности генетической интерпретации. Так как любой породе присущи вещественные признаки разного ранга, в которых отражаются элементы и детали механизмов и обстановок осадконакопления и породообразования, то получается, что генетическая принадлежность породы может быть обоснована с некоторой долей вероятности и системным ранжированием признаков, обозначенных в Таблице 3.2.

Таблица 3.2. Генетические признаки, изучаемые при восстановлении обстановок осадконакопления (Крашенинников, 1971)

Породы			Разрез
Петрографические	Палеонтологические	Физ.-химические	Вертикальные и латеральные переходы
1. Форма и размер зерен, сортировка	1. Состав органических остатков	1. Цвет	1. Строение разреза, макротекстуры
2. Текстура	2. Сохранность, распределение и их количество	2. Пористость	2. Характер чередования слоёв и ритмичность
3. Минеральный состав	3. Условия обитания и захоронение		3. Характер границ и знаки на поверхности слоёв
4. Состав и тип цементации			4. Боковые границы, форма слоёв в плане
5. Состав, форма и распределение конкреций			5. Генетические признаки разреза

Для визуализации данных в работе использовались программные пакеты: CorelDraw, Grapher, Adobe Photoshop и среда программирования RStudio.

### 3.4.1. Геоинформационный картографический анализ<sup>4</sup>

Геоинформационный анализ проводился в среде программ ArcGIS (версия 10.4.1) и QGIS (версия 3.22.3 с набором модулей). Для построения профилей рельефа использовался модуль profile tool в QGIS, т.к. при его использовании можно получить данные не только в графических форматах, но и в форматах для обработки в Excel. Для определения и визуализации границ хвалынского бассейна и стадий его развития, а также выявления ареалов распространения бэровских бугров и их морфологических характеристик, использовалась цифровая модель рельефа (ЦМР) на территорию Северного Прикаспия и прилегающих областей. Основой послужил набор данных SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) с пространственным разрешением 1 угловая секунда (~30 м) и средней абсолютной ошибкой по вертикали для плоскоравнинного рельефа 0,57–0,99 м. Ошибка по высоте зависит от характера рельефа (Farr et al., 2007; Оньков, 2011). Источник данных — каталог растров геологической службы США (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Также использовалась AW3D30 DSM data map Японского аэрокосмического агентства с пространственным разрешением 30 м и ошибкой по высоте 1  $\sigma$  или 1,78 м (Bayik et al., 2017) (<https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/data/index.htm>).

Основным результатом геоморфологического картографирования при помощи ГИС стала геоморфологическая карта на территорию Нижнего Поволжья. Легенда к карте составлена по хрономорфогенетическому принципу и носит аналитический характер. Цифровые модели рельефа стали определяющим и математически обоснованным источником получения информации для построения геоморфологической карты, т.к. после классификации выделились палеопотоки, скопления эоловых бугристых песков, бэровские бугры, т.е. стало возможно проведение палеогеоморфологического анализа рельефа. На аэрофотоснимках были выделены участки эоловых массивов, а также различные антропогенные объекты. Более четко, чем по цифровой модели рельефа, можно было провести линии эрозионных уступов Волго-Ахтубы, а также береговые линии стадий отступления моря, т.к. они имеют четкую высотную привязку. Были использованы космические снимки архива геологической службы США USGS: Landsat 8 level-1 и Bing

---

<sup>4</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Положение протоков палеодельты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным // Аридные экосистемы. — 2023. — Т. 29, № 3. — С. 24–35.

Satellite. Они служили дополнительным источником информации о рельефе исследуемого участка: особенно четко по ним выделялись эоловые массивы бугристо-ячеистых песков (желтоватые и белесые пятна на серо-фиолетовом фоне), а также бэровские бугры («морщинистый рельеф» с характерным теневым рисунком), берущие свое начало от границы позднехвалынского морского бассейна (0 – +2 м н.у.м. БС). По снимкам хорошо дешифрировались протоки и ложбины (некоторые из которых были обводнены и выглядели как блестящие бело-голубые пятна), пойма Волги на снимке четко идентифицировалась по темно-зеленому тону, где четко были видны борта долины по смене цвета изображения. Верификация дешифрирования проводилась на основе топографических карт и во время полевых исследований. Геологическая основа ландшафтов взята на основе серии веб-материалов (Каталог растров..., 2023), а именно: геологических карт 1:1 000 000 и 1:200 000, карты четвертичных отложений двух поколений 2000 и 2005 гг., которые служили основой определения возраста форм рельефа в совокупности с собственными данными. Основой стала карта четвертичных отложений третьего поколения (ГГК-1000-3, лист L-38, карта среднемиоцен-четвертичных образований). На основе всех картографических материалов и полевых наблюдений стало возможно создание авторского материала — карты распространения бэровских бугров на территории Северного Прикаспия.

Таким образом, картографические методы позволили решить задачи диссертации и закрыть некоторые белые пятна в геоморфологическом исследовании территории Северного Прикаспия за счёт создания новой геоморфологической карты территории. Современные геоморфологические карты или схемы на исследуемую территорию отсутствуют в открытом доступе, что делает работу актуальной. Используемая в диссертации версия геоморфологической карты опубликована (Лобачева и др., 2023). Все карты фактического материала и прочие картографические материалы послужили основой работы по палеогеографическому и геоморфологическому анализу и реконструкции событий позднего плейстоцена-начала голоцена в Северном Прикаспии.

### 3.4.2. Гранулометрический анализ<sup>5</sup>

Гранулометрический анализ или анализ размера зерен позволяет определить размерность зерен, меру их сортированности и неоднородности в разрезе. В результате

---

<sup>5</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

**Лобачева Д. М.** Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия / Д. М. Лобачева, Е. Н. Бадюкова, Р. Р. Макшаев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2021. — № 6. — С. 99–111

измерений получается кривая распределения частиц по размерности, затем производится подсчёт различных статистических показателей: коэффициента сортировки, эксцесс, асимметрия, медиана, среднее и другие. Результаты обработки помогают провести фациально-генетическую интерпретацию разреза и стратиграфическое расчленение, а также для каждого типа осадка идентифицировать фациальную обстановку накопления материала, определить доминирующий способ и длительность переноса (Япаскерт, 2008; Методы..., 2010). Разрешающая способность данного метода позволяет установить возможные питающие провинции, динамические условия осадконакопления, историю развития территории и палеогеографическую реконструкцию среды.

На тему сравнения результатов, полученных классическими методами (ситование, пипеточный) и методом лазерной дифракции имеется ряд исследований. Коэффициент корреляции оказался достаточно большой при условии схожести глинистой составляющей (сравнение результатов уместно), однако лазерные дифрактометры несколько завышают содержание глинистых частиц (Konert & Vanderberghe, 1997; Beuselinck et al., 1998; Taubner et al., 2009). Поэтому для сильноглинистых грунтов сравнение результатов классического пипеточного способа и лазерной дифрактометрии невозможно, статистические ошибки слишком велики (Konert & Vanderberghe, 1997; Трофимов и др., 2014).

Гранулометрический анализ в 2020 году проводился автором с использованием нового лазерного измерителя частиц «Ласка-ТД» (в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена) с водным модулем и диапазоном измерения от 0,2 мкм до 2000 мкм (Рисунок 3.5). Подготовка образцов осуществлялась следующим образом: 20–30 г образца предварительно помещались в сушильный шкаф на 3 часа при температуре 60°C, после этого образец измельчался с использованием фарфоровой ступки и резинового пестика. Для декарбонизации образца использовался 10% раствор HCl, органическое вещество выводилось с помощью 10% раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. На завершающей стадии подготовки диспергирование частиц производилось с использованием ультразвуковой мешалки. Получившаяся суспензия (0,125–0,3 гр.) вводилась в водный модуль (Макшаев, 2019; Лобачева и др., 2021). В начале измерений была проведена проверка прибора по ГОСТ стандартам размерностей 20 и 100 мкм. Результаты измерения показали погрешность, не превышающую 5–7%. На приборе было определено 22 образца.

Ранее в 2017 году автором был проведен гранулометрический анализ сухим способом (ситование) для 11 образцов из разных бугровых толщ при помощи прибора виброгрохота Fritsch Analysette 3 PRO до фракции 0,1 мм (продолжительность каждого

измерения 30 минут). Работа производилась автором в лаборатории математического моделирования и обработки геоморфологических данных.

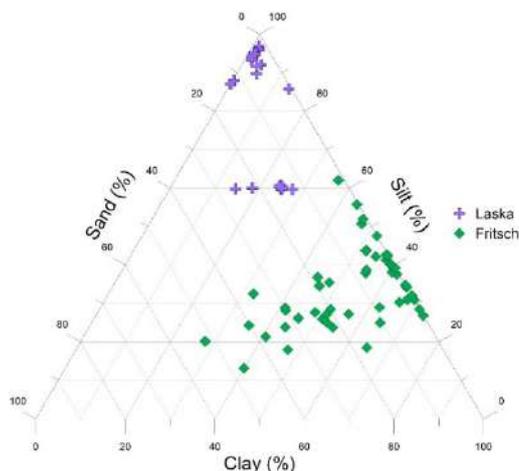


Рисунок 3.5. Этапы проведения гранулометрического анализа (схемы взяты из software documentation for Laser-Particle-Sizer “Analysette 22”. FRITSCHE GmbH. 2002)

Гранулометрический анализ в 2018, 2019 и 2023 гг. проводился автором в лаборатории почвенно-геохимических исследований при кафедре географии почв и геохимии ландшафтов при помощи прибора Fritsch Analysette 22 microtec (Рисунок 3.5). Данный прибор работает на основе лазерной дифракции частиц с использованием встроенного водно-дисперсионного модуля. Физическая основа заключается в теории Фраунгофера и Ми (Allen, 1997; Syvitski, 1999). Измерения проводились двумя лазерами в интервале от 0,8 до 2000 мкм трижды в течение 4 минут. Пробоподготовка заключалась в отборе 10–20 г сухого образца в фарфоровую ступку. Далее проводилось химическое диспергирование частиц резиновым пестиком при помощи раствора 4%  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$  с целью дополнительной диспергирования вещества и предотвращения коагуляции частиц. Используя 10%-е растворы  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{O}_2$ , были выведены карбонаты и органическое вещество. В результате получалась суспензия, которая при помощи металлического пера в объеме 0,1–0,3 гр. вводилась в приемный модуль (Loizeau et al., 1994; Blott et al., 2004; Vandenberghe, 2013). Таким образом был определен гранулометрический состав 95 образцов как из бугровых толщ, так и подстилающих их шоколадных глин. Итоговая гранулометрическая классификация применялась на основе работы Н.А. Качинского

(1965), Рисунок 3.6 справа. Затем замерены основные статистические показатели и построены треугольные диаграммы по Ф.П. Шепарду (1954).

Важным методическим выводом является то, что результаты, полученные на двух разных приборах, несколько разнятся в связи с технической спецификой измерений. На Рисунке 3.6 слева приведено сравнение замеров. Сравнительные результаты с «Ласки» существенно уводят значения в алевритовую фракцию, а с «Fritsch» — в глинистую и песчаную фракции. Данное наблюдение учитывалось при сравнении анализов и дальнейшей их интерпретации.



Наименование	Диаметр, мм	Группа элементарных почвенных частиц	
Камни	>3	Крупнозем	
Гравий	3-1		
Песок	Крупный	Физический песок >0,01 мм	
	Средний		1-0,5
	Мелкий		0,5-0,25
Пыль	Крупный	Физическая глина <0,01 мм	
	Средний		0,25-0,05
	Мелкий		0,05-0,01
Ил	Грубый	Физическая глина <0,01 мм	
	Средний		0,01-0,005
	Мелкий		0,005-0,001
Коллоиды	0,001-0,0005		
	0,0005-0,0001		
	<0,0001		

Рисунок 3.6. Слева — диаграмма со сравнением результатов лазерных измерителей частиц «Fritsch Analysette 22» (зеленые метки) и «Ласка-ТД» (фиолетовые метки); справа — классификация пород по Н.А. Качинскому (1965)

Таким образом, был получен массив данных, преимущественно в результате проведения гранулометрического анализа методом лазерной дифракции, для 132 образцов. Что для бугровой толщи применяется впервые в подобном объеме. Цель исследования заключалась в сравнении результатов, полученных классическими сухими методами и лазерной дифракцией. Подробное описание будет приведено в Главе 4. Помимо этого, такой анализ был проведен для других генетических типов осадка (15 образцов), таких как эоловые, лессы, с целью их сравнения с отложениями бугров. Многочисленные данные послужили основой для генетической интерпретации отложений бугров, а также определения возможных механизмов осадконакопления и транспортировки с последующим выходом на палеогеографическую реконструкцию среды возникновения и развития форм бугров.

### 3.4.3. Текстуальный анализ

Текстуальный метод исследования основан на детальнейшем обследовании текстурных признаков осадочных пород. Он позволяет определить генетические признаки

отложений, позволяет провести стратиграфическое расчленение разрезов и корреляцию их между собой (Геологический словарь, 2017).

Ценность изучения текстур пород заключается в том, что становится возможным определение условий среды осадконакопления, параметров движения воды и ветра, направлений и типов переноса материала, скорости накопления материала. Например, набегающие знаки ряби — признак высокой скорости осадконакопления.

Однако у метода имеется ряд недостатков, которые нуждаются в восполнении с помощью других методов исследования осадка. Так, главный недостаток заключается в неполноте информации об условиях осадконакопления, таких как температура, глубина и солёность воды; невозможности разграничения следов ветровых течений от приливно-отливных явлений или отложений эоловых от мелководных морских дюн (Hallam, 1981).

Понимание сути процессов седиментации позволяет проводить реконструкции древних обстановок осадконакопления с гораздо большей уверенностью. Хотя в геологической истории оставляют следы в основном только процессы аккумуляции, чем эрозии (однако и их следы возможно идентифицировать в разрезе, например эрозионные контакты между толщами, отсутствие пачек). Под обстановкой осадконакопления в данном случае подразумевается некоторая геоморфологическая единица, в пределах которой происходит набор геоморфологических и седиментационных процессов различной продолжительности и интенсивности, приводящих к формированию толщ с определенным набором признаков химических, физических и биологических (Sedimentary..., 1957).

Анализ текстур проводился автором как во время полевых работ (замеры азимутов простирания и углов наклона слоёв), так и камеральных (Рисунок 3.7). Автор консультировалась с к.г.-м.н. Назаровым Д.В. Текстуры были сфотографированы в высоком качестве, после чего в программе CorelDraw были отрисованы основные типы слоистости, наиболее широко встречаемые в бэровских буграх, как на территории нижнего течения Волги, так и в Казахстане. Результаты данного анализа позволили определить ряд особенностей осадконакопления и постседиментационных процессов в бугровой толще и позволили обосновать разделение её на верхнюю и нижнюю толщи. Наличие следов ихнофоссилий также оценивалось во время полевых работ, производилась фотофиксация, зарисовка и отбор по мере сохранности форм ходов.

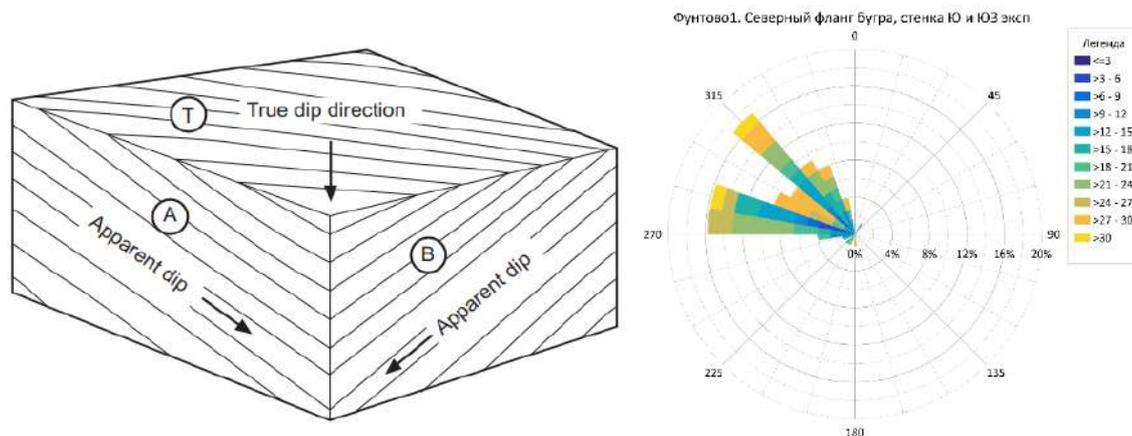


Рисунок 3.7. Слева — истинное направление падения плоскостей не может быть определено по одной вертикальной грани А или В, поэтому при измерении должны одновременно учитываться направления А и В, либо непосредственно от плоскости Т (Nichols, 2009); справа — роза-диаграмма, графическое обобщение данных о направлении палеотечений (палеоветров), в данном случае в бугре Фунтово азимуты простирания слоёв ориентированы на северо-запад

Данные о направлениях падения и простирания слоёв (в результате структурных особенностей породы или результата действия палеотечений или палеоветров) обычно собираются и визуализируются с помощью роз-диаграмм. Это круговая гистограмма, на которую наносятся данные о направлениях (азимутах) (Рисунок 3.7).

Обычно для определения параметров палеотечений используется косая слоистость, где производится замер азимута простирания и углов наклона слойков. Однако, замеры нужно осуществлять не по одной стенке, а по двум или трем направлениям для выявления настоящего направления падения слоёв. Для общего понимания направлений статистическая достоверность среднего значения будет улучшаться с увеличением количества данных, т.е. количества произведенных замеров (Nichols, 2009). Во время полевого сезона 2019 года нами было получено более 2000 замеров из разных бугров как на Нижней Волге, так и в Атырауской области Казахстана.

#### 3.4.4. Геохимический анализ

Геохимический анализ является важной составляющей комплексного литологического анализа, т.к. позволяет установить литолого-геохимические закономерности осадконакопления и проследить изменения состава в различных генетических типах отложений (Руководство ..., 1987).

Геохимические анализы проводились методом рентгенофлуоресценции с использованием волнодисперсионного (9 проб) и энергодисперсионного спектрометра (40 проб), а также методом атомно-эмиссионной спектроскопии (20 проб для бугров Троицкий и Яксатово). Использование ряда анализов применяется для потенциального выхода на определение источников поступления материала, определения климатических и

экологических условий прошлого, особенностей осадконакопления материала и расчленения разрезов четвертичных отложений.

#### Рентгенофлуоресцентный анализ волнодисперсионным спектрометром

Рентгенофлуоресцентный анализ (XRF) является очень удобным и быстро выполнимым физическим методом поэлементного состава исследуемого материала. С его помощью могут быть определены химические элементы от Ca до U. Это достаточно точный способ, так как в сложных по химическому составу осадках за короткое время элементы определяются с погрешностью 10<sup>-2</sup>%. Принцип анализа заключается в выделении спектра вторичного флуоресцентного излучения частиц. Оно возникает за счёт жесткого рентгеновского излучения от прибора. Высокоактивные фотоны переводят атомы в возбужденное состояние, а электроны на более высокие энергетические уровни. В результате можно определить качественный и количественный состав пробы, так как атомы каждого элемента имеют индивидуальные характеристические линии, а интенсивность их — количественное содержание элемента (Рентгенофлуоресцентный метод анализа..., 2008).

Анализ проводился в два этапа: пробоподготовка и собственно измерение на спектроскане Макс-GV (Рисунок 3.8Б,В). Первая проводилась в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена и лаборатории в эколого-геохимическом научно-образовательном центре МГУ для образцов из бугровых толщ и шоколадных глин. Бралась навеска 0,5 гр., затем измельчалась до состояния пудры. Далее с помощью прессовального аппарата и металлических форм делались таблетки из сухой порошковой борной кислоты, на которые наносился тонкий слой образца массой около 0,3–0,5 гр. Подготовленные таблетки помещались в пробоотборник спектроскана. Время определения элементарного состава одного образца составляет полчаса.

Замеры содержания и концентраций химических элементов проведены на приборе "Спектроскан МАКС-GV" для образцов из бугра Яксатово и Троицкий. Они были замерены на следующие соединения и элементы, определяемые данным прибором: оксиды TiO<sub>2</sub> (диоксид титана), MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (триоксид железа или гематит), SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O и химические элементы Ni, Co, Zn, Cu, Pb, As, Sr, V, Cr. Данный метод основан на анализе энергии, испускаемой атомами под воздействием рентгеновского излучения (Рентгенофлуоресцентный анализ..., 2008).

### Атомно-эмиссионный спектральный анализ

Для 20 образцов был получен геохимический состав по группе основных оксидов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ). Измерения были проведены с помощью метода атомно-эмиссионной спектроскопии (Лобачева и др., 2021).

Атомно-эмиссионный спектральный анализ проводился во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья имени Н.М. Федоровского. Сам метод основан на измерении излучения оптических спектров от элементов в диапазоне от 200 до 1000 нанометров. То есть, под действием излучения плазмы, горелки или тлеющего разряда атомы вещества переходят в возбужденное состояние, и атомы начинают излучать свет. Соответственно, чем больше в материале атомов одного и того же элемента, тем интенсивность светового излучения будет больше. Так определяется количественное содержание элемента. Это очень удобный и быстрый способ определения количественного и качественного состава исследуемых проб (Атомно-эмиссионный..., 2014).

### Энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ

Геохимические исследования данным методом проведены для большей части образцов, использованных для гранулометрического анализа. Измерение проводилось с использованием энергодисперсионного портативного анализатора Olympus Delta Professional (сокращенно EDXRF, производство США) в режиме программы «геохимия» (оборудование кафедры геохимии ландшафтов и географии почв) (Рисунок 3.8). Источником возбуждения материала является рентгеновская трубка с родиевым (Rh), серебряным (Ag) или вольфрамовым (W) анодом, которая обеспечивает рентгеновское излучение (<https://olympusndt.ru>). Образцы были предварительно высушены в сушильной печи при температуре  $50^\circ\text{C}$  в течение 6 часов и после измельчены с помощью пестика и фарфоровой ступки. Содержание элементов в каждом образце рассчитано в процентах (%). Ведущими геохимическими индикаторами для выявления и корреляции каспийских морских отложений с региональной стратиграфией являются изменения доли Fe, Al, Si, Ti (Лобачева и др., 2021). Визуализация и анализ полученных данных производился при помощи языка Python.

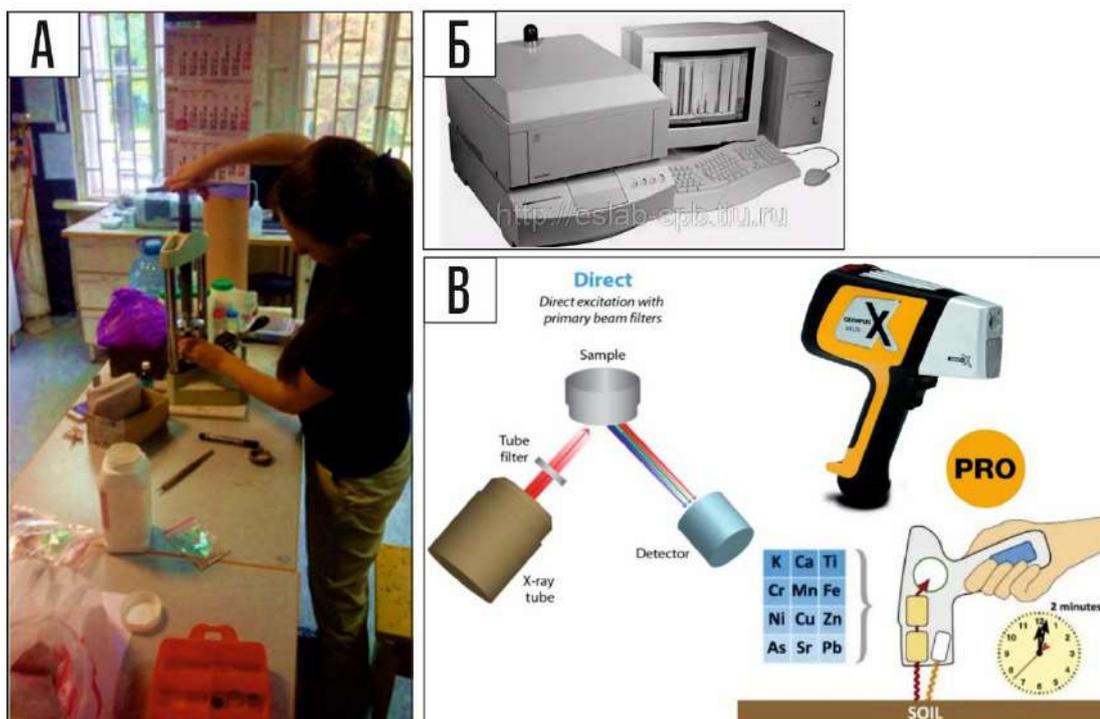


Рисунок 3.8. А — Пробоподготовка образцов для измерения на приборе "Спектроскан МАКС-GV" (<https://pribory-si.ru>); Б — Спектроскан МАКС-GV; В — Портативный анализатор Olympus Delta Professional и его принцип работы (<https://olympusxray.ru>)

Были получены результаты геохимического анализа для целого ряда бугров. Способы измерения поэлементного состава несколько отличались друг от друга методически, однако, был получен весьма большой массив данных, который уместно использовать в работе и сравнивать полученные результаты между собой. Итог исследования образцов послужил дополнением для выявления особенностей вещественного состава каждой бугровой толщи и основой для расчленения толщ в разрезах бугров. Это позволило выявить источники поступления материала и унаследованность толщ от того или иного материала. Интерпретация полученных данных легла в основу палеогеографических построений и определения механизмов формирования бэровских бугров. Полученные данные послужили основой литолого-геохимической дифференциации бугровых отложений, особенно в тех случаях, где толщи нельзя идентифицировать визуально.

#### 3.4.5. Микроморфологический анализ

Микроскопическое изучение отложений с ненарушенной структурой позволяет обозначить литофациальные и генетические типы осадков, скоррелировать и сопоставить разрезы, выявить особенности накопления материала, на основе этого воспроизвести палеогеографические этапы смены условий осадконакопления и климата (Руководство ..., 1987).

Микроморфологические исследования шлифов осуществлялись в почвенном институте им. В.В. Докучаева в лаборатории минералогии и микроморфологии почв. Для шлифов в поле в 2019 году были отобраны монолиты из 5 бугров, 4 из которых находятся в Атырауской области Казахстана (Таблица 3.3). Было проанализировано 6 шлифов. Они были изготовлены специалистом М.А. Лебедевым (Таблица 3.8).

Анализ проводился на микроскопе Olympus-BX51 с фильтром U-25LBD и камерой DP26 (Япония). Изображения с микроскопа выводились в программе Stream Basic. Образцы были изучены и сфотографированы при 2-, 5- и 10-кратном увеличении в скрещенных и параллельных николях. Затем изображения анализировались на наличие тех или иных признаков. Были выявлены характерные признаки как для НБТ, так и для ВБТ, выявлены следы органики. На Рисунке 3.9 представлена принципиальная схема проведения микроморфологического анализа шлифов. Наблюдения проводились автором совместно с д.с-х.н. М.П. Лебедевой, после чего самостоятельно были выделены микропризнаки для бугровых толщ.

Таблица 3.3. Ведомость образцов для микроморфологического анализа

Номер	Номер образца	Глубина	Примечание	Координаты	Дата отбора
1	АКЛ-3-1	2 м с дневной поверхности	Бугор Аккистау (АКЛ-3-2). Нерасчленённая бугровая толща, Плотные коричневые горизонтальнослоистые супесисто-суглинки.	47°11'34.1"N 50°56'19.2"E	13.07.2019
2	Ор-3	3-5 м с дневной поверхности	Бугор Орлы-3. Бугровая толща нерасчленённая, плотные коричневые суглинки (похожа на нижнебугровую).	46°34'50,2''N 49°10'59''E	13.07.2019
3	Ор-2	Ниже 2 м с поверхности (~2-4 м)	Бугор Орлы-2. Координаты: Вероятно НБТ. Плотные темнокоричневые суглинки.	46°34'48,3''N 49°09'51,7''E	13.07.2019
4	ФЛ-2-3	4-5 м с поверхности	Бугор Фунтово-2. Контакт между НБТ и ШГ, образец НБТ выше контакта. Коричневый слоистый суглинок с включениями детрита мелкого.	46°13'12.5448"N 48°8'59.8891"E	11.07.2019
5	БДЛ-1-2	4 м с поверхности	Бугор Буркид-Джамбай, Бугровая толща, нерасчленённая (вероятно, НБТ). Коричневый горизонтально слоистый суглинок с включениями детрита.	47°04'02''N 50°46'14,9''E	14.07.2019
6	БДЛ-1-1	2 м с поверхности	Бугор Буркид-Джамбай, бугровая толща нерасчленённая (вероятно, ВБТ). Коричневый суглинок горизонтально слоистый, плотный.	47°04'02''N 50°46'14,9''E	14.07.2019



Рисунок 3.9. Принципиальная схема проведения микроморфологического анализа

Ранее детальное микроморфологическое исследование бугровых отложений не проводилось, за исключением работы А.А. Свиточа и О.С. Березнер (2007). В этой работе были проанализированы образцы из бугров Восточный Красный Яр и Ленино Южное. Поэтому степень изученности строения бугровой толщи на микроуровне крайне низкая.

Нами получены новые данные о микроморфологическом строении бугровой толщи, что послужило одной из основ комплексного литологического анализа отложений бугров и позволило выйти на новый уровень в понимании генезиса материала их слагающего. Микроморфологические исследования позволяют детально проследить особенности залегания материала в породе, своеобразие микротекстур, наличие органических остатков и новообразований, степень проявления почвенных процессов, а также оценить размер зерен и агрегатов, их взаиморасположение и основной минеральный состав зерен. Микроморфологические признаки — это носители информации как о реликтовых процессах, так и современных, т. к. позволяют запечатлевать процессы осадконакопления и последующей переработки и диагенетического преобразования. Основной задачей данного исследования стало выявление литологических различий между НБТ и ВБТ. Такого рода исследования для бугровой толщи являются крайне информативными и имеют важное теоретическое значение. Значимость их не менее важна, чем у гранулометрического анализа, т.к. при помощи шлифов становится возможным изучение действительно полевого образца, существующего в природе, без дополнительного

диспергирования и химической обработки, в чем заключается преимущество микроморфологического метода.

### 3.4.6. Радиоуглеродный метод датирования

В настоящей работе использованы абсолютные датировки отложений бэровских бугров. Они были получены методом радиоуглеродного датирования, который многие годы весьма широко используется в естественных науках, начиная с 40–50-х годов прошлого века (Libby et al., 1949). В основе метода лежит непосредственный радиоактивный распад одного из изотопов углерода —  $^{14}\text{C}$ , без образования промежуточных продуктов (Методы..., 2010). Период полураспада такого углерода составляет 5730 лет.

В качестве анализируемых образцов были отобраны раковины из бугра Яксатово и Сарай Бату навеской 200–300 г., что принято за достаточное количество для получения датировок. Малакофаунистический анализ был проведен для 25 образцов, содержащих фауну моллюсков. Образцы раковин были очищены, измерены и сфотографированы. Видовое определение раковин моллюсков было выполнено д.г.н. Т.А. Яниной для выявления палеоэкологических условий бассейна, в котором, вероятно, формировалась бугровая толща.

Раковины — наиболее пригодный для датирования материал из бугровой толщи, за отсутствием прочей органики. Использовались целиком створки раковин моллюсков *Didacna protracta*, *D. praetrigonoides*, *D. parallela*, *Dreissena polymorpha* (Лобачева и др., 2021). Материал раковин не претерпел перекристаллизацию карбоната кальция. Сам анализ проводился в научной лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ по методике и под руководством Х.А. Арсланова (индекс-ЛУ) (Арсланов, 1989; Макшаев, 2019). В качестве приборов использовались следующие установки:

- Спектрометр двухкамерный Ortec Alpha-Duo (США, для альфа-спектрометрического анализа с целью датирования образцов);
- Ультра-низкофоновый жидкостный сцинтилляционный альфа-бета радиометр спектрометрический «Quantulus» 1220 (США, для радиоуглеродного датирования образцов и определения природной радиоактивности в ультрамалых количествах) (<http://geolab.spbu.ru/o-лаборатории/оборудование-лаборатории/>).

Радиоуглеродные сцинтилляционные даты были откалиброваны с помощью программы CALIB 8.1 (Stuiver et al., 2021) и при использовании шкалы IntCal20 со стандартным отклонением  $2\sigma$  без учёта поправки на резервуарный эффект (Reimer et al., 2020). Данная шкала использовалась для радиоуглеродных дат по сцинтилляционной

методике, не имеет поправочного коэффициента на изотопное фракционирование. Согласно Ю.А. Карпычеву резервуарный эффект для Каспийского моря по раковинам моллюсков составляет  $345 \pm 65$ ,  $384 \pm 59$  лет (Karpytchev, 1993; Kuzmin et al., 2007). Прибавляя к полученному радиоуглеродному возрасту значение поправки на изотопное фракционирование (в среднем 360–410 лет), а затем вычитая значение величины резервуарного эффекта (в среднем 380–440 лет) полученные значения позволяют применять калибровочную шкалу IntCal20 (Макшаев, Ткач, 2023).

Также были откалиброваны датировки, приводимые А.А. Свиточем в своих работах (Свиточ, Парунин, 2000; Свиточ, Ключевиткина, 2006). Полная серия датировок представлена в Таблице 5.1.1.

Таким образом, получено 5 дат для бугровых отложений, откалибровано несколько уже опубликованных дат. Датировки получены в основном с контактов между НБТ и ВБТ или между ШГ и НБТ. Полученный материал пополнил имеющиеся немногие датировки из бугровой толщи и послужил основой для палеогеографических построений для периода позднего плейстоцена-начала голоцена.

#### 3.4.7. Математическое моделирование

Математическое моделирование проводилось с помощью языков программирования Python и Fortran в виртуальной среде Anaconda и Visual Code. Моделирование экспериментов осуществлялось совместно с коллегами из ГОИН имени Н.Н. Зубова под руководством Фомина В.В.

Задача моделирования морфолитодинамических процессов, эрозии в прибрежной зоне и зоне пляжа на временных масштабах в несколько сотен и тысяч лет достаточно сложна. Поверхность Земли на таких временных масштабах изменяется под действием, например, тектонических процессов, климатической изменчивости метеорологического режима, стока рек, а в прибрежной зоне, особенно в области изменчивого положения линии уреза, значительное влияние может оказывать ветровое волнение и прибрежные течения. Учёт большего числа рассматриваемых процессов крайне важен для корректного и достоверного описания физических процессов, влияющих на деформацию дна и берега.

В настоящем исследовании стояла задача проверки гипотезы морского генезиса бугров, где они могли быть результатом действия подводных течений и волнения на обширной площади Северного Прикаспия во время существования позднихвалынского бассейна. То есть, могут ли такие формы быть сформированы морскими течениями и, если да, то при каких параметрах среды.

Современные модели, учитывающие те или иные процессы, приводящие к деформациям поверхности Земли, основаны на обобщении большого количества

эмпирических данных и восстановлении на их основе закономерностей в динамике поверхности Земли, создании на их основе уравнений, которые позволяют описывать эволюцию ландшафта, и их численного решения (Howard et al., 1994; Hobbey et al., 2011). Они постепенно находят широкое применение в различных областях исследования, таких как гидрология, эрозия почвы, общее исследование ландшафта.

В настоящей работе для моделирования процессов, наблюдаемых в прибрежной зоне с подвижной линией уреза, значительными колебаниями среднесуточного уровня моря, величина которых достигает 30 м, используется фреймворк **Badlands** (Salles & Hardiman, 2016).

Преимуществом фреймворка Badlands является возможность его использования в прибрежной зоне. В отличие от аналогичных моделей, которые позволяют описывать морфолитодинамические процессы в речных областях (Cowie et al., 2008; Tucker & Slingerland, 1997; Howard et al., 1994) или моделей, которые описывают процессы только на континентальном шельфе (Salles et al., 2011), Badlands позволяет более корректно описывать взаимосвязи между наземной и морской компонентами. Схематично основные процессы, которые могут быть описаны с использованием Badlands, представлены на Рисунке 3.10. Как видно из рисунка, Badlands предоставляет возможность для изучения динамики поверхности Земли и количественной оценки механизмов обратной связи между климатом, тектоникой, эрозией и седиментацией. Рассмотрим отдельные компоненты Badlands, используемые в настоящей работе.

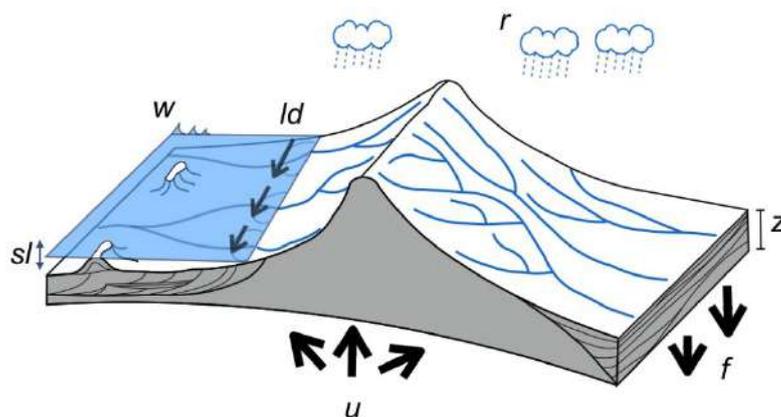


Рисунок 3.10. Иллюстрация физических процессов, доступных для воспроизведения в Badlands ( $sl$  — учёт изменений уровня моря,  $w$  — учёт ветрового волнения,  $ld$  — учёт вдольбереговых течений,  $u$  — учёт тектонических процессов,  $f$  — учёт отклонений литосферы Земли вследствие топографической нагрузки и разгрузки (например, при эрозии горной породы происходит её поднятие и замещение части выветрившейся горной массы),  $r$  — учёт осадков) (Salles, 2016)

В модели выделяют следующие процессы, которые влияют на эволюцию поверхности Земли. Это колебания уровня моря, климатический режим осадков, волновое

воздействие, изменения литосферы (вертикальные и горизонтальные движения). При численной реализации Badlands использует нерегулярную сеть триангуляции (TIN) для решения уравнений. Уравнение неразрывности определяется с помощью метода конечных объемов и опирается на метод, описанный в работе Tucker et al., 2001.

Для решения задачи трансформации ландшафта при врезании русла реки используется метод Брауна и Виллетта (Braun & Willett, 2013). Алгоритм расчёта предполагает, что вода движется по пути наибольшего уклона (O'Callaghan & Mark, 1984; Salles et al., 2018). Алгоритм линейный, используется неявная схема интегрирования по времени.

Для учёта долгопериодной эволюции речной системы используется несколько вариантов расчёта врезания русла реки (Crosby et al., 2007; Tucker & Hancock, 2010). Они описывают различные виды врезания: от ограниченного отрывом, который определяется сопротивлением дна, до ограниченного переносом, определяемым способностью потока переносить осадки, имеющиеся на дне (Hobley et al., 2017). К преимуществам используемых алгоритмов следует отнести возможность их использования на геологически значимых временных масштабах 1000 и более лет (Chandra R. et al. 2019). Неявным преимуществом их использования является то факт, что они упрощают реализацию модели и снижают требования к исходным данным: не требуется детальной информации о водосборе и его изменчивости, сложной и, зачастую, недоступной информации о динамике наносов. В Badlands заложена возможность расчёта врезания русла реки 6 методами. Приведем один из них, т.н. Transport-limited model, т.е. ограничивающий способность переносить осадки. В рассматриваемом методе максимально-возможный объем наносов  $Q_t$  выражен в степенном виде:

$$Q_t = \kappa_t (PA)^{m_t} S^{n_t} \quad (1)$$

где  $\kappa_t$  — коэффициент, характеризующий способность к переносу русловых наносов,  $n_t$  и  $m_t$  — безразмерные положительные константы,  $P$  — среднегодовое количество осадков,  $A$  — площадь водосбора,  $S$  — синус угла наклона поверхности.

Таким образом, потенциал к врезанию русла реки рассчитывается согласно:

$$\dot{\epsilon} = \kappa f(Q_s) (PA)^m S^n \quad (2)$$

где  $f(Q_s)$  описывает множество моделей зависимости скорости врезания реки от потока наносов. В большинстве случаев он равен единице, когда  $Q_s \ll Q_t$ . Если потоки равны, либо  $Q_s > Q_t$ , то система ограничена по определению только транспортом.

В Badlands заложено развитие данного метода, когда потенциал к врезанию русла реки уменьшается от максимума до нуля в областях, где поток наносов сопоставим

максимально-возможным потоком наносов, а также и другие методы (Gasparini et al., 2007, Turowski et al., 2007, Sklar & Dietrich, 1998; DiBiase et al., 2010).

Для расчёта динамики аккумулятивно-денудационных процессов на склонах предполагается, что основной силой, которая влияет на их динамику, является гравитация. В этом случае предполагается, что поток наносов пропорционален уклону поверхности. В модель заложены два метода для моделирования склоновых процессов. В первом используется линейная диффузия (Tucker & Hancock, 2010):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \kappa_{hl} \nabla^2 z \quad (3)$$

где  $\kappa_{hl}$  — коэффициент диффузии, который может принимать разные значения для моря и суши,  $z$  — высота поверхности.

Во втором случае (Andrews & Bucknam, 1987) используется нелинейная формулировка диффузионного переноса, предполагается, что скорость потока увеличивается до бесконечности, если значения уклона приближаются к критическим значениям ( $S_c$ ):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \nabla \cdot \frac{\kappa_{hl} \nabla z}{1 - (|\nabla z|/S_c)^2} \quad (4)$$

Считается, что второй случай, в отличие от первого, применим в большинстве случаев (Tucker & Bradley, 2010).

Модель Badlands предназначена для исследования возможных изменений ландшафта и рельефа дна на региональном масштабе по времени и временных масштабах от нескольких сотен до миллионов лет. Модель активно используется в задачах исследования морфолитодинамических изменений в прибрежной зоне морей (Tetzlaff et al., 2005; Salles & Hardiman, 2016; Pechlivanidou et al., 2019; Thran et al., 2020) с учетом влияния ветро-волнового воздействия и изменения уровня моря. Полученные в работах результаты (Salles et al., 2011; Salles et al., 2018a,b; Thran et al., 2020) показывают ее применимость и возможность использования.

В Badlands предполагается, что **вдольбереговые течения** в прибрежной зоне формируются в первую очередь под действием ветрового волнения, такие процессы, как сгонно-нагонные колебания и формирующиеся под их воздействием вдольбереговые течения, не учитываются. Направления течений будут зависеть от конфигурации берега, топографии дна и направления волнения / ветра. Моделирование спуска вод через Маныч — отдельная задача, связанная преимущественно с оценкой темпа спада уровня воды в бассейне и течений, формируемых в связи с падением уровня моря. Поэтому эта задача не учитывалась при моделировании. Модель Badlands и некоторые другие, основанные морфолитодинамике модели (process-based stratigraphic forward model) широко

применяется для задач моделирования вдольбереговых течений и волнений и даже для прогноза роста коралловых рифов (Рисунок 3.11) (Li et al., 2009; Salles et al., 2011; Salles et al., 2018).

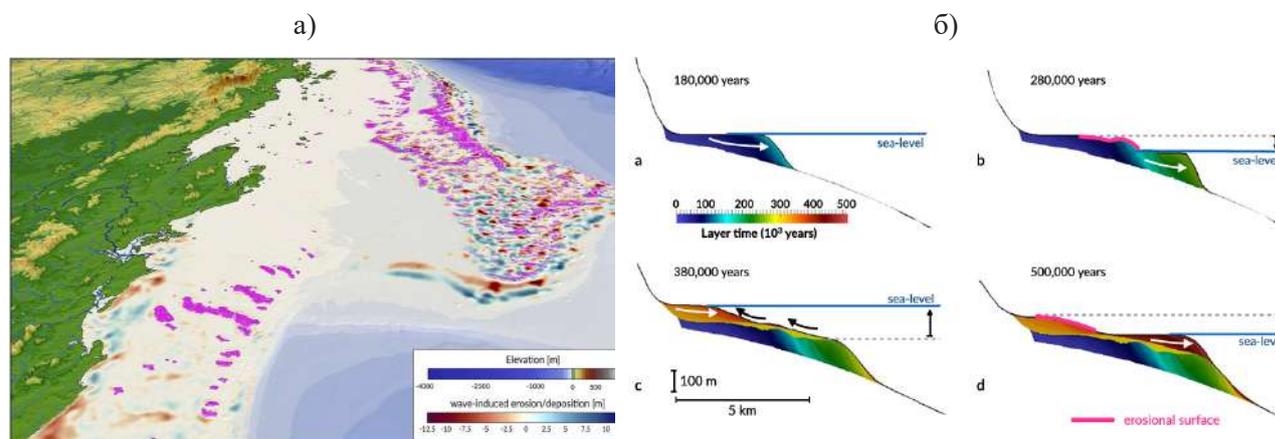


Рисунок 3.11. А — Пример кумулятивной эрозии/аккумуляции под воздействием волн во время трансгрессии в южной части Большого Барьерного рифа (моделируемое время: 14 тыс. лет назад), на нижней шкале указаны размеры морфодинамических изменений дна, розовым цветом дополнительно указаны моделируемых коралловых рифов (Salles et al., 2018); Б — Пример стратиграфической последовательности осадков, формируемых во время трансгрессий и регрессий. Большая часть слоев сохраняется в осадочных последовательностях к концу периода моделирования (Salles & Hardiman, 2016).

Волновые напряжения сдвига и связанный с ними перенос прибрежных отложений оцениваются каждые 50 лет. Розовыми пятнами обозначено расположение образовавшихся коралловых рифов.

В основе теории и метода расчёта лежит линейная теория ветрового волнения (Airy, 1845), в которой скорость волны определяется как:

$$c = \sqrt{\frac{g}{\kappa} \tanh(\kappa d)} \quad (5)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\kappa$  — волновое число,  $d$  — глубина места. В случае, если глубина не влияет на волнение (т.н. глубоководная зона, когда глубина больше половины длины волны), то скорость зависит только от длины волны  $\sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$ . Если глубина меньше половины длины волны, то скорость волны зависит также от глубины  $\sqrt{gd}$  (Salles et al., 2018). Распространение волнового фронта рассчитывается на основе скорости и длины волны (Tetzlaff, 2005). На основе этих соотношений выводится время прохождения волны и определяется направление распространения волн. При определении высоты волны ( $H$ ) расчёты проводятся вдоль фронта распространения волны, учитывается диссипация волновой энергии в прибрежной (мелководной зоне), а также условия волнообразования (Salles et al., 2018).

Волновой перенос осадков определяется через максимальную орбитальную придонную скорость волн  $u_{w,b}$ . С учётом введенных ранее приближений (линейное приближение на мелководье (Soulsby, 1995; Salles et al., 2018)) она выражается в виде:

$$u_{w,b} = \frac{H}{2} \sqrt{gd} \quad (6)$$

При отсутствии течений, вызванных сгонно-нагонными колебаниями, плотностных или стоковых течений на сдвиговое напряжение на дне, вызванное волнами,  $\tau_w$  обычно определяется следующим образом (Green & Cocco, 2014):

$$\tau_w = 0.5 \rho f_w u_{w,b}^2 \quad (7)$$

где  $\rho$  — плотность воды, а  $f_w$  — коэффициент волнового трения. Учитывая, что коэффициент волнового трения зависит только от шероховатости дна (Soulsby, 1993), коэффициент трения можно определить в виде:

$$f_b = 1.39 (A_b / k_b)^{-0.52} \quad (8)$$

где  $A_b = u_{w,b} T / 2\pi$ ,  $k_b = 2\pi d_{50} / 12$ , а  $d_{50}$  — медианный размер частиц,  $T$  — период волн.

Для каждого волнового режима в модели рассчитывается трансформация волн с учётом мелководья и индуцированное волнением напряжение сдвига дна (7). Эти параметры впоследствии используются для оценки долгопериодного переноса осадков. На основе расчётов характеристик ветрового волнения рассчитывается усредненное по времени вдольбереговое течение. В прибрежной среде вдольбереговое течение идет параллельно берегу и вносит значительный вклад в перенос осадков (Longuet-Higgins, 1970; Soulsby, 1997). Скорость вдольберегового течения ( $\vec{V}_l$ ) в середине зоны разрыва определяется по методу Комара и Миллера (Komar & Miller, 1975):

$$\vec{V}_l = k_l u_{b,w} \cos(\theta) \vec{k} \quad (9)$$

где  $\theta$  — угол подхода волн,  $k_l$  — масштабный параметр и  $\vec{k}$  единичный вектор, параллельный контуру глубины разрушения.

В областях, где напряжение сдвига, вызванное волнами (7), превышает критическое напряжение сдвига (Van Rijn, 1984), определяемое по параметру Шилдса ( $\tau_c = \theta_c g d_{50} (\rho_s - \rho_w)$ ), происходит увлечение донных осадков. Толщина слоя осадков, который может быть подвержен эрозии, ограничивается верхним слоем осадочных пород и для простоты определяется в виде (Warrlich et al., 2002):

$$h_e = C_e \ln \left( \frac{\tau_w}{\tau_c} \right), \text{ где } \tau_w > \tau_c \quad (10)$$

где  $C_e$  — коэффициент, определяющий связь между напряжением сдвига и скоростью эрозии (Warrlich, 2008). В случае возможности возникновения эрозионных

процессов происходит перенос осадочного материала в соответствии с направлением вдольбереговых течений и их отложение в районах, где сдвиговое напряжение больше критического сдвигового напряжения  $\tau_w < \tau_c$  (Barrett & Webster, 2017).

Дополнительно в модели есть возможность учёта тектонических движений. Тектонические движения анализируются на основе серии последовательных временных карт. Каждая карта определяет смещения, что позволяет воспроизводить сложную трёхмерную тектоническую эволюцию как с вертикальным (поднятия и опускания), так и с горизонтальными направлениями. Когда накладываются 3D-деформации, модель использует метод уточнения узлов, предложенный (Thieulot et al., 2014). В настоящей работе тектонические процессы не учитывались.

В качестве входной информации в модели используются данные по изменению хода среднегодового уровня моря, интенсивности и направления ветрового волнения, осадков. В рамках проводимого исследования одним из главных факторов, определяющих динамику процессов на поверхности, может служить волновое воздействие в прибрежной зоне. С учётом изменений положений линии уреза волнение может оказывать значительное влияние на прибрежную динамику и морфолитодинамические процессы. Волновые характеристики в расчётах задаются следующим образом: климатический волновой режим задается на различных интервалах времени, обычно от 1 до 50 лет. На указанных временных интервалах определяются характеристики волнения, затем, с учётом данных батиметрии, рассчитываются те морфолитодинамические изменения, которые могут наблюдаться при заданном волновом режиме.

Одним из недостатков текущей реализации фреймворка Badlands является отсутствие возможности моделирования эоловых процессов — перемещения осадочного материала под воздействием ветра. Поэтому для этого потребуется проведение отдельного моделирования.

Таким образом, в нашем случае полная и детальная верификация проблематична, т.к. прямое сравнение результатов моделирования с данными измерений невозможно, при этом те результаты, что получены, не противоречат общеизвестным положениям, а применяемые методы и модели могут использоваться для исследования тех процессов, которые наблюдаются в рассматриваемой области. Действительно, в проведении такого моделирования существует масса вариаций и нюансов в зависимости от результата и исходных данных. В случае настоящего исследования, модель хорошо воспроизводит те формы, которые наблюдаются в итоге в действительности. О воспроизводимых формах морского подводного рельефа более детально приводится в Разделе 5.1. То есть

получаемые в процессе формы рельефа не противоречат действительности, что свидетельствует о высокой достоверности результатов.

Среди плюсов метода: это один из способов изучения тех процессов и явлений, которые мы по тем или иным причинам не можем воспроизвести в лабораторных условиях/наблюдать вживую. В нашем случае мы не можем этого сделать из-за ряда причин: сложности, комплексности и сопряженности процессов седиментации, временных масштабов явлений. Отсюда следует, что моделирование становится одним из важнейших, и иногда чуть ли не единственным, способов познания действительности и воспроизведения процессов рельефообразования в прошлом, т.к. позволяет как исследовать влияние отдельных процессов, так и изучать влияние некоторой совокупности процессов и явлений.

Помимо этого Badlands — это открытая, широко применяемая в научном сообществе математическая программная среда, неоднократно прошедшая валидацию на эмпирических данных из разных регионов планеты, в которой используется механистический подход, повышающий достоверность результатов. База постоянно обновляется и совершенствуется (Tucker & Hancock, 2010; Salles & Hardiman, 2016).

Среди минусов можно отметить то, что все еще, несмотря на активное развитие цифровых технологий и программирования, модель является некоей схематизацией и упрощением природных процессов, она не способна достаточно детально описать природные реалии.

## ГЛАВА 4. ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ, МОРФОЛОГИИ И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ

### 4.1. Особенности морфологии и распространения бэровских бугров в Северном Прикаспии<sup>6</sup>

Обширная низменная равнина Прикаспийской низменности от устья р. Кумы до устья р. Эмбы — район сосредоточения бэровских бугров (Рисунок 4.1.1, составлен автором). Распространено мнение о взаиморасположении или сопряжении бэровских бугров с дельтами крупных водотоков, развивающихся в той или иной мере на протяжении позднего плейстоцена и голоцена на берегах Северного Каспия. Г.И. Рычагов (2009) подчеркивает, что бэровские бугры не всегда тяготеют к древним заливам моря и эстуариям рек, некогда впадающих в бассейн позднехвалынского моря. Действительно, многие бугровые массивы приурочены как к отмершим реликтовым, так и к современным дельтам, но все же некоторая их часть, как, например, бугры на междуречье Кумы и Терека или районы восточнее пос. Харабали, не имеют к дельтам никакого отношения. В.М. Седайкин (1977) утверждает, что формирование бэровских бугров связано с аллювиально-дельтовыми процессами. Стоит учесть, что он рассматривает лишь район нижнего течения Волги и её дельты. То есть, по его мнению, распространение бугров полностью совпадает с эстуариями позднехвалынского моря, которые постепенно сдвигались на юг по мере последующих стадий отступления моря. Самые ярко выраженные в рельефе массивы бугров расположены в районе пос. Енотаевка — Никольское (нижнее течение Волги). Исходя из анализа литературы, стоит отметить, что разные исследователи имели свои представления о распространении бэровских бугров, порой не согласующиеся между собой, делая при этом упор на их приуроченность к тем или иным районам. Сам К.М. Бэр (1856) заметил наибольшее развитие бугров в северо-западном углу Каспия.

---

<sup>6</sup> При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично и в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Бадюкова Е.Н., Лобачева Д.М. Бэровские бугры в дельте Волги и Северном Прикаспии // В кн.: Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата. Под ред. Т.А. Яниной — М.: Географический факультет МГУ, ООО «Красногорская типография» Москва, 2019. — С. 116–149.

Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Положение проток палеодельты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным // Аридные экосистемы. — 2023. — Т. 29, № 3. — С. 24–35.

Lobacheva D.M. Badyukova E.N., Makshaev R.R. Baer knolls and the landforms of the northern Caspian lowland as a key to identifying the paleoenvironments of the Volga // Advances in Science, Technology and Innovation. — 2024. — P. 133–135.

Интересную точку зрения о распространении бэровских бугров высказала Л.Б. Аристархова (1980). Она считает, что наиболее выраженные массивы бугрового рельефа приурочены к положительным новейшим морфоструктурам и примыкают чаще всего к их крыльям или же к солянокупольным поднятиям. То есть ареал распространения бэровских бугров имеет структурно-тектоническую приуроченность. По её мнению, на участках положительных расчленённых морфоструктур, в особенности тех, что были ближе к берегу моря и испытывали новейшие тектонические поднятия, эрозия, производимая местными водотоками, усилила перепады высот в рельефе, который в свою очередь принял ложбинно-грядовый вид, а локальные возвышения рельефа были более благоприятны для развеивания ветром (Аристархова, 1980). Так, каждая область распространения бугров приурочена к определенной стадии колебания Каспийского моря во время позднехвалынской трансгрессии. Многие авторы отмечали закономерность: время возникновения многих бэровских бугров неодинаково, те из них, что расположены дальше от современной береговой линии Каспия — наиболее древние; в то время как бугры устьевых частей рек Волги, Кумы, Урала — наиболее молодые, так как испытали последнее эрозионное воздействие в послехвалынское время (Захаров, 1975; Аристархова, 1980). Однако, если сравнить ареал распространения рельефа бэровских бугров и карту расположения солянокупольной тектоники в Северном Прикаспии, то далеко не всегда можно найти совпадение. Для сравнения использовалась структурно-геоморфологическая схема Прикаспийской впадины и её обрамления (Рисунок 2.11) (Панина, Зайцев, 2014, 2016). То есть бэровские бугры не приурочены к тектоническим структурам.

И.С. Щукин (1960) отмечает, что прерывистое распространение бэровских бугров связано с приуроченностью их к местам приподнятых участков кровли нижнехвалынских отложений (ШГ), где эти выступы подвергались наиболее интенсивному деструктивному воздействию субаэральных процессов — механическому выветриванию, перевеиванию тонких корочек обсыхания, образующихся на поверхности глинистых отложений. Ранее в работе М.М. Жукова (1935) на стратиграфических профилях также отмечаются возвышения кровли шоколадных глин под буграми. О.К. Леонтьев и Н.Н. Фотева (1965) в своих работах также выявили приуроченность бэровских бугров к повышениям кровли нижнехвалынских отложений (ШГ). То есть отложения бугров перекрывают собой реликтовый рельеф, сложенный нижнехвалынскими отложениями. Положение бугров на приподнятых участках кровли ШГ отмечает и Н.М. Владимиров (1953). В дельте Волги ШГ развиты в виде отдельных останцов — ядер бэровских бугров, однако гипсометрическое положение ШГ в основании бугров не всегда соответствует

морфометрии бугров. То есть не всегда возвышения кровли глин соответствуют наибольшей мощности бугров в этом месте (Свиточ и др., 2017).

Редкие останцы цоколей бугров обнаруживаются среди погребенных дельтовых отложений Волги (Overeem et al., 2003). Это также отмечается на сейсмических профилях в северной акватории Каспийского моря в качестве палеорельефа (следов мангышлакской регрессии) субширотно вытянутых «ильменных понижений», чередующихся с повышениями (вероятно, остатками бугрового рельефа) (Bezrodnykh et al., 2020).



Рисунок 4.1.1. Схема распространения бэровских бугров в Северном Прикаспии (1 — граница верхнехвалынского моря, береговая линия 0+2 м абс.; 2 — бэровские бугры). Рельеф, образующийся в результате ветро-волновой деятельности при отступании уровня моря, имеет почти повсеместное распространение в границах верхнехвалынского бассейна. Малиновыми рамками показано расположение участков на Рисунке 4.1.2

Автором составлена схема распространения бэровских бугров в Северном Прикаспии (Рисунок 4.1.1). Выделение проводилось на основе данных SRTM, ALOS, полевых наблюдений. На карте видно, что распространение грядового рельефа бугров не столь велико на территории Северного Прикаспия. Достаточно широко распространены и формы неправильной формы, преимущественно денудационные (блюдца, вытянутые ложбины с неправильными изрезанными краями, обширные понижения разноориентированные в пространстве). Некоторая часть форм этого своеобразного

рельефа ориентирована субмеридионально или вдоль древних береговых линий (например, у подножия Ергеней). Особенно широко данный рельеф распространен в северо-восточной части низменности на территории Атырауской области, нижнем течении Урала и Эмбы, где гряды не превышают 4 м в высоту (Рисунок 4.1.2 в, г). Таким образом, рельеф низменности весьма неоднороден и представлен сложным сочетанием разноразмерных, чаще замкнутых, понижений и гряд или же изометричных возвышенностей. Ранее весь этот комплекс рельефа со сложной пространственной морфологией принимался автором диссертации за бэровские бугры. Поэтому автор считает необходимым вывести универсальное определение бэровских бугров.

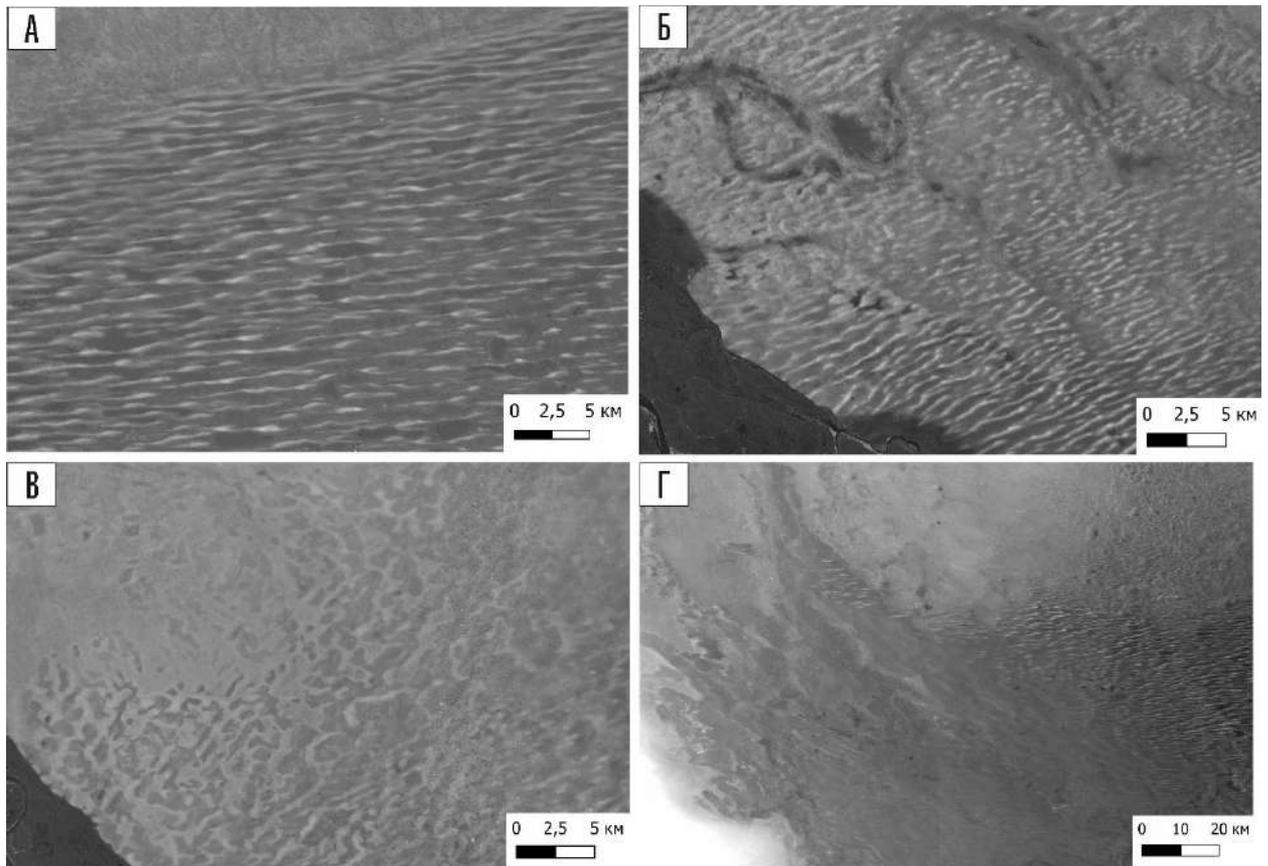


Рисунок 4.1.2. А — Грядовый рельеф бэровских бугров в дельте Волги (Западные Ильмени); Б — Гряды на левом берегу Волги в районе с. Харабали, видны палеопотоки, которые образовались после того, как сформировались бугры, и размывают их; В — Комплекс рельефа, образующегося в результате ветро-волнового воздействия на мелководье при падении уровня моря, левый берег Волги к северу от с. Харабали; Г — В левой части комплекс рельефа, образующегося в результате ветро-волнового воздействия на мелководье при падении уровня моря, ориентированный вдоль древней береговой линии бассейна Каспия, а справа размывтые бугры в дельтовой части Сарпинско-Даванской долины

Морфологии бэровских бугров посвящено большое количество научной литературы. Тем не менее, интерес к этим необычным формам рельефа не угасает. Был опубликован целый ряд статей (Православлев, 1926; Федорович, 1941; Якубов, 1952; Волков, 1960; Леонтьев, Фотева, 1965; Сладкопевцев, 1965; Белевич, 1979; Kroonenberg et

al., 1997; Бадюкова, 1999; Жиндарев и др. 2001; Свиточ, Клювиткина, 2006; Рябуха, 2018; Лаврушин и др. 2019). Рассматривая имеющиеся работы, автор пришла к выводу, что в настоящее время относительно морфологии бэровских бугров достигнут некий консенсус. Однако все еще существует ряд проблем, некоторые из которых будут более детально рассмотрены ниже. Одним из самых противоречивых вопросов следует считать ориентировку форм. Большинство публикаций по этой теме посвящено бугровым формам в районе дельты Волги, а также по её берегам в нижнем течении, где бэровские бугры наиболее морфологически выражены (Рисунок 4.1.3). Подробно морфологические особенности бугров на каждом участке их распространения описаны в Приложении 4.

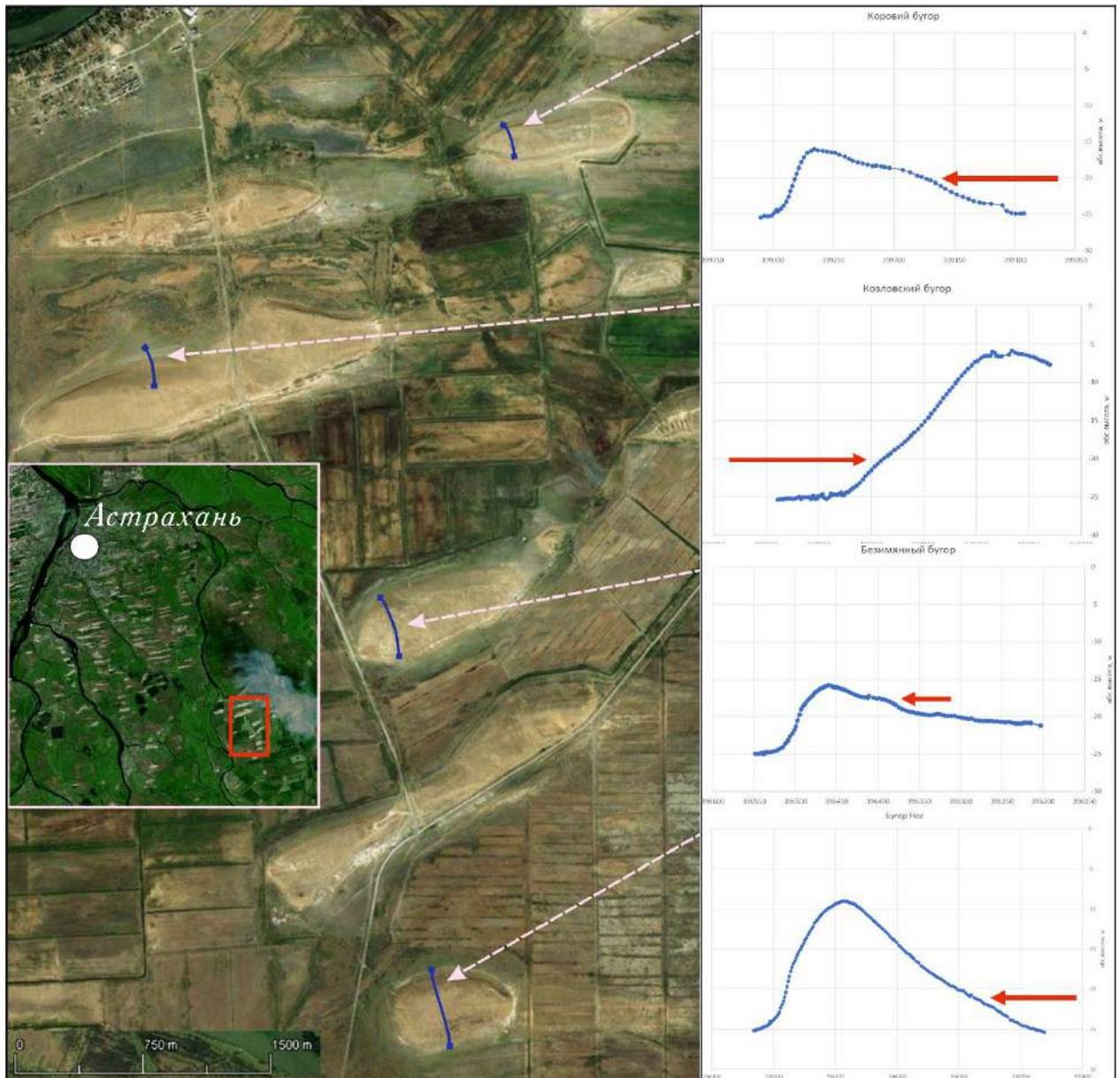


Рисунок 4.1.3. Поперечные профили через бугры к югу от Семибугоринского археологического комплекса, с севера на юг: Коровин, Козловский, безмянный, Нос. Высотная привязка исследованных точек осуществлялась с помощью системы ГНСС EFT-M1 в местной системе координат. Стрелками обозначены абразионные уровни  $-19$ – $-21$  м абс. На карте-врезке красным прямоугольником обозначен участок работ

Бэровские бугры — это чаще всего линейно вытянутые формы (гряды). Плановая морфология их весьма различна, тем не менее, чаще всего это линейно вытянутые гряды, чередующиеся с понижениями, плавно переходящие в холмисто-западинный рельеф ближе к границе позднехвалынского бассейна (0–+2 м абс.). Длина их составляет от первой сотни метров до 2–3 км. Ширина от 100–200 до 400–500 м. Высота колеблется от 2–4 м до 15 м, иногда и более. Ширина межгрядовых понижений составляет от 300–500 м до 1–2 км. Федорович Б.А. (1941) отмечал определенную закономерность между высотой бугра и шириной межбугрового понижения: чем шире и выше бугор, тем шире понижение между ними. И.С. Щукин (1960) также отмечал уступы на склонах, связанные со стадиями отступления моря. Автором диссертации также отмечены абразионные уступы на склонах бугров в дельте Волги в районе села Бараний бугор (абсолютная высота клифа –19–20 м, что соответствует стадии новокаспийского бассейна). Гребень их, как правило, уплощенный и неодинаковый в высотном отношении (ундулирующий вдоль длинной оси гряды). Гребни достаточно узкие, шириной 20–50 м. Высота гребней может изменяться вдоль оси. Такое возможно, особенно в случаях, когда ветры дуют в направлении друг к другу под острым углом (Лидер, 1986). Вершинные поверхности плавные и сглаженные. Они часто покрыты эоловыми скоплениями бугристых песков, возникающих в результате переувлажнения поверхностных отложений. Склоны пологие и, как правило, симметричные, нет выраженного наветренного и подветренного склонов. В районе ильменей встречаются ступени на склонах (абразионные клифы), образованные в результате абразионных процессов во время новокаспийской трансгрессии и последующей деятельности водотоков между озерами.

В плане гряды располагаются кулисообразно друг другу или параллельно друг другу. Характерной особенностью гряд в некоторых местах является вилообразный характер соединения. Развилки обращены, как правило, на восток. Наличие таких соединений является признаком эолового генезиса форм, где развилки обращены против ветра (линейные или сейф дюны) (Folk, 1971; Лидер, 1986). Таким образом по форме и ориентировке дюн возможна реконструкция палеоветров.

Бугры имеют различную выраженность в рельефе, наиболее высокие и четко читающиеся в рельефе — бугры в ильменях, дельте Сарпы и в районе нижнего течения Волги (пос. Харабали) (Рисунок 4.1.2 а, б). Однако, например, в Сарпинско-Даванской системе бугры в своем основании размыты временными водотоками (водотоки текли после образования бугров), из-за чего превышение гряд над понижениями выше (размыты шоколадные глины) (Брицына, 1954; Лобачева и др., 2023, Lobacheva et al., 2024). На Рисунке 4.1.3 представлены примеры нескольких бугров из центральной части дельты,

являющихся останцами. Их плановая форма почти не сохранила своих первоначальных очертаний, склоны имеют асимметричный профиль: северный круче южного, что, вероятно, связано со сгонными явлениями. На склонах сохранились абразионные уровни на высотах –19—–21 м абс. (уровень новокаспийской трансгрессии), в некоторых местах даже сохранился уровень –24 м абс. (уровень моря X века).

Бэровские бугры распределены неравномерно по региону Северного Прикаспия. Анализируя картину распространения их грядового рельефа, автор пришла к выводу, что генерально этот тип рельефа все-таки имеет приуроченность к крупным палеodelьтам рек, впадавших в бассейн хвалынского моря. Так, согласно материалам автора, к концу позднехвалынского времени Волга в своем нижнем течении функционировала в виде серии крупных дельтовых рукавов: на месте современной Волго-Ахтубы, вероятно, существовал сравнительно небольшой центральный рукав, на западе был Сарпинский рукав, а на востоке Эльтон-Хакский. Они были соединены между собой обширной сетью протоков, рельеф которых до сих пор в значительной степени сохранился, в особенности на правом берегу Волги. В самом конце позднехвалынского времени Сарпинский и Хакский рукава начали отмирать, а большая часть стока стала устремляться по центральному рукаву, формируя современную долину Волго-Ахтубы, наблюдаемую от Волгограда до Астрахани. Представленная концепция является лишь некоей схематизацией этапов развития флювиального рельефа Нижнего Поволжья. Однако, очевидна взаимосвязь возникновения рельефа бэровских бугров с функционированием палеорусел конца хвалынского времени, имеющих привязку базиса эрозии к постепенно отступающему морю (и переходу к мангышлакской регрессии). Так, крупные массивы грядового рельефа приурочены к дельте Сарпинско-Даванской системы (плавно переходящей в западные подстепные ильмени), протокам палеodelьты Волги южнее Хакского эстуария и др. (Лобачева и др., 2023).

Бугры, скорее, не приурочены к тектоническим повышениям и соляным куполам. Встречаются в локальных понижениях, прекрасно выражены в окрестностях дельт рек, а также на возвышениях реликтового нижнехвалынского рельефа. Гряды и всхолмления наложены на реликтовый рельеф, сложенный нижнехвалынскими отложениями. Следует заметить, что как морфология, так и ориентировка бугров в пространстве, весьма неоднородны. Морфология не всегда линейна, чаще всего более северные участки распространения бэровских бугров характеризуются холмисто-бугристым типом рельефа, плавно на юг переходящим в более грядовой.

В настоящее время нигде на территории всего Северного Прикаспия не отмечается образования форм рельефа наподобие бэровских бугров, из чего следует вывод: сейчас не существует тех условий, при которых они формировались и развивались. Весь

разнообразный рельеф бугров на данной территории испытывает активное современное эрозионное, дефляционное и антропогенное воздействие, и является по сути реликтовым.

Анализируя большое число публикаций, автор пришла к выводу, что исследователи этого рельефа имеют сильно различающиеся представления о распространении бэровских бугров, из чего встает вопрос о том, что именно называть буграми? Исходя из столь различных подходов за все время исследования этого рельефа, начиная с К.М. Бэра, был выдвинут ряд вариантов определения бэровских бугров (финальный вариант определения будет сформулирован в заключении к диссертации):

- Грядовые формы рельефа, имеющие широкое распространение в Северном Прикаспии, с различными параметрами ширины и высоты;
- Отчетливо выраженные линейные гряды, преимущественно распространенные в дельте Волги, Сарпы и Урала;
- Грядовый комплекс рельефа, имеющий сложное полигенетическое происхождение (в результате действия ветро-волновой динамики при спаде уровня моря и затем перевеивания ветром);
- Грядовый комплекс эолового генезиса в Северном Прикаспии.

#### **4.2. Литофациальное строение бэровских бугров**

Важное место в исследовании занимает изучение отложений, которыми сложены бэровские бугры. Так, почти во всех наблюдаемых буграх основание сложено шоколадными глинами, то есть последние служат цоколем для бэровских бугров. Максимальная их видимая мощность отмечалась в бугре Долгом и Яксатово и составляла около 2 м. Шоколадные глины от темно-коричневого до бурого цвета вскрывались в основании гряд по всему их простираению, характеризуясь слабовыраженной горизонтальной слоистостью, где часто встречаются отдельные друзы гипса, целые раковины и прослой детрита (Литофация 3). Структура глин комковато-ореховидная. На поверхности цоколя отмечаются прослой крупных раковин, залегающих чаще всего *in-situ*. Шоколадные глины в Северном Прикаспии не имеют сплошного покрова распространения и сосредоточены в основном в понижениях палеорельефа дохвалынского времени (Рисунок 4.2.1). Тем не менее, в дельте Волги глины имеют мозаичное распространение. Сохранились они преимущественно под бугровой толщей, т.к. не были смыты во время новокаспийской трансгрессии. В межбугровых участках они отсутствуют. В палеорельефе они представляют собой пологие возвышения до 3 м в высоту, наиболее часто отвечающие основанию бугра. Но не всегда гипсометрия глин в цоколе бугра соответствует морфометрии бугров или участкам наибольшей мощности бугровых отложений (Свиточ, и др., 2017). То есть, кровля ШГ имеет свой палеорельеф с локальными возвышениями и местами размыва. П.А. Православлев (1926) в своей работе также отмечает пологоволнистое залегание пластов шоколадных глин, которые на участке

выше г. Астрахани отмечались в береговых уступах в ядрах бугров, а понижения между ними были заполнены лиманно-аллювиальными слоями.

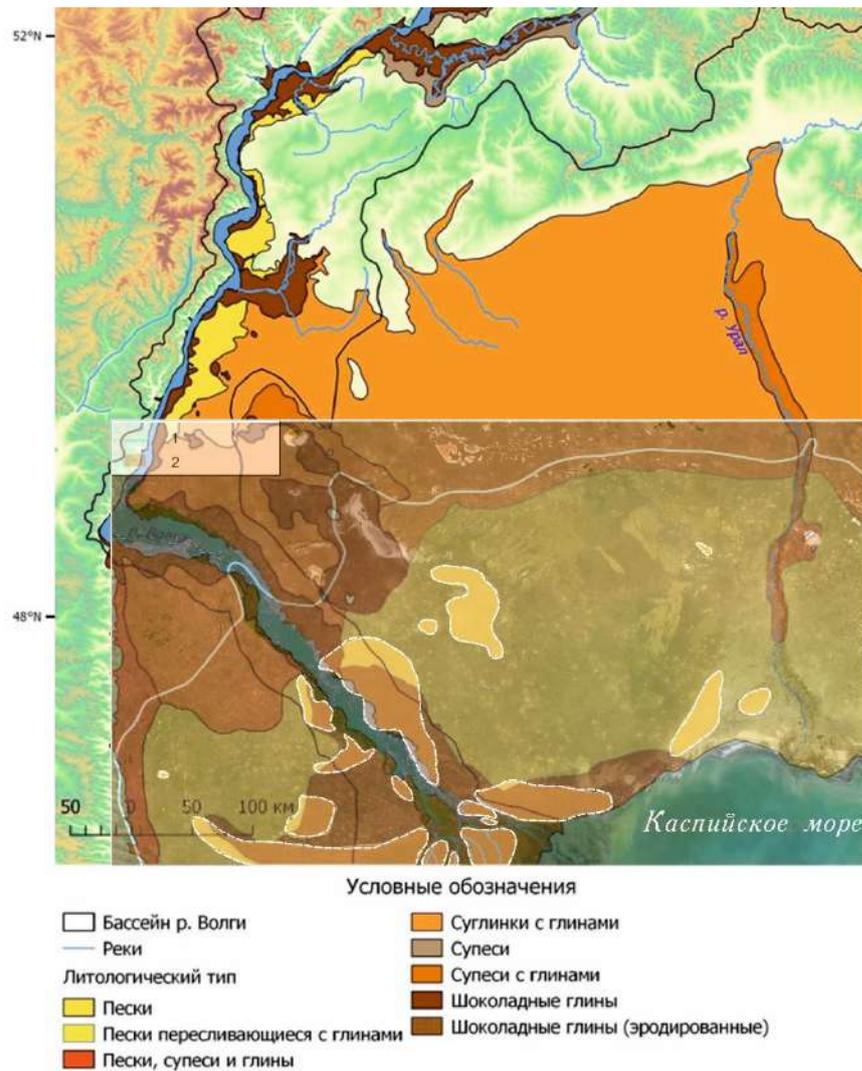


Рисунок 4.2.1. Карта-схема литологических комплексов нижнехвалынских отложений Прикаспийской низменности, составленная Р.Р. Макшаевым по данным (Брицина, 1954; Москвитин, 1962; Брылев, 1980; Свиточ и др., 2014), где белыми ареалами обозначены области распространения бэровских бугров (составила Лобачева Д.М.)

Иногда бугровая толща с размывом залегает на желтовато-бурых среднезернистых, хорошо отмытых песках (мощностью не более 2 м) — Литофация 4. Подошва слоя, выдержанная по простиранию, залегает почти субгоризонтально. Кровля неровная, с локальными возвышениями до полуметра в высоту. Кровля и подошва слоя характеризуются эрозионными контактами. Раковины обнаружены не были. Эта литофация отличается наличием по всей мощности текстур ряби волнения, характерной для обстановки морского мелководья, залива, где работала волна и не исключено действие вдольбереговых течений. В подошве слоя встречаются многочисленные глинистые линзы и гравий из крупных глинистых обломков и окатышей, что свидетельствует о высокой гидродинамике среды и активном размыве нижележащих нижнехвалынских шоколадных

глин. Постепенно динамика водоёма становилась более спокойной, о чем свидетельствует более тяжелый состав материала в средней части слоя. Что, в целом, свидетельствует о том, что период накопления материала Литофации 4 отличался высокой динамичностью бассейна. Детально характерные ЛФ3 и ЛФ4 представлены на Рисунках 4.2.2 и 4.2.3. Данная литофация встречается довольно редко в цоколе бугровой толщи, что, вероятно, свидетельствует об её частичном размыве или перевеивании. Тем не менее, эта литофация имеет крайне важное значение в понимании палеогеографической последовательности смены обстановок седиментации и уточнении трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия на территории Северного Прикаспия. Литофация 4 детально описывается в работе А.А. Свиточа и Т.А. Яниной (2005), где она была обнаружена в ряде расчисток возле н.п. Бугор, Енотаевка, Сергиевка. Её мощность в исследованных разрезах составляет 1,5–2 м. Также она отличается наличием в составе как песчаной составляющей (0,2–0,5 мм), так и массой глинистых окатышей и обломков нижнехвалынских шоколадных глин размерностью 0,5–2 мм. Авторами предполагается, что эта литофация отвечает верхнехвалынскому этапу Каспийского бассейна. Наличие размыва в нижней части слоя отвечает этапу наступления моря.

Нередко бугровая толща залегает и на более древних осадках: нижнехвалынских песках или ательских песках и суглинках. Например, в разрезе Косика под бугровыми осадками в одной из секций вскрываются шоколадные глины мощностью до 1,2 м, подстилаемые желтовато-бурыми песками с тонкими прослоями шоколадных глин и редким детритом мощностью, возрастающей к центральной части бугра до 6 м. В другой секции бугровая толща перекрывает ательские лессоподобные суглинки (Zastrozhnov et al., 2020).

Выше Литофаций 3 и 4, с резким эрозионным контактом, залегает условно называемая нижнебугровая толща (Литофация 2), сложенная бурыми песчано-глинистыми слоями с комковато-пластинчатой и очень плотной структурой. Наиболее выраженная НБТ была отмечена, к примеру, в бугре Яксатово и Кирпичный завод, Троицкий (мощностью до 5 м) (Рисунок 4.2.3).

Литофация 1 часто залегает с угловым несогласием на Литофации 2 (Рисунок 4.2.6). На кровле контакта местами вскрывается прослой крупных створок раковин и детрита с гипсовой дресвой. В целом, малакофауны во всех бугровых толщах крайне мало (что представляет собой сложность для датирования), иногда она может полностью отсутствовать в обнажении. Сложность определения точной границы контакта между толщами заключается, как правило, в том, что вверх по разрезу идет постепенное увеличение тонких песчаных слоев. Идентификация литофаций проводилась на основе различий в цвете и гранулометрическом составе. Цвет ЛФ1 — светло-коричневый, обусловленный большим содержанием песка.

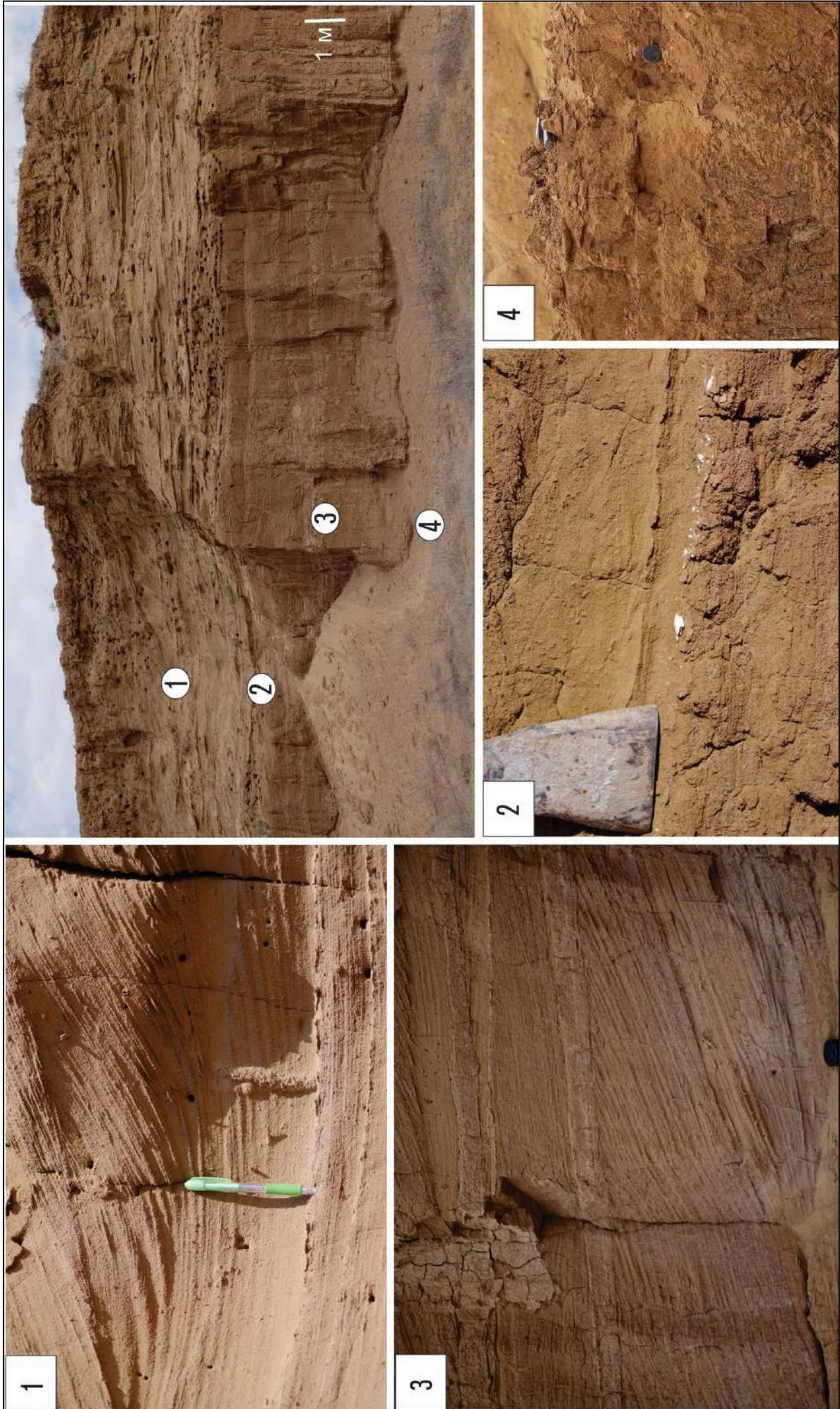


Рисунок 4.2.2. Литофациальное строение бугра Яксагово: 1 — ЛФ1; 2 — контакт между ЛФ2 и ЛФ1; 3 — ЛФ2; 4 — ЛФ3-шоколадные глины (фото автора)

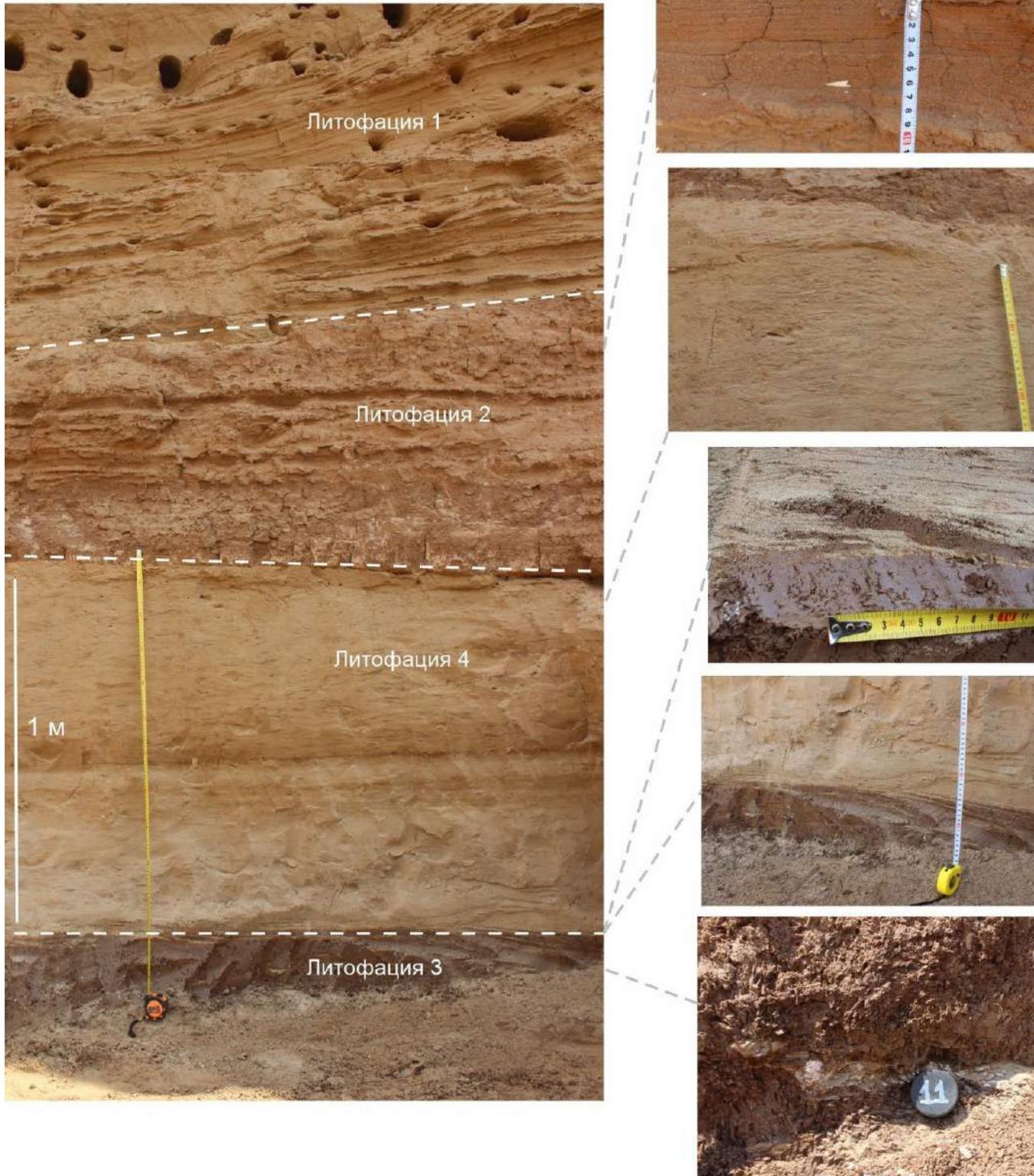


Рисунок 4.2.3. Литофациальное строение бугра Фунтово–2. Бугровую толщу подстилают ЛФ4 песков и ЛФ3 шоколадных глин (фото автора)

Вышеуказанное строение с разделением на ЛФ1 и ЛФ2 характерно для бугров в основном на территории нижнего течения и дельты Волги (Рисунки 4.2.4, 4.2.5). Бугры к востоку от Восточных ильменей становятся менее выраженными в рельефе, и в них отмечается лишь единая нерасчленённая бугровая толща, залегающая поверх шоколадных глин. Мощность бугровой толщи в редких случаях достигает 5 м (по сути, целиком слагая саму грядку). В межбугровых понижениях типичная бугровая толща выклинивается или составляет минимальные мощности. В районе дельты Волги и ильменей вовсе отсутствует в межрядовых понижениях. Данное наблюдение сделано автором в ходе полевых исследований на территории юга Атырауской области Казахстана. Бугровая толща наложена на шоколадные глины с контактом размыва, что свидетельствует о периоде дефляции и размыва, предшествующего этапу формирования гряд. Исходя из такого строения толщи бугров следует, что они являются в первую очередь аккумулятивными формами, местами осложненными эрозионными или абразионными формами, которые сформировались после возникновения гряд.

Как правило, ЛФ1 и ЛФ2 разнонаправлены и имеют преимущественно падение на юг и север. Обе толщи хорошо выражены у наиболее крупных гряд, которые распространены в нижнем течении Волги и её дельте. Наклон толщ совпадает с наклоном склонов. Исключение представляют бугры в ильменах и дельте Волги, чьи склоны были абрадированы во время новокаспийской трансгрессии и последующих небольших колебаний уровня моря во время позднего голоцена. В результате чего на склонах сформировались абразионные террасы и клифы. Как писал К.М. Бэр: «Эта слоеватость, как общее правило, склоняется на обе стороны бугра, но под углами гораздо значительнейшими (от 25–30°, а часто еще большими), чем покатость поверхности его» (Бэр, 1856, с. 214). В бугровой толще нередко отмечаются эрозионные контакты с резкой сменой состава или азимутов падения слоёв. Также на Рисунках 4.2.4 и 4.2.5 видно, что косые серии сверху срезаны, из чего можно сделать вывод о том, что после образования зрелой формы бугров происходила активная дефляция. Без внимания нельзя оставить разрушительную деятельность человека.

Итого, исходя из полевых наблюдений автора, литолого-морфологически бэровские бугры можно условно схематически разделить на несколько типов (Рисунок 4.2.5): А — Наиболее крупные гряды на цоколе из эродированных шоколадных глин, широко распространенные в палеodelьте Сарпы изредка в дельте Волги, где палеоруслу Сарпы-Давана прорезали бугровую толщу и частично размывали шоколадные глины; Б — Наиболее распространенный тип строения бэровских бугров, где бугровая толща залегает на локальных возвышениях в ШГ, часто с маломощными прослоями песка (ЛФ4) между

бугровой толщей и ШГ, типичное строение бэровских бугров для дельты Волги и её нижнего течения, характерно местами двухчленное строение бугровой толщи; В — строение бэровских бугров, наиболее характерное для района Волго-Уральского междуречья, выражена одна нерасчленённая бугровая толща.

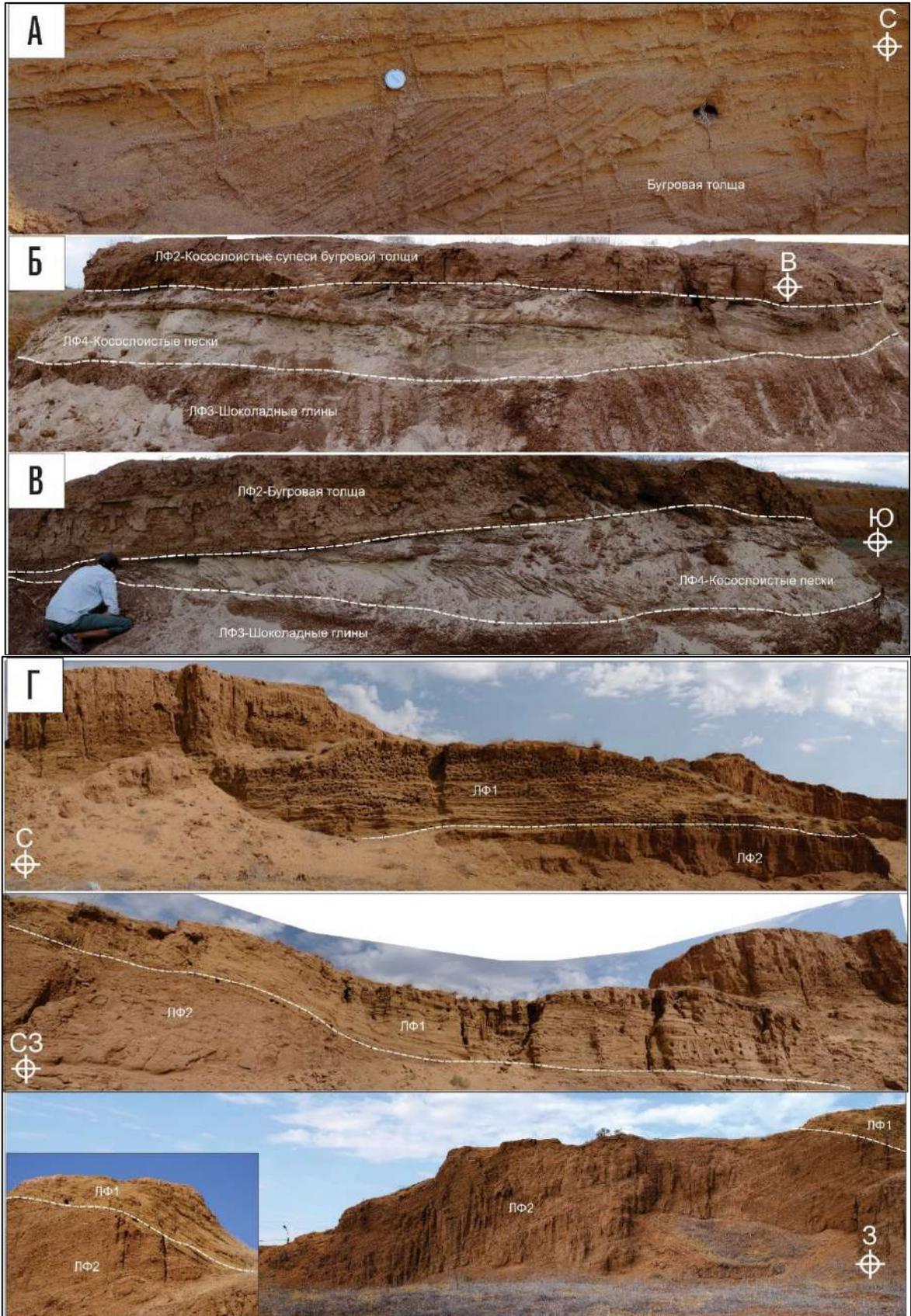


Рисунок 4.2.4. А — Бугровая толща в бугре Нартово, видны корневые ходы и ихнофоссилии *Adhesive Meniscate Burrows*; Б — Косослоистые пески и шоколадные глины, подстилающие бугровую толщу, бугор Мирный; В — Линза косослоистых песков между шоколадными глинами и бугровой толщей; Г — Строение бугровых толщ в бугре Яксатово (высота бугра ~8 м), видны две бугровые толщи (фото автора)

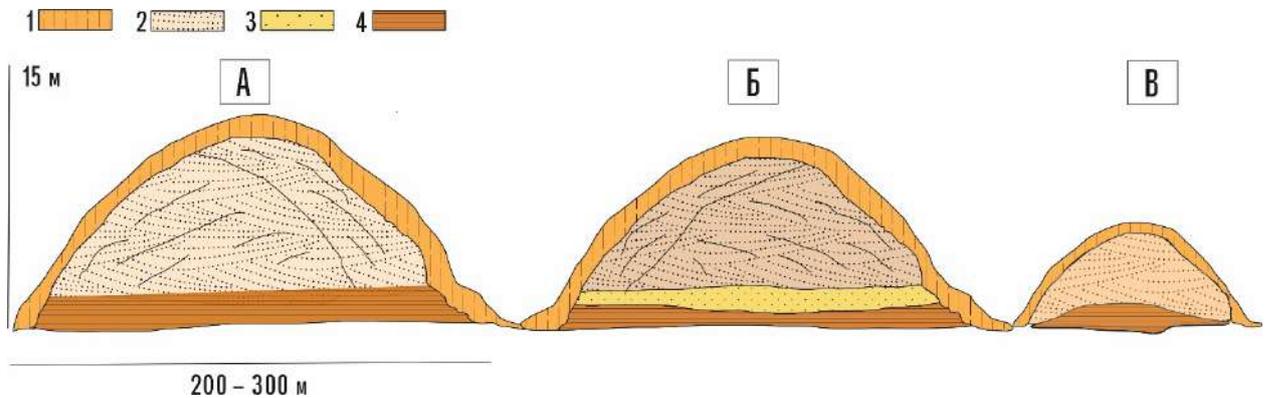


Рисунок 4.2.5. Схема типичного строения нескольких лито-морфологических типов бугров А, Б и В (составлено по полевым наблюдениям автора); Цифрами в легенде обозначены литофации: 1 — современные эоловые и склоновые отложения, 2 — ЛФ1 и ЛФ2, 3 — ЛФ4, 4 — ЛФ3

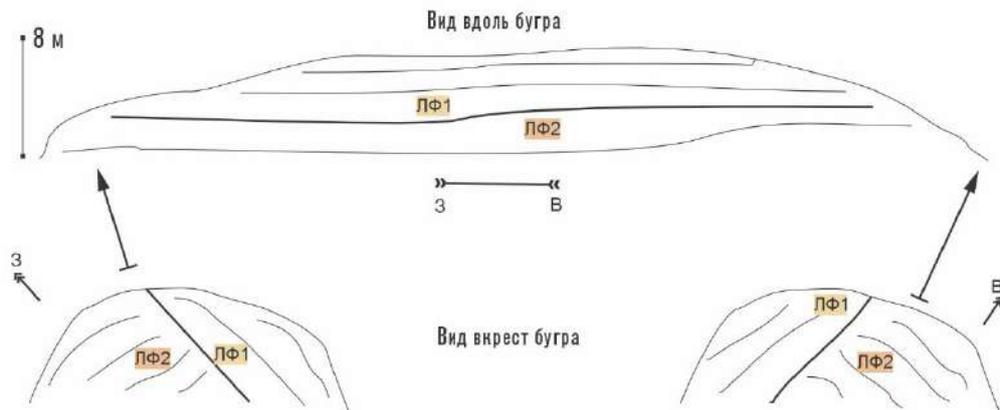


Рисунок 4.2.6. Схема внутреннего строения бугра Яксатово, видны ЛФ1 и ЛФ2

Для более подробной характеристики бугровой толщи рассмотрим результаты массовых замеров азимутов простирания и углов падения слойков в БТ (Приложение 2). Более наглядным и достоверным видится анализ замеров на различных флангах бугра по отдельности, там, где это представляется возможным, так как некоторые анализируемые в дельте Волги бугры — это размытые останцы или остатки от антропогенного использования, где возникали сложности с определением ориентировки гряд и их изначальной формой в плане. Ранее замеры наклона падения исследовались лишь в работе А.А. Свиточа и Т.С. Ключиткиной (2006).

По графикам (Приложение 2) совершенно отчетливо наблюдается зависимость азимутов простирания слойков от того, на каком фланге производились замеры. Когда вкrest простирания бугра в обнажении вскрываются южный и северный склоны, то

падение слоёв ориентировано в интервале 315–45° азимутально на северных склонах и на 135–255° на южных. На западных флангах доминируют направления азимутально от 225 до 330°. В ходе анализа более 1000 замеров разных бугров выяснилось, что наиболее крутые углы падения слоёв от 30° приурочены к румбам от 180 до 315° азимутально. Обычно углы падения на северных флангах не превышают 20°. По замерам слоёв в останцах можно предположить, какой фланг бугра был размыт (как правило, бугры в дельте Волги и ильменах). Западные фланги отличаются наличием крупных косых слоистостей с углами падения более 30° (на остальных флангах не отмечалось столь высокой концентрации крутопадающих слоёв) (Бадюкова, 2005). Это можно объяснить особенностями накопления бугровой толщи, а именно, процессом сваливания материала вниз по склону. Центральные части бугров (к примеру, замеры в б. Буркид-Джамбай, Орлы–2) характеризуются большой вариацией направлений падения слойков, что, видимо, связано с тем, что накопление толщи было весьма динамичным. Таким образом, большой массив замеров азимутов и углов падения свидетельствует о направлении переноса вещества в субширотном направлении, вероятно, с востока на запад, а большинство крупных гряд сложены двумя противоположно ориентированными пачками (где на северном фланге слои падают в ССЗ или С направлениях, а на южном фланге наоборот).

#### 4.2.1. Текстурная характеристика бугровой толщи

Рассмотрим более подробно текстурные особенности бугровой толщи из изученных бугров. Детальный текстурный анализ бугровых отложений показал, что наибольшее распространение имеет косая слоистость, где, как правило, слои имеют разнонаправленное падение и часто срезают друг друга. Максимальный угол наклона косых слойков составляет 30–35°, за редким исключением 45°. Реже встречается параллельная слоистость (с углами наклона 1–4°), иногда осложненная знаками ветровой ряби. Важной особенностью бугровых толщ является то, что каждая вышележащая пачка срезает нижележащую таким образом, что слойки новой пачки параллельны слоевому шву в её подошве, что характерно лишь для внутреннего строения эоловых дюн. Также отличительной чертой стоит отметить часто изменяющиеся углы падения слоевых швов и самих слойков внутри пачек, что также характерно лишь для эоловых условий седиментации (Рисунок 4.2.7). Характерное строение пачек для ЛФ1 и ЛФ2 и углы наклона косых серий и слоевых швов представлены на Рисунке 4.2.9. Помимо этого, косые серии часто собираются в клинья, обращенные то вверх, то вниз, в результате чего получается клиновидная перекрестная слоистость.

Подобное текстурное строение отмечено и для бугров, располагающихся севернее в районе разрезов Енотаевка и Ленино (Свиточ, Ключевиткина, 2006). Для бугровой толщи, в целом, характерна высокая плотность осадка за счёт содержания солей и карбонатного цемента, наличие эрозионных контактов между толщами и выраженная полосчатость, обусловленная чередованием слоёв из глинистых окатышей и алеврито-песчаных слоёв. Стоит отметить, что для бугров на северо-востоке Каспия (нижнее течение р. Урал) наиболее характерны слабовыраженные параллельные и косые текстуры с небольшим наклоном слоёв. Обычно текстуры проявлены очень слабо, а материал более однородный, без выраженных тонких чередований слоёв различного мехсостава (Лобачева и др., 2021).

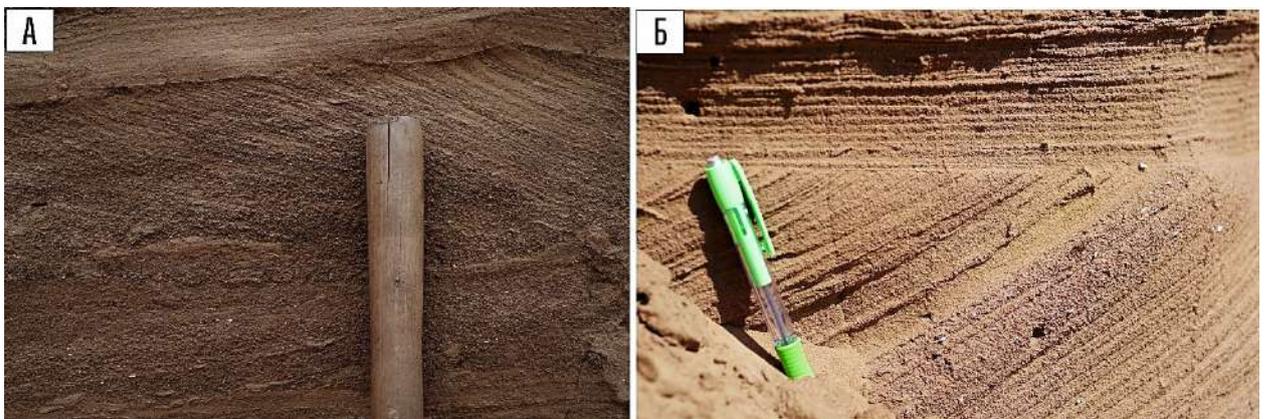


Рисунок 4.2.7. А — Пример косой перекрестной текстуры (ЛФ2, бугор Кирпичный завод); Б — Косая текстура, видны тонкие обломки раковин, вышележащая пачка срезает нижнюю (ЛФ1, бугор Яксатово, фото автора)

К тому же, еще одной отличительной деталью текстурных особенностей бугровой толщи служит наличие обратной градационной слоистости (Рисунок 4.2.8). Она является индикатором эоловой среды седиментации, в водной среде её формирование неизвестно. Она формируется тогда, когда в пределах одного слоя снизу вверх тонкозернистый материал постепенно переходит в грубозернистый. Угол падения частиц различается на поверхности ламинации на наветренном и подветренном склонах, в силу чего удар частиц под большим углом на наветренном склоне способствует движению более крупных частиц в направлении гребня ряби. А на подветренном склоне образуется теневая зона, куда скапливаются более тонкие частицы. Далее по мере миграции ряби по направлению ветра данный механизм сортировки приводит к образованию слоёв с обратной градацией размера частиц (Sedimentary structures, 2006). Наличие тончайших пластин раковин и детрита также не редкость для эоловых отложений в силу своей высокой парусности и легкости.

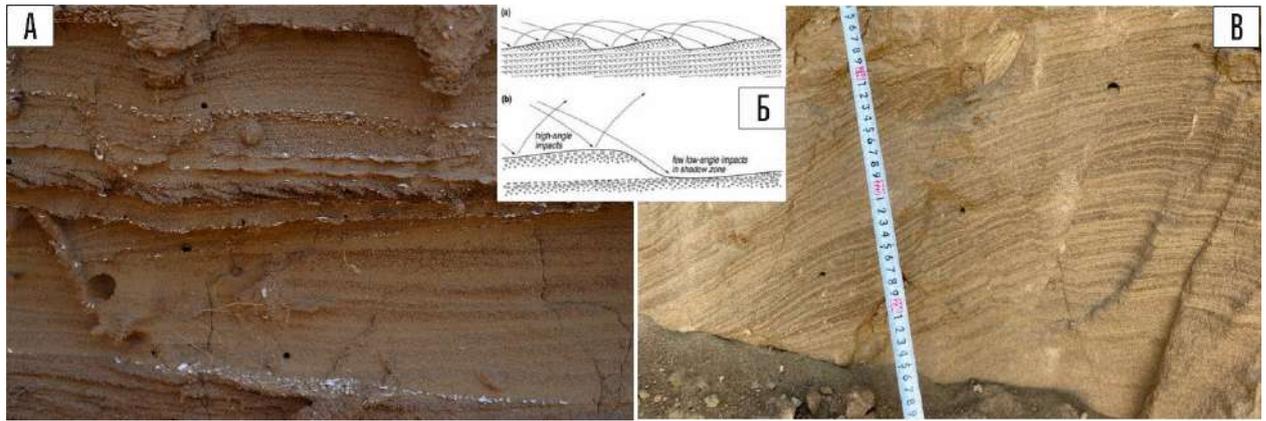


Рисунок 4.2.8. А — Пример обратной градационной слоистости из ЛФ1 бугра Нартово; Б — Механизм образования эоловой обратной градационной слоистости (Sedimentary structures, 2006); В — пример обратной градационной слоистости в бугровой толще бугра Киракле-Тобе (фото автора)

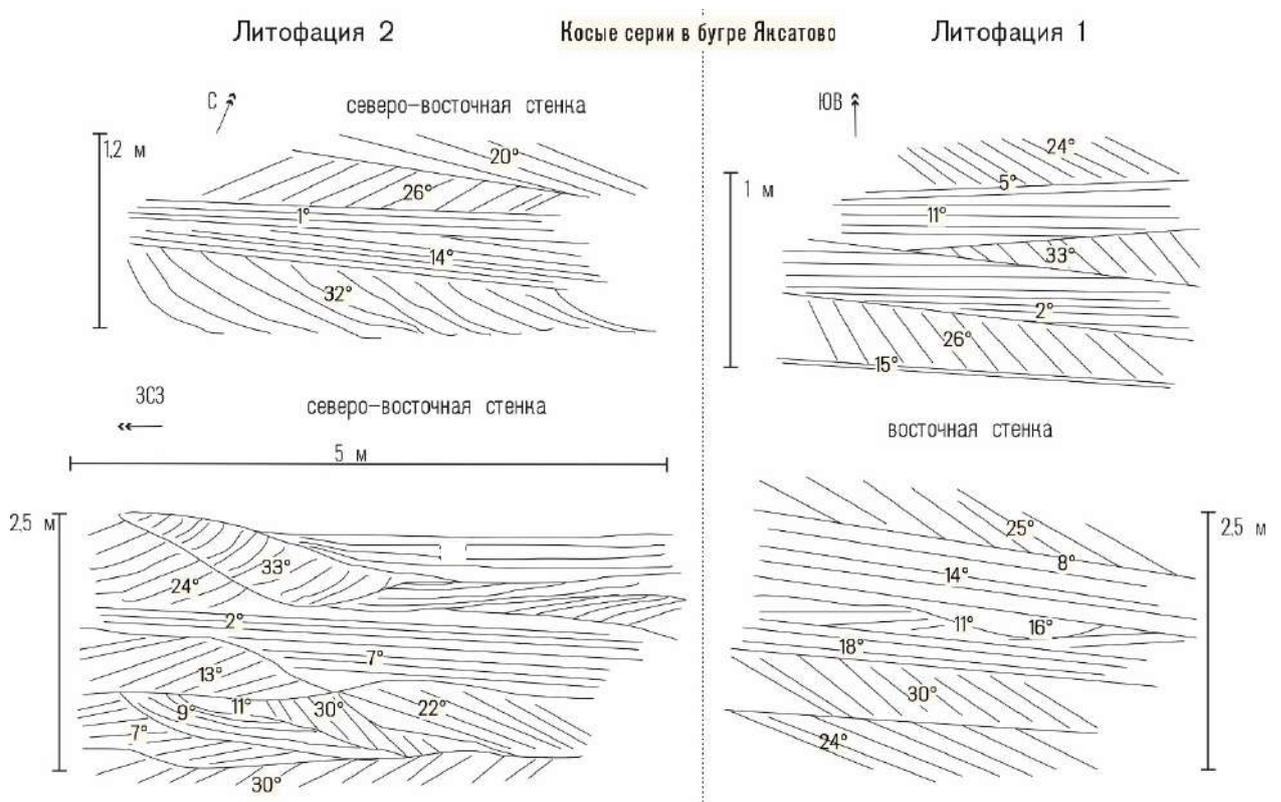


Рисунок 4.2.9. Пример косых серий и их углов наклона в бугровой толще Яксатово

В целом, эоловые текстуры характеризуются косыми крутопадающими сериями ( $30\text{--}40^\circ$  — угол естественного откоса в субаэральных условиях) и крупномасштабностью (мощность отдельных серий изменяется от 10 см до 1–2 м). Поверхности напластования могут быть как горизонтальными, так и крутопадающими под  $30^\circ$ . На участках, где большая часть материала переносится во взвешенном состоянии, слойки могут постепенно выполаживаться по ветру. Форма пачек обычно таблитчатая или клинообразная (Макее, 1966). Однако в эоловых осадках может встречаться и горизонтальная параллельная слоистость. Она обычно формируется на склоне,

обращенном к ветру, или вблизи вершины, или в межрядовой котловине. Порой в эоловых отложениях можно отметить клиновидные косые серии, образование которых связано с изменчивостью направления ветра, что не редкость для бугровой толщи. Также эоловым отложениям присуща многократно меняющаяся разнонаправленность слоев, что отличает их от речных обстановок осадконакопления, и что также отмечалось в строении бугровой толщи.

Ветер — весьма эффективный агент транспортировки частиц, их аккумуляции или же дефляции. Материал переносится тремя способами: волочением, сальтацией и во взвешенном состоянии в зависимости от размера частиц. В эоловых осадках отмечается достаточно четкая сепарация в зависимости от способа переноса. Считается, что на уровне размерности 0,05 мм отмечается естественный скачок в скорости осаждения частиц, т.е. частицы меньшего размера будут переноситься на более дальние расстояния и дольше находиться во взвешенном состоянии. Зерна крупнее 2 мм передвигаются путем сальтации, и при ударе за счёт высокой кинетической энергии они способны перемещать более крупные частицы (Vagnold, 1954). Эоловым отложениям нередко присуща бимодальность механического состава с тонкими и грубыми фракциями песка, включая гравий. Происходит это за счёт соударения частиц более тонкой размерности, в результате чего возникает кинетическая энергия, за счёт которой тонкие частицы подталкивают более крупные, нередко превышающие их в 6 раз. Последние испытывают прерывистое перекатывание или сползание (Лидер, 1986).

В пустынях и полупустынях отчетливо доминирует механическое выветривание, которое включает в себя процессы чешуйчатого отслаивания и растрескивания пород. Иногда на дне пересохших котловин или русел присутствуют мощные глинистые и иловатые слои. В аридных условиях они довольно быстро разбиваются трещинами усыхания, которые заносятся эоловым песком или алевритом. На Прикаспийской низменности, в частности, широким распространением пользуются шоколадные глины, сформировавшиеся в лагунах и чаще всего подстилающие бэровские бугры. Иногда эти глинистые прослои скручиваются и разбиваются на небольшие куски, сохраняемые в толще песчаных слоёв в виде хлопьеобразных включений — пеллет (Рисунки 4.2.7, 4.2.14). За период долгого воздействия ветром, эти осадки подвергаются дефляции и выносу песчаной фракции с тонкозернистым материалом (Glennie, 1970). Пример такого процесса изображен на Рисунке 4.2.10. Степень закручивания зависит от мощности глинистых прослоек — чем тоньше, тем сильнее закручиваются. Согласно данным Glennie (1970), закручивание пластинок глины происходит в период около двух месяцев после высыхания поверхности и миграции грунтовых вод или же отступления береговой линии.

Достаточно мощные хлопья глины (clay flakes) могут переноситься ветром вместе с песком, который при отложении заполняет трещины между табличками. При водном переносе такие глинистые таблички наверняка были бы разрушены течением. Также стоит отметить, что дюны бывают нередко сложены алеврито-глинистыми агрегатами, которые образовались в результате высыхания озер и недалекого переноса частиц. При последующем увлажнении дюн сохраняются текстурные особенности, несмотря на то что сам материал становится очень плотным и монолитным (Sedimentary structures, 2006). То есть ветровая эрозия и механические процессы растрескивания могут приводить к образованию песчано-глинистых гранул-пеллет, которых в местных условиях может быть вполне достаточно для формирования дюн. Особенно широко они встречаются в сезонно сухом климате, где происходит цикличное чередование периодов увлажнения и иссушения, в которое как раз и происходит растрескивание и последующее перевеивание ветром. Наличие засоленных отложений тем более усиливает образование крупных глинистых пеллет (Bowler, 1973; Pye, Tsoar, 2008).



Рисунок 4.2.10. А — Сохранение скрученных глиняных чешуек под воздействием выдуваемого ветром песка. Вади Амайри, Оман (Glennie, 1970); Б — Глинистая поверхность растрескивания (возле бугра Аккистау), видны закручивающиеся глинистые пластины и следы капель дождя на их поверхности (фото автора); В — Следы высыхания луж (известь / карбонатно-солевая корка?) в ЛФ2 бугра Кирпичный (фото автора)

Такыры и такыровидные почвы, как правило, являются сопутствующими дюнам формами рельефа. Они часто развиты в межгрядовых понижениях, где для этого имеются подходящие мелкодисперсные отложения, сносимые с близлежащих гряд дождевыми водами. Такыры формируются на слоистых, преимущественно суглинистых и особенно глинистых аллювиальных, морских и пролювиальных отложениях, где территория имеет малый уклон или локальные понижения рельефа (чаши, днища лагун, ингрессионных заливов). Для возникновения такыров необходимы аридные, пустынные климатические условия: атмосферные осадки промачивают их на глубину нескольких десятков см, в локальных понижениях начинает скапливаться вода, и затем верхний слой отложений набухает, после чего с наступлением засушливого периода происходит растрескивание поверхности такыров с образованием характерного полигонального рисунка. Подобные

примеры имеются в Заунгузских и Низменных Каракумах, Кызылкумах, где в межрядовых понижениях образуются такыры и такыровидные отложения, а в отложениях самих гряд встречаются прослой глины. Поверхность таких участков лишена высших форм растений, ускоряя тем самым развитие ветропесчаного потока, не оставляющего на такыре песка. На участках с близким залеганием грунтовых вод развивались солончаки. Грунтовые воды разгружались на поверхность и оставляли там кристаллы солей. Солончаки куда более подвержены развеиванию ветром, чем такыры. Их существование вполне вероятно и уместно на берегах отступающего моря (Бабаев и др., 1986). В Западной Туркмении Л.Е. Родин и М.К. Граве фиксировали наличие небольших по высоте холмов (до 2–3 м), сложенных исключительно глинистой крошкой и пылью (Родин, 1954; Граве, 1960).

Отсутствие в осадке органического вещества (за исключением детрита) может свидетельствовать об аридности климатических условий, где не успевал формироваться мощный слой дернины, а древесная растительность отсутствовала.

#### 4.2.2. Фаунистические остатки и следы ихнофоссилий

Бугровые отложения содержат в себе многочисленные ископаемые остатки в виде раковин моллюсков, зубов мелких грызунов, редких остракод. Малакофаунистические комплексы в изученных образцах представлены видами *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *D. parallela*, *D. parallela borealis*, *D. praetrigonoides*, *Dreissena rostriformis* и *Dr. polymorpha*, обитавших преимущественно в солоноватоводных условиях, но также выдерживавших и значительное опреснение (Рисунок 4.2.12). Для тонких песчаных прослоев в ШГ характерны виды *Didacna protracta*, *D. parallela*, *D. parallela borealis*, *D. praetrigonoides* и *Dreissena rostriformis*, обитавшие в солоноватоводных условиях. Крупное скопление и большие размеры раковин отражают благоприятные экологические условия существовавшего бассейна с концентрацией солей в пределах 8–13‰ и стабильной гидродинамической обстановкой (Янина, 2012). В то же время значительное количество раковин *Dreissena rostriformis* имеется в песчаных прослоях, которые предположительно отражают условия периодического поступления пресных вод и снижения солености в пределах 3–8‰ (Янина, 2012). Максимальные размеры найденных раковин достигали 3–4 см (Лобачева и др., 2021).

На контакте между ШГ и НБТ присутствие богатых детритовых слоёв и редких мелких раковин *Didacna protracta*, *Dreissena polymorpha* может свидетельствовать о уменьшении поступления переносимого материала и недонасыщении агента переноса по отношению к своей несущей способности и формирования дефляционного плаща-отмостки (deflation event => deflationary superelevation) (Sedimentary environments, 2005;

Sedimentary structures, 2006). Часто дефляционные отмытки состоят не только из детрита и крупных осколков раковин, но и из кристаллов гипса, костей животных, карбонатных конкреций за счёт механизма выдувания более мелких частиц (Рисунок 4.2.11). П.А. Православлев (1926) отмечает, что лучше сохранившиеся раковины чаще встречаются в самой подошве толщ. Также им были обнаружены раковины на самой вершине бугров и по склонам, а у подножия гряд выветрелые раковины.

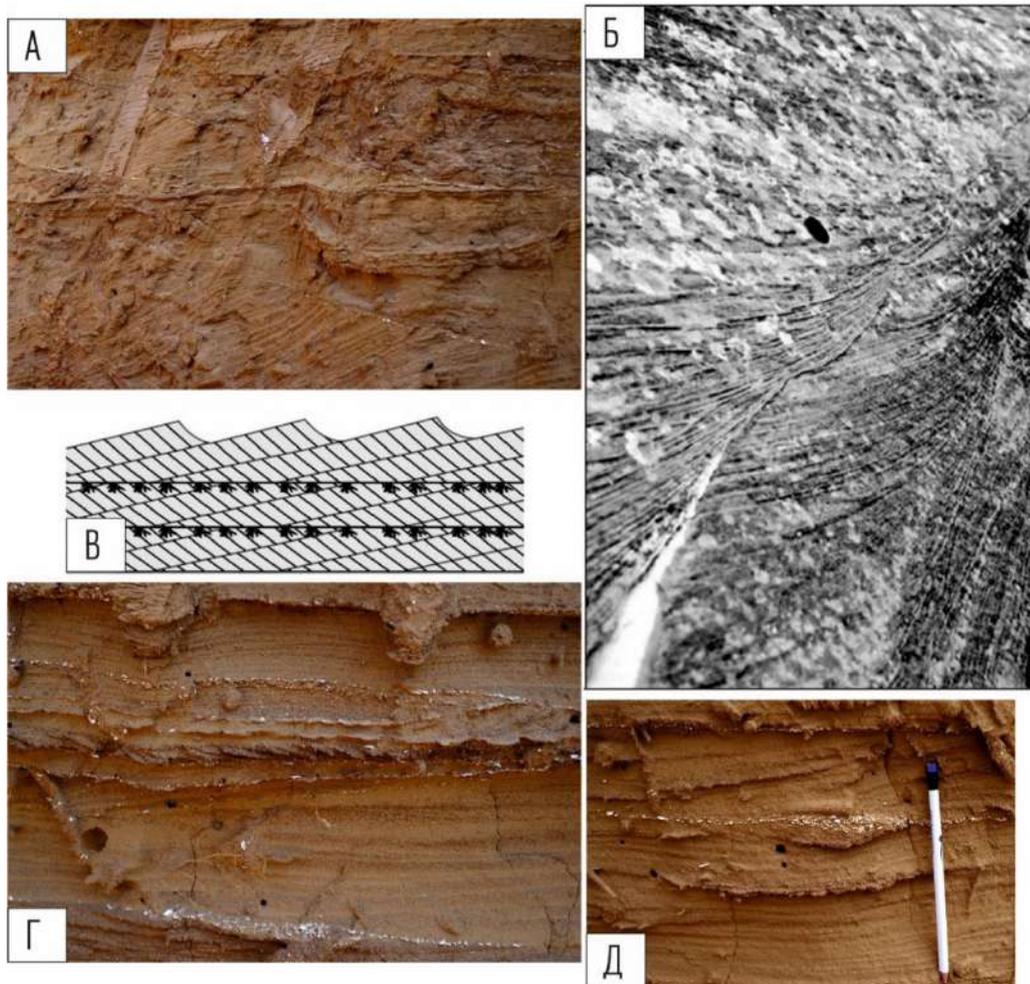


Рисунок 4.2.11. А — Дефляционная отмытка («плато»), разделяющий косые серии в бугровой тоще бугра Нартово (фото автора); Б — Широко распространенные поверхности дефляции, эрозионная эоловая поверхность размыва-развеивания с косыми стратифицированными эоловыми дюнными сериями (Sedimentary structures, 2006); В — Механизм миграции дюн по дефляционной поверхности, серии накопления отложений, чередующиеся с этапами размыва или дефляции и накопления отмытки, корней и др., затем создается следующая дюнная серия накопления осадка (Sedimentary structures, 2006); Г — Крупным планом дефляционные отмытки, состоящие из детрита и мелких кристаллов гипса (фото автора, бугор Нартово); Д — Линзы детрита и кристаллов новообразований гипса (фото автора, бугор Нартово)

В песчаных слоях НБТ и реже ВБТ преобладают прослои с переотложенным раковинным материалом, чаще всего детритом, в котором определены виды *Didacna subcatillus*, *D. praetrigonoides*, *Dreissena rostriformis* и *Hypanis plicatus*. Важно отметить,

что бóльшая часть малакофаунистических остатков является переотложенной, так как редки находки целых раковин, а также некоторые крупные створки были найдены в крутопадающих слойках, что не характерно для экологии солоноватоводных видов. Детритовая отмостка чаще всего залегает в виде тонких плащей (до 5 мм мощностью с редкими линзами), разделяющих косые серии. Помимо солоноватоводных видов, в буграх встречаются и пресноводные виды двустворок и гастропод *Viviparus sp.*, *Unio pictorum*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium rivicola* и *Neritina liturata* (Православлев, 1926). Таким образом, детрит маркирует дефляционные отмостки, что служит важным фактом в понимании общей картины возникновения и эволюции бугров как форм рельефа.

а)



б)

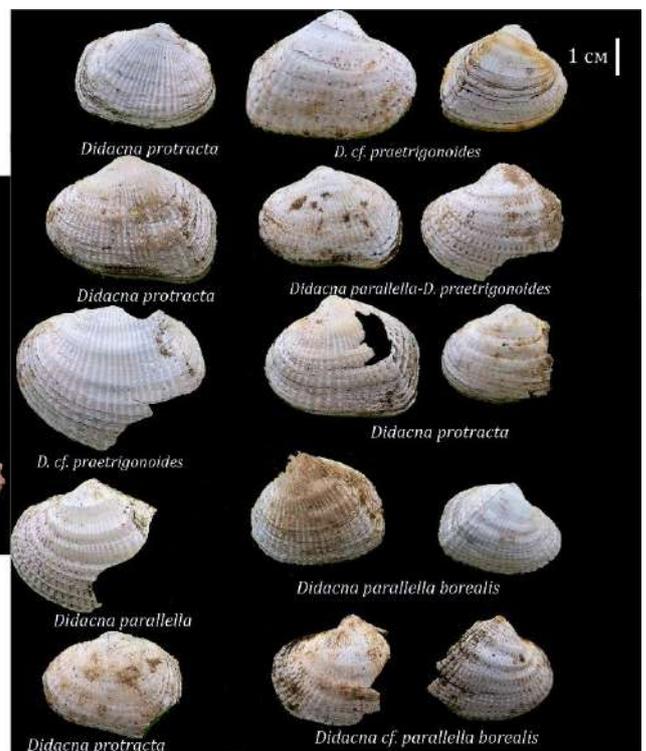


Рисунок 4.2.12. Образцы раковин: а) с эрозионного контакта между ЛФ2 и ЛФ1 (бугор Мирный-Долгий); б) с контакта между шоколадными глинами и ЛФ2 (бугор Яксатово) (Lobacheva et al., 2023)

Согласно собственным и литературным данным, в бугровой толще были обнаружены не только пресноводные и солоноватоводные моллюски (как правило, детрит и крупные обломки раковин), но и остракоды, фораминиферы, которым в литературе уделяется значительно меньше внимания (Таблица 4.2.1). Это заслуживает того, чтобы в дальнейшем исследовать материал бугровых толщ на предмет остатков микрофоссилий с целью более детальной реконструкции условий накопления толщ.

Таблица 4.2.1. Ископаемые остатки, встреченные в бугровой толще (по литературным данным: Православлев, 1926; Шишлинская, 1951; Седайкин, 1977)

Толща	Ископаемые остатки, микрофоссилии
Верхняя бугровая толща	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ <i>Didacna praetrigonoides</i>, <i>Dreissensia distincta</i>, <i>Monodacna caspia</i>. (определения Г.И. Попова); пресноводные моллюски и гастроподы в бугре Забурунье <i>Dreissensia polymorpha</i>, <i>Viviparus sp.</i>, <i>Unio pictorum</i>, <i>Valvata piscinalis</i>, <i>Sphaerium rivicola</i>, <i>Neritina liturata</i>; <i>Cardium catillus</i> (<i>Didacna protracta</i>), <i>Adacna</i> (<i>Hypanis</i>) <i>plicata</i></li> <li>▪ Более популярны пресноводные <u>остракоды</u>: <i>Limnocythere</i>, <i>Candona sp.</i>, <i>Ilyocypris cf. I. bradyi</i></li> </ul>
Нижняя бугровая толща	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Обломки и целые раковины <u>моллюсков</u> <i>Monodacna edentula</i>, <i>Didacna sp.</i>; <i>Didacna delenda</i>, <i>Dreissensia polymorpha</i>, <i>Dr. rostriformis distincta</i> (определения З.Н. Федкович); <i>Cardium</i> (<i>Didacna</i>) <i>sp.</i>, <i>Adacna</i> (<i>Hypanis</i>) <i>plicata</i></li> <li>▪ Многочисленные солоноватоводные остракоды, редко пресноводные: <i>Cyprideis torosa</i> и <i>Paracyprideis enucleate</i> (определения Г.И. Кармишиной); род <i>Leptocythere</i></li> </ul>
В целом, в бугровой толще	Редкие <u>фораминиферы</u> ( <i>Elphidium brooklynense</i> , <i>E. sp.</i> , <i>Rotalia beccarii</i> )

В ходе полевых исследований в бугровой толще были обнаружены следы предположительно ходов и нор беспозвоночных (Рисунок 4.2.13). Ходы разнонаправленные, как строго вертикальные, так и наклонные, горизонтальных почти не отмечалось, структура их плотная и кольцевидная. Слагающий их материал весьма плотный с содержанием редкого детрита раковин. Определение данных ихнофоссилий производится впервые в ходе изучения бугровой толщи, что потребует дополнительных исследований на будущее совместно со специалистами-палеонтологами. Предварительные результаты позволяют отнести наблюдаемые следы к группе ихнофоссилий, отвечающим отпечаткам перемещения, ходам и норам, другими словами, следам биотурбации (bioturbation trace fossils). Точнее ихнород — *Naktodemasis boweni* (Smith et al., 2007), относящихся к типу *Adhesive Meniscate Burrows* (туннели с обратным заполнением, т.н. структура *meniscate* в виде вложенных в друг друга полумесяцев) и *Planolites* (простые туннели). Ходы извилисты или прямолинейны, состоящие из плотно прилегающих друг к другу менисков, которые не имеют гранул, а лишь являются более плотными, чем вмещающая порода. Их цвет и состав не отличается от вмещающего их матрикса. Эти туннели обычно строят жуки-бурозубки (*Hemiptera: Cydnidae*), нимфы цикад (*Hemiptera: Cicadae*), и реже скарабеи (*Coleoptera: Scarabaeidae*) или жуки-карабиды (*Coleoptera: Carabidae*) (Smith et al., 2007). Впрочем, на территории современной Астраханской области живут представители жужелиц (*Carabidae*), пластинчатоусые жуки (*Scarabaeidae*); из отряда прямокрылых и полужестокрылых земляные щитники и жуки-бурозубки, клопы, цикады (*Cydnidae*), активно питающиеся корнями растений. Что

доказывает достоверность полученных выводов методом аналогий с современными видами.

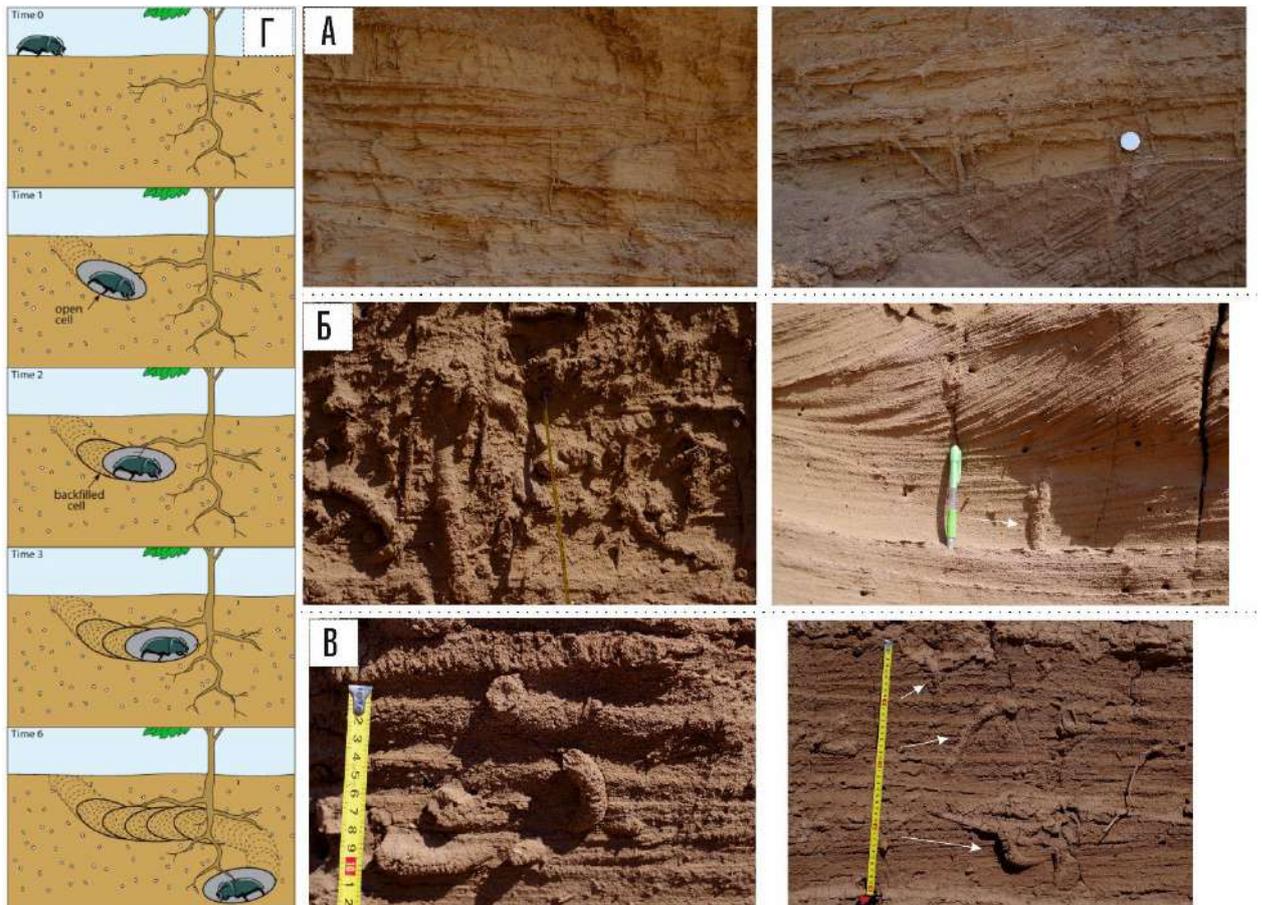


Рисунок 4.2.13. А — Ряд фотографий бугровой толщи Нартово, видны длинные ходы, следы перемещения — ихнофоссилии (более толстые ходы) и длинные тонкие следы корневых систем; Б — Верхняя толща бугра Яксатого, большая плотность ходов; В — Нижняя толща бугра Яксатого, извивающиеся и U-образные ходы *Naktodemasis bowni* (фото автора); Г — Гипотетический механизм образования следов роющих насекомых, строящих последовательность ячеек на пути к питательным корням (по: Smith et al., 2007)

Все отмеченные ихнофоссилии относятся к континентальным и наиболее часто встречающимся в эоловых обстановках седиментогенеза и палеопочвах (Sedimentary structures, 2006; Melchor et al., 2024). Присутствие *N. bowni* указывает на периоды субэарального воздействия, зарождения почв и появления растений с мощной корневой системой. Следы указанных ихнофоссилий неотъемлемы от следов корневых систем и соседствуют с ними, учитывая, что насекомые, создавшие эти норы питались преимущественно корнями растений. При этом в верхней части бугровых отложений не редки следы корней (root bioturbation structures *Sphenoichnia*). Эти корневые системы имеют длину вглубь толщи до нескольких метров. Однако не предоставляется достаточно оснований для отнесения их к ризолитам (*Corrosichnia*), которые оказывают активное геохимическое воздействие на почву. Хотя часто следы корневых систем видны не только

в виде вертикальных ветвящихся трещин в породе, но и в виде более плотных вертикальных трубочек с полостью в центре, состоящих из вмещающей породы (Рисунок 4.2.13. А).

#### 4.2.3. Гранулометрический состав отложений бэровских бугров

Данный раздел посвящен анализу результатов гранулометрического состава бугровой толщи (НБТ, ВБТ и подстилающих их ШГ). Подробные кривые распределения и исходные данные представлены в Приложении 1. В качестве базовых данных для описания бугровой толщи были использованы результаты гранулометрического анализа (для образцов из бугровой толщи с нижнего Поволжья и нижнего течения р. Урал). Исследуемая толща в большинстве случаев представляет собой переслаивание песчаных и тонких суглинисто-супесчаных слойков. По всему разрезу бугровой толщи наряду с доминирующими зернами кварца и полевого шпата встречается большое количество темно-коричневых глинистых окатышей и пластин-пеллет размером 1–5 мм, где некоторые слипшиеся агломераты глинистых пластинок достигают размера до 1,5 см (Рисунок 4.2.14). Местами данные окатыши формируют целые рыхлые прослойки мощностью до 5 см, которые при отборе образцов рассыпались на тонкие пластинки. Данная особенность считается среди многих исследователей визитной карточкой наиболее распространенных бугровых отложений. Агрегаты глины имеют порой угловато-окатанную и окатанную форму, что свидетельствует об активном воздействии различных экзогенных процессов. В отложениях бугровой толщи встречаются включения глиняных угловатых агрегатов в виде тонких пластинок, иногда с аутигенными окатанными зернами гипса (Рисунок 4.2.14). Размер аутигенных зерен варьируется от нескольких мм до 1–2 см. Данная особенность характерна для всех исследуемых бугровых толщ. Наличие таких пластинок глины связано, вероятно, с процессами усыхания и растрескивания глинистых пластов в субаэральных условиях.

В многочисленной литературе, посвященной особенностям литологического состава бэровских бугров, толща описывается широким спектром осадков по механическому составу от тонкозернистого глинистого песка и супесей до лёгких суглинков (Православлев, 1926; Седайкин, 1977; Бадюкова, 2005; Свиточ, Ключиткина, 2006). В Приложении 1 приведено несколько гистограмм, демонстрирующих различные подходы к проведению гранулометрического анализа бугровой толщи и, как следствие, несколько различных между собой результатов (Краснова, 1951; Рачковская, 1951; Брюшков, 1951; Якубов, 1952; Бадюкова, 1999). Во всех проведенных упомянутыми авторами измерениях доминируют либо фракция мелкого (0,1–0,25 мм), либо тонкого

(0,05–0,1 мм) песка (содержание до 80–90%). Распределение содержания по фракциям преимущественно одномодальное с небольшим дополнительным пиком в алевритово-глинистой фракции. Особенность проведения гранулометрического анализа упомянутыми авторами заключается в том, что малое внимание уделяется алевритово-глинистой фракции менее размерности 0,01 мм, не приводится более дробного деления, из-за чего не представляется возможным оценить точное содержание глинистой фракции. Что связано с тем, что «сухим» методом это крайне сложно осуществить. В связи с этим автор предприняла попытку провести гранулометрический анализ методом лазерной дифрактометрии для оценки алевритово-глинистой составляющей и сравнения результатов различных методик.

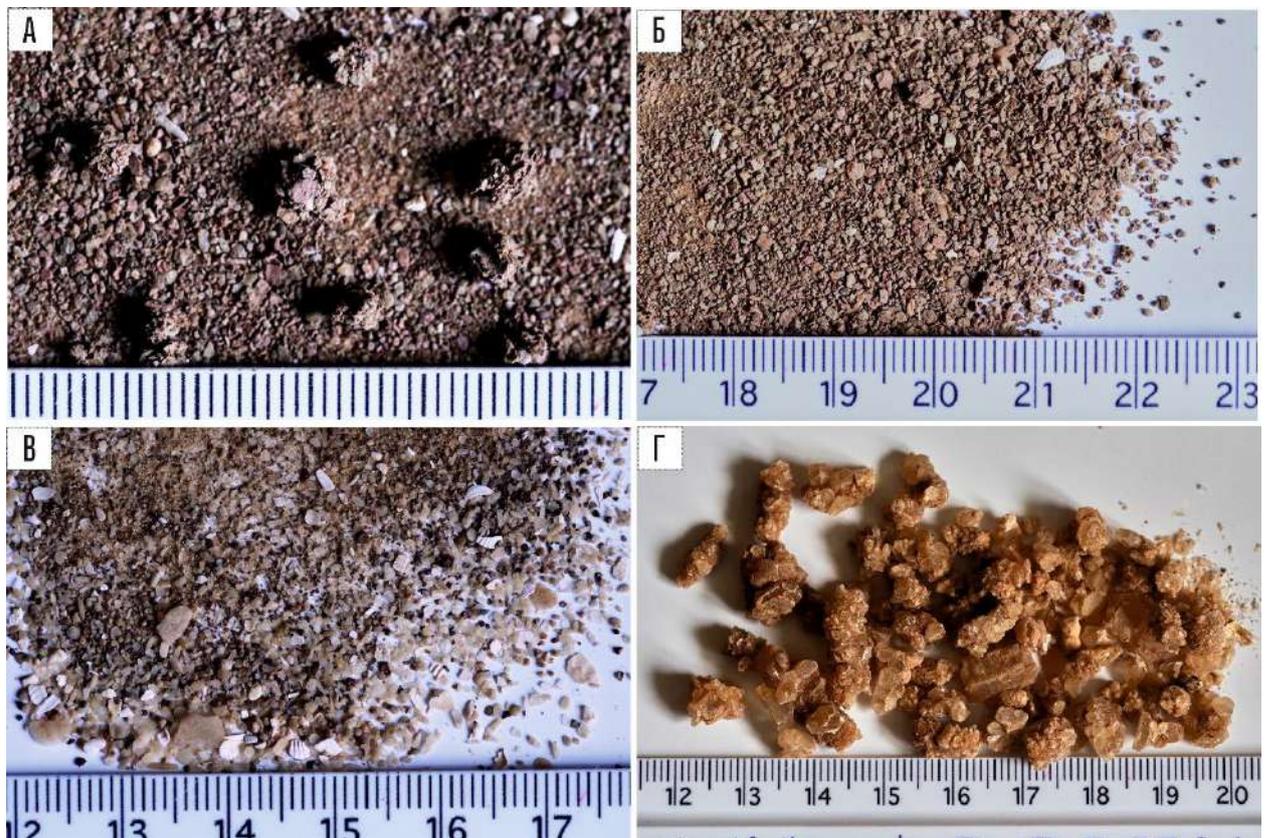


Рисунок 4.2.14. А — Глинистые пеллеты, единичные зерна и скопления, скрепленные карбонатным цементом из ЛФ2 (бугор Кирпичный завод, фото автора); Б, В — Глинистые пеллеты, тонкий раковинный детрит и окатанные гипсовые пластинки (бугор Кирпичный завод, фото автора); Г — Гипсовые кристаллы-чешуи и агломерации с контакта между толщами, с поверхности дефляционных отмоствок (бугор Фунтово–2, фото автора)

Согласно результатам лазерной дифрактометрии в шоколадных глинах отмечается два отчетливых пика в распределении в крупной глине и крупном алеврите, причем больше в глине. Это, вероятнее всего, связано с двумя источниками поступления материала (морским и речным) и спокойной гидродинамической обстановкой. Алевритово-глинистая составляющая могла накапливаться в условиях неглубокого

спокойного морского водоёма. Возрастание доли более крупных фракций могло происходить в условиях колебания уровня раннехвалынского бассейна (Макшаев, 2019). Нижняя толща характеризуется наличием тех же двух пиков в распределении, но отмечается большее содержание тонкозернистого песка, что говорит о более активной гидродинамике среды, либо об усилении воздействия одного из факторов, участвовавших в формировании толщи (скорее всего усиление скорости переноса частиц либо поступление материала из иного источника). Глины в толще присутствуют за счёт размыва или развеивания подстилающих глинистых хвалынских слоёв и затем отложений между буграми. Верхняя толща отличается наличием трёх мод: содержанием крупной глины, крупного алеврита и тонкозернистого песка (Приложение 1).

Анализировался гранулометрический состав заведомо и условно верхней, и нижней толщ из разных бугров и их скоплений. Вероятно, при большем наборе образцов из каждой группы скопления бугров результат даст более детальную картину распределения фракций. Для бугров к востоку от дельты Волги характерно наличие чаще всего единой нерасчленённой бугровой толщи. Распределение характеризуется наличием двух мод — в мелкозернистом алеврите (иногда до 30%) и крупнозернистом алеврите (до 80%). Мелкозернистый песок также представлен в распределении (до 35%). Отложения более восточных бэровских бугров, находящихся в нижнем течении р. Урал (по его обоим берегам), характеризуются более одномодальным распределением частиц и более высокой сортировкой вещества, что несколько отличает их материал от нижеволжских. Не стоит забывать о наличии тонких прослоев детрита вместе с глинистыми окатышами, которые также являются частью фактического гранулометрического состава (при проведении анализа органика удалялась, а глинистые окатыши диспергировались). То есть механический состав отложений разных бугров различается как в пространственном отношении на территории Северного Прикаспия, так и в пределах одного бугра. Автор полагает, что в будущем было бы весьма полезно провести более детальный гранулометрический анализ отдельных бугровых скоплений с выявлением источников сноса вещества и пространственной неоднородности.

Таким образом, гранулометрический состав отложений бугров по результатам лазерной дифрактометрии в среднем представлен размерностями фракций: тонкопелитовой <1 мкм (13%), крупнопелитовой 1–5 мкм (42,4%), мелкоалевритовой 5–10 мкм (13,7%), крупноалевритовой 10–50 мкм (21,7%), тонкопесчаной 50–250 мкм (8,7%) и средне-крупно-песчаной 250–1000 мкм (0,3%). Трёхкомпонентная диаграмма гранулометрического состава демонстрирует неоднородный состав отложений в ВБТ, содержание частиц алевритовой размерности варьируется от 38 до 87% (среднее значение

— 70%), песчаной — от 1 до 50% (17%) и пелитовой — от 6 до 16% (11%) (Рисунок 4.2.18 и Приложение 1), что соответствует преобладанию алеврито-песчаных фракций. НБТ и ШГ состоят преимущественно из алевритово-глинистых фракций (80–90%), песчаная составляющая в среднем 7,3%, достигая в отдельных образцах 23–30% (Лобачева и др., 2021). Распределения, как правило, бимодальные.

В ходе написания работы автором был проведен гранулометрический анализ материала из нескольких толщ, слагающих бэровские бугры «сухим» методом ситования. Во всех образцах имеются две крупные фракции: песчаная (разной размерности) и алевритистая, где доминирует фракция мелкозернистого песка 48–73% (0,25–0,1 мм). В образцах из бугров Яксатово, Нортово и Сероглазовка фракция мелкозернистого песка является наиболее крупной из имеющихся. В большинстве проанализированных образцов присутствует весь спектр размерностей от грубозернистого песка до алеврита и глины. Фракция тонкозернистого песка является второй по величине во всех образцах (содержание до 40 %). Количество глинистой и алевритистой составляющей может достигать 15%. Важной закономерностью является изменение грансостава бугровых осадков вниз по разрезу, а именно, увеличение содержания тонкой алевритово-глинистой фракции. Во время проведения анализа неизбежно допускались ошибки и погрешности, так как в массе осадка присутствовали окатыши и скрепленные агрегаты-пелетты глины, которые нередко разваливались на более мелкие частицы в процессе ситования (Дельта Волги..., 2019). Однако большая их часть все же попала в песчаные фракции. Кумулятивные кривые нескольких образцов имеют схожий плавный, не ступенчатый характер. Медиана размерности большинства образцов составляет 0,15–0,2 (распределение одномодальное).

Таким образом, данные, полученные «сухим» методом, подтверждаются уже ранее опубликованными работами (Шанцер, 1951). Где также говорится о бугровой толще, сложенной одновременно кварцевыми песчинками и коричневым окатанным глиняным детритусом, который по размерности соответствует фракциям мелко-, средне- и крупнозернистого песка. Однако прослой эти имеют разное соотношение кварцевых и глинистых частиц, часто залегающая лишь в виде глинистых окатышей и детритуса. Г. А. Иванова (1952) также характеризует бугровые отложения как отсортированный плотный мелкозернистый песок с преобладанием фракции 0,25–0,1 мм с малой примесью алеврита и глины (1952). Также она отмечает приуроченность песчаных фракций к осевой части бугров, что является типичной чертой эоловых форм, образующихся путем навевания песка из межрядовых понижений на возвышенные части гребней (Иванова, 1952).

Для оценки степени сортированности пород, слагающих бугровую толщу, использовался коэффициент сортировки по Траску (Trask, 1932) на примере результатов гранулометрического анализа, полученных «сухим» методом ситования. Учитывая, что наиболее хорошо сортированные породы имеют коэффициент сортировки равный единице, нами получены весьма неплохие результаты: для нижнебугровой толщи они варьируются от 3 до 6, что говорит о средне- и плохосортированных породах; для верхнебугровой его значения составляют от 1,8 до 3,6, что является преимущественно хорошо и среднесортированными песками. Коэффициент вариации во всех образцах варьируется от 1,05 до 1,8. Коэффициент асимметрии варьируется от 0 (нормальное распределение) до 2–3.

В соответствии с полученными данными автор попыталась провести разделение бугровых толщ на несколько литофаций (как ранее делилось и упоминалось — верхнебугровая толстая и нижнебугровая), решая задачу уместности такого деления литофаций по механическому составу пород. Для этого были отобраны и проанализированы образцы из разных толщ (несколько бугров), где заведомо в полевых условиях визуально можно было определить разницу между ними (это относительно легко осуществимо в полевых условиях, т. к. нижняя толща, как правило, имеет более темный цвет и большую плотность и отделяется от верхней четкой границей размыва). Ниже (Рисунок 4.2.15) приведены графики (типа «ящик с усами»), изображающие одномерное распределение вероятностей, где можно сравнить дисперсию и асимметрию данных, определить выбросы и тем самым сравнить толщи между собой. Согласно данным по лазерной дифрактометрии, несмотря на весьма большие выбросы, толщи действительно имеют некоторое отличие между собой. На Рисунке 4.2.15а данные нерасчленённой бугровой толщи, характерной для бугров, расположенных к востоку от Волги. Ей характерно значение среднего арифметического и медианы среднего между значениями для НБТ и ВБТ (на графике представлена в виде горизонтальной полосы в каждом столбике). Наиболее показательным является значение медианы для каждой из сравниваемых фракций, т.к. среднее арифметическое неуместно в использовании для данных, имеющих ненормальное распределение. Подтверждается факт того, что вверх по разрезу падает содержание глинистой и алевроитовой фракций, а количество песков возрастает, и в верхнебугровой уже встречаются мелкозернистые пески, полностью, как и тонкозернистые пески, отсутствующие в шоколадных глинах. Доминирующими фракциями в шоколадных глинах являются крупная глина и алевроит, а в верхнебугровой — тонкозернистый песок и алевроит.

Следовательно, видна унаследованность нижнебугровой толщи от шоколадных глин, и верхнебугровой толщи от нижнебугровой. Большое содержание алевроитово-глинистой фракции и другие ошибки обусловлены за счёт особенностей проведения пробоподготовки к лазерной дифрактометрии (диспергирование глинистых пеллет и агрегатов), а также ошибки отбора и полевой идентификации толщи. Тем не менее, автором получен огромный массив данных этим методом, который ранее не использовался другими исследователями для изучения материала бугровых толщ. Несмотря на специфику проведения метода и большой разброс данных, результатов достаточно для того, чтобы обосновать выделение двух литофаций двух бугровых толщ и ШГ.

По данным «сухого» метода на графике (Рисунок 4.2.15.б) также видна разница механического состава толщ. В верхней толще доминируют фракции мелкого и тонкого песка, содержание грубого песка / гравия выше, чем в нижней толще. В НБТ выше содержание тонкого песка и алевроитово-глинистой фракции. В целом, график менее показательный, чем по данным лазерной дифрактометрии в силу меньшего числа образцов и невозможности получения точного содержания фракций размерностью менее 0,01 мм. Разделение на литофации менее показательно, чем по данным «мокрого» метода, тем не менее, оба метода демонстрируют унаследованность материала бугровой толщи от шоколадных глин в алевроитово-глинистой составляющей. Что свидетельствует о том, что в формировании материала бугров участвовали иные источники материала, вероятно, аллювий крупных рек (т.к. мелкий и крупный песок отсутствует в составе шоколадных глин). Это видно на треугольной диаграмме песок-алеврит-глина (по данным «мокрого» метода), где выделяются отдельные группировки для каждой толщи, что в очередной раз подтверждает, как их унаследованность от шоколадных глин, так и выделение литофаций по механическому составу частиц (Рисунок 4.2.16).

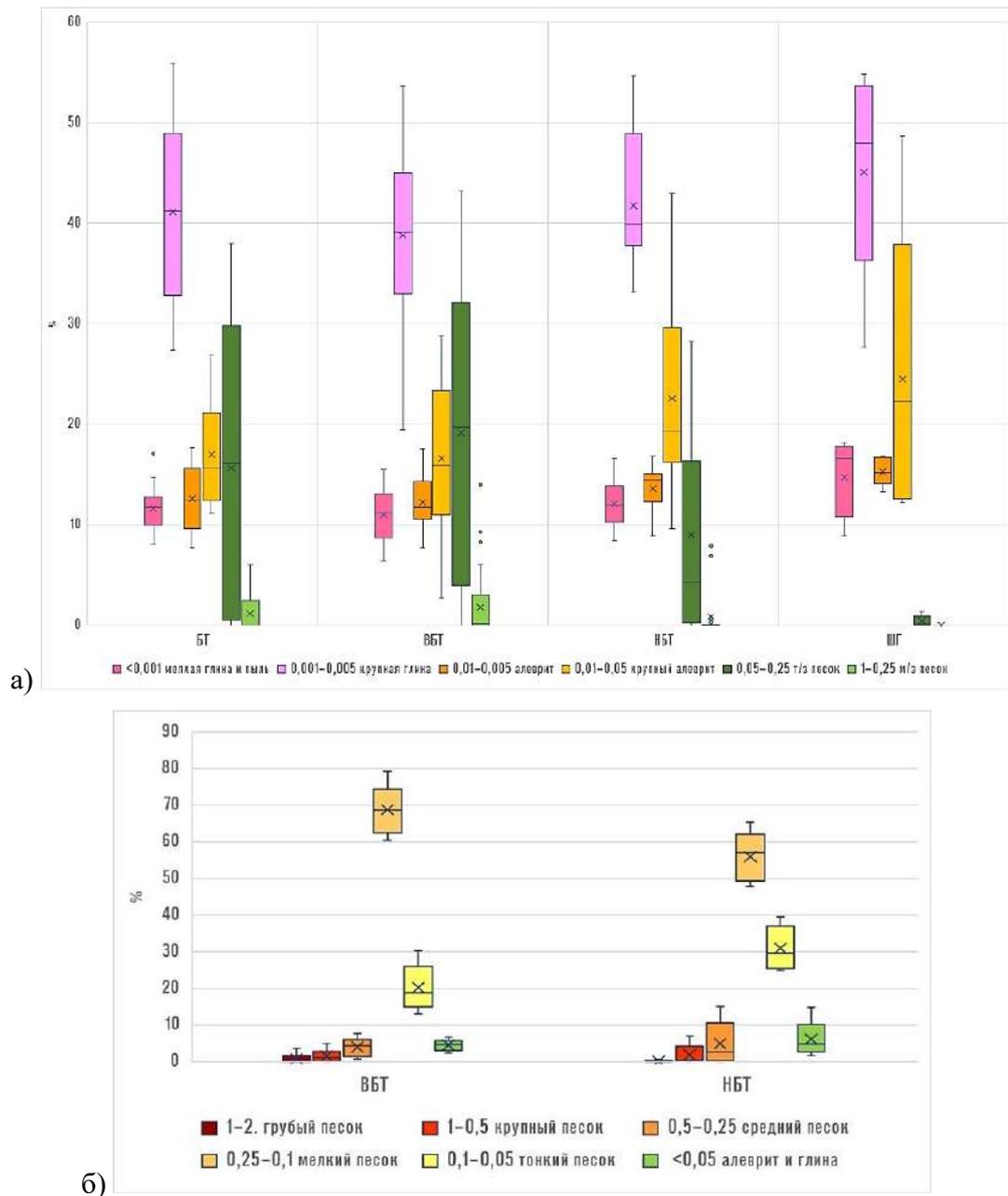


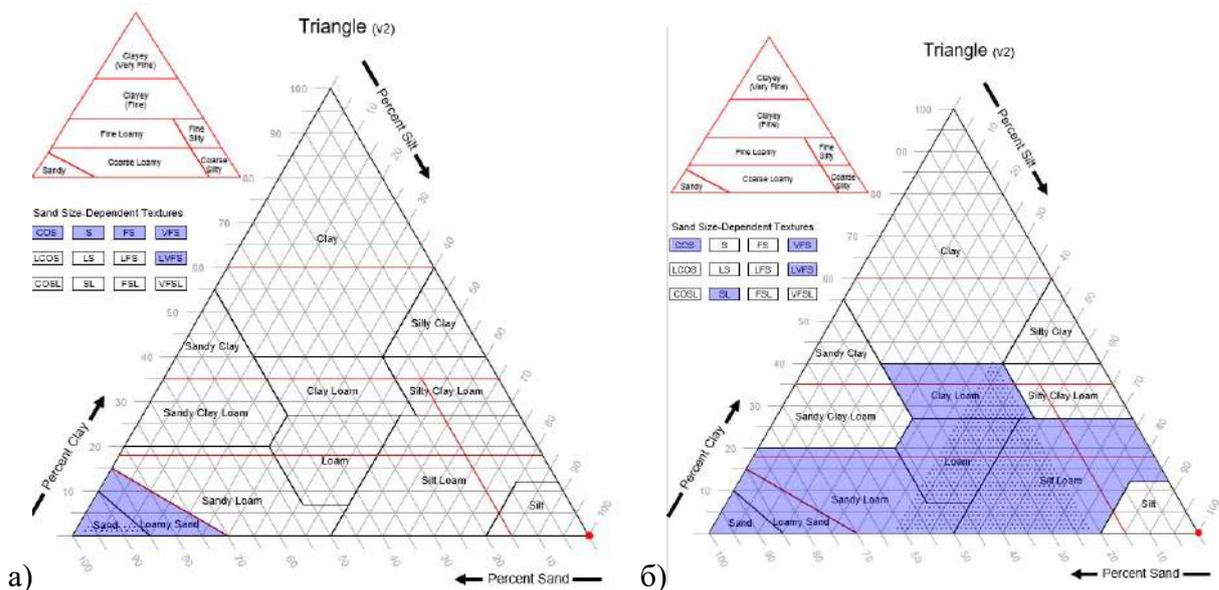
Рисунок 4.2.15. Диаграммы размаха для содержания фракций в ЛФ1, ЛФ2 и ЛФ3: а) по результатам лазерной дифрактометрии; б) по «сухому» методу ситования. Графики представлены в виде диаграммы «ящик с усами» для большей наглядности степени вариативности каждой фракции

Корреляционные матрицы также являются важной информацией о связи между полученными фракциями. Одна таблица сделана по результатам лазерной дифрактометрии, а другая по результатам «сухого» ситования для 72 образцов из нижней и верхней бугровых толщ из нескольких бэровских бугров (Приложение 1. Гранулометрический состав). Из первой таблицы видно, что мелкая глина с крупной имеют высокую степень связи (0,85), то есть там, где есть мелкая глина, скорее всего, будет присутствовать и крупная её фракция. Глинистая фракция имеет положительную связь с алевритовой фракцией и часто присутствует с ней вместе, в отличие от песков,

которые несовместимы с фракцией алеврита и глины, то есть в образце будет доминировать или песчаная или алевритово-глинистая фракции. Из корелограммы по результатам ситования видно, что крупный и средний песок почти всегда присутствуют вместе (положительная связь 0,8), мелкий песок чаще всего заменяет тонкий и наоборот (отрицательная связь  $-0,73$ ).

Исходя из анализа литературы, бугры слагаются широким спектром типов осадков по механическому составу: тонкими, мелко- и среднезернистыми песками, супесями, легкими суглинками (Свиточ, Клювиткина, 2006). Данные гранулометрического анализа показывают преобладание мелкозернистых, скорее лёгких, отложений не крупнее 1–2 см. В нижней и средней части разреза преобладают более глинистые породы: легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней более сортированные глинистые тонко- и мелкозернистые пески. Согласно данным «сухого» метода породы бугровой толщи: пески (sand) и супеси (loamy sand). По данным «мокрого» метода это пылеватые (silty), глинистые (clay) и песчаные (sandy) суглинки (loam) (Рисунок 4.2.16).

В работе было проведено сравнение механического состава бугровой толщи (на примере бугра Дырыл-Дыме, дельта Волги) с осадками другого генезиса (все измерения проводились «мокрым» методом). Больше всего бугровая толща похожа на лессы Кумо-Манычской впадины и Нижнего Поволжья (Райгород): совпадает содержание глинистой фракции, также присутствуют два пика в крупном алеврите и мелком алеврите. В эоловых отложениях (пос. Рассвет, северная часть дельты Волги, современные эоловые пески) имеются два пика в распределении в содержании мелкого алеврита (26–33%) и м/з песков. Крупных и средних песков 13–14%, а содержание глины достигает 10%, в то время как в бугровой толще 10–12%, что свидетельствует также о высоком сходстве мехсостава эоловых осадков с бугровыми.



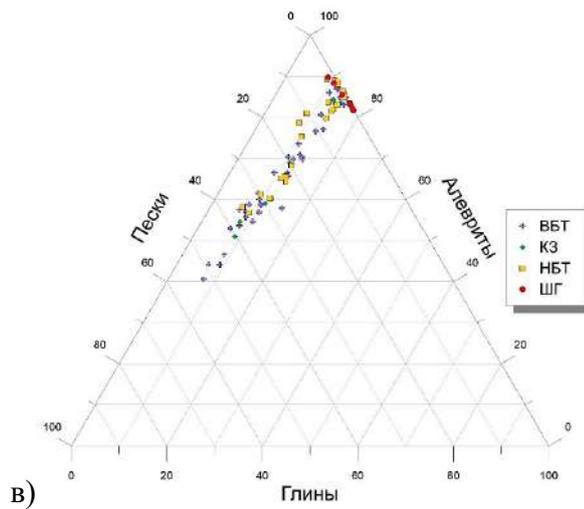


Рисунок 4.2.16. Треугольные диаграммы содержания фракций песок – алеврит – глина: а) для результатов, полученных «сухим» методом; б) для результатов, полученных лазерной дифрактометрией; в) сводная треугольная диаграмма для результатов по лазерной дифрактометрии по содержанию фракций в ВБТ, НБТ и ШГ

Таким образом, согласно данным по лазерной дифрактометрии, несмотря на большие значения выбросов, толщи действительно имеют отличительный между собой мехсостав. Подтверждается факт того, что вверх по разрезу падает содержание глинистой и алевритовой фракций, а количество песков возрастает, в верхнебугровой уже встречаются мелкозернистые пески, полностью, как и тонкозернистые пески, отсутствующие в шоколадных глинах. Доминирующими фракциями в шоколадных глинах являются крупная глина и алеврит, а в верхнебугровой — тонкозернистый песок и алеврит. Данные «сухого» метода демонстрируют преобладание отложений легкого механического состава. В нижней и средней частях разреза преобладают более глинистые породы, легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней более сортированные тонко- и мелкозернистые пески. Несмотря на специфику проведения анализов и большой разброс, данных достаточно для того, чтобы обосновать выделение двух литофаций бугровой толщ и литофации шоколадных глин. Разделение на литофации менее показательно по результатам «сухого» метода, тем не менее, оба массива данных демонстрируют унаследованность материала бугровой толщи от шоколадных глин в алевритово-глинистой составляющей. Что свидетельствует о том, что в формировании материала бугров также участвовали иные источники материала, вероятно, аллювий крупных рек (т.к. мелкий и крупный песок отсутствует в составе шоколадных глин). Верхняя бугровая толща имела более богатый песчаной фракцией источник поступления материала, либо более динамические условия осадконакопления. Вероятно, источник поступления материала обусловлен тем, что шоколадные глины в межбугровых понижениях были эродированы до подстилающих их песков.

В методическом отношении изучения механического состава бугровых толщ, автор настоятельно рекомендует проводить комбинированный гранулометрический анализ, где крупная фракция бы просеивалась на ситах до размерности 0,1 мм, после чего алевритово-глинистая составляющая анализировалась бы на лазерном дифрактометре. Таким образом возможно получение максимально приближенного к реальности результата с сохранением целостности глинистых пеллет и агрегатов (однако стоит учитывать различающуюся точность приборов и получаемых результатов). Объясняется это тем, что за счёт различных методик («сухого» и «мокрого» анализов) автор получила два отличных друг от друга массива данных, сложных в сравнении, где метод лазерной дифрактометрии впервые применялся к изучению бугровых отложений.

#### 4.2.4. Особенности геохимического состава бугровых отложений

Согласно полученным данным по РФА в геохимическом составе отложений бугров преобладает оксид кремния ( $\text{SiO}_2$ ), его концентрация варьируется в пределах 67–82%. Наибольшие значения  $\text{SiO}_2$  характерны для образцов, отобранных из ЛФ1. В то же время концентрация оксидов  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  здесь ниже за счёт меньшего содержания глинистой фракции. В свою очередь, образцы из ЛФ2 и ЛФ3 характеризуются относительно высоким содержанием  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , приуроченных к глинистой фракции (Лобачева и др., 2021). В ЛФ2 и ЛФ3 гораздо выше содержание редкоземельных элементов. Высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  также связано с наличием в глинах минералов гетита и лимонита (Свиточ и др., 2017). Так, по данным микроструктурного анализа шоколадных глин из разреза Средняя Ахтуба (Волгоградская область) было установлено, что  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  концентрируются в виде горизонтальных полосок на плоскостях глинистых чешуек (Макшаев, 2019). Накопление шоколадных глин происходило в относительно спокойных условиях (эстуариях, лиманах и лагунах) в водах, насыщенных кислородом, способствовавших окислению железа на глинистых минералах (Свиточ и др., 2017, Макшаев, 2019). В целом, широкий спектр оксидов и схожий состав отложений бугров и ШГ свидетельствуют о том, что осадки бугровой толщи были унаследованы от хвалыньских отложений ШГ (Лобачева и др., 2021). Исходные данные геохимических измерений приведены в Приложении 3.

В качестве визуализации результатов атомно-эмиссионного исследования образцов для бугров Яксатова и Троицкого (Таблица 1 в Приложении 3) была построена тепловая карта с кластеризацией методом полной связи. Цветом показывается некая стандартная оценка, демонстрирующая отклонение величины от среднего значения в массиве данных. Знак оценки показывает, в какую сторону распределения попадает значение по тому или

иному элементу: плюс — в правой части, минус — в левой части распределения. Значение числа — величина удаления от среднего значения по выборке. На рисунках видно четкие ассоциации содержаний химических элементов по толщам и по буграм. На рисунке 4.2.17а четко выделяется верхняя толща бугра Яксатово (темно-синий цвет), светлая ассоциация посередине — условно верхняя толща бугра Троицкого, розовая область отвечает образцам из условно нижней толщи и шоколадных глин. Различия между последними двумя почти минимальны. Образцы L13–8 и L16–8 скорее похожи на нижнюю толщу. Верхняя толща отличается значениями выше среднего по выборке для Sg и Mo. На Рисунке 4.2.17б видна зависимость между толщами. Шоколадные глины гораздо более обеднены SiO<sub>2</sub> и Ca, но обогащены Zn, Ni, Cu, Co, Cr, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> характерными для глинистой фракции.

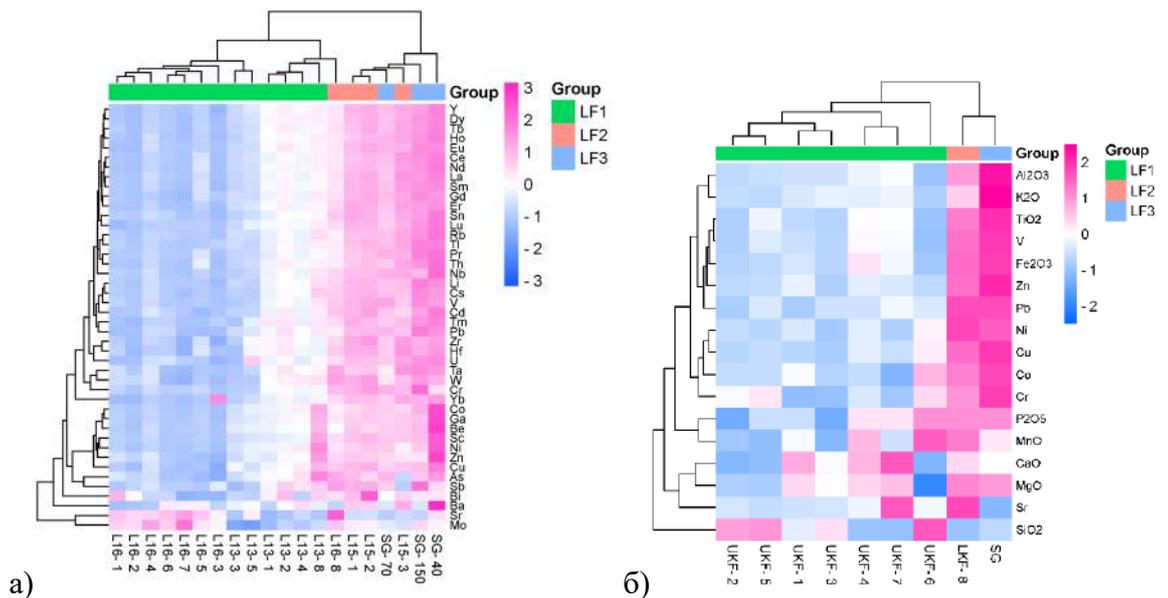


Рисунок 4.2.17. Тепловая карта по результатам геохимических анализов: а) АЭС для бугров Яксатово (L16; SG = ШГ или ЛФ3) и Троицкого (L13, 15); б) для бугра Яксатово по спектрометрии (UKF=LΦ1, LKF = ЛФ2; SG = ШГ или ЛФ3)

По данным М.В. Шалдыбина и др. (2015), геохимический состав бурой полупустынной почвы на вершине бугра из западной преддельтовой части р. Волги (район западных подстепных ильменей, Астраханская область, Икрянинский район) представлен значительным содержанием SiO<sub>2</sub>, достигающим 85%, и низким Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,2–2,5%). Морфология зерен говорит об их окатанности в условиях эоловой обстановки, а гранулометрический состав представлен преобладанием фракции >50 мкм (78%) (крупнее песков).

Г.А. Ивановой в 1952 году было проведено детальное минералогическое исследование, направленное на сравнение аллювиальных, барханных, бугровых и хвалынских морских отложений. Она отмечает в бугровых отложениях повышенное

содержание разрушенных зерен полевых шпатов, выветрелого глауконита и лимонита, что свидетельствует о ходе почвообразующих процессов параллельно с накоплением толщи. В крупной фракции преобладают угловато-округлые зерна с шероховатой и хорошо коррадированной поверхностью, налетом лимонита, часть зерен кварца расколота, что также является признаком эоловых песков. Она заключает, что по минералогическому составу хвалынские отложения и отложения, слагающие бэровские бугры, генетически связаны с Уральской областью седиментации (характерно высокое содержание роговой обманки). Однако переотложение аллювия Волги играет малую роль в формировании толщи бэровских бугров в отличие от хвалынских песков, глин и аллювия древнего Урала (Иванова, 1952). Уральская и Волжская провинции были выделены Т.Ф. Якубовым, который также отмечал схожесть минералогического состава бугров с отложениями Уральской провинции (1940).

Для 2 образцов из бугровой толщи было проведено рентгенофазовое измерение состава. Ниже в Таблице 4.2.2 приведены результаты образцов бугровой толщи: SB из бугра Сарай-Бату (ЛФ2) и Ser2 из бугра Сероглазовка (ЛФ1). Анализ выполнен в лаборатории РФА геологического ф-та МГУ В.Л. Косоруковым. Видно, что в обоих случаях доминируют зерна легкой фракции: кварц (73–76%), калиевые полевые шпаты (7–8%) и плагиоклазы (6–9%). Присутствуют редкие кристаллы осадочных пород кальцита (3–4%) и доломита (1%). Единично встречаются зерна роговой обманки (1%) и карбоната железа — сидерита (1%). Остальной составляющей компонентой является группа глинистых минералов: гидрослюда, смешанный слюда — смектит. Надо отметить, что в сумме этих минералов больше в первом образце из ЛФ2 (9%), чем во втором (1%). Думается, такая существенная разница связана с литологическим влиянием подстилающих шоколадных глин. Также во втором образце в сумме больше полевых шпатов (17%) против 12% в первом. Состав весьма бедный, редки минералы тяжелой фракции, что неудивительно для эоловых отложений. Также отсутствуют пластинки слюды или их число единично (Четвертичная геология..., 2020).

Также автором был проведен анализ по измерению Са во всех отобранных образцах. Анализ выполнен автором в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена. Из Таблицы 4.2.3 видно, что содержание его сильно варьируется от 7 до 48 мг/1000 мг. Что касается вертикальной закономерности, то она не везде одинакова. Так, в буграх Яксатово (с 20 до 39%), Селитренное (с 7 до 32%) и Сероглазовка (с 13 до 39%) его количество увеличивается вниз по разрезу, а в бугре Нартово уменьшается (с 48 до 44%). В то же время была отмечена закономерность: количество кальция, в целом, заметно

уменьшается при продвижении от дельтовой равнины вверх по течению Волги. Столь высокое содержание кальция в осадках может быть связано либо с обилием органического материала в виде детрита, крупных обломков и створок морских и пресноводных моллюсков, либо со сносом вещества с Волжской возвышенности, сложенной известняками (расположена на правом берегу в среднем течении Волги), либо выносом из богатых карбонатами растворов в аридных условиях.

Таблица 4.2.2. Результаты рентгенофазового анализа для образцов из бугровой толщи

Минералы	Процентное содержание, %	Минералы	Процентное содержание, %
Обр. SB, (7 м с поверхности)		Обр. Ser2 (80 см с поверхности)	
Гидрослюда	3	Гидрослюда	1
Смешанослойный слюда-сметит	3	Смешанослойный слюда-сметит	1
Сметит	3	Кварц	76
Кварц	73	К – полевые шпаты	8
К – полевые шпаты	7	Плагиоклаз	9
Плагиоклаз	6	Роговая обманка	1
Кальцит	3	Кальцит	4
Доломит	1	–	–
Сидерит (карбонат железа)	1	–	–

Таблица 4.2.3. Содержание Са в отобранных образцах, мг / гр.

Название образца	Бугор	Содержание Са, %
NR 1(2) ЛФ 1	Нартово	44
NR 1(1) ЛФ 1	Нартово	48
Yak 2 ЛФ 1	Яксатово	39
Yak 1 ЛФ 1	Яксатово	20
Sel 1 ЛФ 1	Селитренное	32
Sel 2 ЛФ 1	Селитренное	30

Таким образом, в большинстве случаев бугровая толща представляет собой микститовые осадки. То есть в них одновременно присутствуют зерна незрелые — шоколадные глины, а также зрелые — кварц (73–76%), калиевые полевые шпаты (8%), плагиоклазы (Таблица 4.2.2). Данный факт указывает либо на разные источники поступления вещества, либо на периодическую смену динамических процессов седиментации. Соотношение химических элементов по результатам РФА — способ идентифицировать толщи и бугры. Оно показало доминирование местных источников поступления материала для бугровых толщ в виде шоколадных глин.

#### 4.2.5. Микроморфологическое строение бугровой толщи

Диссертантом было проведено микроморфологическое исследование нескольких шлифов из бугровой толщи. Ранее такой анализ проводился лишь для бугров Ленино и Красный Яр (Свиточ, Березнер, 2007). Что свидетельствует о крайне малой изученности бугровой толщи под микроскопом. Анализ проводился для 6 образцов (Таблица 3.8) из бугров Орлы, Аккистау, Буркид-Джамбай и бугра Фунтово–2. Диссертант впервые предприняла попытку самостоятельного описания микроморфологического строения бугровой толщи с целью получения более полного представления о строении на микроуровне и взаимоориентировке зерен. Исследованиями шлифов автор хочет продемонстрировать особенности микростроения выделяемых им литотипов бугровой толщи. Стоит отметить, что во время полевых работ у автора не стояло задачи отобрать образцы на микроморфологический анализ. Решение о его проведении было принято намного позже, и затем по инициативе автора были выбраны наиболее удачно сохранившиеся монолиты из бугровой толщи, из которых и были подготовлены шлифы. В связи с чем выборка бугров весьма своеобразна. Однако плюсом является то, что в ней представлены образцы из четырех бугров, находящихся на территории Казахстана, которые ранее не были исследованы. В силу высокой информативности данного анализа автор планирует в будущем более детальное микроморфологическое исследование бугровых отложений. Ниже приведены фото, сделанные автором с помощью микроскопа.

##### Шлиф АКЛ–3–1. Бугор Аккистау.

Образец из Литофации 1 (2 м с поверхности) (Рисунок 4.2.18). Плотные коричневые суглинки опесчаненные горизонтальнослоистые. Текстура тонкослоистая. Отмечается ориентировка глинистых чешуек в едином направлении (что подтверждается единым характером погасания). Отмечается четкое чередование прослоев глинистых агрегатов размерностью до 1–2 мм. Между ними залегают прослои, состоящие из крупной пыли и мелкого песка. Он состоит как из глинистых микроагрегатов, так и силикатного материала, как правило, более окатанного. Помимо этого, отмечаются крупные глинистые агрегаты с крупными пылеватыми включениями. Агрегаты глины не имеют остроугольных краев, но местами их форма угловатая. Вокруг силикатных частиц имеются кутаны. Пылеватые прослои достаточно уплотнены и имеют свою внутреннюю пористость, где сцепление, видимо, происходит за счёт глинистых частиц, упаковка плотная. Встречаются редкие сростки гипса, некоторые крупные обломки достигают размера 1,5 мм. Присутствуют скопления мелких кристаллов солей.

Чередование глинистых и песчаных прослоев свидетельствует, вероятно, о существовании сезонности во время накопления материала. В сухой период в

межрядовых понижениях могли развеваться такыровидные почвы и отложения шоколадных глин, а в более влажный период происходил привнос пылевой составляющей. О недалёком переносе глинистой составляющей свидетельствует слабая окатанность глинистых агрегатов. Скорее всего их разрушение происходило в условиях непродолжительных проточных условий. Зерна песчано-пылевой составляющей вероятно поступали из аллювиальных толщ или отложений временных водоёмов, т.к. для возникновения глинистой пленки на зернах необходима водная среда. Либо в противном случае данная пленка представляет собой рубашку из гидроокислов железа и алюминия, что весьма характерно для выветривания в аридных условиях.

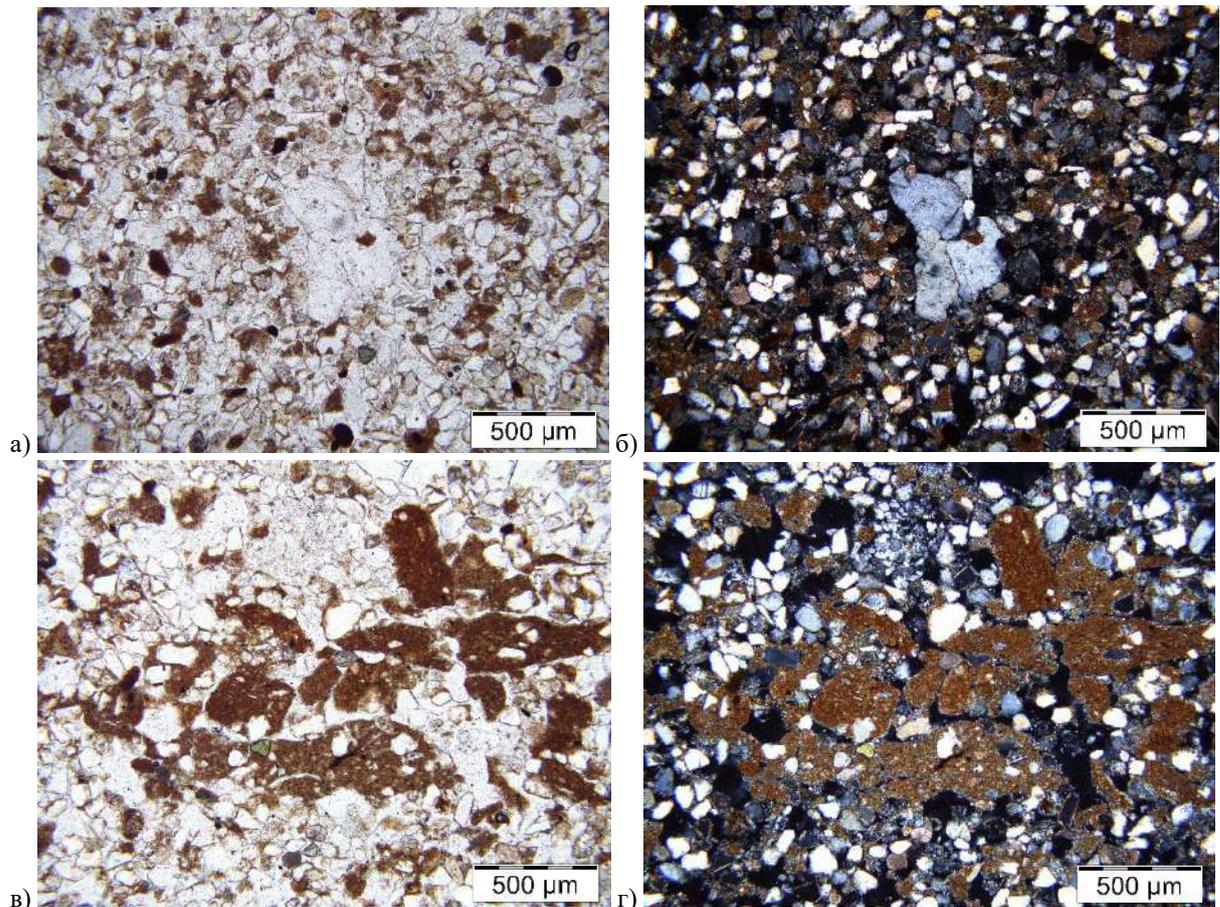


Рисунок 4.2.18. Шлиф АКЛ–3–1. Бугровая толща с 2 м с поверхности, бугор Аккистау. Скопление кристаллов соли, видны прослой глинистых агрегатов неправильной формы. Увеличение  $\times 10$ : а) PPL, б) XPL, в) PPL, г) XPL

### Шлиф Ор–3. Бугор Орлы–3.

Образец нерасчленённой бугровой толщи с 3–4 м с поверхности (Рисунок 4.2.19). Плотные коричневые суглинки (похоже на Литофацию 2). Глинистые агрегаты ориентированы в тонкие слои чередуясь с более тонкими прослоями крупной пыли и песка. Агрегаты имеют разную форму, слегка округлые, острые края отсутствуют, некоторые агрегаты имеют вытянутую пластинчатую и игольчатую форму, длина некоторых достигает 1,5 мм. Некоторые агрегаты представлены сростками с пылевой

составляющей. Образец более глинистый, чем ОР–2. Мелкозернистый песок и крупная пыль забиваются по трещинам между пластинками глинистых агрегатов. Отдельно в образце видны зоны скопления соли (вероятнее всего, тенардит — безводный сульфат натрия) и друзы гипса. Друзы солей залегают вместе с карбонатами.

Судя по форме агрегатов и кристаллов, они не испытывали дальнего переноса. Пластинки агрегатов часто побиты трещинами, что свидетельствует, вероятно, или об активном механическом выветривании или наличии криогенных процессов растрескивания в холодных условиях. Кристаллы гипса, вероятно, быстро заполняли полости между глинистыми агрегатами.

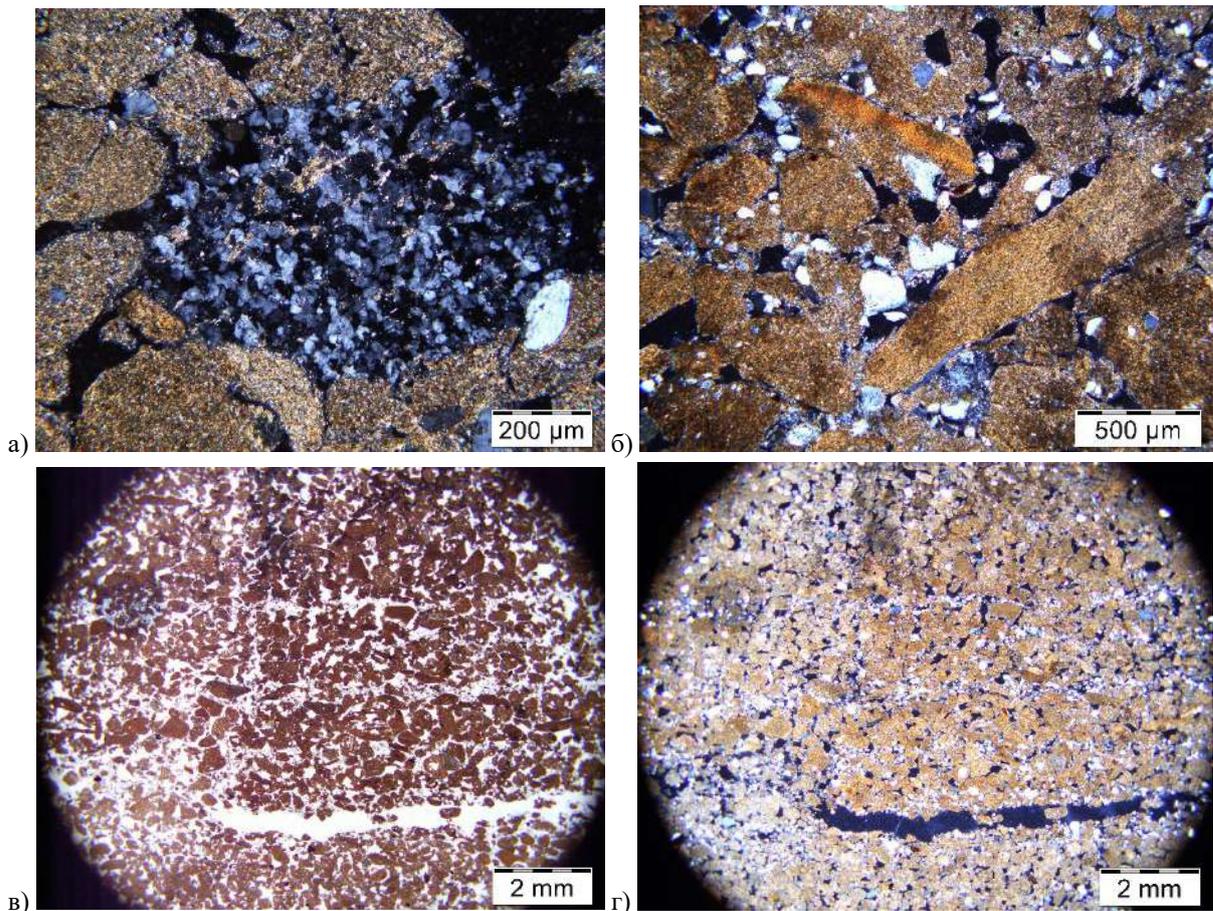


Рисунок 4.2.19. Шлиф Ор–3: а) XPL, увеличение 20х, зона глинистых агрегатов, между которыми помещаются микросоростки гипса или солей; б) XPL, увеличение 10х, вытянутые, слегка угловатые обломки глинистых агрегатов; в), г) PPL, XPL, увеличение 2х, тонкое переслаивание глинистых агрегатов с пылевато-песчаными прослоями

#### Шлиф Ор–2. Бугор Орлы–2.

Образец из Литофации 2, плотные темнокоричневые суглинки с глубины 2–4 м (Рисунок 4.2.20). По характеру слоистости и проценту глинистых агрегатов от общей площади образец имеет схожее строение с шлифом Ор–3. Отмечается тонкое чередование слойков из глинистых агрегатов и более мощных слойков пылевато-песчаной размерности. Имеются агрегаты с крупными песчаными частицами, это вероятно свидетельствует о

размыве некоего почвенного слоя. Глинистые пластинки отличаются по цвету в силу разного химического состава и степени ожелезненности. Присутствуют обломки ШГ. Не редки индивидуальные ромбовидные кристаллы гипса, друзы отсутствуют. Встречаются редкие зерна глауконита. Подобные кристаллы обычно растут в засушливых условиях, выпадая из насыщенных растворов. Виден также обломок раковины.

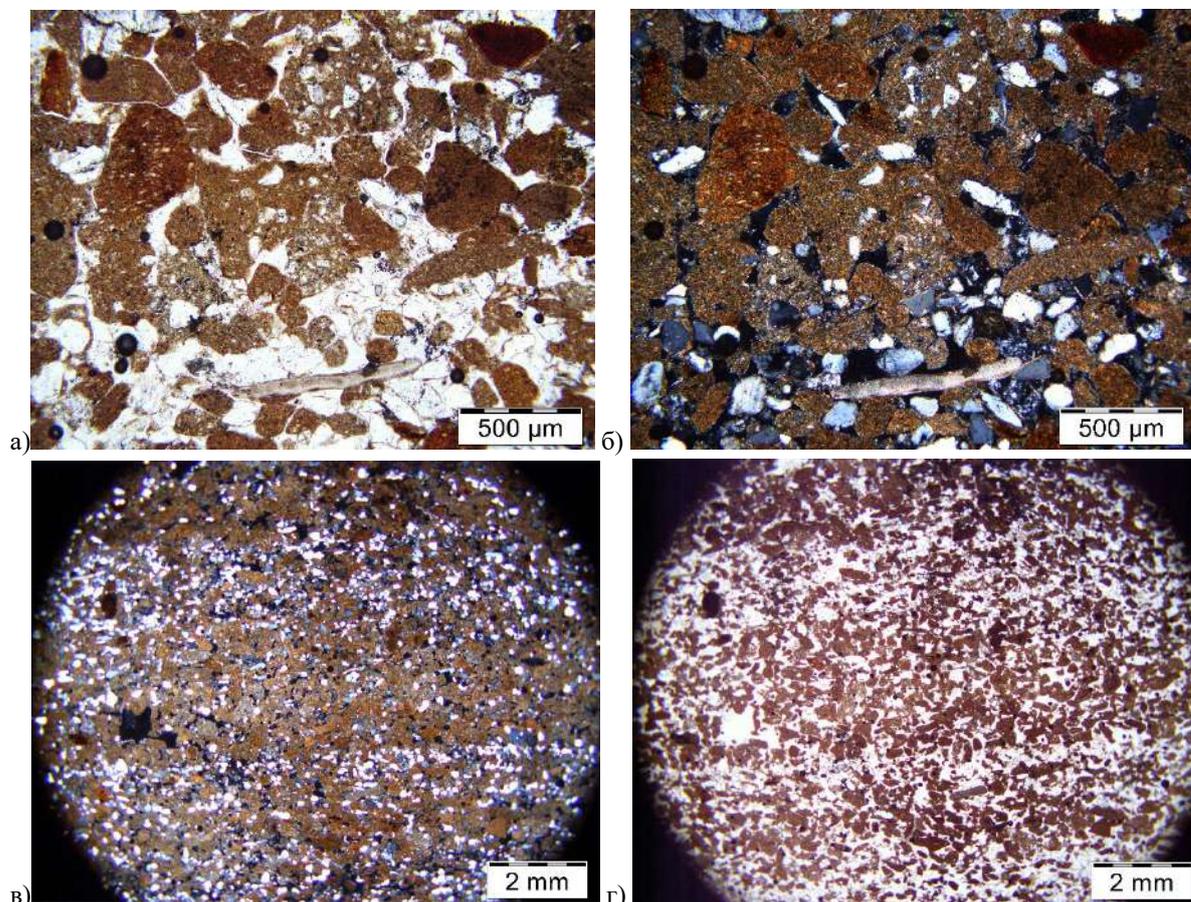


Рисунок 4.2.20. Шлиф Ор–2: а), б) PPL, XPL, увеличение 10х, обломок раковины в общей массе округлых глинистых агрегатов и песчаных зерен, ромбические кристаллы гипса; в), г) XPL, PPL, увеличение 2х, слоистость песчано-пылеватого материала и глинистых агрегатов

### Шлиф ФЛ–2–3. Бугор Фунтово–2

Образец с 4–5 м с поверхности. Контакт между ЛФ2 и ЛФ3 (Рисунок 4.2.21). Коричневый темный плотный слоистый суглинок с включениями мелкого детрита. Видно чередование крупных (до 2–3 мм) глинистых агрегатов, трещины между которыми плотно заполнены песчано-пылеватой смесью. Агрегаты растресканы вдоль длинной оси. Однако форма агрегатов варьируется от округлой до плитчатой. Края агрегатов округлые. Имеются следы водорослей. Агрегаты разноориентированы (вероятно, следы криогенеза).

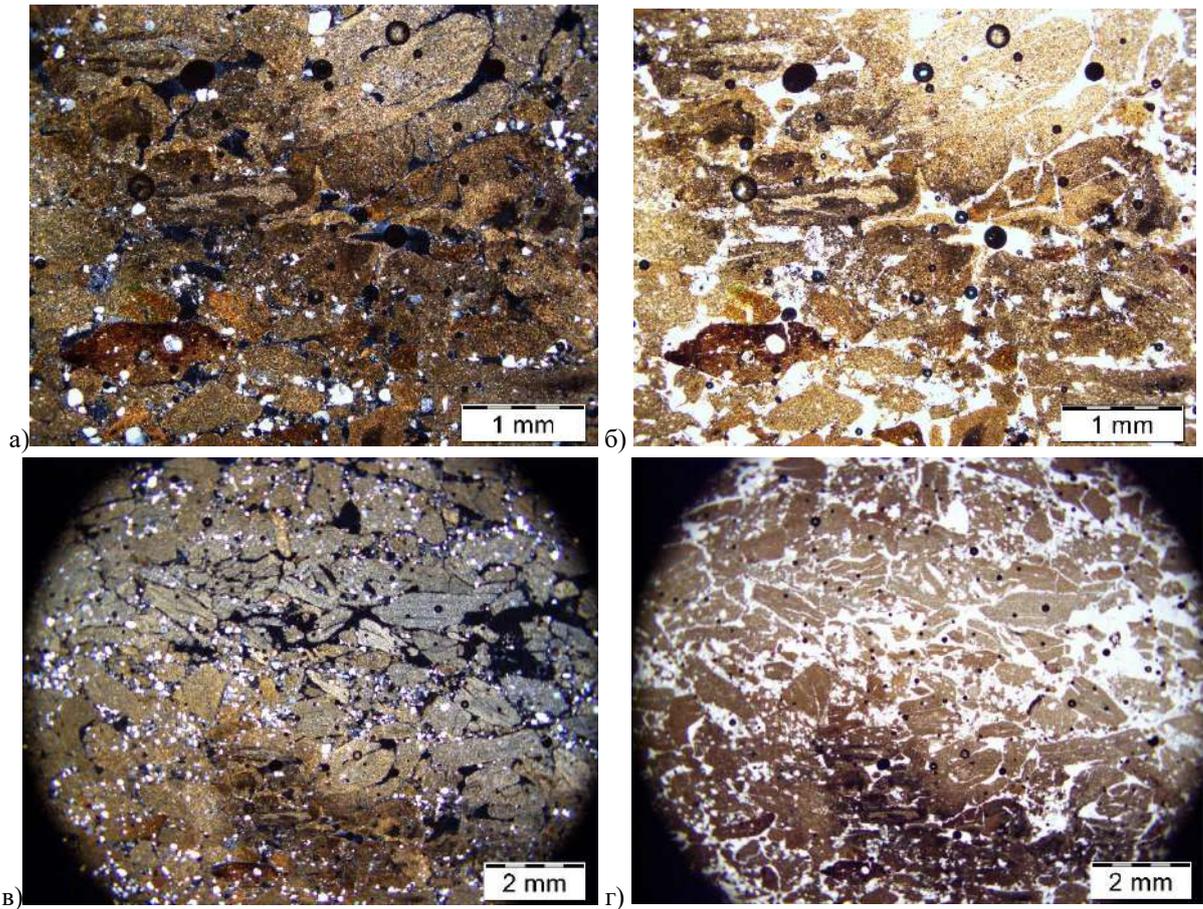


Рисунок 4.2.21. Шлиф ФЛ–2–3: а), б) XPL, PPL, увеличение 5х, зона растрескивания плиток ШГ, следы водорослей; в), г) PPL, XPL, увеличение 2х, зона растрескивания пластинок агрегатов ШГ

#### Шлиф БДЛ–1–2. Бугор Буркид-Джамбай

Образец из ЛФ1, толща нерасчленённая (4 м с поверхности) (Рисунок 4.2.22). Коричневый горизонтальнослоистый слоистый суглинок с включениями детрита. Образец неоднороден по микростроению, рыхлости, упаковке зерен и характеру карбонатно-глинистого заполнителя. Кристаллы гипса неправильной формы, коррадированные. Имеются отдельные зоны скопления реликтового гипса и зоны плотного карбонатно-глинистого заполнителя между зернами м/з песка и крупной пыли. Явная слоистость отсутствует, имеется лишь тенденция к чередованию слойков. Упаковка зерен напоминает типичные эоловые отложения.

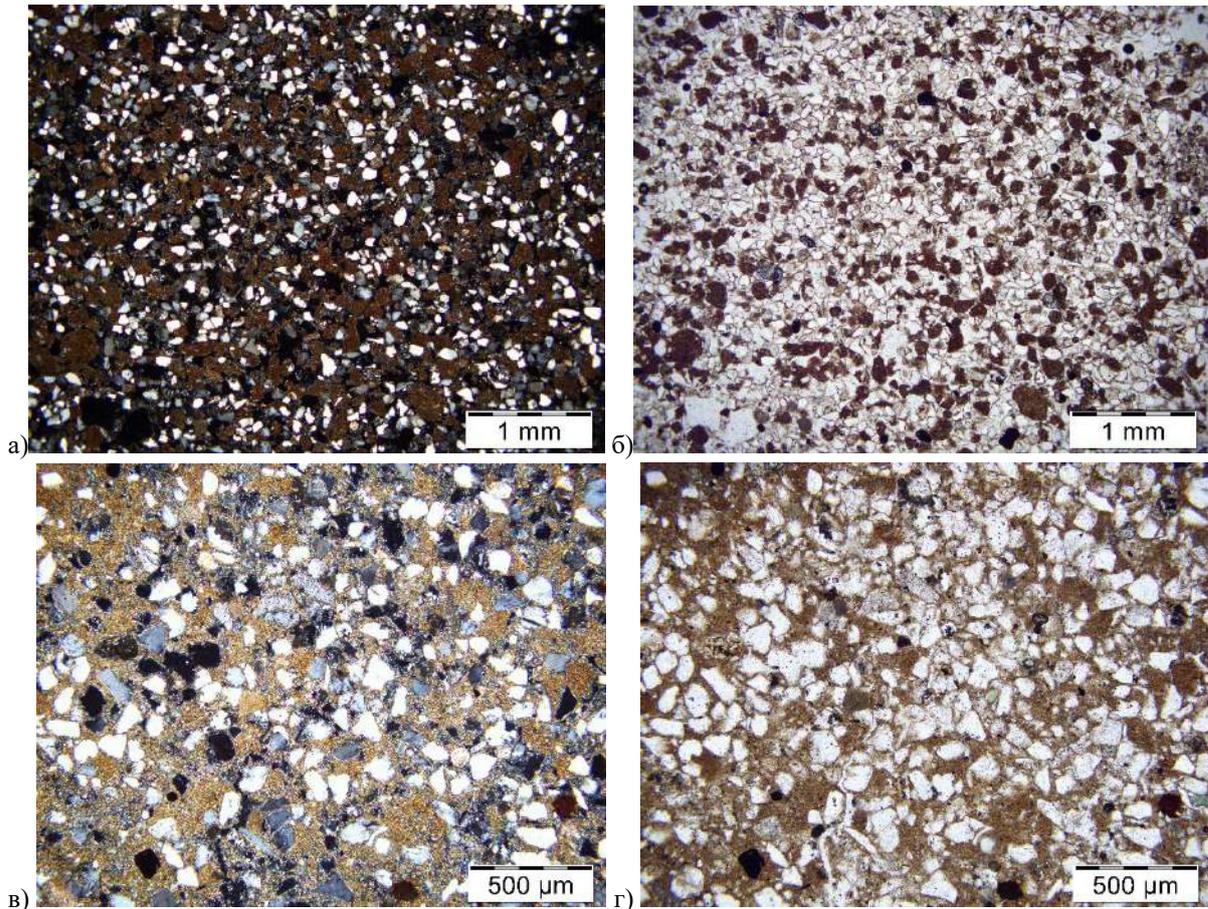


Рисунок 4.2.22. Шлиф БДЛ–1–2: а), б) XPL, PPL, увеличение 5х, зона с отсутствием слоистости, песчано-пылеватый материал; в), г) XPL, PPL, увеличение 10х, уплотненная зона с карбонатно-глинистым цементом между зёрнами

#### Шлиф БДЛ–1–1. Бугор Буркид-Джамбай

Образец бугровой толщи нерасчленённой, похожей на ЛФ1 (с глубины 2 м) (Рисунок 4.2.23). Коричневый суглинок, плотный, тонкослоистый. Размерность силикатной составляющей такая же, как и у глинистой. Встречаются изолированные чуть более крупные отдельности. Встречается редкий детрит. Глинистые агрегаты имеют чуть более округлую форму, чем песчаные зёрна (из-за большей устойчивости последних). Материал имеет менее плотную упаковку, чем образец БДЛ–1–2. В целом, материал характеризуется однородным микростроением и размерностью частиц. Зёрна песчаной размерности имеют кутаны. Почвенные или иные диагенетические процессы не отмечаются. Гипсы и иные кристаллы солей отсутствуют, в отличие от образца из нижележащей толщи. Явной слоистости нет, лишь тенденция. Имеются каналы — следы присутствия корней. Силикатной и полевошпатной составляющей больше, чем глинистых агрегатов. Строение образца типично для золовых отложений.

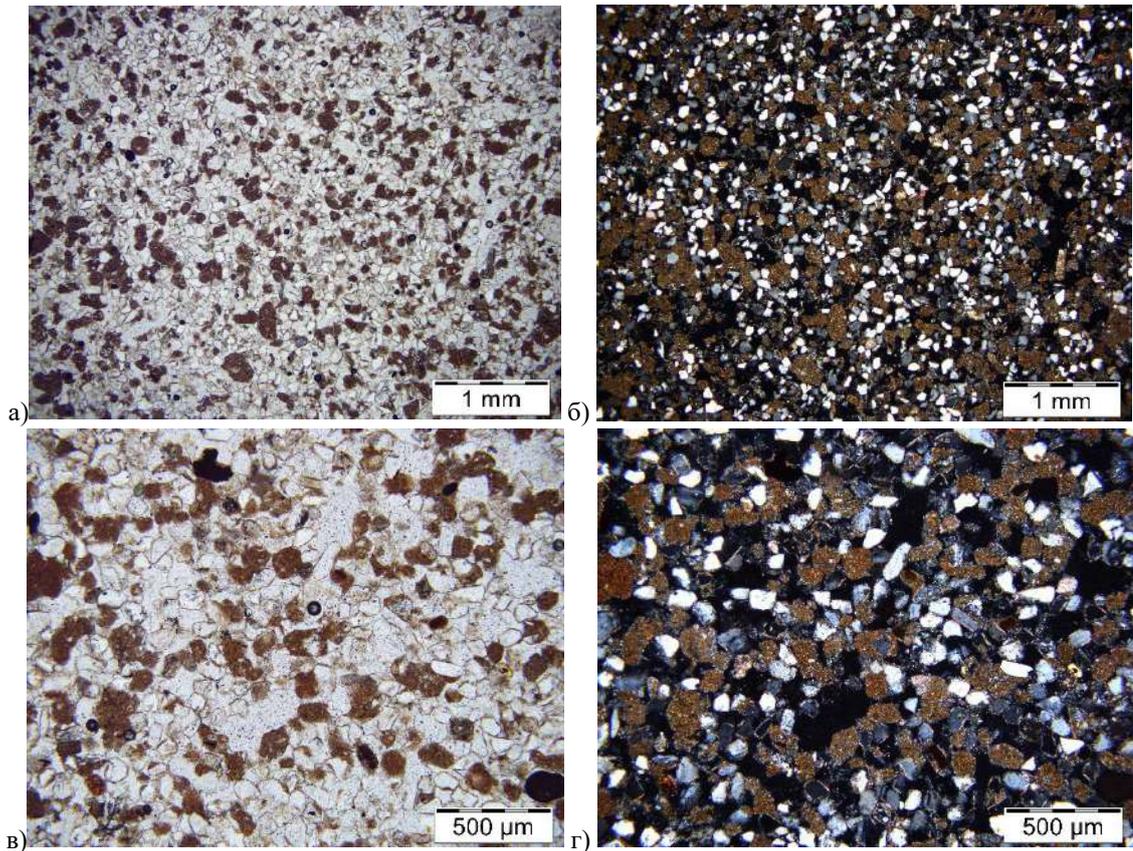


Рисунок 4.2.23. Шлиф БДЛ-1-1: а), б) PPL, XPL, увеличение 5х, округлые зерна, тенденция к микрослоистости; в), г) PPL, XPL, увеличение 10х, концентрическая ориентировка частиц в кольца

Таким образом, исследование образцов бугровой толщи на микроморфологический анализ показало, что действительно уместно выделение двух литофаций. Литофация 1 характеризуется менее плотной укладкой частиц, примерно равным содержанием однородных кристаллокластов (размерности мелкозернистого песка и крупной пыли) и глинистых агрегатов и более высокой степенью сортировки материала, чем Литофация 2. Обломки весьма хорошо окатаны, кристаллы гипса редки и весьма коррадированы. Зерна часто скреплены карбонатно-глинистым заполнителем. Есть редкие обломки раковин. Материал часто залегает хаотично, отмечается тенденция к микрослоистости. Отмечается высокая степень окарбоначенности породы в виде мелкодисперсной карбонатно-глинистой пропитки между зернами.

В Литофации 2 отмечается тонкое чередование слойков из глинистых агрегатов и более мощных слойков, состоящих из кристаллокластов пылевато-песчаной размерности, более выраженное, чем в Литофации 1. Это свидетельствует вероятно о сезонности во время накопления материала. В сухой период в межрядовых понижениях могли развеваться такыровидные почвы и отложения шоколадных глин, а в более влажный период происходил привнос пылевой составляющей. Кристаллокласты как бы набиты в трещины между глинистыми агрегатами. Имеются агрегаты с крупными песчаными

частицами, это вероятно свидетельствует о размыве некоего почвенного слоя. Многочисленны друзы гипса и солей тенардита, которые свидетельствуют о засушливости условий, выпадая из насыщенных солями растворов. Судя по форме агрегатов и кристаллов, они не испытывали дальнего переноса. В нижней части литофации не редки следы водорослей в отдельных обломках глинистых агрегатов. Глинистые агрегаты часто растресканы вдоль длинной оси и разноориентированы (следы криогенеза?). О недалёком переносе глинистой составляющей свидетельствует слабая окатанность глинистых агрегатов. То есть жизнь данных отложений и происходящие на них процессы были тесно связаны с климатом, режимом увлажнения и режимом ветров. Увлажненные или слегка покрытые растительностью пески уже не подвергались транспортировке ветром. В случае обеих литофаций в формировании отложений участвовали два источника питания. Однозначно в формировании бугровой толщи участвовали обломки ШГ, а также преимущественно кварцево-полевошпатные частицы более дальнего переноса (хвалынские пески, аллювий, хазарские пески?). В связи с проблемой отсутствия ориентированности шлифа при отборе автор планирует провести более детальное исследование микростроения толщ с отбором ориентированных образцов и со следами биотурбации с целью уточнения генезиса биотекстур.

Таким образом, в результате проведения ряда анализов (гранулометрического, геохимического, текстурного и микроморфологического) было установлено, что бугры сложены одной или двумя Литофациями (1 или 2), суммарная мощность которых составляет от 5 до 10 м в зависимости от высоты бугра, слагая его целиком. То есть, несмотря на специфику проведения анализов и разрозненность образцов, данных достаточно для того, чтобы обосновать выделение двух литофаций бугровых толщ и литофации шоколадных глин. Гряды являются аккумулятивными образованиями, которые формировались, в том числе, за счёт выноса материала из межгрядовых понижений.

Согласно данным лазерной дифрактометрии, несмотря на большие значения выбросов, толщи действительно имеют отличительный между собой мехсостав. Подтверждается факт того, что вверх по разрезу падает содержание глинистой и алевритовой фракций, а количество песков возрастает, в Литофации 1 уже встречаются мелкозернистые пески, полностью, как и тонкозернистые пески, отсутствующие в шоколадных глинах. Данные «сухого» метода демонстрируют преобладание отложений легкого механического состава. В нижней и средней частях типичного разреза преобладают более глинистые породы, легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней более сортированные тонко- и мелкозернистые пески. Разделение на литофации менее

показательно по результатам «сухого» метода, тем не менее оба массива данных демонстрируют унаследованность материала бугровой толщи от шоколадных глин в алевритово-глинистой составляющей.

Что свидетельствует о том, что в формировании материала бугров также участвовали иные источники материала, вероятно аллювий крупных рек (т.к. мелкий и крупный песок отсутствует в составе шоколадных глин). Верхняя бугровая толща имела более богатый песчаной фракцией источник поступления материала, либо более динамические условия осадконакопления. Предполагается, что Литофация 2 имела близкий источник питания, а Литофация 1 — более дальний источник, в результате чего материал успевал лучше отсортироваться. Наличие редких зерен глауконита свидетельствует о недалёком переувлажнении морских отложений.

Согласно данным текстурного анализа в бугровой толще были идентифицированы дефляционные отмычки, покрытые детритом или крупными кристаллами гипса, а в толще была зафиксирована обратная градационная слоистость, свойственная своим образованием исключительно субаэральным эоловым условиям осадконакопления. Микроморфологический анализ также показал уместное выделение двух литофаций.

Литофация 1 характеризуется менее плотной укладкой частиц, примерно равным содержанием одноразмерных кристаллокластов (размерности мелкозернистого песка и крупной пыли) и глинистых агрегатов и более высокой степенью сортировки материала, чем в Литофации 2. Обломки весьма хорошо окатаны, кристаллы гипса редки и весьма коррадированы. Зерна часто скреплены карбонатно-глинистым заполнителем. В литофации также отмечается высокая карбонатность толщи.

В Литофации 2 отмечается тонкое чередование слойков из глинистых агрегатов и более мощных слойков, состоящих из кристаллокластов пылевато-песчаной размерности, более выраженное, чем в Литофации 1. Это свидетельствует, вероятно, о сезонности во время накопления материала. В сухой период в межрядовых понижениях могли развиваться такыровидные почвы и отложения шоколадных глин, а в более влажный период происходил привнос пылеватой составляющей. В случае обеих Литофаций в формировании отложений участвовали два источника питания: однозначно обломки ШГ, а также преимущественно кварцево-полевошпатные частицы более дальнего переноса (хвалынские пески, аллювий, хазарские пески(?)). Слабоокатанные обломки в литофации 2 явно свидетельствуют о недалёком источнике материала.

## ГЛАВА 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ БЭРОВСКИХ БУГРОВ

### 5.1. Возможный механизм возникновения подводного морского рельефа по результатам математического моделирования

#### *Моделирование прибрежной морфолитодинамики северо-западной части Прикаспия с учётом понижения уровня моря*

Для исследования морфолитодинамики прибрежной зоны в северо-западной части Каспийского моря, вызванной изменением уровня моря и под действием гидрометеорологических условий, был использован программный комплекс Badlands, описание которого представлено в Разделе 3.3.7. Область моделирования представлена на Рисунке 5.1.1.1 и охватывает район размером  $\sim 225 \times 335$  км по долготе и широте соответственно. Пространственное разрешение модели составило  $\sim 200$  м. Большая часть расчётной области расположена западнее русла дельты Волги (по состоянию на настоящее время) и охватывает регион, в котором высоты изменяются от  $-28$  м в юго-восточной части до  $2-3$  м в северо-западной её части. Выбор указанного региона обусловлен обширным пространственным расположением бэровских бугров, наблюдаемых визуально на основе спутниковой информации в юго-восточной и северной частях региона.

Учёт рельефа дна в модели проводился с использованием исходных данных по батиметрии GEBCO (The General Bathymetric Chart of the Oceans) 2022 года. Исходное поле батиметрии включает в себя информацию как о русле р. Волги, протекающей по территории исследования, так и о буграх, расположенных, практически по всей рассматриваемой области. Так как целью настоящего исследования является исследование процессов, которые потенциально могут приводить к формированию бэровских бугров, то исходное поле батиметрии было подвергнуто обработке с целью исключения как наличия бугров, так и большей части русла р. Волги. Для этих целей русло р. Волги было оконтурено, действительно наблюдаемые глубины на его акватории были исключены из исходного поля батиметрии и заменены путем билинейной интерполяции в соответствующих узлах области. Для устранения локальных особенностей и уклонов дна исходное поле батиметрии было «заглублено» до пространственного разрешения в 2 км и дополнительно сглажено с использованием 9-ти точечного фильтра Тюки несколько раз. Итоговое поле глубин, которое использовалось для проведения расчётов, представлено на Рисунке 5.1.1.2.

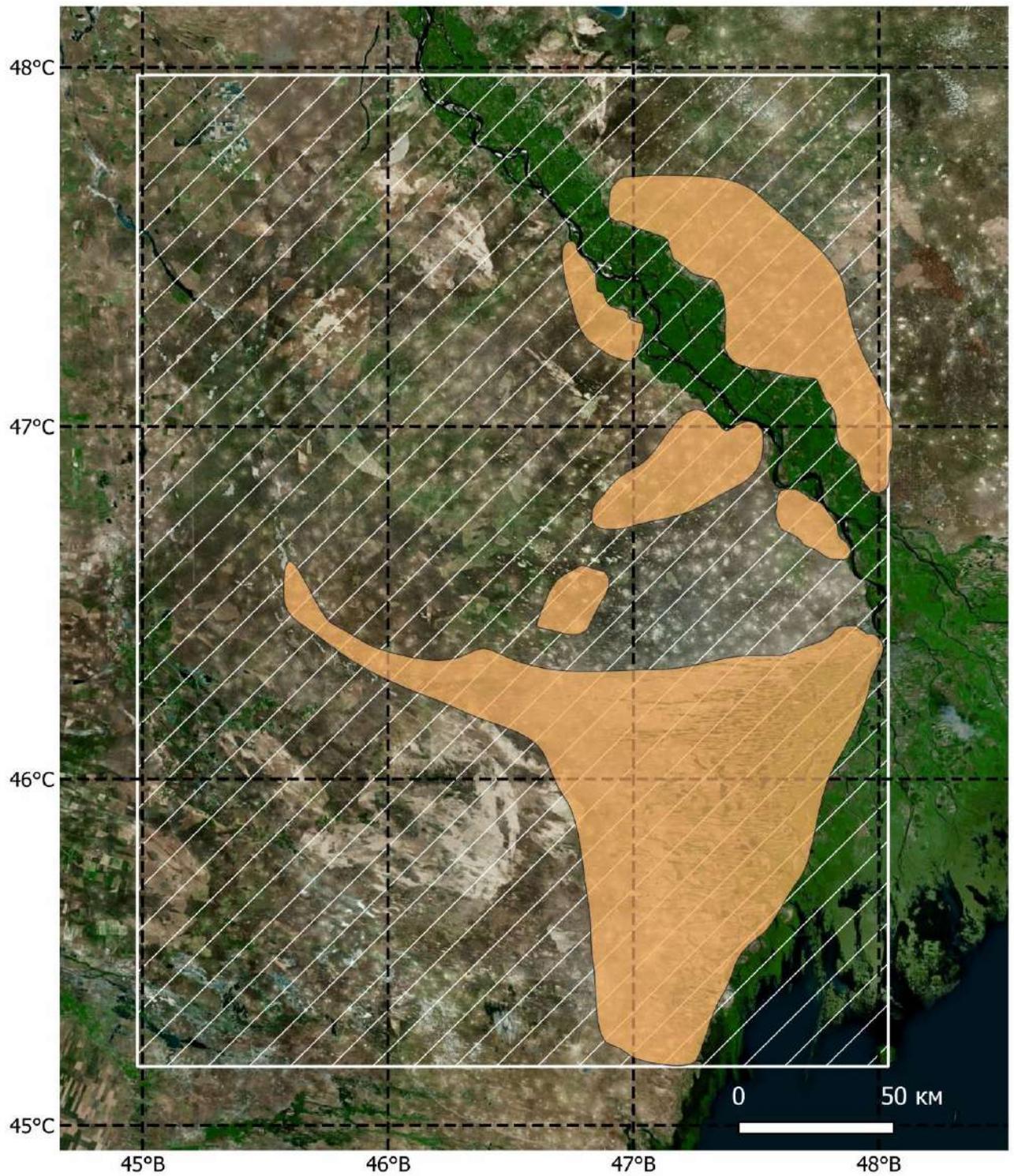


Рисунок 5.1.1.1. Область моделирования морфолитодинамики северо-западной части Северного Прикаспия обозначена белым цветом. Оранжевым обозначены генерализованные контуры ареалов распространения бэровских бугров

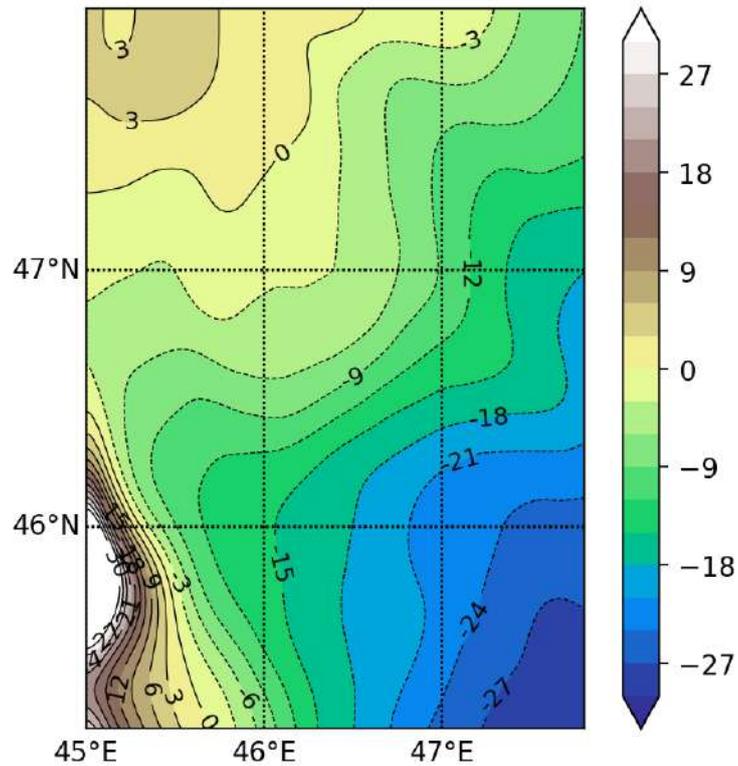


Рисунок 5.1.1.2. Поле глубин (абс. высот), подготовленное для расчётной области (шкала дана в метрах)

Период моделирования составил 1000 лет. Такой период был выбран экспертно, т.к. модель хорошо отображает долгопериодную изменчивость (ее минимум разрешения это 1 год). Моделирование проводилось для двух сценариев изменения уровня Каспийского моря (далее, С1 и С2). В рамках сценария С1 рассматривалось линейное падение уровня моря от 0 м до – 28 м, в рамках сценария С2 рассматривался ход уровня моря при котором на отдельных его участках наблюдалось линейное падение, которое сменялось незначительным подъемом (в несколько метров), а далее, наблюдался стационарный период при котором уровень некоторое время оставался постоянным (Леонтьев, Федоров, 1953; Федоров, 1957; Леонтьев и др., 1977; Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1997). Скорость линейного падения составляла примерно 2,8 см/год. В рамках эксперимента С2 период моделирования продолжительностью 1000 лет включал два периода стагнации уровня моря на отметках –11 м абс. (сартасская стадия по Леонтьеву и Федорову, 1953) и –16 м. абс. (дагестанский уровень по Леонтьеву и Федорову, 1953). Однако Г.И. Рычаговым (1977) дагестанская стадия была отнесена к новокаспийскому времени. Графики хода уровня моря, используемые в сценариях С1 и С2 представлены на Рисунке 5.1.1.3.

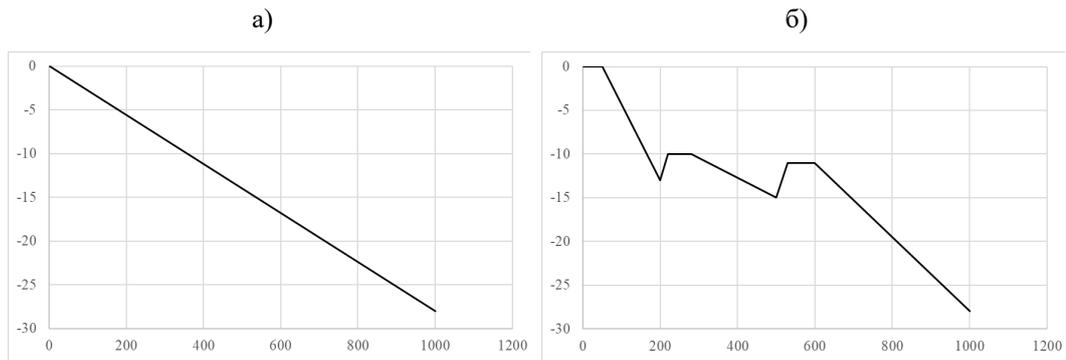


Рисунок 5.1.1.3. Графики хода изменения уровня Каспийского моря в сценариях С1 (а) и С2 (б), вертикальная шкала в метрах, горизонтальная в годах

Модель Vadlands позволяет выполнять расчеты морфолитодинамики прибрежной территории с учетом таких процессов, как колебания уровня моря, с учётом режима осадков, волнового воздействия, флювиальных процессов. Процессы деформации поверхности, связанные с деятельностью ветра, в модели не учитывались. Влияние тектонических процессов в рамках настоящего исследования также не учитывалось.

На первом этапе были проведены расчёты в рамках сценария С1, при этом при моделировании учитывались процессы, наблюдаемые над территорией суши, а процессы, морфолитодинамические, свойственные морской акватории и особо ярко проявляющиеся в прибрежной зоне (процессы, связанные с ветро-волновым воздействием и ответственным за аккумуляцию/эрозию в прибрежной зоне), не учитывались. Результаты расчётов показывают, что на масштабе 1000 лет в рассматриваемом сценарии вертикальные деформации носят несколько случайный характер. Амплитуды деформаций не превышают 10 см по большей части расчетной области. Видимых образований, проявляющихся в виде бэровских бугров или им подобных структур, не наблюдается. В западной части расчётной области можно видеть вертикальные деформации с амплитудами в 20–40 см, проявляющиеся поперек склона, что связано с постепенным поступлением осадков и, таким образом, формированием локальных структур под действием водной эрозии, в результате чего происходит образование гидрографической сети, которая отсутствовала в исходном поле. Для остальной части района моделирования данные процессы носят слабовыраженный характер, что связано со значительно меньшими уклонами суши. Максимальные уклоны, как видно из Рисунка 5.1.1.2, наблюдаются именно в рассматриваемой области.

Таким образом, результаты расчётов, проведенные без учёта процессов, наблюдающихся на морской акватории и при отсутствии ветровой деятельности, показывают, что оставшиеся процессы, ввиду незначительных уклонов суши и довольно ровной поверхности в области нахождения бэровских бугров, не могут приводить к каким-

либо значимым вертикальным деформациям и, соответственно, не могут быть ответственны за формирование бэровских бугров.

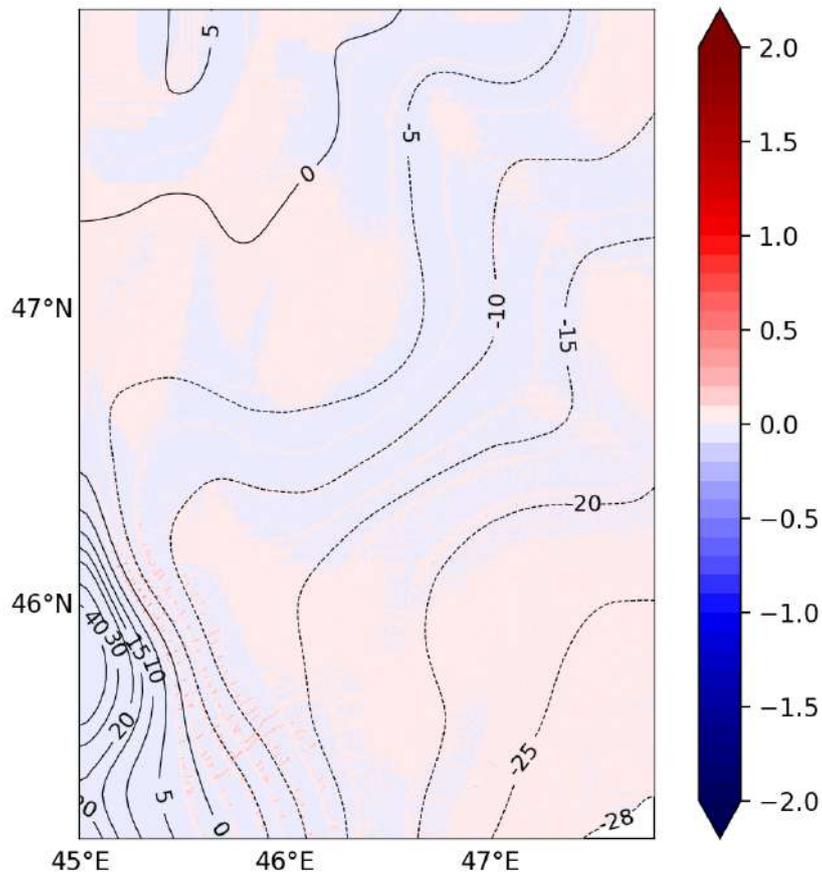


Рисунок 5.1.1.4. Амплитуды вертикальных деформаций (шкала дана в метрах) для района моделирования за период в 1000 лет в рамках сценария C1 без учёта ветро-волнового воздействия в прибрежной зоне

Следующим этапом моделирования было проведение численных расчётов в рамках сценариев C1 и C2 с учётом ветро-волновых процессов, наблюдающихся в прибрежной зоне. Ввиду отсутствия точных и достоверных данных о преобладающем направлении волнения в рассматриваемый период позднего плейстоцена-раннего голоцена, в расчётах предполагалось, что волнение в открытой части Каспийского моря может наблюдаться равновероятно с трёх направлений (южного, юго-восточного и восточного), и соответственно, повторяемость волнения каждого направления была принята равной 33,3%. На Рисунке 5.1.1.5 представлены результаты расчёта по сценариям C1 и C2 в виде карт вертикальных деформаций дна за 1000-летний период по времени.

Сопоставление и анализ результатов расчётов в рамках сценария C1 с учётом (Рисунок 5.1.1.5. а) и без учёта (Рисунок 5.1.1.4) ветроволновых процессов показывает, что вертикальные деформации претерпевают значительные изменения, вызванные влиянием ветро-волновых условий. Механизм процесса следующий: общеизвестно, что

морфолитодинамические процессы на морской акватории наиболее интенсивны в приурезовой зоне и затрагивают, как правило, зону пляжа и приурезовую область морской акватории. Наибольшая их интенсивность наблюдается до глубин в 7–10 м, в акваториях со значительной интенсивностью и высокой частотой прохождения штормовых ситуаций значимые вертикальные деформации дна могут наблюдаться и на значительно больших глубинах. Для рассматриваемого региона в рамках проведенных численных экспериментов линия уреза воды является не постоянной, а постоянно изменяющейся, наблюдается постепенное отступление берега, вызванное медленным опусканием среднегодового уровня Каспийского моря с отметки в 0 м до – 28 м (при более низких отметках тренд остается прежним). Это отступление приводит к постоянному смещению полосы, в которой под действием ветро-волновых процессов, будут наблюдаться как максимальные вдольбереговые потоки наносов, так и, соответственно, максимальные литодеформации дна и берега. Под действием ветроволновых процессов происходит постепенное переформирование линии уреза, которое заключается, традиционно, в образовании террас на пляже и подводных баров, эрозии дна на отдельных участках. Аналогичные структуры наблюдаются и по результатам численного эксперимента. Высота волны в данном сценарии составляет 1 м, а волнение действует примерно в 30% времени в течение года. Результаты, представленные на Рисунке 5.1.1.5, показывают, что, например, в северной части расчётной области наибольшие амплитуды деформаций наблюдаются на широтах, близких к 47° с.ш., выделяются структуры, параллельные линиям равных высот, амплитуды вертикальных деформаций достигают ~ 0,8–1,0 м, при этом наблюдаются как положительные деформации, так и отрицательные. Характерная ширина поперечных структур составляет приблизительно 0,5–1 км. В южной части акватории интенсивность морфолитодинамических процессов выше, чем в северной части, что связано общими уклонами дна и большей вероятностью подхода более интенсивного волнения к линии уреза. Амплитуды вертикальных деформаций могут достигать до 3–4 м, средняя ширина поперечных структур составляет 0,4–1 км.

Сопоставление результатов расчётов, выполненных в рамках сценариев С1 и С2, показывает, что динамика изменения среднегодового уровня моря оказывает значительное влияние и на динамику наносов в прибрежной зоне. В рамках эксперимента С2, в котором уровень моря меняется нелинейным образом, структура вертикальных деформаций в северной части, выделяющихся в виде областей чередующихся поднятий/опусканий, значительно более выражена. По результатам расчётов у них наблюдается как увеличение амплитуды деформаций, так и уменьшение поперечной ширины. Также более ярко выражена и динамика в южной части, при этом также наблюдается увеличение амплитуды,

где ширина чередующихся зон поднятий/опусканий поверхности в одних областях принимает меньшие, относительно эксперимента С1, значения, а в других — большие. На долготе 46° в.д. выделяется большая по площади область с положительными вертикальными деформациями, что, очевидно, связано с более интенсивным ветро-волновым воздействием, которое наблюдается в периоды стационарного положения среднегодового уровня моря. В качестве характерной особенности расчёта по сценарию С2 можно отметить наличие достаточно выраженных деформаций вдоль изолинии в 10 м. Анализ результатов и сопоставление данных с временным ходом уровня моря показывает, что на указанных изолиниях как раз наблюдался стационарный период, в течение которого существенных изменений в положении линии уреза не наблюдается. Это приводит к более выраженному образованию уступов террас и баров, которые проявляются в довольно продолжительных линиях вертикальных деформаций. В целом деформации носят вдольбереговой характер, т.е. ориентированы вдоль изобат. В результате расчётов получаются и замкнутые котловины, которые действительно обширно распространены в Северном Прикаспии, особенно по северной и восточной периферии, что демонстрирует некую достоверность результатов и применения моделирования для исследуемой территории.

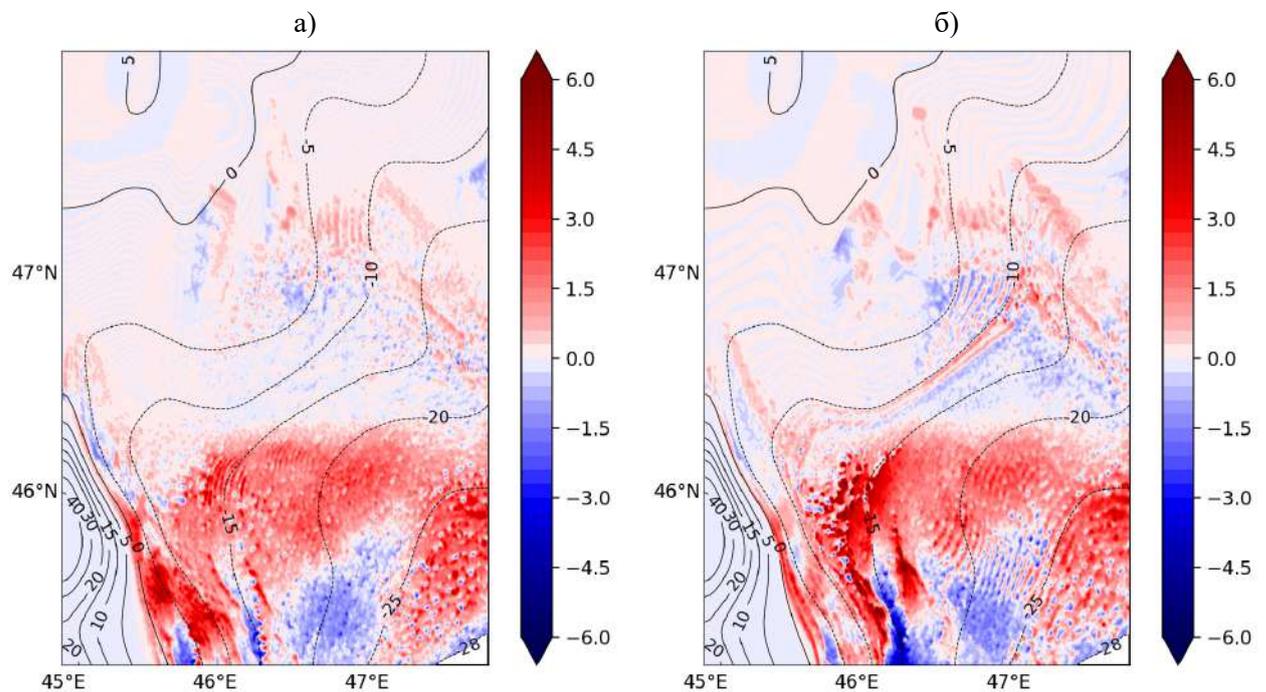


Рисунок 5.1.1.5. Амплитуды вертикальные деформаций (шкала дана в метрах) для района моделирования за период в 1000 лет в рамках сценария С1 (а) и С2 (б) с учётом ветро-волнового воздействия в прибрежной зоне

Численные эксперименты также показали, что разная интенсивность ветро-волнового воздействия может существенным образом влиять на структуры вертикальных

деформаций дна. На Рисунке 5.2.1.5 представлены результаты расчётов в рамках сценария С1, но с увеличенной в 2 раза интенсивностью волнения (Рисунок 5.1.1.6 а) и в 2 раза уменьшенной интенсивностью волнения (Рисунок 5.1.1.6 б). Пространственное распределение и интенсивность вертикальных деформаций значительно более выражены в эксперименте с увеличенной интенсивностью волнения. Это связано, в первую очередь, с достижением более высоких волн в мелководной области, их обрушению и, таким образом, существенно большей динамикой вдольбереговых потоков наносов, которая и приводит к формированию больших по амплитудам деформаций дна. Это влияет как в целом на интенсивность вертикальных деформаций, которые по всей акватории, в том числе и в северной её части, принимают большие значения, так и к визуально более размытой структуре, в которой выделяются преимущественно более крупные образования. Напротив, при рассмотрении результатов, полученных с менее интенсивным ветро-волновым воздействием, можно обнаружить, что в северной части деформации наблюдаются только южнее  $47^\circ$  с.ш., структура деформаций также претерпевает значительные изменения: в отдельных областях наблюдаются значительные по площади структуры положительных и отрицательных деформаций, но в отдельных районах наблюдаются достаточно узкие (характерная ширина составляет 400–800 м) и вытянутые структуры, характерная амплитуда вертикальных деформаций в которых составляет около 1 м, но на отдельных участках может достигать до 2–3 м и даже превышать их (см. район  $46^\circ$  в.д. и  $45^\circ$ – $46^\circ$  с.ш.).

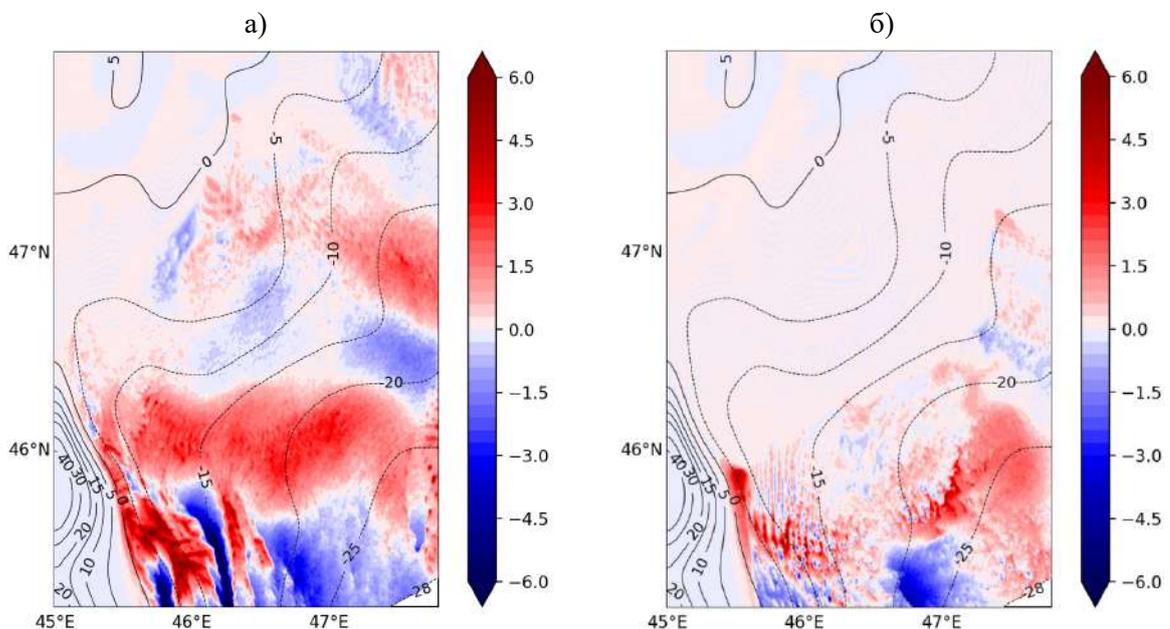


Рисунок 5.1.1.6. Амплитуды вертикальные деформаций (шкала дана в метрах) для района моделирования за период в 1000 лет в рамках сценария С1 при увеличении интенсивности ветро-волнового воздействия в два раза (а) и уменьшении интенсивности ветро-волнового воздействия в два раза (б)

Таким образом, проведенные численные эксперименты показывают, что в районе исследований ветро-волновые процессы с учётом изменения среднегодового уровня моря приводят к значительным изменениям в вертикальных, а соответственно, и плановых деформациях топографии. Характерными особенностями изменений являются: их меньшая интенсивность в северной части региона, где из-за более пологого склона интенсивность волнения ослабевает, что приводит к меньшим деформациям дна и более интенсивным деформациям дна в области глубин –10 м и глубже. Наблюдаемые структуры вертикальных деформаций могут иметь ярко выраженную протяжённую структуру, характерная ширина полос вертикальных деформаций может достигать от 400 м до 1 км, при этом следует отметить, что она может быть и ниже, т.к. шаг модели составляет 200 м, и поэтому модель может не разрешать более тонкие структуры. Также в условиях более интенсивного ветро-волнового воздействия пространственные структуры с однонаправленными деформациями могут достигать значительно больших по площади размеров. Структура деформаций, вызванная ветро-волновым воздействием, зависит и от среднегодового уровня Каспийского моря: при наличии периодов стагнирования уровня моря характерно выделение областей террас и баров.

Анализ амплитуд вертикальных деформаций, возможность образования протяжённых, при этом достаточно узких, пространственных структур с общим размахом вертикальных изменений в 6–9 м (от тальвега ложбины до гребня при условии чередования зон положительных и отрицательных деформаций дна) потенциально может свидетельствовать о том, что данный механизм может вносить вклад в формирование рельефа бэровских бугров. При этом, вероятно, данный механизм не будет являться основным, ввиду того, что наблюдаемые в действительности высоты бэровских бугров могут достигать высоты до 10–15 метров.

В данных экспериментах не рассматриваются причины колебаний уровня моря и его снижения, т.к. для этого требуется проведение отдельного масштабного исследования. В данном случае снижение уровня Каспийского моря может быть связано как с климатическими причинами (увеличением испаряемости, повышением температуры, колебаниями стока крупных рек, впадающих в море, а также вероятно функционированием перетока через Маныч). Последнее, в свою очередь, нуждается в детальном изучении геолого-геоморфологического материала, бурении в Манычской депрессии достаточного числа скважин и проведении дополнительных расчётов.

Отдельно отметим, что в данном разделе не учитывается влияние стоковых течений, возникающих при изменении уровня моря. Не рассматривая механизмы и процессы, ответственные за понижение уровня моря, можно рассмотреть и

проанализировать скорости течений, возникающие в акватории при постепенном понижении уровня моря на масштабах в 100–1000 лет. Для этих целей была подготовлена гидродинамическая модель на основе модели расчёта морских течений Delft3D-FLOW<sup>7</sup>, топография в которой задавалась в упрощенном виде линейным образом (Рисунок 5.1.1.7а). С её использованием была проведена оценка скоростей течений, возникающих в рамках сценария С1, то есть постепенном уменьшении уровня моря по линейному закону. Результаты расчётов показали (Рисунок 5.1.1.7. б), что возникающие при таком понижении скорости течений имеют масштаб порядка  $10^{-4}$  м/с –  $10^{-5}$  м/с и, таким образом, не могут приводить к каким-либо значимым изменениям дна и, соответственно, к формированию бэровских бугров.

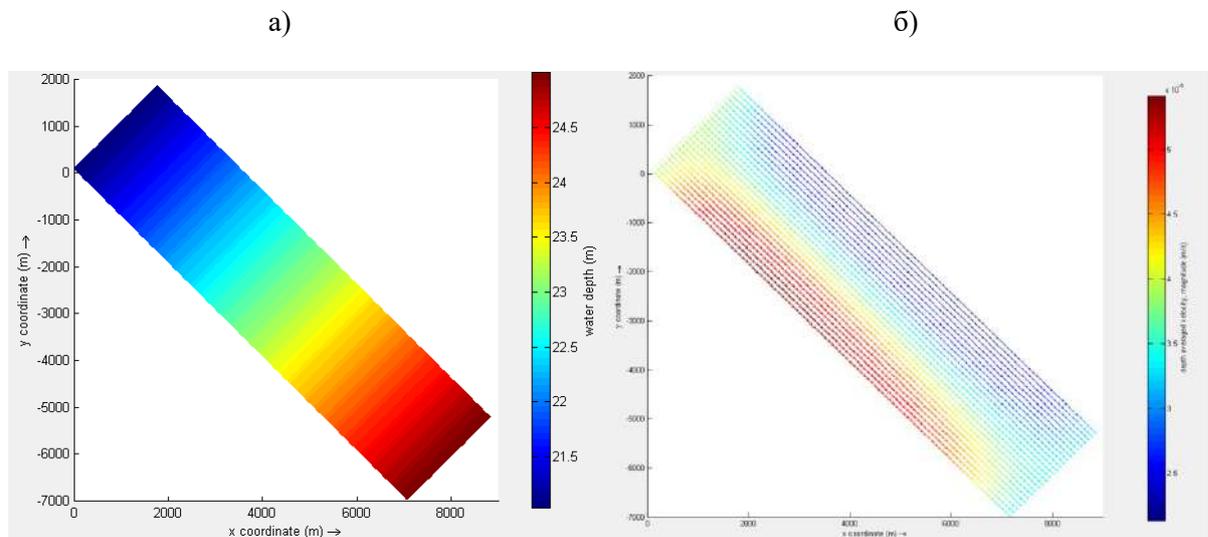


Рисунок 5.1.1.7. а) поле глубин в модели расчёта скоростей течений при линейном падении уровня моря; б) скорость течений (м/с)

В рамках диссертационной работы было проведено исследование влияния ветрового воздействия на возможность образования пространственных структур различной формы на дне акватории отступающего моря. Однако, на будущее планируется проведение моделирования исключительно ветровой активности (оценки соотношения дефляции и аккумуляции) на обширных участках Северного Прикаспия, который в процессе развивающейся Мангышлакской регрессии стал ареной действия преимущественно эоловых процессов на огромных площадях осушенного морского дна. Проведение подобного моделирования поможет более детально разобраться в механизме накопления, объемах поступающего материала и выделить более детальные этапы эоловой активности.

<sup>7</sup> URL: <https://oss.deltares.nl/web/delft3d>

Механизм образования бэровских бугров в условиях прибрежной зоны Каспийского моря может быть следующим: при постепенном опускании уровня моря и при постоянном выносе материала речным стоком в прибрежной зоне может формироваться осадочный материал, который при отступании берега начинает переноситься (перевеиваться) под действием ветра. Данный перенос формирует дюны, которые при отсутствии растительного покрова, препятствующего переносу, начинают мигрировать в прибрежной зоне. Помимо этого, будут действовать механизмы, которые будут несколько удерживать дюны в одном положении. Так, наличие бризовых ветров в прибрежной зоне, направленных как с берега, так и с моря, с периодической сменой направления будет способствовать переносу осадочного материала в направлениях от берега и к берегу и препятствовать миграции дюн в одном направлении. Локальные явления такие как сгоны/нагоны, а также волновое воздействие будут приводить к периодической осушке/затоплению прибрежной территории, в следствие чего вынос материала под действием ветра и дальнейшая цементация будут происходить весьма ограниченно. Пожалуй, самый важный фактор, оказывающий наибольшее воздействие на ход прибрежных процессов — это колебания среднегодового уровня Каспийского моря. В случае затопления прибрежной территории воздействие ветра, а следовательно, и дефляция, будут прекращаться. Это будет также препятствовать миграции дюн и способствовать их фиксации в определенном месте. Помимо этого, в прибрежной зоне и в дельтах рек будет более активно развиваться локальное растительное сообщество, способствующее скреплению рыхлого грунта.

Таким образом, из результатов математических расчётов следует, что в результате динамических процессов в прибрежной зоне моря при постепенном его отступании формируются своеобразные замкнутые и открытые грядовые формы, однако в высотном отношении не достигающие наблюдаемых высот бэровских бугров. Это прибрежно-морской рельеф мелководных зон, подверженный воздействию течений. Тем не менее, отмечается высокая пространственная приуроченность моделируемых гряд к ареалам распространения бугров Бэра. Из чего следует вывод, что в процессе своего формирования бэровские бугры территориально сопряжены с неровностями морского рельефа и тяготеют к локальным его поднятиям. То есть, неровности этого морского рельефа служили ареной действия последующих эоловых процессов и участвовали в поставке материала для роста линейных дюн. Другими словами, отмечается высокая взаимоприуроченность морского рельефа с линейными дюнами и палеодельтами. По формам и расположению наблюдается схожесть воспроизводимого моделью рельефа с буграми, которые часто приурочены именно к местам распространения мелководного морского рельефа. К сожалению,

выявить этот морской рельеф и его кровлю в осадках досконально представляется мало возможным в силу того, что он был размыт водотоками, развеян ветром и имеет крайне плохую сохранность.

## 5.2. Аналоги бэровских бугров

Среди ряда исследователей принято считать бэровские бугры уникальными формами рельефа. Тем не менее, в мире имеется ряд аналогичных форм по их облику и взаиморасположению, а также, в некоторых случаях, по внутреннему строению. Рассмотрим ниже несколько примеров.

По мнению автора бэровские бугры, являющиеся, по сути, стабилизированными растительностью линейными эоловыми дюнами, имеют немалое число аналогов на Земле. Говоря детальнее о линейных дюнах, рассмотрим механизмы их формирования и их разновидности. Согласно последним исследованиям (Tsoar, 1989; 2008; Kryger et al., 2019), линейные дюны являются наиболее распространенным типом дюн на планете. Однако, эти дюны бывают нескольких типов: покрытые растительным покровом и оголенные. Последние чаще всего называют мечевидными или сейфовыми из-за их характерной формы и острых гребней. Бэровские бугры относятся к первому типу линейных дюн, которые были постепенно закреплены растительностью и приобрели округлые гребни (без воздействия корневых систем растений такие дюны не образуются). Подробные механизмы их образования приведены на Рисунке 5.2.1. Эти дюны располагаются вдоль направления доминирующих ветров и часто характеризуются вилообразным слиянием (открытым против направления ветров) двух соседних дюн, отсутствующим у мечевидных (seifs) дюн.

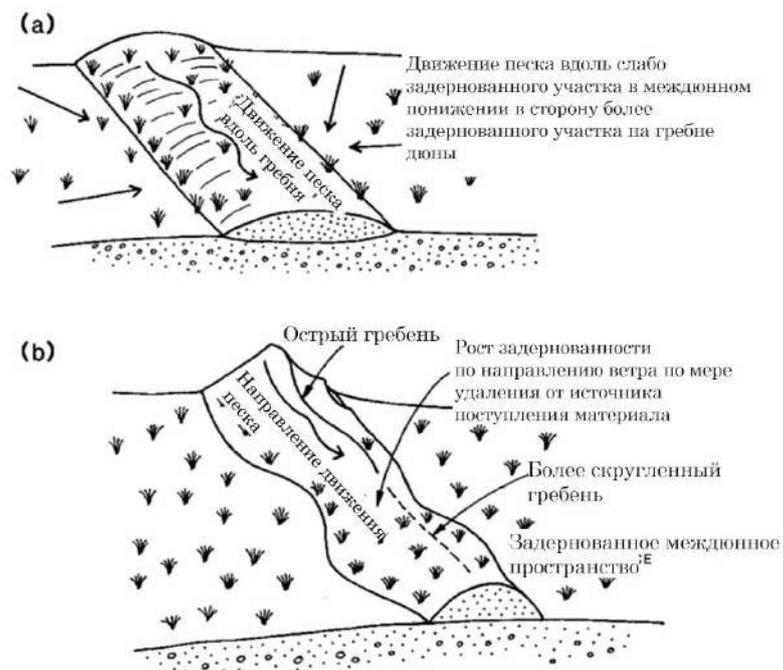


Рисунок 5.2.1. Две модели развития задернованных линейных дюн (VLDs): а) медленное движение песка преимущественно вдоль гребня частично заросшей линейной дюны с позднейшей миграцией песка к гребню дюны из менее заросших междюнных участков (по Tsoar & Møller, 1986); б) расширение изначально незаросшего гребня линейной дюны вдоль частично заросшего песчаного плато, за счёт миграции песка вдоль направления доминирующих ветров. Дистальные части гребня могут покрываться растительностью интенсивнее за счёт низких темпов поступления песка (изменено после Wopner & Twidale 1988) (Tsoar, 1989)

Такой тип дюн формировался в плейстоцене и начале голоцена за счёт сильных ветров, которые в настоящее время имеют гораздо меньшую силу. Последующая фиксация растительностью не позволила более дюнам мигрировать. Однако, при удалении растительности поверхность дюны становится снова нестабильной, в результате чего образуются поперечные гряды и барханы (Tsoar, 1989, 2008; Kryger et al., 2019).

Таким образом, песчаная эрозия и сила ветра, количество осадков и влаги, наличие растительности — три основных фактора, влияющих на развитие и миграцию линейных дюн. Величина растительного покрова обусловлена среднегодовым количеством осадков, растительность будет практически отсутствовать при годовых осадках менее 80 мм. И наоборот, при усилении скоростей ветра будет возрастать его эрозионная способность (Tsoar, 2013).

Однако процессы формирования и эволюции линейных дюн, закрепленных растительностью, изучены недостаточно хорошо, поскольку все современные их примеры расположены в районах с низкой силой ветра, потому и основной упор делается именно на рельефозакрепляющую роль растительности. Почему теория о том, что эти многочисленные линейные закрепленные дюны (как в Калахари, Австралии, Намибе, Негеве) были сформированы как мечевидные в позднем плейстоцене и голоцене, и затем стабилизировались во время более теплого и влажного периода голоцена (Lancaster, 1994), несостоятельна. Потому что у мечевидных дюн нет вилообразных соединений между дюнами и отсутствует какая-либо плановая извилистость форм (Tsoar, 2013). Гребни могут изредка изгибаться, т.н. меандрирование дюн, однако такие варианты весьма локальны и зависят от местного сочетания как правило бимодального ветрового режима с дополнительными подчиненными ветрами (Kryger et al., 2017).

Другими словами, в настоящее время существует гораздо меньше мест, где происходит активное развитие песчаных дюн. Сила ветра в большинстве современных пустынь мира сейчас гораздо ниже, чем это было в конце плейстоцена-начале голоцена. Зеленым цветом на Рисунке 5.2.2 указаны крупные стабилизированные песчаные поля. Тогда климатические условия были иными, сила ветра была выше, количество осадков ниже, испарение выше. На графике на Рисунке 5.2.2 на основании большого объема ОСЛ-

дат были выявлены пики, в которые происходило накопление материала и стабилизация дюн (в основном в период с 15 до 9 тыс. лет назад) (Tsoar, 2013). Надо отметить, что, согласно нашим данным, формирование бугров Бэра также потенциально происходило в указанный интервал времени.

То есть реактивировать активную эоловую деятельность возможно лишь при условиях, что сила ветра возрастет, а количество осадков будет ниже 80 мм в год (без учёта антропогенного фактора). Как это сейчас происходит на некоторых территориях пустынь Такла-Макан, Намиб и Сахара (Dong et al., 2004; Gil-Romera et al., 2006).

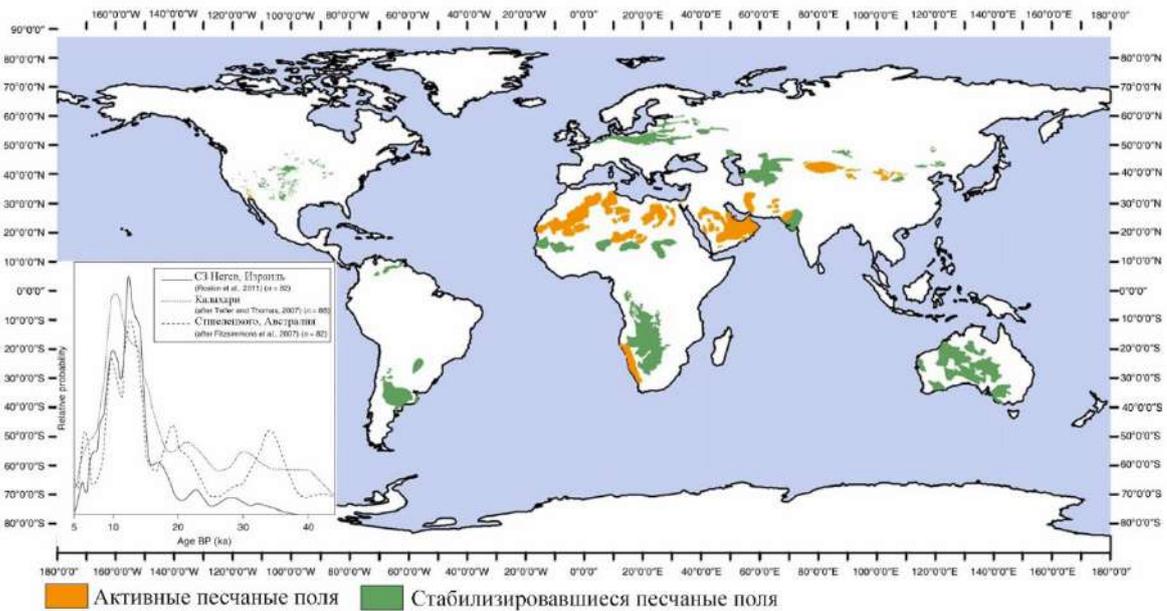


Рисунок 5.2.2. Карта песчаных полей мира. Активные дюны не имеют или имеют минимальный растительный покров, позволяющий дюнам удлиняться или продвигаться вперед. Стабилизированные дюны покрыты растительностью, которая обычно препятствует переносу песка. На вставке: результаты люминесцентного датирования, проведенного для линейных дюн в пустынях Неgev, Калахари, Стшелецкого (по: Tsoar, 2013)

Внутреннее строение линейных дюн изучено недостаточно детально. Charles Bristow (2000) с коллегами на основе геофизических георадарных исследований в пустыне Намиб выделяет 5 эволюционных стадий развития линейных дюн: 1 стадия расширения и начального вертикального роста песчаной ряби; 2 стадия появления прямолинейного участка начальной дюны, начинающей постепенно мигрировать в зависимости от направления доминирующего ветра, высота дюны начинает постепенно расти, внутренние пласты имеют однонаправленное падение косых серий; в 3 стадию по мере роста дюны появляется плановая волнистость гребня, морфология дюны начинает быть контролируема двумя направлениями ветров, формируя во внутренней структуре две противоположнонаправленные косослоистые литофации; стадии 5 и 6 связаны с ростом дюны в высоту за счёт наложения сверху небольших мигрирующих дюнок, в результате

чего происходит появление своеобразной эоловой троговой косої слоистости, которая не имеет никакого отношения к аллювиальной трогообразной слоистости. Другими словами, простую эмбриональную линейную дюну легко перепутать по внутреннему строению с поперечной (transverse dune) дюной (Рисунок 5.2.3).

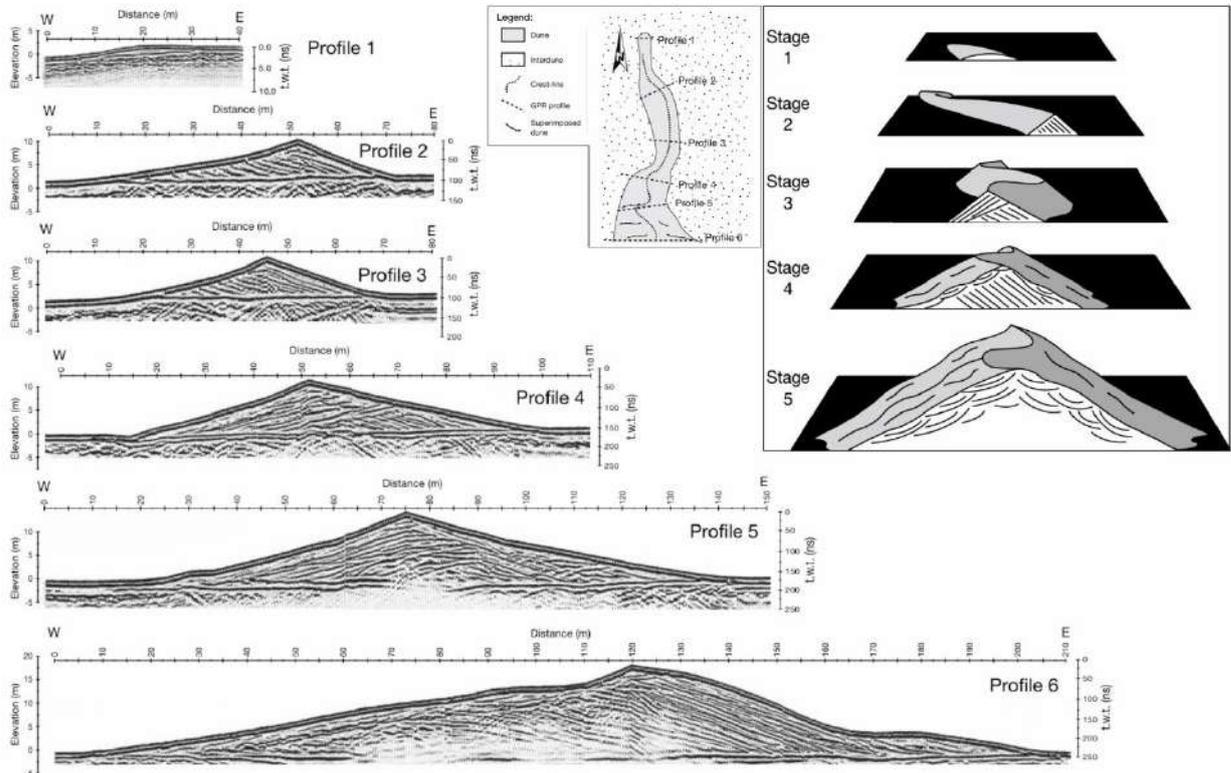


Рисунок 5.2.3. Внутреннее строение линейных дюн в пустыне Намиб по результатам георадарного исследования, демонстрирует 5 стадий развития их рельефа (Bristow et al., 2000)

Аналогичное строение имеют и бэровские бугры. Согласно исследованиям автора (Лобачева и др., 2021) и Е.Н. Бадюковой (2018), бугры могут состоять из одной или двух литофаций (Рисунок 4.2.4). Как правило, ЛФ1 и ЛФ2 разнонаправлены и имеют преимущественно падение на юг и север. Обе толщи хорошо выражены у наиболее крупных гряд, которые распространены в нижнем течении Волги и её дельте. Тем самым, внутреннее строение бугров Бэра отражает стадии развития форм и совпадает со стадиями развития линейных дюн в пустыне Намиб (Bristow et al., 2000) несмотря на то, что морфологически последние относятся скорее к виду мечевидных линейных дюн по Tsoar (1989, 2008). Что, вероятно, может свидетельствовать о том, что бэровские бугры в какой-то этап своего развития развивались по типу мечевидных дюн под воздействием сезонных ветров. Однако, с выявлением внутреннего строения бэровских бугров существует ряд проблем: ограниченность выемок и карьеров в теле бугров, плохая сохранность первоначальных форм в дельтовых областях, логистические сложности. В связи с этим, единственным, эффективным и наименее трудозатратным способом является проведение

геофизических исследований с применением различных методик (георадар, электротомография), которые помогут не только получить детальную картинку залегания пластов, но и выявить неровности цоколя, на котором лежит непосредственно бугровая толща.

Согласно исследованиям Gao et al. (2015), не менее важную роль в формировании линейных дюн играют два параметра:  $N$ —отношение продолжительности доминирующего ветра к второстепенному при наличии бимодального режима ветров;  $\theta$ —угол между двумя ветрами. Так, при значениях  $\theta$  до  $60^\circ$  будут формироваться барханы или поперечные дюны, при большем угле — линейные дюны. На основе изучения морфологии бэровских бугров, автор предполагает, что для них указанные параметры составляли:  $\theta \sim 70\text{--}135^\circ$ , а  $N$  в интервале от 1,5 до 5 (то есть, например, доминирующий ветер дул 10 дней, а второстепенный от 5–6 до 10 дней). В результате чего формируются линейные дюны с округлыми гребнями, плавными формами и вилообразными соединениями.

Помимо морфологии дюн, показатель  $N$  влияет и на внутреннее строение линейных дюн: при симметричном ветровом режиме накопление материала идет одинаково с обоих склонов дюны, где падение слоёв будет параллельно наклону склонов в обе стороны от оси; при асимметричном режиме слои будут падать лишь в одну сторону за счёт боковой латеральной миграции дюны, поэтому их легко перепутать с поперечными дюнами (Liu, Baas, 2020). Обе конфигурации наблюдаются в бэровских буграх, что служит очередным доказательством их эолового генезиса.

### ***Грядово-ложбинный комплекс рельефа на Ишим-Тобольском и Ишим-Иртышском междуречье***

Наиболее близкие природные геоморфологические аналоги бэровских бугров по мнению Е.Н. Бадюковой (Badyukova, 2018) — так называемые «гривы» на юге Западной Сибири (Вельмина, 1964; Пильневич, 1974) (Рисунок 5.2.4). Территория Барабинской низменности представляет собой холмисто-грядовый рельеф, где гряды наиболее выражены у берегов озера Чаны. Гривы отличаются разнообразием по форме и длине. В плане они прямолинейные, слегка извилистые или изогнутые. Длина грив от 1 км до 15 км, ширина от 200 м до 1,5 км. Высота их 5–10 м, иногда достигает 14 м. Вершины гряд плоско-выпуклые, на них расположены протяженные западины глубиной до 3 м, что «создает видимость существования вторичных грив на основной гряде» (Пильневич, 1974). Гривы в целом ориентированы с СВ на ЮЗ, однако часто наблюдаются отклонения — меридиональные или ориентированные с СЗ на ЮВ гривы. Местами гривы сильно отличаются по морфологии друг от друга, иногда полностью отсутствуют. Там, где грив

много, наблюдается ритмичное чередование грив с межгривными понижениями, дно которых часто осложнено замкнутыми котловинами с озерами глубиной 2–4 м. Рассматривая морфометрические показатели грив стоит отметить высокое сходство с аналогичными показателями для бэровских бугров.

Большинство крупных озер расположено в днище древних речных долин, имеющих ССВ направление. Понижения между грядами разделены перемычками (высотой 2–3 м), соединяющими две соседние гряды и образующими цепочки изолированных замкнутых понижений. Крутизна склонов от 2° до 5–6°. Отмечается закономерное снижение абсолютной высоты грив при движении к Тургайскому прогибу (Лавров, 1948; Городецкая, 1966). Гривы постепенно снижаются, распластываются и исчезают к краям Барабинской низменности (Петров, 1948).

Так же как и для бэровских бугров, для грив юга Западной Сибири (Барабинская низменность) существует несколько гипотез их происхождения: эоловая (Волков, 1961; Поздняков и др., 2020; Ларин и др., 2020, 2024; Алексеева и др., 2022; Зыкина и др., 2024), связанные с деятельностью рек: эрозионно-аккумулятивная (Пильневич, 1974), аллювиальная (Лавров, 1948, Вельмина, 1964), эрозионная (Городецкая, 1996), дельтово-аккумулятивная (Петров, 1948). По мнению Городецкой (1996) и др. значительный вклад в образование грив внесли неотектонические движения — более крупные гривы формировались в этапы усиления новейших поднятий. Существуют также предположения о том, что гряды были сформированы на дне потока (Миддендорф, 1877; Лавров, 1948).

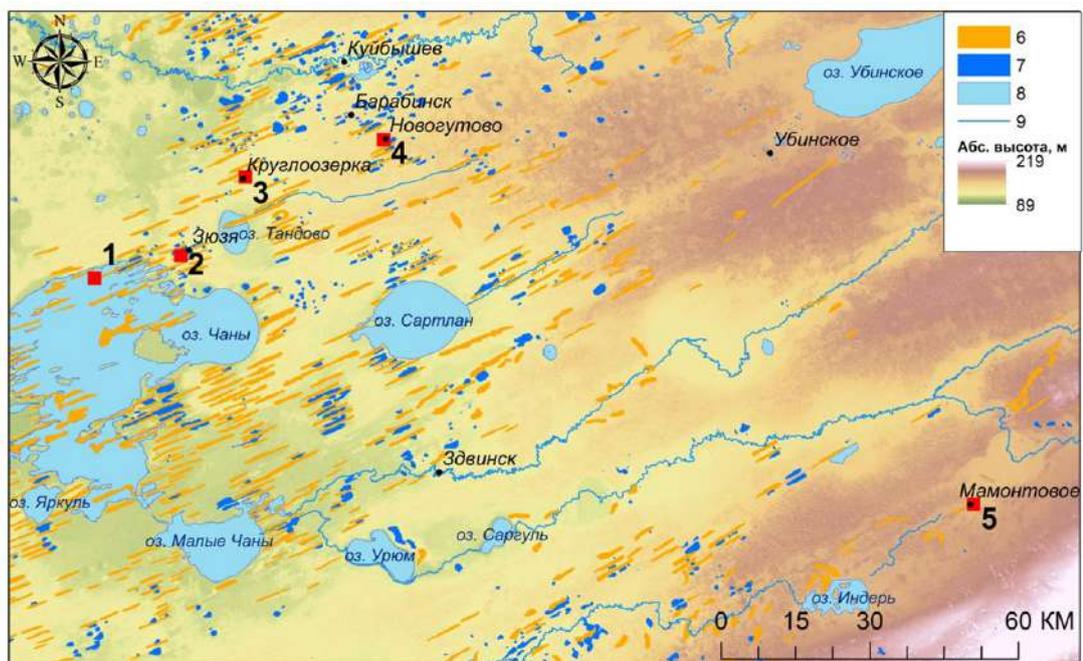


Рисунок 5.2.4. Схема расположения участков исследования грядово-ложбинного рельефа на территории Барабинско-Чановского грядово-ложбинного комплекса: 6 — гряды (гривы); 7 —

озера, заложенные в ложбинах (межгрядовых понижениях); 8 — озера; 9 — реки, протекающие по межгрядовым понижениям (Поздняков и др., 2020)

Гривы сложены довольно однородным желтовато-бурым, богатым карбонатами, плохо сортированным мелким глинистым песком с высоким содержанием алевритовой фракции (Ларин и др., 2020, 2024). Материал весьма напоминает осадки бугровой толщи. В строении отложений, слагающих гривы, отмечаются серии косых клиновидных и параллельных текстур. Морфоскопический анализ кварцевых зерен из этих отложений показал преобладание эоловых и криогенных признаков (Алексеева и др., 2022). Слои имеют облекающий характер с падением северных слоев на север и южных на юг гряд, эту особенность впервые отметил И.А. Волков (1961).

Ряд исследователей (Поздняков и др., 2020; Ларин и др., 2024) отмечают высокое сходство грив с буграми Бэра, как по структурно-текстурным признакам внутреннего строения, так и по морфологическим характеристикам. Б.А. Федорович (1941, 1964) также относил их к типу линейных эоловых дюн, имеющих довольно широкое распространение на Земле. Тем не менее, внутреннее строение и взаиморасположение толщ изучено весьма слабо и требует дополнительного исследования в траншеях и карьерах или же при проведении геофизических исследований. Поэтому полное сравнение с строением бэровских бугров пока провести достаточно сложно.

С.И. Лариным вместе с коллегами (2024) были получены первые ОСЛ-даты гривной толщи. Образование грив Тобол-Ишимского междуречья происходило в интервале от 34 до 26 тыс. л. н., т. е. в конце МИС-3 и в начале МИС-2, когда в регионе происходило активное переувлажнение аллювиальных и озерных отложений. Очередной этап локальной активизации дюн произошёл около 12 тыс. л. н. Таким образом, с получением новых геохронологических данных подтверждается существование обширных аридных перигляциальных пространств холодных пустынь на юге Западной Сибири, о чем ранее писал А.А. Величко (2007). Отсюда следует, что комплекс грив на Ишим-Тобольском междуречье формировался несколько древнее бэровских бугров, но имел схожие условия седиментации материала. Получается, что гривы являются наиболее близким аналогом бэровских бугров.

### *Линейные дюны пустынь Синая и Негева*

Обе пустыни расположены на севере Синайского полуострова и формировались в результате развеивания песчаных отложений одной из восточных дельтовых ветвей Нила. Длина дюн (частично покрытых растительностью и стабилизированных) достигает первых километров при подсчёте длины до первого вилообразного соединения (Y-junctions). Междюнные пространства варьируются от 100 до 400 м (что вполне совпадает с

аналогичными показателями для бэровских бугров), часто заняты суглинистыми осадками или редким эоловым песчаным покровом. Ширина, высота и соотношение ширины и высоты дюн различаются при движении вдоль гребня, в отличие от почти прямолинейных классических мечевидных дюн, как в пустыне Намиб.

Внутреннее строение дюн отличается наличием двух литофаций, различимых по цвету, размерности частиц и консистенции грунта. Пласты как бы вытянуты вдоль оси дюны и разделены между собой субгоризонтальной или горизонтальной эрозионной границей вдоль оси. Эти контакты были сформированы эоловой дефляцией, несколько разрушающей пласт сверху, после чего наступила очередная фаза накопления материала. Несколько литофаций связаны с периодами эоловой активизации, когда в пустыню Негев поступали очередные порции эолового материала из пустыни Синай, и тогда нижележащие литофации не перевеивались, а перекрывались вновь поступающим материалом (Roskin et al., 2011). Пески испещрены ходами и норами цикад. Подобные следы этих насекомых отмечаются и в буграх Бэра. Литофациальное строение весьма сходное с буграми.

Формирование дюн в пустыне происходило в несколько этапов: после завершения LGM (последний ледниковый максимум) с 18 до 11,5 тыс. лет, затем в поздний голоцен с 2 до 0,8 тыс. лет и в современное время. Авторы отмечают период после завершения LGM и до наступления голоцена как время более ветренного климата, когда и формировалась основная масса задернованных линейных дюн пустыни Негев (Roskin et al., 2011). Что, по нашим оценкам, совпадает с периодом формирования бугрового рельефа в Северном Прикаспии, косвенно доказывая тот факт, что их возникновение связано с усилением ветров и ростом аридности климата.

#### *Дюнный ландшафт озера Чад*

Еще одним геоморфологическим аналогом бэровских бугров стоит назвать позднеплейстоценовые поперечные дюны вдоль преимущественно восточных берегов озера Чад. Тем не менее, эти дюны лишь визуально и морфологически являются аналогами бугров. И отдаленно по своему пространственному рисунку напоминают ландшафты системы озера Чаны и дельты Волги, однако полной аналогии с бэровскими буграми не имеют. Это поперечные гряды, в отличие от линейных дюн Северного Прикаспия. В настоящее время большинство этих форм покрыто растительностью. Они ориентированы в СЗ–ЮВ и С направлениях, имеют изрезанную абрадированную форму и изменчивую ориентировку вдоль простирания. Ширина форм колеблется от 500 до 1000 м, а средняя длина 1–1,5 км, высота до 10 м. Единственное, что этот комплекс дюн, как и

дюны в дельтовых районах Волги и Урала, испытал на себе воздействие трансгрессивно-регрессивной ритмики озера Чад.

Известно, что в котловине более 7000 лет назад существовало огромное озеро Палеочад или Мегачад. В то время оно достигало максимума своего развития и получило название «Африканского Каспийского моря» (большого по площади, чем современное Каспийское море), воды которого во время спада уровня переливались по проливу Бахр-Эль-Газаль в соседнюю котловину Боделе (Drake & Bristow, 2006).

В современной восточной части озера сейчас наблюдаются разрушенные волновой деятельностью поперечные эоловые дюны, останцы с глубокими межгрядовыми понижениями, морфлогически сходные с рельефом бэровских бугров в ильменах и дельте Волги. Морфология дюн и береговых линий свидетельствует о двух доминирующих направлениях ветра: северо-восточном и юго-западном (Drake & Bristow, 2006).

Однако, поперечные дюны несколько древнее бэровских бугров и формировались в узкий диапазон времени в период после LGM. В районе бассейна Чад они формировались в период с 19 до 16 тыс. лет, а в бассейне Боделе в период с 17 до 15 тыс. лет. На дне озера Чад фиксируются останцы поперечных дюн и барханов, что свидетельствует о сухих условиях в период до 16 тыс. лет. После чего, начиная с 12 тыс. лет, начался активный подъем уровня воды в бассейне, в результате чего часть дюн была разрушена, и более столь подходящих условий для эоловых процессов не возникало, несмотря на то, что с конца голоцена уровень озера имеет регрессивную тенденцию (Armitage et al., 2015).

#### *Аналоги линейных дюн на Марсе*

Линейные дюны имеются не только на Земле, но и на Марсе. Однако есть ряд отличий. В силу отсутствия растительности на Марсе, линейные дюны не меандрируют, как на Земле, и часто переходят в барханные формы. На Земле же, наоборот, барханы являются менее популярной формой дюн. Также линейные дюны на Марсе отличаются более острыми прямолинейными гребнями (Tsoar, 2008). Эти дюны, как правило, не распространены за пределами полярных областей Марса. Одиночные линейные дюны редки на Марсе, а длина их не превышает нескольких километров, в то время как на Земле линейные дюны могут достигать десятков километров как, например, в Сахаре (Davis et al., 2020).

#### *Глиняные дюны или лунетты в Австралии*

Эоловые глиняные дюны широко распространены в Австралии (штаты Новый Южный Уэльс, Виктория), на юго-востоке континента, в бассейне Мюррей существует обширное песчаное поле Малли (the Mallee dunefield) (Рисунок 5.2.5). Впервые такие

дюны были описаны в конце 40-х годов прошлого века (Crocker, 1946; Hills, 1939). Примеры глиняных дюн существуют и в Северной Америке в Техасе.

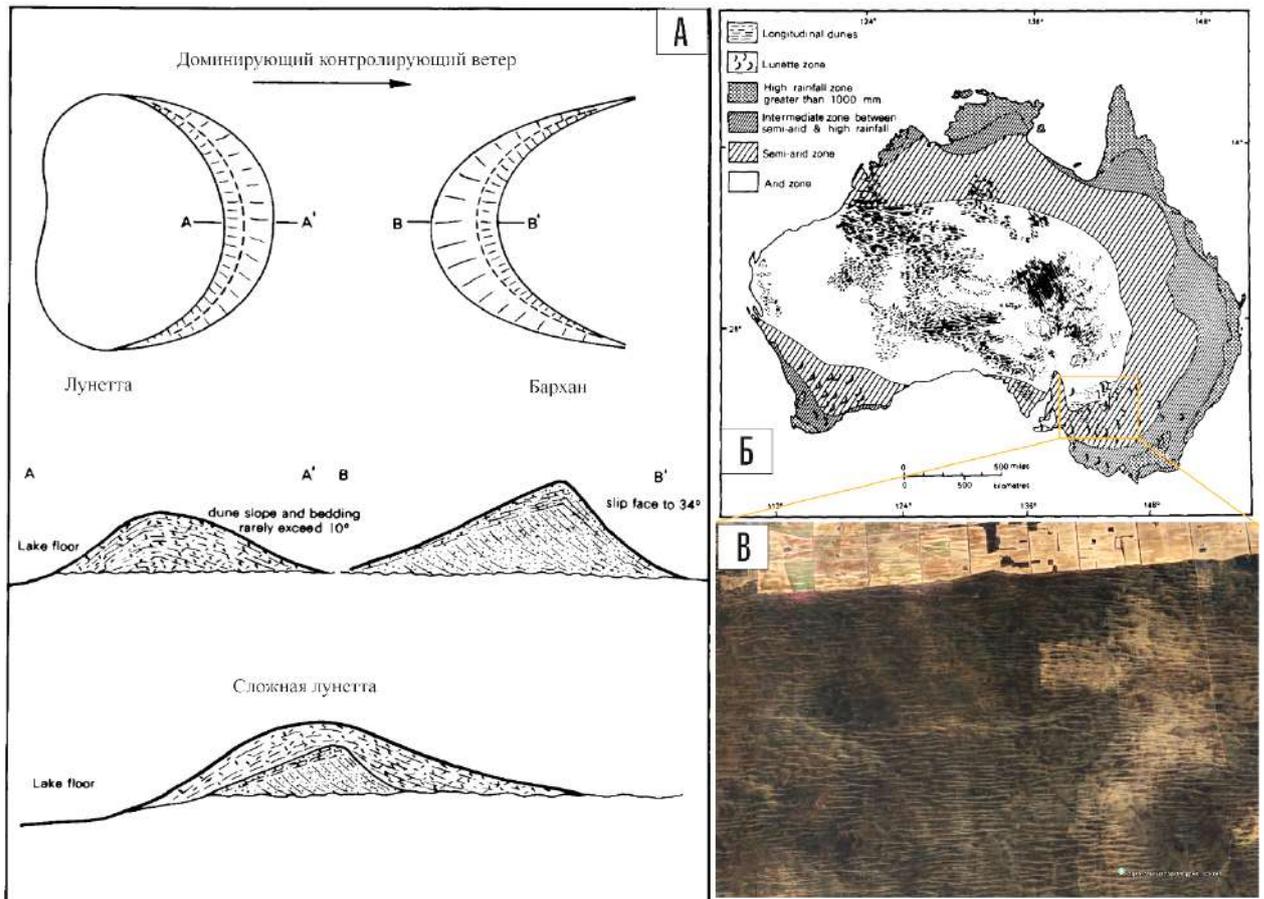


Рисунок 5.2.5. А — Сравнение лунетт и барханов в плане и разрезе, внизу сложная лунетта с песчаным ядром; Б — Упрощенная климатическая карта Австралии, на которой показано распространение лунетт и линейных дюн относительно засушливых, полусухих и зон с высоким уровнем осадков (Bowler, 1973); В — Массив линейных дюн (the Mallee dunefield, снимок взят из *Google Earth*)

Материал глиняных дюн характеризуется бимодальным распределением гранулометрического состава с пиками в песке и в алеврите. Тем не менее, глинистые pellets отмечаются не только в лунеттах, но и в линейных дюнах соседней пустыни Стшелецкого и западного массива линейных дюн Малли (Wasson, 1983). В дюнном поле Малли помимо лунетт существуют и линейные дюны, сильно напоминающие морфологию бэровских бугров. Высота их колеблется от 2 до 10 м, иногда до 15–20 м, гребни округлые, длина дюн составляет 1–2 км, междюнное расстояние варьируется от 200 до 1200 м и контролируется доминирующими западными ветрами (Hills, 1939; Bowler, 1973). Пожалуй, эти линейные дюны также являются наиболее близкими аналогами бугров Бэра. Получается, что морфология дюн в районе Малли определяется как ветрами, так и составом отложений.

Существует несколько механизмов образования глинистых пеллет: за счёт эффоресценции (роста кристаллов соли в глине), за счёт лопающихся пузырей в глине при наличии микрорельефа, путем закручивания краев глинистых полигонов и дальнейшего их растрескивания. Источниками глин могут быть как речные, так озерные и морские отложения, и даже маломощные почвенные покровы (Price, 1963; Bowler, 1973; Dare-Edwards, 1984). Другими словами, во время влажного сезона соленые грунтовые воды и воды речного стока заполняют междюнные пространства, ограничивая действие дефляции. С наступлением сухого теплого периода уровень вод падает, обнажаются солончаки. Растительность не приживается на таких территориях. Соли в грунте кристаллизуются в глине, разрушая высыхающие пласты, формируя рыхлую поверхность, состоящую из глиняных гранул. Они переносятся ветром: более крупные качением, помельче — сальтацией и воздушной суспензией. Морские глины и алевриты, ставшие дневной поверхностью после очередного отступления моря, часто становятся источником глинистых пеллет.

Также стоит отметить, что поверхности, покрытые соляной коркой, все же подвергаются эоловой переработке и дефляции. Эмиссия пыли происходит в жаркое дневное время, когда увлажненность поверхности падает. Поврежденные и растресканные более пористые участки корки гораздо более подвержены дефляции (требуется на 50% ниже критическая скорость ветра, нежели для целых корок). Участки корок, состоящих из сульфата натрия  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  также более подвержены дефляции, чем корки из хлорида натрия  $\text{NaCl}$  (Nield et al., 2016). Где важен именно сальтационный механизм за счёт бомбардирования корки частицами из воздуха.

Период формирования глинистых дюн в Австралии заключен между 18 и 15 тыс. лет назад, знаменует окончание последнего ледникового максимума, когда возросли темпы почвенной эрозии, скорости испарения и нестабильности ландшафта (Bowler, 1973; Dare-Edwards, 1984).

J.M. Bowler (1973) считает, что для формирования глинистых дюн необходимо сочетание факторов: наличия мелководного соленого крупного водоёма и сильных однонаправленных ветров, совпадающих с сухим и жарким периодом. Высокая соленость препятствует колонизации растительности, которая в противном случае ограничивала эоловые процессы. Эффоресценция солей в глинах приводит к образованию окатанных глинистых агрегатов песчаной размерности. Однако, этот автор также относит глиняные дюны к поперечным дюнам, где ветры дуют с водоёма на сушу. Некоторые сложные лунетты состоят из более песчаной пачки и более глинистой, наличие пачек регулируется уровнем воды в водоёме и его гидродинамикой.

Таким образом, через изучение лунетт стал ясен механизм возникновения глинистых пеллет, которые слагают бугровые толщи, в особенности Литофацию 2. Тем не менее, плановая форма лунетт в виде полумесяца не имеет ничего общего с наблюдаемой, преимущественно линейной, формой бугров. Из чего следует, что бэровские бугры, которые мы сейчас наблюдаем, не являются лунеттами и скорее были образованы по типу линейных дюн. Автор предполагает, что Литофация 2 все же могла быть отчасти сформирована из материала лунетт, формировавшихся вокруг высыхающих луж во время регрессии Каспия. Однако, она все еще требует дальнейших более детальных исследований структуры и строения с целью выявления конкретного механизма эоловой седиментации. Редкие лунетты сохранились вокруг небольших соленых озер на территории Рын-песков. Внутреннее строение и морфология бэровских бугров во многих аспектах отвечает типу именно линейных дюн и подтипу задернованных и стабилизированных растительностью (по Н. Tsoar, 1989, 2008).

### 5.3. Абсолютный возраст бугровых отложений и возраст бугров

Для решения вопроса о временном интервале формирования бэровских бугров диссертантом отобраны образцы раковинного материала из бугров Яксатово, Мирный, Сарай-Бату. Образцы продатированы в научной лаборатории Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ по методике и под руководством Х.А. Арсланова.

Результаты радиоуглеродного датирования раковин моллюсков по четырем образцам показали возраст от 16.4 до 13.8 кал. тыс. л. н. (Таблица 5.3.1, Рисунок 5.3.1). Одна радиоуглеродная дата  $15296 \pm 298$  кал. л. н. (ЛУ–8739) получена по целым раковинам *Didacna praetrigonoides*, *D. parallela*, отобраным из песчаного прослоя ЛФ3 в основании бугра Яксатово. В этом же бугре на контакте ЛФ2 и ЛФ3 по раковинам *Didacna protracta* получена радиоуглеродная дата  $14221 \pm 427$  кал. л. н. (ЛУ–9200). В отложениях бугра Сарай-Бату из песчаного прослоя в ЛФ3, содержащего обильное количество раковин моллюсков *Didacna ebersini*, *D. protracta* и *Dreissena rostriformis*, получена дата  $16365 \pm 700$  кал. л. н. (ЛУ–8740). Одна дата  $13865 \pm 271$  кал. л. н. (ЛУ–9201) получена по целым *in situ* раковинам *Didacna protracta*, *Dreissena polymorpha*, отобраным из песчаного прослоя на контакте ЛФ2 и ЛФ3 бугра Мирный. Радиоуглеродный анализ раковин моллюсков из ЛФ3 показал возрастной интервал 16.3–15.2 кал. тыс. л. н., который попадает на холодный этап раннего дриаса (Лобачева и др., 2021). Две радиоуглеродные даты, полученные на контакте ЛФ2 и ЛФ3, относятся к интервалу 14.2–13.8 кал. тыс. л. н., который сопоставляется с теплым этапом беллинг-аллеред (Лобачева и др., 2021). Мощные межбугровые отложения датируются возрастом 1.7–2.7 кал. тыс. лет, что свидетельствует о том, что межбугровые понижения после стабилизации дюн по настоящее время продолжают заполняться отложениями различного генезиса. Этот процесс особенно активно происходит в дельте Волги, где гидрографическая сеть динамично менялась на протяжении всего голоцена.

Автором были собраны все имеющиеся датировки, полученные из бугровых отложений или с контакта их с подстилающими шоколадными глинами (Таблица 5.3.1). Согласно данным (Свиточ, Парунин, 2001), возрастной интервал для бугровой толщи в районе западной части дельты составил 13.5–11 кал. тыс. л. н. Одна дата в 21.7 кал. тыс. лет имеет существенный возрастной отскок от основного массива скопления дат (Свиточ, Ключевиткина, 2006). Вероятно, это связано с тем, что для датирования использовались раковины непосредственно из бугровой толщи (т.е. не *in situ*).

Результаты радиоуглеродного датирования хвалыньских бугровых отложений сопоставляются с датировками, полученными методом ОСЛ. Так, возраст отложений бугров в районе п. Косика (на правом берегу Волги в 100 км к СЗ от Астрахани) попадает в интервал 18–16.7 тыс. л. н. (Zastrozhnov et al., 2020). При этом была также получена OSL-датировка из бугра Косика в 8600±500 лет (Butuzova et al., 2022), что свидетельствует о продолжении процесса формирования бугров в этом районе в раннем голоцене.

Согласно полученным данным, шоколадные глины откладывались вплоть до аллерада, что означает существование лагунно-эстуарного водоёма на территории Нижнего Поволжья и дельты Волги вплоть до 13.8 кал. тыс. лет (образец с контакта между ШГ и бугровой толщей по раковинам *in situ*). Возрастной интервал потенциального формирования бугров заключается между 13.8 и 8.6 кал. тыс. лет назад. То есть приведенные автором радиоуглеродные даты отбивают нижнюю границу, ранее которой бэровские бугры образовываться не могли.

На основе полученных данных можно предположить, что накопление бугровой толщи было не одновременным событием, а происходило стадийно по мере отступления береговой линии хвалынского моря в конце МИС–2 до наступления новокаспийской трансгрессии в начале голоцена. Формирование бугровой толщи в районе северного распространения гряд (Сарай-Бату, Косика, Сероглазка) происходило несколько раньше, чем в районе дельты Волги, т.к. территория дельты постепенно осушалась ко времени максимального развития мангышлакской регрессии.

Интересна дата МГУ–1677 7320±68 кал. лет (Абрамова и др., 1983 и Свиточ, Янина, 2005), полученная из слоя желтовато-бурых тонко-параллельнослоистых песков, отвечающих, судя по всему, периоду позднихвалынского бассейна. Однако, это единственная дата, полученная из этой литофации, чего недостаточно для полного понимания времени её формирования. Проблема выделения временных интервалов верхнехвалынского бассейна является все еще дискуссионным вопросом в истории трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия на границе плейстоцена и голоцена. Датирование и детальное исследование этой литофации (по нашему мнению, ЛФ4, подстилающая бугровую толщу и обнаруженная в основании бугра Фунтово–2 мощностью 1,1 м) поможет более детально разобраться в проблематике этого периода.

Таблица 5.3.1. Результаты радиоуглеродного и OSL датирования бугровых отложений и подстилающих их шоколадных глин. Полужирным шрифтом выделены откалиброванные даты.

ЛФ3  ЛФ1 и ЛФ2  ЛФ4

Лаб №	Местоположение	Широта (°N)	Долгота (°E)	Высота (абс.)	Глубина (м)	Материал	Литофация	<sup>14</sup> C возраст, лет	(±) лет	Ср <sup>14</sup> C возраст (кал.л.н.)	± Лет (2σ)
Датировки взяты из статьи (Лобачева и др., 2021; Lobacheva et al., 2023)											
ЛУ-8739	Яксатово	46.2452	48.0226	-20	4.8	<i>Didacna praetrigonoides</i> , <i>D. parallella</i>	Шоколадные глины	12800	100	<b>15296</b>	298
ЛУ-9200	Яксатово	46.2450	48.0285	-20	4.5	<i>Didacna protracta</i>	Контакт нижнебугровой толщи с шоколадными глинами	12210	140	<b>14221</b>	427
ЛУ-8740	Сарай-Бату	47.2384	47.3723	-13	7.5	<i>Didacna ebersini</i> , <i>D. protracta</i> , <i>Dreissena rostriformis</i>	Шоколадные глины	13560	250	<b>16365</b>	700
ЛУ-9201	Мирный	46.3700	47.9251	-19	3	<i>Didacna protracta</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	Контакт нижнебугровой толщи с шоколадными глинами	12000	120	<b>13865</b>	271
ЛУ-9202	Мирный Бугор L7-2, F-3,	46.22	47.92	-24	-	<i>Didacna protracta</i> , <i>Dreissena sp.</i>	Песок и суглинки из бугровой толщи	12070	120	<b>14019</b>	287
ЛУ-10645	Семибугры С-1, Межбугровое понижение	46.1642	48.2859	-26	0,8	Органический прослой	Суглинки, богатые органикой	2670	90	<b>2780</b>	120

ЛУ–10646	Семибугры С-1, Межбугровое понижение	46.1642	48.2859	–26	1,7	Органический прослой	Палеопочва	1820	90	<b>1730</b>	110
Датировки взяты из статьи (Свиточ, Парунин, 2001)											
МГУ–1487	Сергиевка, Бэровский бугор	45.58	47.62	–26	-	<i>Didacna praetrigonoides</i>	Слоистые пески	18100	1950	<b>21713</b>	4267
МГУ–1488	Оля, Бэровский бугор	45.47	47.53	–25	-	Обломки раковин, бугровая толща	Бугровая толща	9600	500	<b>11082</b>	1405
МГУ–1439	Рынок, Бэровский бугор	45.64	47.57	–25	-	Обломки раковин, бугровая толща	Бугровая толща	11636	121	<b>13532</b>	236
Датировки взяты из статьи (Абрамова и др., 1983 и Свиточ, Янина, 2005)											
МГУ–796	Енотаевка бугор	47.24	47.04	–13	-	Раковины	Пески бугровой толщи	7330	500	<b>8289</b>	1027
МГУ–794	Енотаевка бугор	47.24	47.04	–12,5	-	Раковины	Пески бугровой толщи	7700	250	<b>8571</b>	565
МГУ–24	Енотаевка бугор, основание	47.24	47.04	–12.5	-	<i>Dreissena distincta</i> , <i>Dreissena celekenika</i>	Песок с прослоями глин, нижнехвалынские осадки	11000	250	<b>12964</b>	496
МГУ–793	Енотаевка бугор, основание	47.24	47.04	–17	-	<i>Didacna protracta</i> , <i>D.</i> <i>ebersini</i> , <i>Dreissena</i> <i>rostriformis distincta</i>	Пески желто- серые, хорошо сортированные, мз/тз с раковинами, нижнехвалынские осадки	11820	250	<b>13753</b>	594
МГУ–25	Енотаевка бугор, основание	47.24	47.04	–12	-	<i>Didacna sp.</i> , <i>Dreissena</i> <i>sp.</i> , <i>Hуpanis sp.</i>	Серые пески, нижнехвалынские осадки	13100	300	<b>15730</b>	915

МГУ– 1677	На левобережье Волги в 2 км к С от с. Бугор	47.59	46.90	0 – –2	2,7	<i>Didacna protracta</i> Eichw., <i>D.</i> <i>parallella</i> Bog., <i>Dreissena distincta</i> Andrus., <i>Dr. polymorpha</i> Pall., <i>Monodacna</i> <i>caspia</i> Eichw.	Песок, насыщенный тонкостенными раковинами, верхнехвалынские осадки	6396	60	<b>7320</b>	68
МГУ– 1675	На левобережье Волги в 2 км к С от с. Бугор	47.59	46.90	0 – –2	5	<i>Didacna protracta</i> Eichw., <i>D. parallella</i> Bog., <i>Dreissena</i> <i>rostriformis distincta</i> Andrus.	Глина шоколадная с прослоями песков и множеством хвалынских раковин, нижнехвалынские осадки	13580	20	<b>16525</b>	62
Датировки взяты из книги (Свиточ, Клювиткина, 2006)											
МГУ– 1609	Кудрино, бэровский бугор	46.42	48.72	~–25	-	Обломки раковин, бугровая толща	Бугровая толща	10900	100	<b>12898</b>	170
*значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "OxCal 4.4.4" (калибровочная кривая «IntCal 20»). Christopher Bronk Ramsey ( <a href="https://c14.arch.ox.ac.uk">https://c14.arch.ox.ac.uk</a> ).											
OSL датировки согласно Zastrozhnov et al., 2020											
Лаб №	Местоположение	Широта (°N)	Долгота (°E)	Материал	Литофация	OSL возраст, тыс. лет	(±) лет	Число зерен			
1525 44	Косика 2/3, бэровский бугор	47,1	47.183	Песчаный суглинок	Верхняя бугровая толща	<b>16.7</b>	800	20			
1525 45	Косика 2/3, бэровский бугор	47.1	47.183	Песчаный суглинок	Верхняя бугровая толща	<b>18.0</b>	700–900	27			
OSL датировки согласно Butuzova et al., 2022											
177,780	Косика, бэровский бугор	47,1	47,2	Песок с гравием	Верхняя бугровая толща, 0,9 м с поверхности	<b>8.6</b>	500	-			

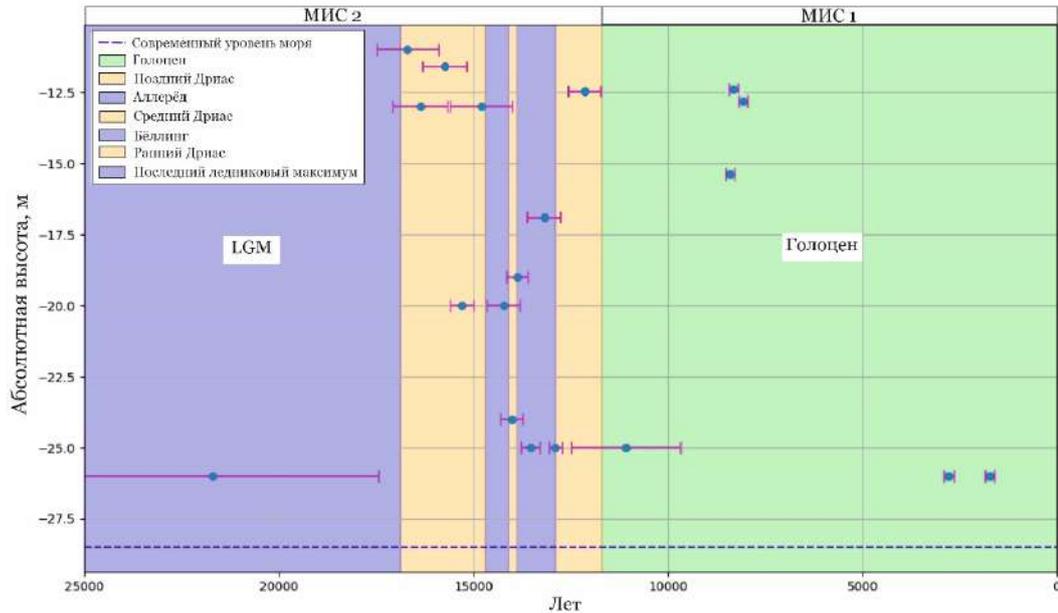


Рисунок 5.3.1. Гипсометрическое положение отложений с абсолютными датами, полученными из бугровых прослоев и отложений их подстилающих (по материалам из Таблицы 5.3.1). Цветом показаны основные климатические события Европы, выше указаны морские изотопные стадии согласно (Cohen, et al., 2019)

Определение возраста бэровских бугров как форм рельефа является сложной задачей, так как требует особого внимания при датировании отложений. Сложности возникают из-за неоднократного переотложения осадков бугровой толщи и вмещаемых редких раковин. Датирование раковинного материала радиоуглеродным методом из бугровой толщи или с контактов внутри неё совершенно неуместно, т.к. раковины и их обломки в бугровой толще не являются *in situ* и не показывают истинный абсолютный возраст отложений бугров. Поэтому наиболее удачным и надежным методом определения возраста отложений бугров является OSL-датирование, как правило, дающее отличные результаты при изучении отложений эолового генезиса.

Анализ полевого материала показал, что бугровая толща унаследована от нижележащих раннехвалынских ШГ. То есть датирование отложений дает лишь возраст формирования самих осадков, а не формы рельефа, которую они слагают. Как известно, определяя геологический возраст той или иной формы рельефа, устанавливается отрезок времени, за который он приобрел черты, аналогичные его современному облику. Следовательно, воспользовавшись методом возрастных рубежей, интервал формирования рельефа бугров можно заключить между 13.8 кал. тыс. лет (возраст отложений на контакте между ШГ и бугровой толщей в бугре Мирный) и до наступления новокаспийской трансгрессии (где явно бугры в ильменах и дельте подтоплены и частично разрушены в ходе подъема уровня моря). В Северном Каспии (в самой северной его части, в предельтовой равнине), на основании материалов датирования (Bezrodnykh et al., 2020)

начало новокаспийской трансгрессии датируется около 8.3 тыс. лет назад. То есть период формирования бэровских бугров заканчивается на так называемом резком похолодании-событии «8200 event», когда был достигнут минимум уровня в мангышлакскую регрессию.

Таким образом, более детальное изучение стадийности формирования бугров требует большего числа именно OSL-датирования, как правило, демонстрирующего прекрасные результаты при изучении эоловых отложений, примером которых и является бугровая толща.

#### 5.4. Стадии и палеогеографические условия формирования и развития бэровских бугров

В палеогеографическом отношении территория Северного Прикаспия неоднократно испытывала влияние трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия (Свиточ, 2014). Основные уровни колебаний каспийского бассейна в конце плейстоцена-начале голоцена отражены на Рисунке 5.4.1.<sup>8</sup>

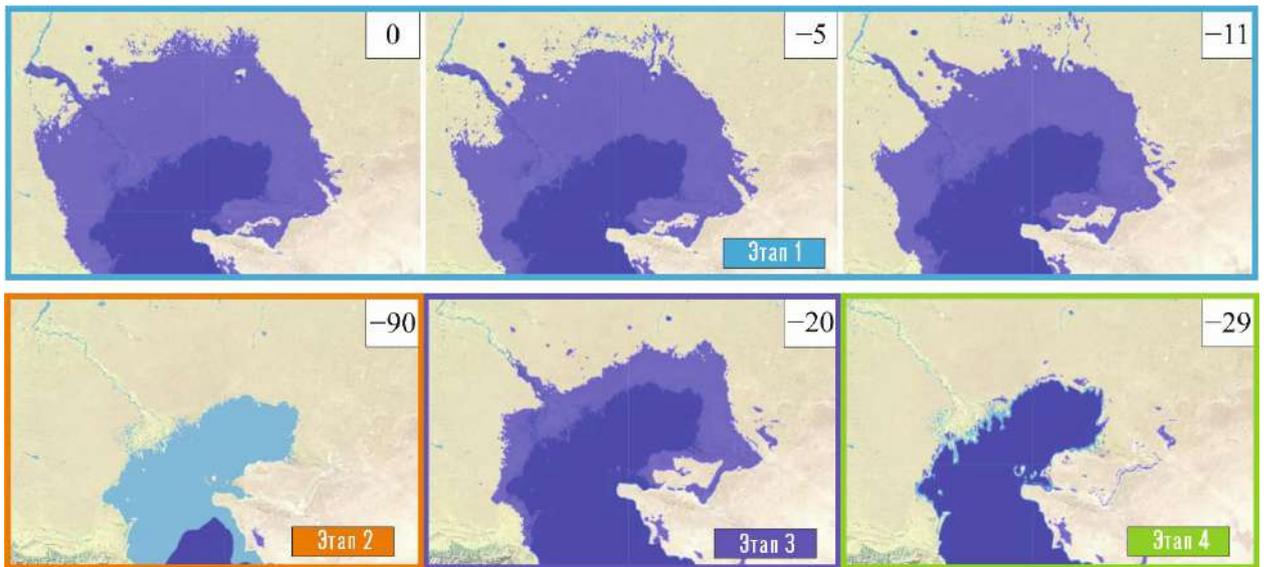


Рисунок 5.4.1. Крупные колебания Каспийского моря в период с конца позднехвалынского времени до настоящего времени: 0 м абс. — граница распространения позднехвалынского бассейна; -5 м абс. — кумская стадия деградации; -11 м абс. — сартасская стадия деградации; -90 м абс. — минимум развития мангышлакской регрессии; -20 м абс. — максимальный уровень новокаспийской трансгрессии; -29 м абс. — современный уровень по (Леонтьев, Федоров, 1953; Федоров, 1957; Рычагов, 1977; Варущенко и др., 1987; Маев, 1994; Янина, 2012)

В конце позднего плейстоцена развивалась одна из крупнейших трансгрессий Каспия — хвалынская. Согласно большинству имеющихся оценок хвалынская стадия включает раннехвалынскую и позднехвалынскую трансгрессивные стадии, разделенные

<sup>8</sup> На схеме указаны стадии развития бассейна Каспийского моря, которые имели наибольшую значимость в непосредственном формировании бэровских бугров.

енотаевской регрессией (Леонтьев, 1961; Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1997; Маев, 1994). Раннехвалынская стадия, согласно большинству исследователей, достигала 45–48 м абс. (Жуков, 1945; Федоров, 1957; Рычагов, 1997). Трангрессия сформировала обширную морскую аккумулятивную равнину в пределах высот от 0 до 45 м абс., занимающую значительную часть Северной Прикаспийской низменности (Свиточ, 2014).

Согласно последним данным, раннехвалынские воды окончательно покинули северную часть Прикаспийской низменности в районе 14 кал. тыс. лет. Шоколадные глины, переслаивающиеся с алевритами — фация отступающего хвалынского моря (Курбанов и др., 2023). Наши данные, полученные из кровли шоколадных глин под буграми, демонстрируют возрастной период в 14.2–13.8 кал. тыс. лет (Лобачева и др., 2021; 2023). То есть бугры не могли образоваться ранее указанной временной границы.

Функционирование пролива по Манычу в хвалынское время также является дискуссионным вопросом. Согласно данным А.А. Свиточа (2009) сток через Маныч последний раз функционировал в интервале 14.5–13.5 кал. тыс. лет. По другим данным, существование пролива продолжалось с 17.7 до 14.9 кал. тыс. лет (Семиколенных и др., 2022). По самым последним данным завершение перетока произошло 14.5 кал. тыс. лет назад (Semikolennykh et al., 2025). В это время уровень моря стабилизировался на высотах 20–22 м абс. (Макшаев, 2019). Ему отвечает мощное накопление шоколадных глин, которые нам удалось продатировать в кровле цоколя бэровских бугров.

В ландшафтном отношении палеогеографического прошлого позднего плейстоцена-начала голоцена существует ряд разногласий. Большинство исследователей придерживается мнения, что на территории Северного Прикаспия в раннехвалынскую эпоху существовали перигляциальные ландшафты. Об этом свидетельствуют палинологические спектры, где одновременно присутствуют споры как тундровых, так и лесных и пустынно-степных растительных сообществ, произрастающих в совершенно разных природных условиях, из чего делается вывод о сложности и неоднородности растительного покрова в раннехвалынское время (Болиховская, Макшаев, 2019).

Раннехвалынская стадия завершилась енотаевской регрессией, вопросы об уровне и времени проявления которой также дискуссионны. Уровень регрессии оценивается в –43––45 м абс. (Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1977), –64––84 м абс. (Варущенко и др., 1987) и –105 м абс. (Маев, 1994). Временной интервал её развития соотносится с периодом от последнего ледникового максимума (Рычагов, 1977, 1997) до начала голоцена (Свиточ, 2014). Согласно новейшим данным радиоуглеродного и ОСЛ датирования, развивалась регрессия в самом конце позднего плейстоцена от 13–12 тыс. лет назад до 14–15 кал. тыс. лет (Butuzova et al., 2022; Курбанов и др., 2023; Макшаев, Ткач, 2023).

В это время сформировались шоколадные глины (Литофация 3), подстилающие в большинстве случаев бэровские бугры (Рисунки 4.2.2, 4.2.3, 4.2.4). Это подтверждается данными радиоуглеродного датирования (Таблица 5.3.1). То есть бэровские бугры не могут быть древнее времени существования раннехвалынского бассейна. Литофация шоколадных глин отвечает неглубоким лагунно-эстуарным условиям (Бадюкова, 2007; Макшаев, 2019; Макшаев, Ткач, 2023; Макшаев и др., 2025).

Кровля шоколадных глин в основании бугров, по результатам наших исследований, представляет собой четкий эрозионный контакт и перерыв в осадконакоплении, судя по всему, свидетельствующий о регрессивном енотаевском этапе (Рисунок 5.4.4). Особенно хорошо контакт идентифицировался в цоколе бугров в дельте Волги на высотах –20–25 м абс. и был обнаружен в бугре Долгом (Рисунок 4.2.4). Континентальные осадки этого этапа нами обнаружены не были, потому что они были размывы во время последующей позднехвалынской трансгрессии. Тем не менее, следы аллювиальных врезов отмечаются в основании бугра Долгого (Рисунок 4.2.4), что свидетельствует о размыве.

С дальнейшей историей Каспия связано формирование и развитие бэровских бугров, в которых нами установлены следующие этапы. Причем рассматривается не только формирование непосредственно бугровой толщи, но и отложений её подстилающих. Была создана результирующая схема последовательного формирования бугровой толщи и её подстилающих (Рисунок 5.4.4).

### **Этап 1. Позднехвалынский этап. Формирование подводного рельефа (основания бэровских бугров) на фоне снижения уровня Каспия.**

После енотаевской регрессии наступила **позднехвалынская** трансгрессивная стадия, развивавшаяся до 0 м абс. (Рисунок 5.4.1) (Федоров, 1957; Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997). Относительно возраста развития позднехвалынской трансгрессии существует несколько точек зрения, основывающихся, в том числе, на данных абсолютного датирования, которые попадают в интервалы времени: согласно радиоуглеродному методу, 19–12 тыс. лет назад (Безродных и др., 2015), 14–12 тыс. лет назад (Arslanov et al., 2016) и 11–8.2 тыс. лет назад (Макшаев, Ткач, 2023), а по ураниевому методу от 22 до 13.8 тыс. лет (Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1997). Т.А. Яниной и др. (2025) были выявлены основные проблемные вопросы палеогеографии Каспия и, пожалуй, проблема этапов развития хвалынского бассейна до сих пор является одной из наиболее острых. То есть время функционирования позднехвалынской трансгрессии, а в последнее время — даже её существования (Ткач, 2024), все еще остается дискуссионным вопросом. По мере отступления море оставило после себя ряд

стадиальных береговых линий (которые были охарактеризованы по абразионным уступам).

Верхнехвалынские осадки характеризуются малым содержанием пыльцы и спор растений. Однако, согласно данным А.А. Чигуряевой и К.В. Ворониной (1960) в комплексе отложений данного возраста преобладает бедная пыльца травянистых растений, таких как маревые, эфедра и полынь. Редка или почти отсутствует пыльца древесных пород.

Верхнехвалынские осадки Северного Прикаспия изучены довольно слабо. Судя по всему, это был довольно непродолжительный период (1–3 тыс. лет). Поэтому мощность осадков не велика и составляет от 1 до 2 м и слагает позднехвалынскую морскую аккумулятивную равнину. Эти отложения были активно перевеяны и размыты водотоками, поэтому имеют достаточно плохую сохранность и встречаемость в разрезах четвертичных отложений. Данная литофация встречается довольно редко в цоколе бугровой толщи, что, вероятно, свидетельствует об её частичном размыве или перевеивании. Нами эта литофация была обнаружена в цоколе бугра Фунтово–2 в дельте Волги мощностью 1 м. Тем не менее, Литофация 4 имеет крайне важное значение в понимании палеогеографической последовательности смены обстановок седиментации и уточнении трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия на территории Северного Прикаспия. Литофация 4 детально описывается в работе А.А. Свиточа и Т.А. Яниной (2005), где она была обнаружена в ряде расчисток возле н.п. Бугор, Енотаевка, Сергиевка.

Автор диссертации полагает, что эта литофация отвечает верхнехвалынскому этапу Каспийского бассейна. ЛФ4 характеризуется текстурными признаками, характерными для обстановки морского мелководья, залива, где работала волна, и не исключено действие вдольбереговых течений. В подошве ЛФ4 были отмечены следы размыва ШГ, что свидетельствует о высокой гидродинамике среды и активном размыве нижележащих нижнехвалынских шоколадных глин при наступлении моря.

Постепенно динамика водоёма становилась более спокойной, о чем свидетельствует более тяжелый состав материала в средней части слоя ЛФ4. Постепенно водоём стал мелеть. К эпохе деградации позднехвалынского бассейна автор относит формирование подводного рельефа, созданного при ветро-волновом участии и спаде уровня моря. Этот рельеф после отступления моря послужил ядрами притяжения для возникновения основного тела бугров, то есть последующая активизация эолового переноса и накопления осадков была вероятно выше в местах, где сохранился подводный морской рельеф. Автор предполагает, что именно поэтому ЛФ4 имеет более высокую сохранность в основании бугров, где кровля ЛФ4 волнистая, с пологими возвышениями. От бугровой толщи она отделена эрозионным контактом, свидетельствующим о размыве и

активизации дефляционных процессов. Особенности литологического состава ЛФ4 позволяют утверждать, что она также участвовала в поставке материала для бугровой толщи, т.к. в основной своей песчаной массе она обогащена глинистыми окатышами и обломками ШГ. Предполагается, что песчаная составляющая поступала из этой литофации в том числе, т.к. в шоколадных глинах отсутствуют фракции тонкого и мелкого песка, значит существовал иной источник поступления материала кварцевых и полевошпатных зерен. Во время пробоподготовки и диспергирования частиц глинистые окатыши дезинтегрируются в отличие от кварцевых и полевошпатных зерен. В межбугровых понижениях обнаружить ЛФ4 пока не удалось. Требуется более обширные и детальные геофизические исследования и бурение для выявления пространственного залегания толщи. То есть, наблюдаемые в действительности особенности строения цоколя бугра не противоречат полученным нами в ходе моделирования результатов.

В наших расчётах мы предположили использование временного интервала в 1000 лет со средней скоростью падения уровня моря  $\sim 2,8$  см/год, в результате чего получили модель рельефа, который формируется при участии ветро-волнового воздействия на мелководье и одновременного падения уровня моря, наблюдаемый на современной цифровой модели рельефа, что, на наш взгляд, подтверждает достоверность математических экспериментов (см. Раздел 4.1).

Также важно отметить, что этот сложный морской рельеф не может быть древнее, чем позднехвалынское море, которое стадияльно отступало от нулевых отметок. В противном случае, при наступлении моря, рельеф был бы размыв и сильно разрушен, чего мы не наблюдаем. В то же время, данный аккумулятивно-эрозионный рельеф имеет весьма широкое распространение в Северном Прикаспии именно в пределах границ позднехвалынского моря, что также косвенно доказывает его формирование в сугубо морских субаквальных обстановках седиментации. В результате наших расчётов получают линейные и замкнутые сложные грядово-западинные структуры, которые действительно обширно распространены в Северном Прикаспии, особенно по северной и восточной периферии, что демонстрирует некую достоверность результатов применения моделирования для исследуемой территории. В более южных частях этот рельеф все более перекрыт эоловыми осадками и лишь просматривается в междюнных понижениях. Поэтому наибольшая сохранность его отмечается вдоль границы нулевых отметок позднехвалынского бассейна. Это рельеф морского происхождения, материал которого послужил в качестве цоколя для бэровских бугров и предопределил пространственную предрасположенность мест их формирования.

Этот факт подтверждает существование позднехвалынской стадии моря до 0 м абс. после 13–14 кал. тыс. лет (датировки из кровли шоколадных глин), т.к. отмеченные формы рельефа являются результатом подводных морских литодеформаций дна. К сожалению, мы имеем фрагментарные представления о том, чем сложен этот морской рельеф, поэтому для его исследования потребуется дополнительная геолого-геоморфологическая работа, подкрепленная рядом возрастных датировок.

Так, по мере отступления позднехвалынского бассейна и при участии ветрового волнового воздействия, шло формирование своеобразного подводного эрозионно-аккумулятивного рельефа, хорошо сохранившегося в северных и северо-западных районах позднехвалынской равнины на Прикаспийской низменности. Он послужил основой для возникновения бэровских бугров, стал источником поступления материала в результате его переэвирования.

Причины падения уровня моря, очевидно, были вызваны климатическими причинами: аридизацией и связанным с ней уменьшением речного стока, снижением количества осадков как в водосборном бассейне, так и над акваторией Каспия, с одновременным повышением испарения.

Таким образом, в этот период была сформирована Литофация 4. С завершением позднехвалынской трансгрессии начался процесс формирования морского подводного рельефа, послужившего цоколем, основанием для формирования на нем эолового грядового рельефа бэровских бугров.

## **Этап 2. Мангышлакский этап, период формирования эоловых линейных дюн.**

Снижение уровня позднехвалынского бассейна завершилось **мангышлакской регрессией**, с которой автором связывается второй этап в формировании рельефа бэровских бугров. Этот этап отражает собственно возникновение линейных дюн (бэровских бугров), их миграцию и нарастание в высоту.

Мангышлакская регрессия длилась, по разным оценкам, между 12.5 и 7 кал. тыс. лет (Koriche et al., 2022), между 12.5 и 9.5 кал. тыс. лет (Bezrodnykh, Sorokin, 2016), между 12.2 и 8.7 кал. тыс. лет (Leroy et al., 2013) или между 11.5 и 8.9 кал. тыс. лет (Bezrodnykh et al., 2020; Richards et al., 2014). А.А. Свиточ (2014) мангышлакскую регрессию помещает в интервал от 7.2 до 6.4 тыс. л. н., «отодвигая» её ближе к середине голоцена. Регрессия достигала, по разным оценкам, –50––100 м (Леонтьев и др., 1977; Маев, 1994; Bezrodnykh, Sorokin, 2016). Предполагается, что если современные скорости падения уровня Каспийского моря составляют 4–6 см/год, то на то, чтобы уровень моря упал с уровня нулевой отметки на 40–45 м потребуется 700–1000 лет (Bezrodnykh, Sorokin, 2016).

Бэровские бугры распространены не повсеместно на территории Северного Прикаспия. По мнению автора, этот тип рельефа все-таки имеет приуроченность к палеодельтам рек, впадавших в бассейн хвалынского моря (см. Раздел 4.1). Именно изучение взаиморасположения форм бугров и серий протоков и палеоврезов в Северном Прикаспии позволило уточнить этапность развития рельефа территории (Лобачева и др., 2023). Такая приуроченность бугров объясняется тем, что аллювиальные отложения локальных дельт служили источником материала для переветивания его ветром. Подобным образом формировались эоловые дюны пустыни Синай и Негев, где развеивались дельтовые осадки Нила (Roskin et al., 2011).

С началом мангышлакской регрессии за отступающим уровнем моря последовали многочисленные водотоки и дельтовые протоки (см. геоморфологическую карту в Главе 1). Они осваивали локальные понижения рельефа, выработанные подводными течениями, с чем, вероятно, связано местоположение Сарпинско-Даванской системы. К концу позднехвалынского времени Волга в своем нижнем течении функционировала в виде серии крупных врезанных дельтовых рукавов: на месте современной Волго-Ахтубы, вероятно, существовал сравнительно небольшой центральный рукав, на западе был Сарпинский рукав, а на востоке Эльтон-Хакский (Лобачева и др., 2023; Lobacheva et al., 2024). Они были соединены между собой обширной сетью протоков, рельеф которых до сих пор в значительной степени сохранился в северо-западной части Северного Прикаспия, в особенности на правобережье Волги. За счёт активного врезания аллювий в долинах почти не накапливался. В самом конце позднехвалынского времени Сарпинский и Хакский рукава начали постепенно отмирать, а большая часть стока стала устремляться по центральному рукаву, формируя современную долину Волго-Ахтубы, наблюдаемую от Волгограда до Астрахани.

Очевидна взаимосвязь возникновения рельефа бэровских бугров с функционированием палеорусел конца хвалынского времени, имеющих привязку базиса эрозии к постепенно отступающему морю (и переходу к мангышлакской регрессии). Так, крупные массивы грядового рельефа приурочены к дельте Сарпинско-Даванской системы (плавно переходящей в западные подступные ильмени), протокам палеодельты Волги южнее Хакского эстуария, палеодельте Волго-Ахтубы выше по течению г. Астрахани (Лобачева и др., 2023). Также автор предполагает, что расположение бугров, по крайней мере ядер их аккумуляции, приурочено к повышениям рельефа осушенного дна моря, возникших в результате ветро-волновой активности на мелководье. Постепенно эти возвышения осваивались эоловыми процессами, в результате чего происходило навевание материала из межрядовых котловин вверх по склонам и формирование Литофации 1 и 2.

Однако в силу ряда ограничений, существуют трудности в изучении строения нижней толщи (Литофации 2), потому единственным способом (помимо описания бугровых отложений в карьерах), по мнению автора, является проведение ряда геофизических исследований (георадар, электроразведка).

По мере все большего отступления моря, ознаменовавшего наступление мангышлакской регрессии, происходила проградация Сарпинско-Даванской системы, активное врезание современной Волги в своем нижнем течении и функционирование протоков в районе левобережья Волги в районе с. Харабали. Затем боковые ветви начали постепенно отмирать: Сарпинско-Даванская система устремилась в сторону современного положения дельты Волги, Эльтон-Хаккская система также постепенно стала пересыхать на фоне меняющегося климата и роста засушливости (Kroonenberg et al., 2003, 2005; Болиховская, 2011; Richards et al., 2014). Постепенно все боковые рукава перестали функционировать по мере все более снижающегося уровня, при максимально низком уровне мангышлакского бассейна (~ -90—-100 м абс.) Волга текла на юг через всю северную котловину моря и впадала в Средний Каспий (Kroonenberg et al., 1997, 2005; Overeem et al., 2003; Bezrodnykh, Sorokin, 2016). Детальная реконструкция палеodelьт конца хвалынского и мангышлакского времени приведена также в работах S. Kroonenberg (1997, 2003, 2005), Е.Ф. Белевич (1970), О.К. Лентьева и Н.И. Фотеевой (1965). Выводы диссертанта дополняют и подтверждают результаты, содержащиеся в указанных работах.

Бэровские бугры (линейные гряды) действительно тяготеют к палеodelьтам (Сарпы-Давана, Урала, Волги) и эстуариям (Раздел 4.1, Рисунок 4.1.1). Однако, реконструкция палеodelьт в Северном Прикаспии основана пока лишь на геоморфологических данных, их геологическое строение, за исключением дельты Волги, пока изучено недостаточно детально (Николаев, 1957; Леонтьев, Фотеева, 1965). На данный момент не существует каких-либо датировок из аллювиальных отложений, слагающих Сарпу, Даван, Эльтон-Хаккский рукав, что осложняет выстраивание хронологии событий. Поэтому мы не можем с точностью утверждать, в какой период времени функционировали эти русла. Однако, эти палеопотоки, особенно в нижнем течении размывают уже сформировавшиеся к тому моменту бэровские бугры.

Таким образом, формирование бугров бэра в виде эловых линейных дюн происходило несколько быстрее, чем палеопотоки успевали осваивать обширные пространства осушившегося морского дна, и оба процесса были сопряжены в пространстве. Поэтому, без обширного корпуса датировок аллювия из палеопотоков и бугровой толщи крайне сложно выстроить хронологию развития событий на данных участках.

О существовании совокупности древних палеodelьт Волжско-Уральской системы рек отмечает Т.Ф. Якубов (1955). По настоящее время это, пожалуй, наиболее полный и актуальный труд, посвященный рельефу песчаных эоловых массивов на междуречье Урала и Волги. Формирование многочисленных дельт было связано с регрессией хвалынского бассейна и понижением базиса эрозии. И привело к возникновению сложного рисунка рельефа: сочетанию ложбин, гряд и увалов, которые подвергались процессам развеивания (Якубов, 1955).

Важным моментом в истории развития рельефа Северного Прикаспия является то, что бэровские бугры начинают формироваться очень быстро с началом отступления моря. Как только осушались новые пространства, начиналась активизация эоловых процессов. Происходило это за счёт усиления аридности климата и усугублялось отсутствием растительного покрова на обнажившихся просторах неровного морского дна (Leroy et al., 2013; Richards et al., 2014). Что доказывается тем фактом, что многочисленные протоки палеodelьты Волги и Сарпы уже размывали только появившиеся эоловые массивы.

В районе пос. Харабали – Ленино расположен весьма крупный массив грядово-ложбинного рельефа бэровских бугров, простирающихся в направлении на ЗЮЗ. Если сравнивать рельеф на правом и левом бортах Волги, то можно отметить его морфологическую схожесть и однородность, т.к. рельеф на правом берегу как бы продолжает рельеф гряд на левом борту. Весьма выражены в рельефе бугров протоки на левобережье Волги к юго-западу от пос. Харабали, где они прорезают в меридиональном направлении бугровые массивы, что свидетельствует о более позднем их формировании, чем бугров. Другой пример — бугры в устье ложбины Даван. Там бэровские бугры представлены, по сути, останцами, где их цоколь в виде шоколадных глин обнажается на поверхности, свидетельствуя о том, что базис эрозии был ниже кровли шоколадных глин, и водотоки устремлялись за отступающим морем, размывая уже имеющиеся гряды (Лобачева и др., 2023).

Огромные просторы Северного Прикаспия с началом мангышлакской регрессии становились обширной областью действия эоловых процессов. Шоколадные глины с поверхности имеют следы перехода в субэральные условия (Lebedeva et al., 2018). Это происходило стадийно, как бы следуя за линией отступающего моря, где на суше оказывался морской рельеф. По мере выхода на сушу отложения испытывали в условиях аридного климата усыхание и растрескивание за счёт контраста температур в полупустынно и пустынном климате и эффоресценции, в результате чего формировались глинистые окатыши и пеллеты наряду с высыхающими алевритовыми и песчаными осадками. Согласно нашим результатам, бугры сложены в большинстве случаев двумя

пачками (Литофацией 1 и Литофацией 2). Литофация 2 оказывается древнее Литофации 1, вероятно, потому что её формирование происходило постепенно по мере спада уровня моря в мангышлакскую регрессию, а формирование Литофации 2 происходило позднее, во время минимального уровня стояния моря на отметках  $-90-100$  м абс. вплоть до завершения регрессии и наступления новокаспийской трансгрессии.

Более северные бугры (меньшего размера) сложены, как правило, одной нерасчленённой бугровой толщей, формировавшейся вплоть до завершения мангышлакской регрессии (на основании датировки 8,6 тыс. лет из разреза Косика, по Butuzova et al., 2022).

Наши наблюдения за морфологией, ориентировкой и распространением гряд позволили сделать вывод о том, что бэровские бугры, в основном, формировались за счёт ветров восточных румбов. Об этом свидетельствует ориентировка вилообразных соединений между дюнами, открытых на восток. Не меньшую роль играли южные ветры, дующие особенно сильно во время максимума развития мангышлакской регрессии. Это также подтверждается выводами о минералогическом составе гряд Г.А. Ивановой (1952) и Т.Ф. Якубова (1940) о значительном влиянии материала Уральской провинции. Где в накоплении эоловой толщи бугров доминирующим источником поступления материала были хвалынские пески, глины и аллювий Урала, нежели аллювий Волги. Наши исследования геохимического и гранулометрического состава (Разделы 4.2.3, 4.2.4) позволяют согласиться с выводами Г.А. Ивановой (1952) об унаследованности бугровой толщи от хвалынских морских осадков.

Наличие одной или двух литофаций в бугре и особенности их падения и залегания объясняются особенностями ветрового режима (показатель  $N$ ). При симметричном ветровом режиме накопление материала идет одинаково с обоих склонов дюны, где падение слоёв будет параллельно наклону склонов в обе стороны от оси; при асимметричном режиме, слои будут падать лишь в одну сторону за счёт латеральной миграции дюны, поэтому их легко перепутать с поперечными дюнами (Liu, Vaas, 2020). Обе конфигурации наблюдаются в бэровских буграх, что служит очередным доказательством их эолового генезиса. Другими словами, восточные ветры были доминирующими в формировании бугров — линейных эоловых дюн. Невероятно точное совпадение моделируемых форм и реально существующего рельефа дюн в западных ильменах позволяет считать результаты моделирования эоловых процессов достоверными (Рисунок 5.1.2.1). Южные ветры были задействованы в формировании Литофации 1 бугров в дельте Волги, т.к. могли формировать поверх уже имеющихся линейных дюн наложенные поперечные дюны или небольшие барханы.

В это же время, вероятно, сформировался и огромный эоловый массив Рын-песков на Волго-Уральском междуречье, где существует несколько морфологических типов дюн (куполообразные, линейные дюны, бугристые пески) (Объяснительная записка..., 2011; Якубов, 1955). Массив начал формироваться во время мангышлакской регрессии и продолжает развиваться в настоящее время за счёт существования в более засушливом и континентальном климате, чем территория низовьев Волги.

Во время мангышлакской регрессии осушились огромные пространства шельфа Северного Каспия. Согласно геофизическим и комплексным литологическим исследованиям коллег известно, что на сейсмоакустических профилях фиксируется ряд субмеридиональных эрозионных врезов и субширотных замкнутых котловин, похожих на межбугровые понижения, ильмени (Рисунок 5.4.2). Отмечаются обширные дельтовые конуса Волги на глубинах 25–32 и 45–65 м ниже уровня моря. Эти врезы были заполнены в временной интервал ~11.5–8 кал. тыс. лет назад (Безродных и др., 2015; Bezrodnykh, Sorokin, 2016; Bezrodnykh, et al., 2020). Эти данные в очередной раз подтверждают сопряженность процессов эоловой седиментации и эрозии палеопотоков дельт на обширных просторах Северного Прикаспия. Однако более детальное понимание последовательности формирования бугровых литофаций и их размыва эрозией водотоков возможно лишь при массовом датировании этих осадков.

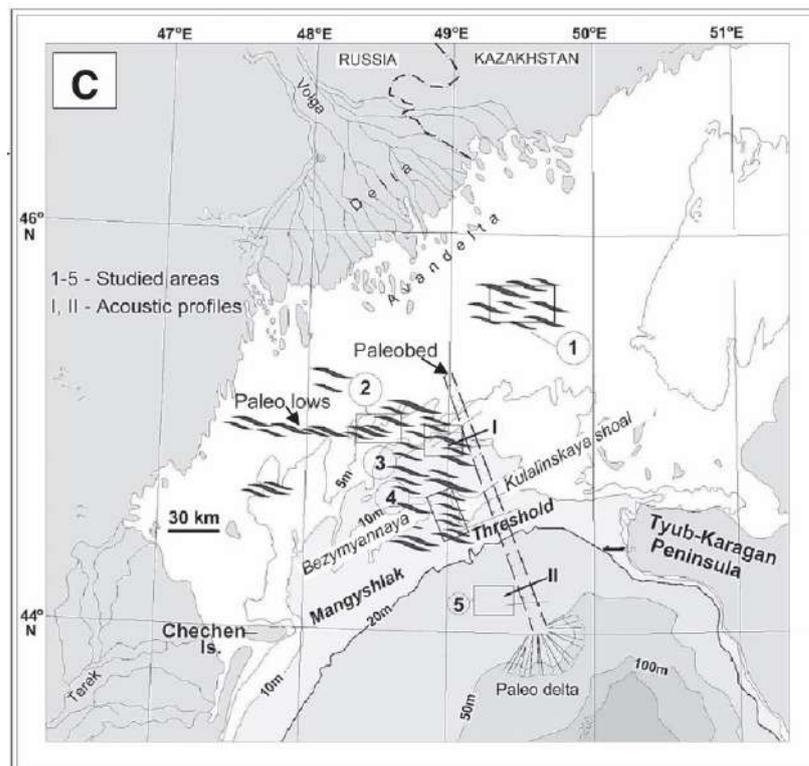


Рисунок 5.4.2. Топография Северного шельфа Каспийского моря. Черными полосками указаны палеопонижения наподобие ильменей и межбугровых понижений — реликтовый рельеф бэровских бугров (Bezrodnykh, Sorokin, 2016)

*Палеоклиматическая и палеоландшафтная обстановка в Северном Прикаспии*

Климатическая обстановка в это время отличалась повышенной аридностью. Что, судя по всему, и привело к падению уровня моря. Растительность отличалась преобладанием ксерофитных видов (Болиховская, 2011; Leroy et al., 2013; Richards et al., 2014). Начало голоцена ознаменовалось эпизодом роста аридности и небольшого падения температур (Борисова, 2014). Высокое содержание спор грибов в отложениях мангышлакского времени косвенно свидетельствует о высокой эоловой активности в это время (Richards et al., 2014). Согласно исследованиям S. Leroy с соавторами (2013), по данным из глубоководных скважин из южного Каспия, поздний дриас отличался ростом аридизации, продолжавшейся в начале голоцена до 8.3 кал. тыс. лет, когда начали распространяться древесные виды.

Н.С. Болиховская (2011) выделила несколько палеоклиматических событий в голоценовой летописи Северного Прикаспия. С наступлением голоцена (сартасская стадия позднехвалынской трансгрессии и начало мангышлакской регрессии, предбореал) в условиях относительно влажного и холодного континентального климата стали доминировать лесостепные ландшафты с обширными ареалами темнохвойных лесов и сосновых редколесий, распространенных в основном на поймах рек. Климат начала голоцена был гумидным и характеризовался чередованием степных и лесостепных формаций. Затем в раннебореальное время климат изменился в сторону холодного и сухого, возросла континентализация во время максимума мангышлакской регрессии Каспия (с 10.3 до 9.5 кал. тыс. лет), а среди ландшафтов стали доминировать степные марево-полынные сообщества. Среднебореальная фаза отличалась повышением температур. К концу бореального времени произошло резкое похолодание и увеличение аридности т.н. *8200-cold event*. Итак, максимум мангышлакской регрессии отвечает бореальному периоду (Болиховская, 2011). Судя по всему, формирование Литофации 1 тяготеет к этому временному интервалу (Таблица 5.3.1).

Согласно реконструкциям Т.А. Абрамовой (1980) в период мангышлакской регрессии главенствовали пустынные и полупустынные ландшафты в Северном Прикаспии. Палинологические данные свидетельствуют об аридизации и континентализации климата, начавшейся во время деградации послехвалынского бассейна.

На Прикаспийской низменности в период завершения последнего оледенения общая циркуляция атмосферы не претерпела значительных изменений. Тем не менее, в эпоху МИС-2 скорость ветров восточных румбов была несколько выше современной (согласно моделированию INM-CM48) (Volodin et al., 2018). Поэтому одними из важных

факторов эоловой активности является сила и направление ветров наравне с засушливостью климата, когда темпы аккумуляции пыли выше и площади источников питания больше (Константинов и др., 2022). Что, по мнению автора, создавало подходящие условия для эоловой активности в мангышлакское время. По результатам (Kalinin et al., 2025) современная циркуляция атмосферы на ВЕР начала складываться в MIS2–3, когда установилось взаимодействие Североатлантического циклона и Сибирского антициклона, но с более высокими скоростями ветра.

Последние исследования доказали влияние динамики Сибирского максимума на климат и колебания уровня Каспийского моря: когда его влияние усиливалось, то возрастала скорость ветров, осадки выпадали за пределами водосборного бассейна моря и приводили к падению его уровня, и наоборот (Рисунок 5.4.3). Последний раз сильный Сибирский максимум отмечался в начале голоцена (во время мангышлакской регрессии) (Gerivani et al., 2024). Увеличение среднего размера грансостава в эоловых фациях косвенно свидетельствует об усилении Сибирского максимума и, как следствие, аридности и силы ветров (Gao et al., 2021).

Увеличение грансостава вверх по разрезу отмечается и в бэровских буграх (см. Раздел 4.2.3). Однако, это может быть связано с иным источником поступления материала. Ответить на данный вопрос однозначно пока не представляется возможным. Так, фракция крупного алеврита и т/з и м/з песка могла поступать из многочисленных пересыхающих русел и дельт на обширной территории освобожденного от моря Северного Прикаспия, а также из береговых мелководных морских фаций, учитывая приуроченность бугров к древним дельтам. Т.Ф. Якубов (1955), изучая Рын-пески, пришел к выводу, что они формировались именно из аллювиального материала многочисленных русел и дельт, пересохших во время мангышлакской регрессии.

Литофация 1 демонстрирует преобладание легкого механического состава (см. Раздел 4.2.3, Рисунок 4.2.14). В нижней и средней частях разреза превалируют более глинистые породы, легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней более сортированные тонко- и мелкозернистые пески. Это косвенно может свидетельствовать о тренде на аридизацию территории распространения бугров, где формирование их началось при менее аридных условиях. Наличие глинистых пеллет в бугровых отложениях, образовавшихся в результате растрескивания и высыхания морских осадков, свидетельствует об аридности климата. По нашим представлениям, такие процессы могли происходить в сезонно сухом климате, где происходило цикличное чередование периодов увлажнения и иссушения, в которое как раз и происходит растрескивание и последующее переувлажнение ветром. Также отсутствие в осадке органического вещества (за

исключением детрита) может свидетельствовать об аридности климатических условий, где не успевал формироваться мощный слой дернины, а древесная растительность отсутствовала. (см. Раздел 4.2.2).

Что касается скоростей ветров, то её можно приблизительно оценить исходя из данных гранулометрического анализа бугровых толщ. В верхней толще ЛФ1 доминируют фракции мелкого и тонкого песка (0,25–0,1 мм и 0,1–0,05 мм составляет 80–90%), содержание грубого песка / гравия (0,25–1 мм) выше, чем в нижней толще. В ЛФ2 выше содержание тонкого песка и алевритово-глинистой фракции. В алевритово-глинистой составляющей материал в бугровой толще унаследован от шоколадных глин. А вот песчаная фракция имеет иной источник поступления материала (аллювий, морские осадки). Содержание фракции 1–2 мм в бугровых осадках не превышает 5%. Размер частиц свидетельствует, в целом, о средних скоростях ветра и недалёком переносе частиц (от первых до десятка км). Согласно данным критических скоростей ветра для сухих частиц фракции 0,25–0,1 мм они составляют 5–6 м/с, для фракции 0,5–0,25 мм составляет 7–9 м/с, для фракции 0,5–1 мм — 9–11 м/с, для 1–2 мм — 11–13 м/с (Динамическая геоморфология, 1992). Судя по распределению гранулометрического состава бугровых толщ максимальные скорости для ЛФ2 достигали 9–11 м/с, для ЛФ1 несколько выше — 11–13 м/с, в основном составляя при этом 5–6 м/с. По шкале Бофорта варьируя от 3 до 6 баллов. Эти значения несколько превышают современные, где большую часть года ветра, к примеру, в Астраханской области дуют со скоростью 2–5 м/с.

Тогда, в эпоху максимального осушения территории Северного Каспия, климатические условия и направления ветров были наиболее благоприятны для эоловой деятельности на обширной территории Северного Прикаспия, что и отразилось в возникновении линейных дюн, называемых буграми. Вероятно, во время усиления Сибирского антициклона возрастали скорости ветра, что способствовало активной эоловой седиментации и миграции дюн. Сила ветра в большинстве современных пустынь в настоящее время гораздо ниже, чем это отмечалось в период постледниковья и начала голоцена (Tsoar, 2013). Судя по всему, в бореальное время усилилась ветровая эрозия, возросли скорости ветра, сократилось количество осадков и, как следствие, сократился растительный покров, что в совокупности послужило триггером активизации эоловых процессов в Северном Прикаспии, свидетельством чего служат бэровские бугры— эоловые линейные дюны. Это же объясняет и тот факт, что в настоящее время бугров не образуется. Современные антропогенно спровоцированные эоловые формы имеют локальные ареалы распространения и морфологию небольших бугристых песков или барханов.

По мнению Yan и Vaas (2015), периоды климатических изменений, связанные с трендом на аридизацию, благоприятствуют увеличению запасов песка и развитию сильных однонаправленных ветров. Период позднего плейстоцена–раннего голоцена как раз связан с важными изменениями в палеоклиматических условиях (Leroy et al., 2013).

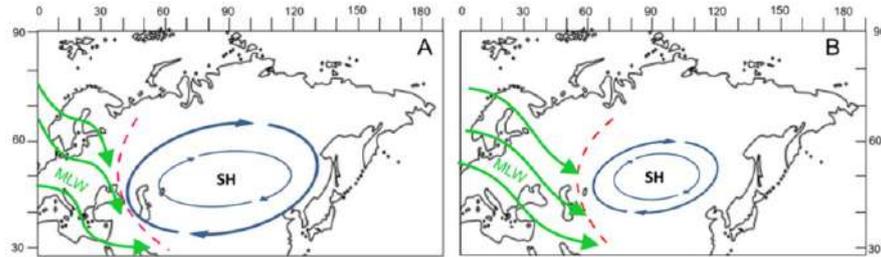


Рисунок 5.4.3. Влияние Сибирского антициклона (SH) на отклонение западных ветров (MLW). А: когда антициклон сильнее, он распространяется на большую часть Каспийского водосборного бассейна и приводит к миграции MLW на юг (как в раннем голоцене). Б: когда антициклон слабый, западные ветра охватывали большую часть Каспийского водосборного бассейна, что приносит больше осадков и приводит к увеличению водного бюджета рек, питающих Каспий (как в среднем голоцене). Штриховая линия — погодный фронт (Gerivani et al., 2024)

Морская вода и осадки во время мангышлакской регрессии были сильно обогащены карбонатами и сульфатами, насыщение которыми происходило в условиях аридного климата (Bezrodnykh, Sorokin, 2016). Высокая карбонатность отложений является маркером мангышлакских отложений, резко отличающая их от прочих. Это связано с сокращением водных объемов Каспия и привнесом в него потоками и ветром терригенной составляющей (Leroy et al., 2013). Согласно нашим данным, бугровые отложения также отличаются высоким содержанием карбонатов (Раздел 4.2.4, Таблица 4.2.3), что косвенно свидетельствует о том, что формирование их отложений происходило в аридных условиях мангышлакского времени.

Наши выводы о том, что основной этап формирования бэровских бугров происходил во время мангышлакской регрессии, развивавшейся в первые тысячелетия голоцена, косвенно также подтверждается результатами исследования параболических дюн на Горганской равнине в провинции Голестан, Северный Иран (Rahimzadeh, et al., 2019). Дюны расположены на высоте от 0 до –10 м абс. Так, их формирование происходило в период с 10 до 8 тыс. лет (материалы ОСЛ–датирования). В это время климат был засушливым и полузасушливым, доминировали восточные ветры, отличные от современных западных. Ветровая активность и сила ветра были гораздо выше, чем сейчас. Все эти условия, как и отсутствующая пустынная и полупустынная растительность (Leroy et al., 2013), способствовали эоловому седиментогенезу. Их развитие в этот период доказывает тот факт, что море не достигало этих высот за последние 10 тыс. лет. Однако, образцы на датирование не отбирались из основания дюн,

что при дальнейших исследованиях поможет выявить более раннее время их возникновения (Rahimzadeh, et al., 2019).

Таким образом, во время этого этапа сформировались Литофации 2 и 1, где последняя еще вероятно продолжала накапливаться в новокаспийское время.

### **Этап 3. Новокаспийский этап. Моделирование рельефа бэровских бугров.**

После мангышлакской регрессии последовала **новокаспийская трансгрессия**. Уровень моря максимально поднимался до –19–20 м абс. Первая трансгрессивная стадия длилась в период между 8.9 и 5.6 кал. тыс. лет. Это был самый высокий уровень моря на протяжении голоцена (Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1997). S. Leroy (2013) предполагает отнесение этапа наиболее высокого уровня к периоду 10,6–7,2 тыс. лет назад, объясняя это обилием стока вод через Узбой и Амударью. Климат сменился на более теплый и влажный, что подтверждается палинологическими данными (Болиховская, 2011; Новенко, 2016).

Данный этап развития можно разделить на два отдельных этапа: стабилизацию дюн растительностью и завершение активных эоловых процессов и на этап размыва склонов бугров, связанного с новокаспийской трансгрессией.

#### **Подэтап 3.1. Стабилизация дюн, закрепление их растительным покровом.**

С конца раннего голоцена подобных климатических условий на территории Северного Прикаспия более не отмечалось (Gerivani et al., 2024). Основное формирование бэровских бугров постепенно завершалось к началу новокаспийской трансгрессии, с наступлением которой над территорией установились более влажные условия, препятствующие активной эоловой деятельности (Болиховская, 2011; Новенко, 2016).

Палинологические спектры отложений новокаспийского времени свидетельствуют о более мягких климатических условиях, нежели во время мангышлакской регрессии (Абрамова, 1980). Последние подробные климато-фитоценотические индикации свидетельствуют, что, начиная с позднего голоцена, ландшафты стали сменяться в сторону полупустынных и пустынных, где современные палинологические спектры представлены, как правило, пылью полыни, эфедры и единичной пылцы деревьев, воспроизводивших полупустынную и сухостепную растительность (Болиховская, 2011; Болиховская, Макшаев, 2019).

Постепенно происходила стабилизация дюнных массивов в Нижнем Поволжье за счёт зарастания и закрепления эолового материала растительностью. Что позволяет отнести бэровские бугры, в итоге, к задернованным линейным эоловым грядам (vegetated linear dunes по Н. Tsoar, 1989, 2008).

Формирование гряд было стабилизировано, и более активной миграции дюн не происходило. Этот процесс был однонаправленным и шел он активнее в местах, где растительность быстрее осваивала территории (локальные понижения, дельты, ильмени). При последующем увлажнении дюн сохраняются текстурные особенности внутреннего строения форм, несмотря на то, что сам материал становится очень плотным и монолитным, особенно, когда в составе присутствуют глинистые частицы (Sedimentary structures, 2006). Поэтому никакой миграции и формирования бэровских бугров в настоящее время не происходит, а проявления современных эоловых процессов весьма локальны и приурочены к местам перевыпаса скота, провоцирующего вытаптывание растительного покрова.

Тем не менее, процесс стабилизации дюн на больших площадях шел неравномерно на разных территориях. На Волго-Уральском междуречье в силу более сухого климата еще шли эоловые процессы, в результате которых в голоценовое время сформировался огромный массив Рын-песков. Однако геометрия и сила ветров были уже иными (ветра стали более слабыми и, вероятно, ослабли ветра восточных румбов), в результате чего формировались ячеисто-бугристые пески. Такие пески сформировались и на локальных участках в низовьях Волги (правый берег в районе Нариманова). Таким образом, в новокаспийский период не отмечается более формирования грядовых линейных дюн в Северном Прикаспии.

### **Подэтап 3.2. Размыв бэровских бугров в результате колебаний уровня моря.**

Новокаспийское море затопило бэровские бугры до высотных отметок  $-19$ – $-20$  м. Это оставило след в виде абразионных клифов на склонах бугров в ильменах и дельте Волги. За счёт сгонно-нагонных явлений (моряны) происходило разрушение склонов гряд в дельте и ильменах Волги. Берега северного Каспия приобрели вид аральского типа, где бугры возвышались над водной поверхностью в виде островов. Бугры, расположенные севернее в районе с. Харабали, имеют более сохранный изначальный форму гряд, не затронутую действием моря. На склонах нескольких бэровских бугров в районе Семибугринского археологического комплекса были отмечены абразионные уровни на высотах  $-19$ – $-21$  м абс. (уровень новокаспийской трансгрессии), в некоторых местах даже сохранился уровень  $-24$  м абс. (уровень X века) (Рисунок 4.1.3).

Увлажнение климата в голоцене (Болиховская, 2011; Новенко, 2016) привело не только к зарастанию дюн, но и активизировало эрозионную деятельность водотоков, которая происходила синхронно с стабилизацией дюн и с дальнейшим трансгрессионно-регрессионным воздействием моря. Временные водотоки, формируемые после активных дождей, размывали склоны бугров, создавая начальные ландшафты бедлендов. Гряды,

рассеченные поперек бороздами, широко распространены в северо-западном Прикаспии и в дельте Волги, ильменях. После того, как завершался очередной трансгрессивный цикл, в межрядовых понижениях начинался процесс осолонения и солончакового выветривания, понижения углублялись, в некоторых из них возникали сезонные соленые озера. Эти процессы сохраняются и в настоящее время.

#### **Этап 4. Современный. Влияние антропогенной деятельности.**

Со временем бэровские бугры стали заселяться и осваиваться местным населением. Поселения и могильники на бэровских буграх известны с эпохи бронзы, что свидетельствует о том, что бугры существовали задолго до этого времени и уже были сформированы. Одно из наиболее крупных захоронений этого времени — Маячный бугор, где были обнаружены наиболее древние артефакты в дельте Волги. Затем, в XIII–XIV вв. там существовало крупное золотоордынское Красноярское поселение. По мнению ряда исследователей, это городище является местоположением Старого Сарая — столицы Золотой Орды — Беркезань, через который проходили Волго-Каспийский торговый путь и Великий шёлковый путь (Котеньков и др., 2012). Что говорит о том, что бугры служили безопасными «островами» среди дельты Волги, испытывавшие не раз подтопление во время ряда трансгрессий (X, XIV, XVIII вв.).

Автор диссертации активно изучает период Хазарского каганата VI–X веков, когда бугры служили надежными местами селищ. Однако с наступлением трансгрессий, как например, во второй половине X века, население было вынуждено мигрировать на север, спасаясь от затопления. Это приводило к затоплению поселений, хозяйственных объектов и значительному изменению экосистемы и палеогидрологического режима региона. В этот период, вероятно, произошло заполнение древних палеорусел аллювиальными, ингрессионными и лиманными отложениями, что привело к трансформации гидрологической сети и ускорению падения Хазарского каганата (Котеньков и др., 2020, 2024; Макшаев и др., 2022; Матлахова и др., 2024; Котеньков, Лобачева, 2024). Существование трансгрессии второй половины X века подтверждается нашими исследованиями археологических шурфов на территории Семибугоринского комплекса на северном склоне Аничкиного бугра, где на высоте –24 м абс. отмечается смена осадков на фацию ингрессионных заливов и паводочные фации. По сводным данным (Варущенко и др., 1987), повышение уровня Каспийского моря также развивалось в конце XIV – начале XV вв., еще не раз приводя за собой подтопление территорий и изменение хозяйственного уклада жизни местного населения.

Бэровские бугры всегда привлекали местное население. Они служили местом как для жилья, так и для захоронений. В настоящее время бугры продолжают служить

возвышенными местами для организации некрополей, а также пользуются спросом для добычи глинистого и песчаного сырья для изготовления строительных материалов. Организация карьеров часто приводит к полному уничтожению бугра и исчезновению ценного археологического материала. В связи с чем требуется бережный подход к использованию этого уникального рельефа и сохранению его целостности. А современные эоловые процессы развиты крайне локально, и, как правило, приурочены к местам перевыпаса скота, провоцирующего вытаптывание растительного покрова и деградации почв.

Была создана результирующая схема последовательного формирования бугровой толщи и её подстилающих (Рисунок 5.4.4). Выделяется несколько стадий накопления отложений, участвовавших в формировании комплекса рельефа бэровских бугров начиная с конца раннехвалынского времени до настоящего времени.

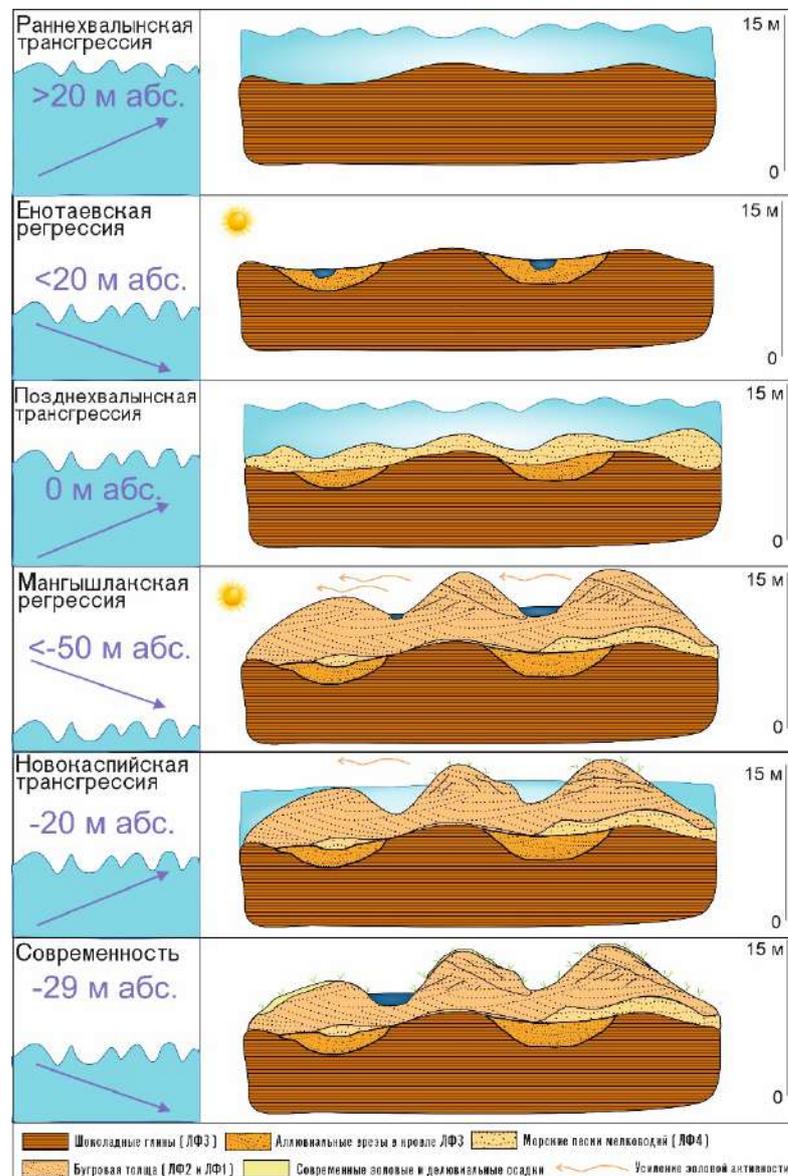


Рисунок 5.4.4. Результирующая схема формирования рельефа бэровских бугров. Стрелки указывают на трансгрессию/регрессию уровня моря

Таким образом, изучение палеогеографии региона Северного Прикаспия невозможно без детального понимания истории развития рельефа бэровских бугров и морфолитогенетических условий накопления толщ их слагающих. Бэровские бугры являются сложными гетерогенными денудационно-аккумулятивными образованиями, морфологические характеристики которых претерпели ряд изменений на протяжении конца плейстоцен- голоцена, и продолжают изменяться до сих пор.

Современный облик этих форм был создан рядом гетерогенных и разновременных процессов, тесно сопряженных между собой в пространстве. Сложность хронологических построений на исследуемой территории обуславливается тем, что территория проявления бэровских бугров сильно вытянута меридионально, учитывая также их реликты на шельфе Северного Каспия, что будет усиливать гетерохронность формирования изучаемых толщ. Территория, граничащая с нулевой отметкой высоты осушилась раньше от вод позднехвалынского бассейна, следовательно возникшие там бугры будут самыми ранними.

Так, изучая морфологические и литологические особенности строения бугров была составлена результирующая схема их формирования (Рисунок 5.4.4) и выделено несколько этапов:

1 этап — формирование морского денудационно-аккумулятивного рельефа со сложной морфологией на мелководье Северного Каспия за счёт ветро-волнового воздействия на фоне падения уровня моря по мере регрессирования позднехвалынского бассейна; этот рельеф послужил цоколем для последующего формирования эолового рельефа; этому этапу отвечает формирование Литофации 4;

2 этап — накопление основной толщи бугров, Литофации 1 и 2, в максимум мангышлакской регрессии в условиях аридного климата за счёт активного эолового переувлажнения шоколадных глин (Литофация 3), аллювия и морских осадков Литофации 4; процесс эоловой аккумуляции был сопряжен с локальным размывом склонов и цоколей бугров многочисленными дельтовыми палеопротоками Волги и Сарпы, следовавших за отступающим морем с началом мангышлакской регрессии; где некоторые протоки отмирали и переувлажнялись ветром, формируя линейные дюны, об этом свидетельствует высокая приуроченность бугров к палеодельтам позднехвалынского времени; бэровские бугры размывы в дельте Волги в результате Мангышлакского вреза;

3 этап — стабилизация дюн и закрепление их растительностью; в ильменах и дельте Волги происходит размыв склонов бугров сгонно-нагонными явлениями и эрозионными протоками в периоды подъема моря в новокаспийское время;

4 этап — изменение морфологии бугров хозяйственной деятельностью человека (добыча полезных ископаемых, селитебная деятельность) с позднего голоцена и по настоящее время.

Важным достижением работы стоит отметить то, что в результате математического моделирования с целью проверки морской гипотезы происхождения бэровских бугров, был выявлен механизм формирования уникального морского рельефа на мелководье. Он формируется при ветро-волновом воздействии при постепенном падении уровня моря и имеет широкое распространение в Северном Прикаспии в силу обширного мелководного пологого шельфа Каспийского моря и ранее не упоминался в научной литературе по данному региону. Он представляет большой интерес для будущих исследований с целью более детального понимания гидродинамики водоёма в позднехвалынское и мангышлакское время для палеогеографических реконструкций. Также отмечается высокая пространственная приуроченность моделируемых гряд морского рельефа к ареалам распространения бугров Бэра. Из этого следует вывод, что в процессе своего формирования бэровские бугры территориально сопряжены с неровностями морского рельефа и тяготеют к локальным его поднятиям. То есть, неровности этого морского рельефа служили ареной действия последующих эоловых процессов и участвовали в поставке материала для роста линейных дюн.

Так, на основе проведенного исследования, автор предлагает следующие варианты **определения** понятия «**бэровский бугор**»:

*(а) узкое:*

Бэровские бугры — это грядовые формы рельефа комплексного генезиса, широко распространённые в Северном Прикаспии, имеющие линейную морфологию;

*(б) широкое:*

Бэровские бугры — это денудационно-аккумулятивные формы, основанием которых служит рельеф, образовавшийся на каспийском мелководье при ветро-волновом воздействии при спаде уровня позднехвалынского моря, и далее на этапе мангышлакской регрессии надстроенные эоловыми процессами из материала морских осадков до линейных дюн, впоследствии претерпевшие эрозионное воздействие палеопротоками дельт Волги и Сарпы, а затем испытавшие антропогенную трансформацию в позднеголоценовое время.

Тем не менее, проблематика колебаний Каспийского моря, их продолжительности и интенсивности все еще остается дискуссионным вопросом. Где понимание динамики рельефа шельфа и берегов позволяет приблизиться к решению вопросов палеогеографии региона. На примере бэровских бугров стало ясно, что сочетание многочисленных факторов, таких как конфигурация берега, скорость подъема и снижения уровня моря, климатические условия, в особенности, сила и направление ветров, растительность и ландшафтные условия приводят к сложному гетерогенному и гетерохронному сочетанию форм рельефа.

Поэтому, остаются вопросы, требующие дальнейшего детального изучения:

В дальнейшем настоящее исследование требует ряда уточнений в изучении рельефа и строения бэровских бугров.

- Дополнительное изучение Литофации 2, контакта с подстилающими породами и геометрии цоколя бугровых отложений;
- Дополнительное изучение распространения и строения Литофации 4, отвечающей, судя по всему, дискуссионному этапу в истории колебаний Каспия — позднехвалынскому бассейну;
- Проведение геофизических исследований для детального понимания взаиморасположения толщ внутри тела бугра и их состава;
- Проведение дополнительных математических экспериментов по моделированию ветровых условий, приводящих к возникновению линейных эоловых гряд;
- Палеонтологическое исследование уникальных следов деятельности биоты, ихнофоссилий, отмеченных автором в бугровых отложениях;
- ОСЛ-датирование бугровых отложений и дополнительное радиоуглеродное датирование верхнехвалынских морских осадков с целью уточнения времени существования енотаевской регрессии и позднехвалынской трансгрессии, а также уточнения скоростей седиментации и выделения более детальных этапов в формировании рельефа бэровских бугров; Решение давнего вопроса о существовании стадии развития бассейна Каспия в позднехвалынское время; Датирование материала позднехвалынских палеоделът.
- Детальное геолого-геоморфологическое изучение подводного морского рельефа, широко распространенного в пределах существования позднехвалынского бассейна.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основная задача работы — установление этапов и реконструкция палеогеографических условий формирования и развития бэровских бугров на территории Северного Прикаспия — выполнена на основе геоморфолого-палеогеографического изучения форм рельефа и слагающих их отложений с привлечением результатов математического моделирования. Получены следующие выводы:

1. Современный рельеф Прикаспийской низменности сформирован в результате длительной истории развития под влиянием комплекса эндогенных и экзогенных факторов, климатических изменений и неоднократных колебаний уровня Каспийского моря. Выделяются геоморфологические районы: раннехвалынская морская равнина, позднехвалынская морская равнина, осложненная эоловыми формами и бэровскими буграми; Волго-Ахтубинская пойма и пойма Урала; дельты Волги и Урала. Распространены формы рельефа морского, флювиального, эолового, суффозионного и комплексного (бэровские бугры) генезиса.

2. Бэровские бугры — это грядовые денудационно-аккумулятивные формы рельефа комплексного генезиса: бугровая толща создана эоловыми процессами на морском рельефе позднехвалынского возраста. В настоящее время нигде на территории Северного Прикаспия не образуются формы рельефа подобные бэровским буграм, что свидетельствует об отсутствии условий, благоприятных для их формирования и развития. Бэровские бугры в настоящее время испытывают активное эрозионное, дефляционное и антропогенное воздействие и являются, по сути, реликтовыми формами.

3. Бэровские бугры в Северном Прикаспии распределены неравномерно: очевидна их связь с палеорулами конца хвалынского времени с привязкой базиса эрозии к постепенно отступающему морю и развитию мангышлакской регрессии. Так, крупные массивы грядового рельефа приурочены к дельте Сарпинско-Даванской системы, постепенно переходящей в западные подступные ильмени, к протокам палеodelьты Волги южнее Хакского эстуария.

4. Бэровские бугры не являются уникальными формами рельефа. Характерная особенность бэровских бугров — вилообразный характер соединения гряд, с развилком, обращенным, как правило, на восток, что является признаком эолового генезиса форм и характерно для линейных дюн. Существует ряд аналогичных по облику и взаиморасположению, а в некоторых случаях и по внутреннему строению, форм: линейные дюны пустынь Негев, Намиб, дюнного поля Малли в Австралии, грядово-ложбинный комплекс рельефа на Ишим-Тобольском междуречье.

5. Как правило, в основании бэровских бугров залегают шоколадные глины, служащие для них цоколем. Бугровая толща залегает на них с эрозионным контактом. Иногда между бугровой толщей и шоколадными глинами располагается маломощная (до 2 м) литофация морских песков, вероятно, позднехвалынского бассейна, отвечающая мелководным условиям с действием волн и вдольбереговых течений.

6. Литолого-морфологически бэровские бугры разделяются на несколько типов:

А — наиболее крупные гряды, состоящие из одной или двух бугровых литофаций, залегающих на цоколе из эродированных шоколадных глин, широко распространенные в палеодельте Сарпы и иногда в дельте Волги, со значительным эрозионным и абразионным воздействием на них палеорусел Сарпы-Давана, прорезающих бугровую толщу;

Б — широко распространенный тип бэровских бугров с залеганием бугровой толщи, состоящей из одной или двух литофаций, на локальных возвышениях, сложенных шоколадными глинами, часто с маломощными прослоями морского песка между ними и бугровой толщей, типичный для дельты Волги и её нижнего течения;

В — бэровские бугры с нерасчлененной бугровой толщей, залегающей на шоколадных глинах, характерные для Волго-Уральского междуречья.

7. Согласно моделированию прибрежной морфолитодинамики в северо-западной части Каспия, с учётом понижения уровня моря и ветро-волнового воздействия, как процессы дефляции и аккумуляции, так и динамические процессы, наблюдающиеся в прибрежной зоне моря, способствуют образованию узких поперечных структур, подобных бэровским буграм, но не достигающих их морфометрических параметров. Значительное влияние на динамику вертикальных деформаций оказывает нелинейное изменение уровня моря с трансгрессивно-регрессивными осцилляциями и периодами его стабилизации, способствовавшие влиянию ветро-волновых процессов, формирующих морфолитодинамику прибрежной зоны. При снижении уровня моря обширные осушенные пространства подвергаются активному воздействию эоловых процессов. Линейные дюны в первую очередь образовывались на локальных возвышениях рельефа, которыми служил морской рельеф и локальные неровности кровли шоколадных глин и песчаной литофации морских песков.

8. Возрастной интервал потенциального формирования бугров заключается между 13.8 и 8.6 кал. тыс. лет назад. Накопление бугровой толщи было не одновременным событием, оно происходило стадийно по мере отступления береговой линии хвалынского моря в финальном плейстоцене до наступления новокаспийской трансгрессии в первой половине голоцена.

9. В развитии рельефа бэровских бугров выделяется 4 этапа:

1 этап — формирование морского рельефа на мелководье Северного Каспия за счёт ветро-волнового воздействия на фоне падения уровня моря по мере регрессирования позднехвалынского бассейна; этот рельеф послужил цоколем для последующего формирования эолового рельефа; этому этапу отвечает формирование Литофации 4;

2 этап — накопление основной толщи бугров, Литофации 1 и 2, в максимум мангышлакской регрессии в условиях аридного климата за счёт активного эолового переувлажнения шоколадных глин (Литофация 3), аллювия и морских осадков; локальный размыв склонов бугров палеопротоками Волги и Сарпы, следовавших за отступающим морем с началом мангышлакской регрессии;

3 этап — стабилизация дюн и закрепление их растительностью, размыв межбугровых понижений и подмыв склонов бугров в дельте Волги и ильменях в новокаспийское время;

4 этап — изменение морфологии бугров хозяйственной деятельностью человека (добыча полезных ископаемых, селитебная деятельность) с голоцена и по настоящее время.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

1. Абрамова Т. А. Изменение увлажненности Каспийского региона в голоцене по палинологическим данным / Т. А. Абрамова // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. — 1980. 0151 С. 71–74.
2. Алексеева В. А. Морфоскопия кварцевых зерен из отложений глинных толщ Тобол-Ишимского междуречья / В. А. Алексеева, С. И. Ларин, Н. С. Ларина // Геоморфология. — 2022. — Т. 53, № 3. — С. 117–127.
3. Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР / Б. П. Алисов. — Моск. ордена Ленина гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. Науч.-исслед. ин-т географии. — М.: Географгиз, 1947. — 212 с.
4. Андрусов Н. И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей / Н. И. Андрусов // Изв. Русск. Геогр. об-ва. — 1888. — Т. 24., Вып. 1–2. — С. 91–114.
5. Аристархова Л. Б. Еще раз о происхождении и причинах локализации Бэровских бугров / Л. Б. Аристархова // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1980. — № 4. — С. 67–73.
6. Аристархова Л. Б. Реконструкция позднеплейстоценовой речной сети Прикаспийской низменности / Л. Б. Аристархова, Г. Т. Турикешев // Геоморфология. — 1983. — № 4. — С. 62–67.
7. Арсланов Х. А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология: специальность 04.00.02: автореф. дис. ... док. геолог.-минер. наук / Арсланов Хикматулла Адиевич. — Киев, 1989. — 33 с.
8. Атлас Астраханской области / А. Н. Бармин, Е. А. Бармина, М. С. Безуглова [и др.]; гл. ред. А. Н. Бармин, отв. Ред. В. В. Занозин. — Астрахань: Издатель: Сорокин Р. В., 2023 — 128 с.
9. Атлас Астраханской области. М.: ГУГК. — 1968. — 38 с.
10. Атлас СССР. М.: ГУГК. — 1983. — 260 с.
11. Атомно-эмиссионный анализ: методические указания к выполнению лабораторных работ по курсу «Физико-химические методы анализа» для студентов IV курса, обучающихся по направлению «Химическая технология материалов современной энергетики»: учебное пособие / С. И. Ивлев, В. И. Соболев —Томск: Изд-во Томск. политех. ун-та, 2014. — 126 с.
12. Афанасьева Т. В. Почвы СССР. / Т. В. Афанасьева, В. И. Василенко, Т. В. Терешина, Б. В. Шеремет. — М.: Мысль. 1979. — 380 с.
13. Бабаев А. Г. Пустыни: монография / А. Г. Бабаев, И. С. Зонн [и др.]; отв. ред. Э. М. Мурзаев. — М.: Мысль, 1986. — 319 с.

14. Бадюкова Е. Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров / Е. Н. Бадюкова // Вестник МГУ. Сер. 5. География. — 1999. — № 4. — С. 52–61.
15. Бадюкова Е. Н. Новые данные о морфологии и строении бэровских бугров / Е. Н. Бадюкова // Геоморфология. — 2005. — № 4. — С. 25–38.
16. Бадюкова Е. Н. Возраст хвалыньских трансгрессий Каспийского моря / Е. Н. Бадюкова // Океанология. — 2007. — Т. 47, № 3. — С. 432–438.
17. Бадюкова Е. Н. Изменения местоположения и облика дельты Волги в конце плейстоцена / Е. Н. Бадюкова, Д. М. Лобачева, Р. Р. Макшаев // Пути эволюционной географии. Вып. 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, 22–25 ноября 2021 г., — М. — Т. 2. — С. 25–28.
18. Бадюкова Е. Н. Вновь возвращаясь к проблеме Маныча (когда последний раз соединялись Каспийское и Черное моря) / Е. Н. Бадюкова // IX Щукинские чтения: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и XXXVIII Пленум Геоморфологической комиссии, 3–6 апреля 2025 года. — М. 2025. — С. 35–39.
19. Байдин С. С. Сток и уровни дельты Волги / С. С. Байдин. — М.: Гидрометеиздат, 1962. — 378 с.
20. Барбот-де-Марни Н. П. Геолого-орографический очерк Калмыцкой степи и прилежащих к ней земель (с геологической картою) / Н. П. Барбот-де-Марни // Записки Императорского Русского географического общества. — СПб. — 1862. — С. 1–128.
21. Безродных Ю. П. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия / Ю. П. Безродных, С. В. Делия, Б. Ф. Романюк [и др.] // Доклады Академии наук. — 2015. — Т. 462, № 1. — С. 95.
22. Белевич Е. Ф. О местоположении некоторых древних дельт Волги / Е. Ф. Белевич // руды Астраханского заповедника. — 1970. — № 13. — С. 63–86.
23. Белевич Е. Ф. О происхождении бугров Бэра / Е. Ф. Белевич // Геоморфология. — 1979. — № 2. — С. 57–68.
24. Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. / Л. С. Берг. — Т.2. — М.: Госгеографиз, 1952. — 511 с.
25. Болиховская Н. С. Раннехвалыньский этап развития Каспия: палинофлора и климато-фитоценоотические реконструкции / Н. С. Болиховская, Р. Р. Макшаев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2019. — № 3. — С. 57–71.
26. Болиховская Н. С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене / Н. С. Болиховская // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2011. — № 2. — С. 13–27.

27. Болысов С. И. Биогенное рельефообразование на суше. / С. И. Болысов. — Том 2: Зональность. — ГЕОС М., 2007. — 466 с.
28. Борисова О. К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене / О. К. Борисова // Известия РАН. Серия географическая. — 2014. — № 2. — С. 5–20.
29. Брицына М. П. О происхождении рельефа бэровских бугров низовьев Волги / М. П. Брицына // Сб. Памяти акад. Л. С. Берга. — М., Л.: Изд-во АН СССР. — 1955. — С. 320–330.
30. Буялов Н. И. Краткая орографическая, стратиграфическая и палеогеографическая характеристика Прикаспийской низменности / Н. И. Буялов // Проблемы Западного Казахстана: Т. 1. Калийные месторождения, соляные озера и бораты Урало-Эмбы и прилегающих областей — Л. — 1941. — 150 с.
31. Бэр К. М. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях / К. М. Бэр // Записки русского геогр. общ-ва. — 1856. — Кн. 11. — С. 181–224.
32. Валов М. В. Дельта реки Волги: структурно-динамические особенности каузального влияния дестабилизирующих факторов среды на функционирование почвенно-растительного покрова. Дис... канд. геогр. наук. / Валов Михаил Викторович — Астрахань, 2018. — 218 с.
33. Варущенко А. Н. Статистика выраженных в рельефе четвертичных береговых линий Каспия, его площади и объемы при позднеплейстоценовых и голоценовых трансгрессиях и регрессиях / А. Н. Варущенко // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. — 1983. — Т. 1. — М.: Изд-во Моск.ун-та.
34. Варущенко С. И. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоёмов в палеовремени / С. И. Варущенко, А. Н. Варущенко, Р. К. Клиге; отв. ред. О. К. Леонтьев; АН СССР, Ин-т водных проблем. — М.: Наука, 1987. — 239 с.
35. Вельмина Н. А. О происхождении западного и гривного рельефа Западно-Сибирской низменности / Н. А. Вельмина // Геокриологические условия Зап. Сиб., Якутии и Чукотки. — М., изд-во Наука: —1964. — 358 с.
36. Владимиров Н. М. К вопросу о происхождении бэровских бугров междуречья Волги и Урала / Н. М. Владимиров // Изв. АН Каз ССР. Сер. геол. — 1953. — Т. 121, № 16. — С. 40–46.
37. Водные ресурсы Астраханской области. Астрахань. ФГУ "ТФИ по Астраханской области", МПР РФ: Годовые отчеты. — 2003.
38. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз : Научно-методическое пособие / Под редакцией Е.С. Нестерова. — М.: Триада лтд., 2016. — 378 с.

39. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России / А. И. Воейков. СПб: Картогр. заведение А. Ильина, 1884. — VI, 640, III, — 20 с.
40. Волков И. А. О геологическом строении и рельефе бугров Бэра / И. А. Волков // Аэрометоды в природных исследованиях. — М. Л.: Изд-во АН СССР. — 1960. — С. 74–89.
41. Волков И. А. О гривном рельефе Ишимо-Тобольского междуречья / И. А. Волков // Геология и геофизика. — 1961. — Вып. 9, Т. 2. — С. 115–118.
42. Волож Ю. А. Нефтегазоперспективные объекты палеозойского подсолевого разреза Прикаспийской впадины / Ю. А. Волож, В. А. Быкадоров, М. П. Антипов [и др.] // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2019. — Т. 14, № 4. — С. 11.
43. Геологический словарь: в трёх томах / отв. ред. В. Л. Масайтис, С. И. Романовский. Изд. 3-е, перераб. и доп. — СПб: ВСЕГЕИ, 2017.
44. Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. — М.: Недра. — 1970. — 650 с.
45. Геоморфологическая схема западной части дельты Волги. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://webmapget.vsegei.ru/index.html>
46. Герасимов И. П. Географические наблюдения в Прикаспии / И. П. Герасимов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1951. — № 4. — С. 3–15.
47. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение / И. П. Герасимов. — Акад. наук СССР. Ин-т географии. — М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1959. — 100 с.
48. Герасимов И. П. Геоморфологический этап в истории Земли Мещеряков / И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков // Изв. АН СССР: серия география — 1964. — № 6. — С. 3–12.
49. Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа в развитии Земли / И. П. Герасимов // Геоморфология. — 1970 — № 1.
50. Герштанский Н. Д. Экология грибов-макромицетов Астраханской области: дис. ... доктора. биол. наук: 03.00.16 / Герштанский Николай Дмитриевич; Астраханский государственный технический университет. — Астрахань, 2006. — 261 с.
51. Гмелин С. Г. Путешествие по России для исследования трёх царств природы. / С. Г. Гмелин. — Ч.2. СПб., 1977. — 362 с.
52. Головачев И. В. О буграх Бэра и их происхождении / И. В. Головачев // Геология, география и глобальная энергия. — 2017. — № 4 (67). — С. 139–149.

53. Голуб В. Б. Оценка различий флоры и растительности Северных и Южных склонов бугров Бэра / В. Б. Голуб, В. В. Бондарева, Н. Ю. Степанова // Аридные экосистемы. — 2015. — Т. 21, № 2 (63). — С. 55–62.
54. Голынец Ф. Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях / Ф. Ф. Голынец // Тр. Нефт. Геолого-разв. ин-та, сер. Б. — 1932. — вып. 7. — М.-Л. — С. 1–45.
55. Городецкая М. Е. О генезисе и возрасте западно-Сибирских грив / М. Е. Городецкая // Структурная и климатическая геоморфология. — М.: — 1966. — С. 166–175.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 Серия Скифская. Лист L-38, Пятигорск. (третье поколение). Объяснительная записка. / В. А. Лаврищев, И. И. Греков, В. М. Семенов, В. А. Ермаков и др.— СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. — 420 с.
57. Граве М. К. Об эоловых буграх-томмоках на подгорной равнине Копет-Дага / М. К. Граве // Труды института географии АН СССР. — 1960. — Т. 80.
58. Гросвальд М. Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики / М. Г. Гросвальд. — М.: Научный мир, 1999. — 120 с.
59. Дедков А. П. Теоретические аспекты современных климато-геоморфологических представлений / А. П. Дедков // Геоморфология. — 1976. — № 4. — С. 3–11.
60. Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата / Т. А. Янина, Н. С. Болиховская, Е. И. Полякова и др. — Географический факультет МГУ — М., 2019. — 168 с.
61. Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 448 с.
62. Доскач А. Г. Геоморфологические наблюдения в районе развития бугров Бэра / А. Г. Доскач // Тр. Ин - та географии АН СССР. — 1949. — Т. 43, Вып. 2. — С. 19–32.
63. Доскач А. Г. Материалы к познанию строения долины р. Урал / А. Г. Доскач // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала /отв. ред. С. Ю. Геллер; АН СССР, Ин-т географии. — М.: Изд-во АН СССР. — 1962. — 196 с.
64. Доскач А. Г. О генезисе рельефа Волго-Уральского междуречья / А. Г. Доскач // Труды Института географии. — 1956. — Вып. 69. — С. 2–36.
65. Дэвис В. М. Геоморфологические очерки / В. М. Дэвис. — М.: Изд-во иностр. лит., 1962. — 455 с.
66. Ермаков В. Б. Многолетние изменения уровня Каспийского моря и современные варианты их прогнозирования / В. Б. Ермаков // Известия Российской академии наук. Серия географическая. — 2023. — Т. 87, № 6. — С. 930–940.
67. Ещенко Л. А. О рельефообразующей роли шельфовых волн / Л. А. Ещенко, Л. М.

- Шипилова // Каспийское море. Вопросы геологии и геоморфологии. — М.: Наука. — 1990. — С. 87–96.
68. Жиндарев Л. А. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров / Л. А. Жиндарев, Л. Г. Никифоров, Г. И. Рычагов // Вестник МГУ. Серия 5. География. — 2001. — №1. — С. 44–52.
69. Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья / М. М. Жуков // Тр. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР. — 1935. — Т. 4., Вып. 2. — С. 227–272.
70. Жуков М. М. Геоморфология Северо-западного Прикаспия / М. М. Жуков // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение Геология. — 1937. — Т. 15., Вып. 3. — С. 168–186.
71. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история Прикаспийской впадины / М. М. Жуков // Проблемы Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР. — 1945. — Т. 2. — 150 с.
72. Занозин В. В. Создание трёхмерной модели бэровского бугра с отображением результатов эрозионных процессов (на примере бугра Троицкий) / В. В. Занозин, И. В. Бузякова, В. В. Занозин // Двадцать девятое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов : доклады и краткие сообщения, Ульяновск, 14–16 октября 2014 года / Межвузовский научно-координационный совет по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ. — Ульяновск: Ульяновск. гос. пед. ун-т им. И. Н. Ульянова. — 2014. — С. 88–89.
73. Занозин В. В. Современное рельефообразование в ландшафте дельты Волги (на примере группы бугровых урочищ) / В. В. Занозин, А. Н. Бармин, В. В. Занозин, М. В. Валов // географический вестник — 2023. — №4 (67). — С. 27–40.
74. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни / А. А. Величко, С. Н. Тимирева, К. В. Кременецкий [и др.] // Известия Российской академии наук. Серия географическая. — 2007. — № 4. — С. 16–28.
75. Застрожных А. С. Карта четвертичных образований. Масштаб 1: 1 000 000 Листы 1 и 2 [Электронный ресурс] / А. С. Застрожных, А. А. Шейков Режим доступа <https://vsegei.ru/ru/activity/intcooperation/caspian/maps/index.php>.
76. Захаров Л. З. Генезис, распространение и эволюция бэровских бугров / Л. З. Захаров // Изв. АН СССР. Геогр. — 1975. — № 2. — С. 64–70.
77. Захаров Л. З. Бэровские бугры в дельтах рек каспийского бассейна / Л. З. Захаров // Природа. — 1948. — С. 54–89.

78. Зенкович В. П. Основы учения развития морских берегов / В. П. Зенкович. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.
79. Зыкина В. С. Лёссово-почвенная последовательность и эоловый рельеф плейстоцена Западной Сибири: хронология и особенности их формирования / В. С. Зыкина, В. С. Зыкин, Е. Л. Маликова // Геоморфология и палеогеография. — 2024. — Т. 55, № 2. — С. 34–62.
80. Иванов В. В. Русловые деформации и строение поймы в нижнем течении рек Дона и Волги / В. В. Иванов, В. Н. Коротаев, А. В. Чернов // Эрозия почв и русловые процессы: Труды Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева МГУ им. М.В. Ломоносова / Под редакцией Р.С. Чалова. Том Выпуск 20. — Москва: Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 2018. — С. 248–269.
81. Иванова Г. А. К вопросу о происхождении бэровских бугров / Г. А. Иванова // Тр. ин-та геогр. АН СССР. — 1952. — Т. 51. — С. 277–391.
82. Исаченко А. Г. Ландшафты СССР / А. Г. Исаченко. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. — 320 с.
83. Карандеева М. В. Геоморфология Европейской части СССР / М. В. Карандеева. — М., Изд-во Моск. ун-та, 1957. — 311 с.
84. Козина О. В. Волго-Ахтубинская пойма — уникальная природная территория / О. В. Козина // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы / Под ред. Р. С. Чалов. — Изд-во. ВГПУ — Волгоград, 2010. — С. 63–66.
85. Константинов Е. А. Лёссонакопление на юге Европейской России в конце четвертичного периода / Е. А. Константинов, А. Л. Захаров, Н. В. Сычев [и др.] // Вестник Российской академии наук. — 2022. — Т. 92, № 6. — С. 572–582.
86. Коржинский С. И. Заметка о так называемых Бэровских буграх Астраханской губернии / С. И. Коржинский. — Казань: тип. Казан. ун-та, 1884. — 10 с.
87. Коротаев В. Н. Геоморфология и стадии развития Волго-Ахтубинской поймы / В. Н. Коротаев, Г. И. Рычагов, А. В. Чернов // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы / Под ред. Р. С. Чалов. — Изд-во. ВГПУ — Волгоград, 2010. — С. 66–75.
88. Косыгин Ю. А. Тектоника западной части Прикаспийской впадины: геологический отчет Северо-Кавказской гидрогеологической экспедиции. — 1952. — 17 с.
89. Котеньков С. А. Бэровские бугры — потенциальные археологические памятники волжской дельты / С. А. Котеньков // Проблемы археологии и музееведения: Сборник

- статей, посвященный памяти Н. В. Хабаровой (1955–2017) / Редколлегия: А. С. Скрипкин [и др.]. — Волгоград: Волгоград. гос. ун-т, 2018. — С. 237–244.
90. Котеньков С. А. Археологические исследования на бугре Семибугры-I в Камызякском районе Астраханской области в 2019 г / С. А. Котеньков, Д. С. Соловьев, А. А. Тимофеев // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. — 2020. — № 26. — С. 72–76.
91. Котеньков С. А. Зубная щетка из грунтового могильника Маячный Бугор-I (историко-археологический аспект и реконструкция) / С. А. Котеньков, С. А. Пилипенко, К. Ю. Попов // Народы и религии Евразии. — 2022. — Т. 27, № 3. — С. 34–50.
92. Котеньков С. А. Волго-Каспийский канал в XVIII в.: историко-географическая реконструкция судоходного маршрута / С. А. Котеньков, Р. Р. Макшаев, Д. М. Лобачева, Е. Ю. Матлахова // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2024. — Т. 79, № 3. — С. 149–161.
93. Котеньков С. А. Карта и записки Энгельберта Кемпфера 1697 г. Историко-географический анализ / С. А. Котеньков, Д. М. Лобачева // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2024. — Т. 79, № 5. — С. 113–122.
94. Кравцова В. И. Применение космических снимков при составлении геоморфологических и литологических карт северо-восточной части Каспия / В. И. Кравцова, О. К. Леонтьев, Л. А. Ушакова, Л. М. Шипилова // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. — М.: Наука. — 1983. — С. 139–146.
95. Краснова Н. Г. Образование отложений дельты Волги / Н. Г. Краснова // Труды Государственного океанографического института. Вып. 18 (30) Геология дельты Волги. — Л.: Гидрометеиздат. — 1951. — С. 80–148.
96. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях: учебное пособие / Г. Ф. Крашенинников — М.: Высшая школа, 1971. — 367 с.
97. Кривцов В. А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ) / В. А. Кривцов. — Рязань: Изд-во РГПУ им. С.А. Есенина, 1998. — 192 с.
98. Курбанов Р. Н. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря / Р. Н. Курбанов, В. Р. Беляев, М. И. Свистунов, Е. А. Бутузова, Д. А. Солодовников, Н. А. Таратунина, Т. А. Янина // Известия РАН. Серия географическая. — 2023. — № 87 (3). — С. 403–419.
99. Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины / В. В. Лавров. — АН Казах. ССР, Алма-Ата. — 1948. — 125 с.

100. Лаврушин Ю. А. Строение, морфогенез и кинематика гравитационного позднечетвертичного покрова юго-западной части Северного Прикаспия / Ю. А. Лаврушин, М. П. Антипов, Н. П. Кураленко [и др.] // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. — 2019. — № 77. — С. 8–48.
101. Ларин С. И. Гривно-ложбинный рельеф Ишимской равнины в палеокриологической ретроспективе / С. И. Ларин, В. А. Алексеева, С. А. Лаухин, Н. С. Ларина // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Москва, 28 сентября – 01 октября 2020 года. — М.: Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 2020. — С. 321–326.
102. Ларин С. И. Первый опыт датирования отложений грив Тобол-Ишимского междуречья методом оптически стимулированной люминесценции / С. И. Ларин, О. В. Козлов, Н. С. Ларина [и др.] // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. — 2024. — Т. 515, № 1. — С. 36–44.
103. Лебедев С. А. Динамика Каспийского моря по данным инструментальных измерений, результатам моделирования и данным дистанционного зондирования / С. А. Лебедев, А. Г. Костяной, А. И. Гинзбург // Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий: материалы III Международной научно-практической конференции, 11–14 мая 2015 года, Адыгея, Майкоп / М-во образования и науки РФ, РАН Гоефиз. центр, гос. техн. ун-т, Майкоп — С. 146–179.
104. Леонов Ю. Г. Проявления грандиозных гравитационных процессов на позднехвалынском палеошельфе Северного Каспия / Ю. Г. Леонов, Ю. А. Лаврушин, О. Г. Эпштейн // Докл. РАН (ДАН). — 1995. — Т. 344, № 2. — С. 212–215.
105. Леонтьев О. К. Происхождение и возраст бэровских бугров / О. К. Леонтьев, Н. Н. Фотева // Изв. АН СССР. Сер. геогр. — 1965. — № 2. — С. 90–97.
106. Леонтьев О. К. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря / О. К. Леонтьев, Е. Г. Маев, Г. И. Рычагов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. — 210 с.
107. Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря / О. К. Леонтьев // Труды НИИ геологии АН ЭстССР. — 1961. — Т. 8. — С. 45–64.
108. Леонтьев О. К. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время / О. К. Леонтьев, П. В. Федоров // Изв. АН СССР, серия геогр. — 1953. — № 4. — С. 64–74.
109. Леонтьев О. К. Новые данные по геоморфологии подводного берегового склона района мыса Токмак и косы Кендерли / О.К. Леонтьев, В.В. Андреев, А.А. Безруков,

- В.А. Мысливец// Комплексные исследования Каспийского моря. — 1976. — Вып. 5. — С. 26–33.
110. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов / О. К. Леонтьев. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1961. — 418 с.
111. Лидер М. Р. Седиментология. Процессы и продукты: Пер. с англ. / М. Р. Лидер. — М.: Мир, 1986. — 439 с.
112. Лобачева Д. М. История развития рельефа Семибугоринского археологического комплекса (центральная часть дельты Волги) / Д. М. Лобачева, С. А. Котеньков, Е. И. Лысенко, Е. Ю. Матлахова, Р. Р. Макшаев, Д. С. Соловьев, Т. И. Тихонова, А. А. Ткач, Н. Т. Ткач // IX Щукинские чтения: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и XXXVIII Пленум Геоморфологической комиссии, 3–6 апреля 2025 года. — М. 2025. — С. 378–380.
113. Лобачева Д. М. Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия / Д. М. Лобачева, Е. Н. Бадюкова, Р. Р. Макшаев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2021. — № 6. — С. 99–111.
114. Лобачева Д. М. Нижняя Волга в начале голоцена / Д. М. Лобачева, Е. Н. Бадюкова, Р. Р. Макшаев // Динамика экосистем в голоцене: Сборник статей по материалам VI всероссийской научной конференции, Санкт-Петербург, 17–21 октября 2022 года / Отв. редактор Д. А. Субетто. — СПб: РГПУ им. А. И. Герцена, 2022. — С. 94–98.
115. Лобачева Д. М. Особенности геоморфологического строения Нижнего Поволжья (бэровские бугры и палеопотоки дельты Волги) / Д. М. Лобачева // Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов): Сборник статей по материалам XIII семинара молодых ученых вузов, объединяемых Межвузовским советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов, Набережные Челны, 25–29 апреля 2022 года. — М.: Наб. Челн. гос. пед. университет, 2023. — С. 72–78.
116. Лобачева Д. М. Положение протоков палеodelьты Волги в конце хвалынского времени по геоморфологическим данным / Д. М. Лобачева, Е. Н. Бадюкова, Р. Р. Макшаев // Аридные экосистемы. — 2023. — Т. 29, № 3. — С. 24–35.
117. Мадат-Заде А. А. Основные типы атмосферных процессов, обуславливающих поле ветра на Каспийском море / А. А. Мадат-Заде // Тр. Океанографической комиссии АН СССР — 1959. — Т. 5. — С. 140–145.

118. Маев Е. Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) / Е. Г. Маев // Геоморфология. — 1994. — С. 94–101.
119. Максимова В. Ф. К вопросу о формировании комплексности почвенно-растительного покрова бэровских бугров / В. Ф. Максимова // Вестник Московского университета. Сер. Биологии, почвоведения, геологии, географии. — 1958. — № 2. — М. Изд-во Московского ун-та. — С. 243–251.
120. Макшаев Р. Р. Динамика русловой сети центральной части дельты реки Волги в контексте существования Семибугоринского археологического комплекса / Р. Р. Макшаев, Е. Н. Бадюкова, Е. Ю. Матлахова [и др.] // Динамика экосистем в голоцене: Сборник статей по материалам VI всероссийской научной конференции, Санкт-Петербург, 17–21 октября 2022 года / Отв. редактор Д. А. Субетто. — СПб: РГПУ им. А. И. Герцена, 2022. — С. 102–106.
121. Макшаев Р. Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25 / Макшаев Радик Рафаэлевич; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ). — М., 2019. — 160 с.
122. Макшаев Р. Р. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования / Р. Р. Макшаев, Н. Т. Ткач // Геоморфология и палеогеография. — 2023. — Т. 54, № 1. — С. 37–54.
123. Макшаев Р. Р. Влияние раннехвалынской трансгрессии Каспия на строение долины Волги и её притоков (ключевой участок Малый Караман, Саратовская область) / Р. Р. Макшаев, Е. Ю. Матлахова, Н. Т. Ткач, Д. М. Лобачева, Е. И. Лысенко, А. А. Ткач // Геоморфология и палеогеография. — 2025. — № 56(1). — С. 116–129.
124. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии / К. К. Марков. — МГУ Научно-исслед. инст. географии. М.: Географгиз, 1948. — 344 с.
125. Марков К. К. Палеогеография: учебное пособие / К. К. Марков — М.: Изд-во Московского ун-та, 1960. — 268 с.
126. Матлахова Е. Ю. Влияние колебаний уровня Каспия и динамики русловой сети дельты Волги на расположение и развитие хазарских поселений Семибугоринского археологического комплекса / Е. Ю. Матлахова, Р. Р. Макшаев, Д. М. Лобачева [и др.] // *Limnology and Freshwater Biology*. — 2024. — № 4. — С. 510–515.
127. Менабде И. В. Палеогеография позднего плейстоцена Нижнего Поволжья: дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.0 / МГУ им. М. В. Ломоносова. Геогр. фак. — М., 1989.

128. Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Н. С. Блюм, Н. С. Болиховская, В. А. Большаков [и др.]. — М.: Географический факультет МГУ, 2010. — 430 с. — ISBN 978-5-89575-179-4.
129. Мещеряков Ю. А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия / Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности / Ю. А. Мещеряков. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — С. 65–78.
130. Михайлов Е. Я. Объяснительная записка к карте почвенного покрова дельты Волги и подстепных ильменей / Е. Я. Михайлов // Труды Государственного океанографического института. — Л.: Гидрометиздат. — 1951. — Вып. 18 (30). — С. 303–358.
131. Мушкетов И. В. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884–1885 гг. / И. В. Мушкетов // «Труды геологического комитета», СПб., — 1895. — Т. 14, №1. — 32 с.
132. Мысливец В. И. Планетарная морфосистема Земли / География, общество, окружающая среда. Том I. Структура, динамика и эволюция природных геосистем / В. И. Мысливец — М.: Изд. дом «Городец», — 2004. — С. 21–37.
133. Неуструев С. С. Гидрология Волги и её притоков / В кн.: Поволжье. Путеводитель. — Л., 1925.
134. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика / А. А. Зайцев, В. В. Иванов, В. Н. Коротаев, И. А. Лабутина, С. А. Лукьянова, Н. А. Римский-Корсаков, Г. И. Рычагов, А. А. Свиточ, А. Ю. Сидорчук, В. В. Сычѐв, А. В. Чернов. — М.: ГЕОС, 2002. — 240 с.
135. Николаев В. А. О рельефе бэровских бугров низовьев Волги / В кн.: Памяти академика Л. С. Берга. — М.: Из-во АН СССР, 1955.
136. Николаев В. А. Сарпинско-Даванская ложбина и её происхождение / В. А. Николаев // Известия ВГО. — 1957.— Т. 89, Вып. 4. — С. 333–338.
137. Новенко Е. Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов / Е. Ю. Новенко. — М: ГЕОС, 2016. — 227 с.
138. Оньков И. В. Оценка точности высот SRTM для целей ортотрансформирования космических снимков высокого разрешения / И. В. Оньков // Геоматика. — 2011. — № 3. — С. 40–46.
139. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Нижней Волги [Электронный ресурс] / Коллектив авторов; под редакцией В. Ю. Георгиевского—

- Электрон. Текстовые и граф. дан. в формате PDF. — Ливны: Издатель Мухаметов Г. В., 2015.
140. Паллас П. С. Путешествие по разным провинциям Российского государства: Ч. 3, пол. 2. 1772 и 1773 годов / Перевод В. Зуева. — СПб., 1788. — 480 с.
141. Панина Л. В. Новейшая тектоника Прикаспия / Л. В. Панина, В. А. Зайцев // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2014. — № 1. — С. 17–23.
142. Панина Л. В. Неотектоника Северного Прикаспия / Л. В. Панина, В. А. Зайцев // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. — 2016. — Т. 13, № 1. — С. 7.
143. Пенк В. Морфологический анализ / В. Пенк. — Москва: Географгиз, 1961. — 359 с.
144. Петров Б. Ф. Происхождение рельефа Барабы / Б. Ф. Петров // Бюл.ком. по изуч четверт. пер. — 1948. — № 12, — С. 23–27.
145. Пильневич И. В. Морфология и районирование гривного рельефа Барабы / И. В. Пильневич // Бюл.ком. по изуч четверт. пер. — 1948. — № 12. — С. 111–120.
146. Пищухина Е. Ю. Физико-химические свойства и особенности микрофлоры почв Бэровских бугров урбанизированных территорий / Е. Ю. Пищухина, О. Б. Сопрунова, Н. А. Сальникова // Известия Уфимского научного центра РАН. — 2015. № 4–1. — С. 114–116.
147. Плейстоцен нижнего течения р. Урал / В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, П. И. Дорофеев [и др.]. — Уфа : БФАН СССР, 1986. — 135 с.
148. Поздняков А. В. Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины / А. В. Поздняков, Ю. С. Пупышев, А. В. Пучкин, Т. Ш. Фузелла // Геосферные исследования. — 2020. — № 4. — С. 42–57.
149. Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги / П. А. Православлев // Изв. центр. гидрометбюро. — Вып. 6. — 1926. — С. 1–77.
150. Рачковская К. А. Геологическое строение дельты Волги / К. А. Рачковская // Труды Государственного океанографического института. — 1951. — Вып. 18 (30). — С. 184–220.
151. Рентгенофлуоресцентный метод анализа: методические указания к лабораторным работам / А. А. Комиссаренков, С. Б. Андреев — ГОУВПО СПб ГТУ РП. 2008. — 36 с.
152. Родин Л. Е. Роль растительности в образовании такыров и их комплексов / Л. Е. Родин. — в кн. Пустыни СССР и их освоение. — М.–Л.: Изд-во АН СССР. — 1954.
153. Розен М. Ф. Материалы по изучению колебательного уровня Северного Каспия / М. Ф. Розен // Известия центр гидрометбюро. — 1929.
154. Розы ветров. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://lakka-sails.ru/winds/>

155. Руденко Е. И. Загадки бугров Бэра / Е. И. Руденко. — Волгоград: Нижн.-Волж. Книжное изд-во, 1973. — 112 с.
156. Руководство по изучению новейших отложений: учебное пособие / П. А. Каплин, Н. Г. Судакова, Г. И. Лазуков [и др.] Второе издание. — М.: Изд-во Московского ун-та, 1987. — 237 с.
157. Рычагов Г. И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров / Г. И. Рычагов // Вестник Московского университета. Сер. 5, География. — 2009. — № 5. — С. 59–68
158. Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря / Г. И. Рычагов. — М.: Изд-во МГУ, 1997. — 267 с.
159. Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. канд. дисс. геогр. наук. / Рычагов Георгий Иванович. — М.: МГУ, 1977. — 62 с.
160. Рябуха А. Г. Роль позднеплейстоценовых перигляциальных условий в развитии ландшафтов Прикаспийской низменности / А. Г. Рябуха // Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН. — 2018. — № 3. — С. 9.
161. Сарапулкин В. А. Поселения хазарского времени в дельте Волги / В. А. Сарапулкин, Д. С. Соловьев, С. А. Котеньков, Э. Е. Кравченко // Краткие сообщения Института археологии. — 2022. — № 268. — С. 245–255.
162. Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития / А. А. Свиточ; Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Географический фак. — М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 2014. — 270 с.
163. Свиточ А. А. Бэровские бугры Нижнего Поволжья / А. А. Свиточ, Т. С. Ключевиткина; МГУ им. М.В. Ломоносова, геог. фак-т. — М.: Российская академия сельскохозяйственных наук, 2006. — 159 с.
164. Свиточ А. А. Верхнехвалынские отложения Нижнего Поволжья/ А. А. Свиточ, Т. А. Янина // Доклады Академии наук. — 2005. — Т. 405, № 5. — С. 570–574.
165. Свиточ А. А. Микростроение отложений, формирующих бэровские бугры нижнего Поволжья / А. А. Свиточ, О. С. Березнер // Литология и полезные ископаемые. — 2007. — № 6. — С. 655–663.
166. Свиточ А. А. Радиоуглеродный возраст палеографических событий позднего плейстоцена-голоцена Северного Прикаспия / А. А. Свиточ, О. Б. Парунин // Доклады Академии наук. — 2000. — Т. 371, № 4. — С. 504–506.
167. Свиточ А. А. Хвалынские отложения Маныча / А. А. Свиточ, Т. А. Янина, А. А. Хоменко, Н. Г. Новикова // ДАН. 2009. — Т. 428, № 1. — С. 70–74.

168. Свиточ А. А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря / А. А. Свиточ, Т. А. Янина. М.: РАСХН, 1997. — 268 с.
169. Свиточ А. А. Шоколадные глины Северного Прикаспия / А. А. Свиточ, Р. Р. Макшаев, Ю. В. Ростовцева, Т. С. Ключиткина, О. С. Березнер, Т. Ф. Трегуб, Д. С. Хомченко. — М.: Геогр. ф-т МГУ, 2017. — 140 с.
170. Седайкин В. М. К вопросу о происхождении и возрасте бэровских бугров Нижнего Поволжья / В. М. Седайкин // Сб. Вопросы геоморфологии Поволжья. — 1977. — Вып. 1 (4). — Саратов. С. 17–27.
171. Семиколенных Д. В. Возраст хвалынского пролива в позднеплейстоценовой истории Манычской депрессии / Д. В. Семиколенных, Р. Н. Курбанов, Т. А. Янина // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. — 2022. — № 5. — С. 103–112.
172. Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ / Ю. Г. Симонов. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. — 251 с.
173. Симонов Ю. Г. Учение о морфолитогенезе и его место в географической науке. Исторические аспекты / Ю. Г. Симонов, В. Н. Конищев, А. А. Лукашов и др. // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 1998. — № 4. — С. 41–48.
174. Симонов Ю. Г., Болысов С. И. Методы геоморфологических исследований: методология. Учебное пособие / Ю. Г. Симонов, С. И. Болысов. — М.: «Аспект Пресс», 2002. — 191 с.
175. Скосарева Э. Я. Поиски кирпичного сырья в районе г. Харабали Астраханской области. Отчет о работах за 1992–1993 гг. — Астрахань, 2000.
176. Скосарева Э. Я. Семибугоринское месторождение кирпичного сырья Астраханской обл.: Отчет за 1990–1991 гг., по сост. на 01.07.1992 г. ТКЗ N 503. / Э. Я. Скосарева. — Астрахань, 1992.
177. Сладкопевцев С. А. О происхождении бугров Бэра / С. А. Сладкопевцев // Вестник МГУ Сер. 5. Геогр.— 1965. — №1. — С. 80–84.
178. Соловьёв Д. С. Находки раннесредневековых пифосов-кувшинов в дельте Волги / Д. С. Соловьёв, Котеньков С. А. // Археология евразийских степей. — 2022. — № 3. — С. 304–313.
179. Табелинова А. С. Природные и антропогенные процессы в ландшафтах северовосточного Прикаспия (Мангыстауская и Атырауская области Казахстана). Дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36 / Табелинова Аида Серикпаевна; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Геогр. фак. — М., 2019.
180. Таратунина Н. А. Позднеплейстоценовый криогенез в Нижнем Поволжье: условия и хронология этапов развития Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху

- раннехвалынской трансгрессии Каспия: дис. ... канд. геогр. наук: 1.6.8 /Таратунина Наталья Александровна; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ). — М., 2022. — 169 с.
181. Ташнинова Л. Н. Основные этапы комплексных экспедиций Калмыцкой степи / Л. Н. Ташнинова, Д. А. Буваев // Вестник Калмыцкого института гуманитарных исследований РАН. — 2013. — Т. 6, № 1. — С. 161–166.
182. Тектоническая карта: Карта новейшей тектоники Северной Евразии, масштаб: 1:5000000, составлена: МПР РФ, Российская академия наук, 1997 г., редактор: Грачев А.Ф.
183. Тектоническая карта: Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления, масштаб: 1:2 500 000, составлена: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2003 г., редактор(ы): Богданов Н. А., Хаин В. Е.
184. Ткач А. А. Палеогеография Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене на основе изотопно-кислородного анализа остракод: дис. ... канд. Геогр. Наук: 1.6.14 / Ткач Алина Алексеевна; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ). — М., 2023. — 191 с.
185. Ткач Н. Т. Северный Каспий в позднем плейстоцене и голоцене: литология, стратиграфия и палеогеография: дис. ... канд. Геол-минер. Наук: 1.6.5 / Ткач Николай Тимофеевич; Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ). — М., 2024. — 162 с.
186. Томашевский И. И. Пески Астраханской степи / И. И. Томашевский //Труды по лесному опытному делу Центральной лесной опытной станции. — 1931. — Вып. 3. — С. 30–46.
187. Трофимов В. Т. К вопросу об определении гранулометрического состава грунтов с использованием лазерных анализаторов / В. Т. Трофимов, В. А. Королев, С. К. Николаева // Инженерные изыскания. — 2014. — № 5–6. — С. 29–35.
188. Труды Прикаспийской экспедиции / под общ. ред. М. А. Глазовской и др.; Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Геогр. фак. М.: 1957-1958. 5 Т.; Геморфология западной части Прикаспийской низменности / отв. ред. М. В. Карандеева, О. К. Леонтьев. Том 1. — 1958. — 238 с.
189. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. — М.: Издательство ГЕОС, 2013. — 703 с.

190. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря / П. В. Федоров // Труды Геологич. ин-та АН СССР. — 1957. — Вып.10. — 308 с.
191. Федорович Б. А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия / Б. А. Федорович // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. — 1941. — №1. — С. 72–86.
192. Федорович Б. А. Развитие и преобразование географической среды / Б. А. Федорович. — М.: Наука. — 1964. — 238 с.
193. Федотова А. В. Бугры Бэра как культурное и природное наследие / А. В. Федотова // Caspium Securitatis: журнал каспийской безопасности. — 2021. — Т. 1, № 4. — С. 77–89.
194. Физика почвы: учебник для университетов / Н. А. Качинский — М.: Высш. Школа. — 1 т. — 1965. — 324 с.
195. Физическая география СССР: учеб. пособие для геогр. фак. пед. ин-тов / Г. К. Тушинский, М. И. Давыдова. — М.: Просвещение, 1976. — 543 с.
196. Харченко В. М. К вопросу о происхождении бугров Бэра / В. М. Харченко, В. А. Перлик, А. А. Кузнецова // Геология, география и глобальная энергия. — 2009. — № 4 (35). — С. 66–71.
197. Четвертичная геология суши: учебное пособие / В. И. Астахов; СПб гос. ун-т. — СПб: Изд-во СПб гос. ун-та, 2020. — 439 с.
198. Чигуряева А.А. Материалы по верхнеплейстоценовой растительности Северного Прикаспия / А.А. Чигуряева, К.В. Воронина // Докл. АН СССР. — 1960. — Т. 131, № 6. — С. 1414–1416.
199. Шалдыбин М. В. Минералогический состав почв бэровских бугров юга Астраханской области / М. В. Шалдыбин, Е. В. Шеин, Г. В. Харитонова [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. — 2015. — № 1. — С. 3–12.
200. Шанцер Е. В. Геологическое строение и гидрологическая обстановка как критерий оценки лесорастительных условий в Приволжской полосе Прикаспийской низменности / Е. В. Шанцер // Труды комплексной научной экспедиции по вопросам полезного лесоразведения. — 1951. — Т. 1, Вып. 2. — С. 140–168.
201. Шеин Е. В. Состав и строение микроагрегатов почв Бэровских бугров юга Астраханской области / Е. В. Шеин, Г. В. Харитонова, А. В. Дембовецкий [и др.] // Литология и полезные ископаемые. — 2014. — № 1. — С. 26.
202. Шишлинская А. Ф. Микрофауна дельты Волги / А. Ф. Шишлинская // Труды ГОИН. — 1951. — Вып. 18 (30). — 372 с.

203. Щукин И. С. Климат и рельеф: Учеб. пособие по курсу "Динам. геоморфология" / И. С. Щукин. — М.: Б. и., 1995. — 102 с.
204. Щукин И. С. Общая геоморфология / И. С. Щукин. — М.: Изд-во Моск. ун-та, Т. 1, 1960. — 616 с.
205. Электронный атлас Каспийского моря. — Русское Географическое Общество, Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. — 2015. — М. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://de.geogr.msu.ru/casp/>
206. Якубов Т. Ф. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросами их генезиса / Т. Ф. Якубов // Почвоведение. — 1940. — №6. — С. 43–49.
207. Якубов Т. Ф. Песчаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия / Т. Ф. Якубов. Акад. наук СССР, Почв. ин-т им. В. В. Докучаева. — М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1955. — 532 с.
208. Якубов Т. Ф. Происхождение Бэровских бугров в Прикаспийской низменности / Т. Ф. Якубов // Труды ин - та географии АН СССР. — 1952. — Т. 51. — С. 253–277.
209. Якушова А. Ф. Геологический отчет о рекогносцировочных структурно-геоморфологических исследованиях в Западной части Северного Прикаспия (Астраханская, Сталинградская области и Калмыцкая АССР) / А. Ф. Якушова, А. А. Чистяков, О. М. Филатова — 1959.
210. Янина Т. А. Каспий в плейстоцене: эволюция природной среды и человек(введение в спецвыпуск) / Т. А. Янина, Р. Н. Курбанов, Р. Р. Макшаев // Геоморфология и палеогеография. — 2025. — № 1. — С. 5–29.
211. Янина Т. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция: монография / Т. А. Янина // Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова, Географический фак., РФФИ. — М.: Географический фак. МГУ, 2012. — 263 с.
212. Япаскурт О. В. Литология: учебник / О. В. Япаскурт. — М: Издательский центр «Академия», 2008. — 336 с.
213. Airy G. B. On tides and waves / G. B. Airy in Encyclopaedia Metropolitana. — 5, 241. — 1845.
214. Allen T. Particle size measurement / T. Allen. — Chapman and Hall, 1997.
215. Andrews D. J. Fitting degradation of shoreline scarps by a nonlinear diffusion model / D. J. Andrews, R. C. Bucknam // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1987. — Vol. 92. — no. B12. — P. 12857–12867.

216. Armitage S. J. West African monsoon dynamics inferred from abrupt fluctuations of Lake Mega-Chad / S. J. Armitage, C. S. Bristow and N. A. Drake // *Proc. Natl. Acad. Sci.* — 2015. — U.S.A. — 112 (28). — 8543-8548.
217. Arslanov K. A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th} / ^{234}\text{U}$  methods / K. A. Arslanov, T. A. Yanina, A. L. Chepalyga, A. A. Svitoch, R. R. Makshaev, F. E. Maksimov, S. B. Chernov, N. I. Tertychniy, A. A. Starikova // *Quat. Int.* 2016. Vol. — 409. — P. 81–87.
218. Badyukova E. N. Genesis of the Baery knolls developed in the Northern Caspian plain / E. N. Badyukova // *Quaternary International*. — 2018. — Vol. 465. — no. A. — P. 11–21.
219. Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes / R. A. Bagnold. — London, Methuen, 1954. — 265 p.
220. Barrett S. J. Reef Sedimentary Accretion Model (ReefSAM): Understanding coral reef evolution on Holocene time scales using 3D stratigraphic forward modelling / S. J. Barrett, J. M. Webster // *Marine Geology*. — 2017. — Vol. 391. — P. 108–126.
221. Bayık Ç. On the Vertical Accuracy of the ALOS World 3D-30m Digital Elevation Model / Ç. Bayık, K. Becek, Ç. Mekik, M. Özendi // *Preprints*. — 2017, 2017080081.
222. Beuselinck L. Grain-size analysis by laser diffractometry: comparison with the sieve-pipette method / L. Beuselinck, G. Govers, J. Poesen, G. Degraer, and L. Froyen // *Catena* — 1998. — 32 (3–4). — P. 193–208.
223. Bezrodnykh Y. The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene / Y. Bezrodnykh, B. Romanyuk, T. Yanina, V. Sorokin // *Quaternary International*. — 2020. — Vol. 540. — P. 68–77.
224. Bezrodnykh Y. P. On the age of the Mangyshlakian deposits of the northern Caspian Sea / Y. P. Bezrodnykh, V. M. Sorokin // *Quaternary Research*. — 2016. — 85 (2). — P. 245–254.
225. Blott S. J. Particle size analysis by laser diffraction. In: From Pye K., Croft D.J. (Eds.), *Forensic Geoscience - Principles, Techniques and Applications* / S. J. Blott, D. J. Croft, K. Pye, S. E. Saye, H. E. Wilson // *Geological Society Special Publication*. — 2004. — No. 232. Geological Society Publishing House. — Bath.
226. Bowler J. M. Clay dunes; their occurrence, formation and environmental significance / J. M. Bowler // *Earth Science Review*. — 1973. — Vol. 9. — P. 315–338.
227. Bowler J. M. Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance / J. M. Bowler // *Earth-Sci. Rev.* — 1973. — 9. — P. 315–338.

228. Braun J. A very efficient  $O(n)$ , implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution / J. Braun, S. D. Willett // *Geomorphology*. — 2013. — Vol. 180–181, no. Supplement C. — P. 170–179.
229. Bristow C. S. The sedimentary structure of linear sand dunes / C. S. Bristow, S. D. Bailey, N. Lancaster // *Nature*. — 2000. — 406 (6791). — P. 56–9.
230. Butuzova E. A. Shedding Light on the Timing of the Largest Late Quaternary Transgression of the Caspian Sea / E. A. Butuzova, R. N. Kurbanov, N. A. Taratunina, A. O. Makeev, A. V. Rusakov, M. P. Lebedeva, A. S. Murray, T. A. Yanina // *Quaternary Geochronology*. — 2022. — Vol. 73. — P. 101378.
231. Chandra R. BayesLands: A Bayesian inference approach for parameter uncertainty quantification in Badlands / R. Chandra, D. Azam, R. D. Müller, T. Salles, S. Cripps // *Computers and Geosciences*. — 2019. — 131. — P. 89–101.
232. Cohen K. M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 / K. M. Cohen, P. L. Gibbard // *Quaternary International*. 2019. — No. 500. — P. 20–31.
233. Cowie P. A. New constraints on sediment-flux dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles / P. A. Cowie, A. C. Whittaker, M. Attal, G. P. Roberts, G. E. Tucker, A. Ganas // *Geology*. — 2008. — Vol. 36. — P. 535–538.
234. Crocker R. L. Post-Miocene climatic and geologic history and its significance in relation to the genesis of the major soil groups of South Australia / R. L. Crocker // *Council Sci. Ind. Res. Aust. Bull.* — 1946. — no. 193.
235. Crosby B. T. Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation / B. T. Crosby, K. X. Whipple, N. M. Gasparini, C. W. Wobus // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2007. — Vol. 112. — no. F3.
236. Dare-Edwards A. J. Aeolian Clay Deposits of South-Eastern Australia: Parna or Loessic Clay? / A. J. Dare-Edwards // *Transactions of the Institute of British Geographers*. — 1984. — 9. — P. 337–344.
237. Davis J. M. Morphology, development, and sediment dynamics of elongating linear dunes on Mars / J. M. Davis, S. G. Banham, P. M. Grindrod, S. J. Boazman, M. R. Balme and C. S. Bristow // *Geophysical Research Letters*. — 2020. — 47. — e2020GL088456.
238. DiBiase R. A., Whipple K. X., Heimsath A. M., Ouimet W. B. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains CA, *Earth and Planetary Science Letters*. — 2010. — Vol. 289. — no. 1. — P. 134–144.

239. Dong Z.B. Controlling blown sand along the highway crossing the Taklimakan Desert / Z. B. Dong, G. T. Chen, X. D. He, Z. W. Han, X. M. Wang // *Journal of Arid Environments*. — 2004. — 57. — P. 329–344.
240. Drake N. A. Shorelines in the Sahara: Geomorphological Evidence for an Enhanced Monsoon from Palaeolake Megachad / N. A. Drake, C. S. Bristow // *The Holocene*. — 2006. — 16. — 901–911.
241. Eversmann E. Fauna Lepidopterologica Volgo – Uralensis exhibens Lepidopterorum Species quas per viginti fere quinque annos in provinciis Volgam fluvium inter et montes Uralenses situs observavit et descripsit Eduardus Eversmann. — Casani Typis universitatis, 1844. — P. I–XIV; 633.
242. Farr T. G. The Shuttle Radar Topography Mission / T. G. Farr, P. A. Rosen, E. Caro, R. Crippen, R. Duren, S. Hensley, M. Kobrick, M. Paller, E. Rodriguez, L. Roth, D. Seal, S. Shaffer, J. Shimada, J. Umland, M. Werner, M. Oskin, D. Burbank, A. Douglas // *Reviews of Geophysics* — 2007. — 45, RG2004.
243. Fitzsimmons K. E. The timing of linear dune activity in the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia / K. E. Fitzsimmons, E. J. Rhodes, J. W. Magee, T. T. Barrows // *Quaternary Science Reviews*. — 2007. — 26. — P. 2598–2616.
244. Folk R. L. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. 1.: Geomorphology and grain size relationships / R. L. Folk. // *Sedimentology*. — 1971. — Vol. 16. — P. 5–54.
245. Gao X. Phase diagrams of dune shape and orientation depending on sand availability / X. Gao, C. Narteau, O. Rozier, du Pont S. Courrech // *Scientific Reports*. — 2015. — Vol. 5. — 14677.
246. Gao F. Evolution of Near-Surface Wind Strength in Northeastern Arid Central Asia during the Holocene / F. Gao, X. Zheng, J. Jia, K. Li, D. Xia, J. Yang, H. Lu, F. Shi, Z. Chen, S. Wang // *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* — 2021. — 36 (2) p.e2020PA003970.
247. Gasparini N. M. Predictions of steady state and transient landscape morphology using sediment-flux-dependent river incision models / N. M. Gasparini, K. X. Whipple, R. L. Bras // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2007. — Vol. 112. — no. F3.
248. Gerivani H. Environmental history of the South Caspian Sea basin and its relation to the Siberian High dynamics since 14,000 years ago / H. Gerivani, A. N. Beni, S. A. G. Leroy, H. K.A. Lahijani // *Marine Geology*. — 2024. — 475. — 107356.
249. Gil-Romera G. Middle to late Holocene moisture changes in the desert of northwest Namibia derived from fossil hydrax dung pollen / G. Gil-Romera, L. Scott, E. Marais, G. A. Brook // *Holocene*. — 2006. — 16. — P. 1073–1084.

250. Glennie K. W. Desert sedimentary environments / K. W. Glennie — Amsterdam, New York: Elsevier, 1970. — 222 p.
251. Gonikov T. V. Using remote sensing to studying quantitative properties of ridge landscape's morphological structure in the Caspian lowland / T. V. Gonikov // *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. — 2019. — No. 1. — P. 38–46.
252. Green M. O. Review of wave-driven sediment resuspension and transport in estuaries / M. O. Green, G. Coco // *Rev. Geophys.* — 2014. — Vol. 52. — P. 77–117.
253. Hallam A. Facies interpretation and the stratigraphic record / A. Hallam. — W. H. Freeman and Company Oxford and San Francisco, 1981. — 316 p.
254. Hills E. S. The physiography of north-western Victoria / E. S. Hills // *Proc. R. Soc. Vict.* — 1939. — 51 — P. 297–323.
255. Hobley D. E. J. Creative computing with landlab: an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of earth-surface dynamics / D. E. J. Hobley, J. M. Adams, S. S. Nudurupati, E. W. H. Hutton, N. M. Gasparini, E. Istanbuluoglu, G. E. Tucker // *Earth Surface Dynamics*. — 2017. — Vol. 5. — no. 1. — P. 21–46.
256. Hobley D. E. J. Field calibration of sediment flux dependent river incision / D. E. J. Hobley, H. D. Sinclair, S. M. Mudd, P. A. Cowie // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2011. — Vol. 116. — no. F4.
257. Howard A. D. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales / A. D. Howard, W. E. Dietrich, M. A. Seidl // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1994. — Vol. 99. — no. B7. — P. 13971–13986.
258. Kalinin P. I. A model of loess formation and atmospheric circulation regimes in the Azov region during the middle and late pleistocene / P. I. Kalinin, I. Y. Kudrevatykh, P. G. Panin et al. // *Quaternary Science Reviews*. — 2025. — no. 349. — P. 109135.
259. Karpytchev Yu. A. Reconstruction of Caspian Sea-level fluctuations: radiocarbon dating 653 coastal and bottom deposits / Yu. A. Karpytchev // *Radiocarbon*. — 1993. — Vol. 35. Iss. 3. — P. 409–420.
260. Kharcheko S. V. The spectral fingerprints of topographical pattern of the near-Caspian Baer's mounds territory and automatic search of similar landform regions in the world / S. V. Kharcheko, S. G. Kazakov, S. I. Bolysov // 18th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2018. Section Cartography and GIS. 2018. Albena, Bulgaria. — P. 659–664.

261. Komar P. D. The initiation of oscillatory ripple marks and the development of plane-bed at high shear stresses under waves / P. D. Komar, M. C. Miller // *Journal of Sedimentary Research*. — 1975. — Vol. 45. — no. 3. — P. 697–703.
262. Konert M. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of clay fraction / M. Konert, J. Vanderberghe // *Sedimentology*. — 1997. — 44. — P. 523–535.
263. Koriche S. A. What are the drivers of Caspian Sea level variation during the late Quaternary? S. A. Koriche, J. S. Singarayer, H. L. Cloke, P. J. Valdes, F. P. Wesselingh, S. B. Kroonenberg, A. D. Wickert, T. A. Yanina // *Quaternary science review*. — 2022. — 283. — 107457.
264. Kottek M. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated / M. Kottek, J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf, F. Rubel // *Meteorologische Zeitschrift*. — 2006. — Vol. 15. — no. 3. — P. 259–263.
265. Kroonenberg S. B. Two deltas, two basins, one river, one sea. The modern Volga delta as an analogue of the Neogene Productive Series, South Caspian Basin. River deltas, concepts, models and examples / S. B. Kroonenberg, M. D. Simmons, N. I. Alekseevski, E. Aliyeva, M. B. Allen, D. Aybulatov, A. Baba-Zadeh, E. N. Badyukova, D. Hinds, D. Huseynov, B. Ibrahimov, P. Mamedov, I. Overeem, E. N. Povalishnikova, G. V. Rusakov, S. Suleymanova, A. A. Svitoch. — Tulsa: SEPM., 2005. — P. 231–256.
266. Kroonenberg S. B. The wandering of the Volga Delta: A response to rapid Caspian Sea-level change / S. B. Kroonenberg, G. V. Rusakov, A. A. Svitoch // *Sedimentary Geology*. — 1997. — Vol. 107. — no. 3–4. — P. 189–209.
267. Kryger M. Why do seif dunes meander? / M. Kryger, O. Bubbenzer, E. Parteli // *Geophysical Research Abstracts*. EGU General Assembly. — 2017. — Vol. 19. — EGU2017-7612, 2017
268. Kryger M. Formation of Vegetated Linear Dunes and their instability under vegetation cover removal: Conceptual model and verification in numerical simulations / M. Kryger, H. Tsoar, E. Parteli // *Geophysical Research Abstracts*. EGU General Assembly. — 2019. — Vol. 21. — EGU2019-8811.
269. Kuzmin Y. V. Apparent  $^{14}\text{C}$  ages of the ‘pre-bomb’ shells and correction values (R, DR) for Caspian and Aral seas (central Asia) / Y. V. Kuzmin, L. A. Nevesskaya, S. K. Krivonogov, and G. S. Burr // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. — 2007. — Vol. 259. — P. 463–466.

270. Lancaster N. Dune morphology and dynamics / N. Lancaster. In: Abrahams A. D., Parsons A. J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. — Chapman and Hall, London. — 1994. — P. 474–505.
271. Lebedeva M. Landscape dynamics in the caspian lowlands since the last Deglaciation reconstructed from the Pedosedimentary sequence of Srednaya Akhtuba, southern Russia / M. Lebedeva, A. Makeev, A. Rusakov, T. Romanis, T. Yanina, R. Kurbanov, P. Kust, E. Varlamov // *Geosciences*. — 2018. — Vol. 8 — no.12. — 492.
272. Leroy S. A. G. Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate / S. A. G. Leroy, A. A. Kakroodi, S. B. Kroonenberg, H. A. K. Lahijani, H. Alimohammadian, A. Nigarov // *Quaternary Science Reviews*. — 2013. — 70. — P. 28–47.
273. Leroy S. A. G. From the Allerød to the mid-Holocene: palynological evidence from the south basin of the Caspian Sea / S. A. G. Leroy, A. Tudryn, F. Chalieu, L. Lopez-Merino, F. Gasse // *Quaternary science review*. — 2013. — 78. — P. 77–97.
274. Libby W. F. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon / W. F. Libby, E. C. Anderson, J. R. Arnold // *Science*. — 1949. — Vol. 109. — no. 2827. — P. 227–228.
275. Li F. Multigrain seabed sediment transport modelling for the south-west Australian Shelf / F. Li, C. M. Griffiths, C. P. Dyt, P. Weill, M. Feng, T. Salles and C. Jenkins // *Marine and Freshwater Research*. — 2009. — Vol. 60. — P. 774–785.
276. Liu Y. Internal sedimentary structure of linear dunes modelled with a cellular automaton / Y. Liu, A. C. W. Baas // *Sedimentology*. — 2020. — Vol. 67. — P. 3718–3734.
277. Lobacheva D. M. Sedimentary characteristics of Baer knolls deposits in the Volga River delta / D. M. Lobacheva, E. N. Badyukova, R. R. Makshaev // *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. — 2023. — Vol. 54. — no. 3. — P. 67–80.
278. Loizeau J. L. Evaluation of a wide-range laser diffraction grain-size analyser for use with sediments / J. L. Loizeau, D. Arbouille, S. Santiago, J. P. Vernet // *Sedimentology*. — 1994. — no. 41. — P. 353–361.
279. Longuet-Higgins M. S. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves / M. S. Longuet-Higgins // *Journal of Geophysical Research*. — 1970. — Vol. 75. — no. 33. — P. 1–35.
280. Makshaev R. R. Grain-size and geochemical characterization of Baer knolls sediments in the Volga Delta. (Thesis) / R. R. Makshaev, D. M. Lobacheva, A. S. Zastrozhnov, D. A. Zastrozhnov, N. T. Tkach, // *Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA IFG*

- POCAS Focus Group Joint Plenary Conference and Field Trip, October 14–21. 2018. Antalya, Turkey. Dokuman Evi Avcilar, Istanbul. — 2018. — P. 112–115.
281. Makshaev R. R. The timing and sedimentary facies of the early khvalynian stage in the lower volga region (northern caspian lowland) / R. R. Makshaev, T. A. Yanina, N. S. Bolikhovskaya et al. // *Quaternary Science Reviews*. — 2025. — Vol. 369. — P. 109601.
282. McKee E. D. Structures of dunes at white sands national monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas) / E. D. McKee // *Sedimentology*. — 1966. — Vol. 7. — no. 1. — P. 3–69.
283. Melchor R. N. Are aeolian ichnofacies distinctive and useful? An analysis of trace fossil assemblages from Cretaceous aeolian facies in northern Patagonia, Argentina / Ricardo N. Melchor, Mariano Perez, Aldo M. Umazano // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2024. — Vol. 655.
284. Moore R.C. Meaning of facies / R.C. Moore // *Memior: The Geological Society of American*. — 1949. — Vol. 39. — P. 1–34.
285. Nield J.M. Evaporative sodium salt crust development and its wind tunnel derived transport dynamics under variable climatic conditions / J.M. Nield, C.M. Neuman, P. O'Brien, R. G. Bryant, G. F. S. Wiggs // *Aeolian Research*. — 2016. — Vol. 23. — P. 51–62.
286. Nichols G. *Sedimentology and stratigraphy* / G. Nichols. —Wiley Blackwell, 2009. — 431 p.
287. O'Callaghan J. F. and Mark D. M. The extraction of drainage networks from digital elevation data / J. F. O'Callaghan, D. M. Mark // *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*. — 1984. — Vol. 28. — no. 3. — P. 323–344.
288. Overeem I. Small-scale stratigraphy in a large ramp delta: Recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea / I. Overeem, S. B. Kroonenberg, A. Veldkamp et al. // *Sedimentary Geology*. — 2003. — Vol. 159. — no. 3–4. — P. 133–157.
289. Pechlivanidou S., Cowie P.A., Duclaux G., Nixon C.W., Gawthorpe R.L., Salles T. Tipping the Balance: Shifts in Sediment Production in an Active Rift Setting // *Geology*. — 2019. — T. 47, № 3. — C. 259–262. — DOI: 10.1130/G45589.1.
290. Price W. A. Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis / W. A. Price // *Sediment. Petrol.* — 1963. — 33 — P. 766–778.
291. Pye K. *Aeolian Sand and Sand Dunes* / K. Pye, H. Tsoar. — Springer Science and Business Media, 2008. — 458 p.
292. Rahimzadeh N. Timing and development of sand dunes in the Golestan Province, northern Iran—Implications for the Late-Pleistocene history of the Caspian Sea / N.

- Rahimzadeh, F. Khormali, N. Gribenski, S. Tsukamoto, M. Kehl, A. Pint, ... M. Frechen // *Aeolian Research*. — 2019. — 41. — 100538.
293. Reimer P. J., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 kcal BP) / W. E. N. Austin, E. Bard, A. Bayliss, P. G. Blackwell, C. B. Ramsey, M. Butzin, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A.G. Hogg, K. Hughen, B. Kromer, S. W. Manning, R. J. Muscheler, G. Palmer, C. Pearson, van der J. Plicht, R.W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, C. S. M. Turney, L. Wacker, F. Adolphi, U. Büntgen, M. Capano, S. Fahrni, A. Fogtmann-Schulz, R. Friedrich, F. Miyake, J. Olsen, F. Reinig, M. Sakamoto, A. Sookdeo, S. Talamo // *Radiocarbon* —2020. — Vol. 62. — no. 4. — P. 725–757.
294. Richards K. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea / K. Richards, N. Bolikhovskaya, R. Hoogendoorn, S. Kroonenberg, S. Leroy, J. Athersuch // *Holocene*. — 2014. — Vol. 24. — no. 10. — P. 1226–1252.
295. Roskin J. Age, origin and climatic controls on vegetated linear dunes in the northwestern Negev Desert (Israel) / J. Roskin, N. Porat, H. Tsoar, D. G. Blumberg, A. M. Zander // *Quaternary Science Reviews*. — 2011. — 30. — P. 1649–1674.
296. Salles T. Australian shelf sediment transport responses to climate change-driven ocean perturbations / T. Salles, C. Griffiths, C. Dyt, F. Li // *Marine Geology*. — 2011. — Vol. 282. — no. 3–4. — P. 268–274.
297. Salles T. Badlands: A parallel basin and landscape dynamics model. Original Software Publication / T. Salles. // *SoftwareX*. — 2016. — Vol. 5. — P. 195–202.
298. Salles T. Badlands: An open-source, flexible and parallel framework to study landscape dynamics / T. Salles, L. Hardiman // *Computers and Geosciences* — 2016. — Vol. 91. — P. 77–89.
299. Salles T. pyBadlands: A framework to simulate sediment transport, landscape dynamics and basin stratigraphic evolution through space and time / T. Salles, X. Ding, G. Brocard // *PLOS ONE*. — 2018. — 13(4): e0195557.
300. Salles T., Ding X., Webster J.M., Vila-Concejo A., Brocard G., Pall J. A unified framework for modelling sediment fate from source to sink and its interactions with reef systems over geological times // *Scientific Reports* — 2018. — Vol. 8. — Article No.: 5252. — DOI: 10.1038/s41598-018-23519-8.
301. Sedimentary environments. Chapter Deserts: *Encyclopedia of Geology* / N. P. Mountney, R. C. Selley, L. R. M. Cocks, I. R. Plimer. — Elsevier, 2005. — P. 539–549.

302. Sedimentary Rocks / F. J. Pettijohn — New York: harper and Brothers, Geosciences Series., 1957. — 718 p.
303. Sedimentary structures / J. Collinson, N. Mountney, D. Thompson — Terra Nova, 2006. — 358 p.
304. Semikolennykh D. Radiocarbon dating of the end of the latest Caspian Sea overflow through the Manych Depression (southeastern European Plain) / D. Semikolennykh, A. Panin, E. Zazovskaya // Radiocarbon. — 2025. — 67 (2). — P. 331–346.
305. Shepard F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios / F. P. Shepard // Journal of Sedimentary Petrology. — 1954. — Vol. 24. — P. 151–158.
306. Sidorchuk A. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period / A. Sidorchuk, A. Panin, O. Borisova // Geomorphology. — 2009. — 113. — P. 137–157.
307. Sklar L. River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models: Stream Power and the Influence of Sediment Supply / L. Sklar, W. E. Dietrich // American Geophysical Union. — 1998. — P. 237–260.
308. Sloss L. Concepts and applications of stratigraphic facies in North America. / L. Sloss. — Rep. XXI Sess. Int. Geol. Congr., pt. XII. Copenhagen. — 1960.
309. Smith J. J. Naktodemasis bowni: New ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming / J. J. Smith, S. T. Hasiotis, M. J. Kraus and D. T. Woody. — Journal of Paleontology. — 2008. — Vol. 82. — no. 02. — P. 267–278.
310. Soulsby R. L. Bed shear stress due to combined waves and currents / R. L. Soulsby. tech. rep., Advances in Coastal Morphodynamics, edited by M. J. F. Stive et al. — Delft Hydraulics. Delft. The Netherlands. — 1995. — P. 4: 20–4: 23.
311. Soulsby R. L. Dynamics of Marine Sands / R. L. Soulsby. — Thomas Telford. London. U.K. — 1997. — 429 p.
312. Soulsby R. L. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer / R. L. Soulsby, L. Hamm, G. Klopmann, D. Myrhaug, R. R. Simons, G. P. Thomas // Coastal Engineering Journal. — 1993. — Vol. 21. — P. 41–69.
313. Stuiver M., Reimer P. J., Reimer R. W. CALIB 8.2. CALIB Radiocarbon Calibration [electronic resource], URL: <http://calib.org/calib/> (дата обращения 15.02.2021).
314. Syvitski J. P. M. Principles, methods and application of particle size analysis. / J. P. M. Syvitski. — Cambridge: Cambridge University Press. — 1991. — P. 332–345.

315. Taubner H. Determination of soil texture: comparison of the sedimentation method and the laser-diffraction analysis / H. Taubner, B. Roth, R. Tippkötter // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. — 2009. —no. 172. — P. 161–171.
316. Telfer M. W. Late Quaternary linear dune accumulation and chronostratigraphy of the southwestern Kalahari: implications for aeolian palaeoclimatic reconstructions and predictions of future dynamics / M. W. Telfer, D. S. G. Thomas // *Quaternary Science Reviews* 2007. — 26. — P. 2617–2630.
317. Tetzlaff D. M. Modelling Coastal Sedimentation through Geologic Time / D. M. Tetzlaff // *Journal of Coastal Research*. — 2005. — Vol. 21. — no. 3. — P. 610–617.
318. Thieulot C. Three-dimensional numerical simulations of crustal systems undergoing orogeny and subjected to surface processes / C. Thieulot, P. Steer, R. S. Huismans // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2014. — Vol. 15. — no. 12. — P. 4936–4957.
319. Thran A.C., East M., Webster J.M., Salles T., Petit C. The Influence of Carbonate Platforms on the Geomorphological Development of a Mixed Carbonate-Siliciclastic Margin (Great Barrier Reef, Australia) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* — 2020. — Vol. 21, Issue 4. — Art. No.: e2020GC008915. — DOI: 10.1029/2020GC008915.
320. Trask P. D. Origin and Environment of Source Sediments in Petroleum / P. D. Trask. — Gulf Publishing Company, Houston, Texas, 1932. — 324 p.
321. Tsoar H. Critical Environments: Sand Dunes and Climate Change / H. Tsoar. In: John F. Shroder (Editor-in-chief), Lancaster N., Sherman D. J., and Baas A. C. W. (Volume Editors). *Treatise on Geomorphology*. — 2013. — Vol 11. — Aeolian Geomorphology, San Diego: Academic Press. — P. 414–427.
322. Tsoar H. Linear dunes - forms and formation / H. Tsoar // *Progress in Physical Geography*. — 1989. — 13. — P. 507–528.
323. Tsoar H. Linear Dunes on Earth and Mars. Similarity and Dissimilarity. / H. Tsoar // *Planetary Dunes Workshop*. — 2008. — 1403. — P. 75–76.
324. Tucker G. E. Drainage basin responses to climate change / G. E. Tucker, R. Slingerland // *Water Resources Research*. — 1997. — Vol. 33. — no. 8. — P. 2031–2047.
325. Tucker G. E. Modelling landscape evolution / Tucker G. E. and Hancock G. R. // *Earth Surface Processes and Landforms*. — 2010. — Vol. 35. — no. 1. — P. 28–50.
326. Tucker G. E. The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model (CHILD) / G. E. Tucker, S. Lancaster, N. Gasparini, R. Bras. — Boston. MA: Harmon. Russell S. and Doe. William W. — Springer US, 2001. — P. 349–388.

327. Tucker G. E. Trouble with diffusion: Reassessing hillslope erosion laws with a particle-based model / G. E. Tucker, D. N. Bradley // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2010. — Vol. 115. — no. F1.
328. Turowski M. Cover effect in bedrock abrasion: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology / M. Turowski, D. Lague, N. Hovius // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. — 2007. — Vol. 112. — no. F4.
329. Van Rijn L. C. Sediment Transport. Part I: Bed Load Transport / Van Rijn L. C. // *Journal of Hydraulic Engineering*. — 1984. — Vol. 110. — no. 10. — P. 1431–1456.
330. Vandenberghe. J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification / J. Vandenberghe // *Earth-Science Reviews* — 2013. — Vol. 121. — P. 18–30.
331. Warrlich G. M. D. 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production / G. M. D. Warrlich, D. Bosence, D. Waltham, C. Wood, A. Boylan, B. Badenas // *Marine and Petroleum Geology*. — 2008. — Vol. 25. — P. 35–58.
332. Warrlich G. M. D. Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward modelling program (CARBONATE 3D) / G. M. D. Warrlich, D. Waltham, D. Bosence // *Basin Research*. — 2002. — Vol. 14. — P. 379–400.
333. Yan N. Parabolic dunes and their transformations under environmental and climatic changes: towards a conceptual framework for understanding and prediction / N. Yan, A.C.W. Baas // *Glob. Planet. Change*. — 2015. — 124. P. 123–148.
334. Zastrozhnov A. Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia / A. S. Zastrozhnov, G. A. Danukalova, M. Golovachev, V. Titov, E. Osipova, A. N. Simakova, A. Yakovlev, T. I. Yakovleva, G. N. Aleksandrova, A. Shevchenko, A. S. Murray, A. S. Tesakov, E. Sadikhov // *Quaternary international*. — 2020. — Vol. 540. — P. 38–67.
335. Zastrozhnov D. A. The Baer Knolls of the Caspian Depression as Late Quaternary aeolian landforms: pros and cons, or only pros? / D. A. Zastrozhnov, A. S. Zastrozhnov, V. A. Spiridonov, A. E. Kayukov // *Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA IFG POCAS Focus Group Joint Plenary Conference and Field Trip, October 14–21. 2018. Antalya, Turkey. Dokuman Evi Avcilar, Istanbul*. — P. 195–198.

## Приложение 1. Данные результатов гранулометрического анализа

Таблица 1. Результаты гранулометрического анализа, полученные «сухим» методом ситования

Классификация по С. И. Романовскому, данные Лобачевой Д.М., ситование		Бугор Селитренное, 1,5 от пов-ти	Бугор Селитренное	Бугор Селитренное	Бугор Сероглазка	Бугор Сероглазка, до 80 см	Бугор Сероглазка, 1,5 м	Бугор в Сарай Бату	Бугор Яксатово	Бугор Яксатово	Бугор Нортковский	Бугор Нортковский
Содержание фракций в %	1–2 мм	0	0,2	0	0,17	3,73	0	0,2	0	0	0,86	0,68
	1–0,5 мм	4,9	1,2	1,47	0,2	1,03	0,43	7	0	0	2,13	0,38
	0,5–0,25 мм	5,5	7,73	6,1	4,03	4,54	2,7	15,1	0,73	0	1,67	0,68
	0,25–0,1 мм	63,2	67,37	58,92	79,27	72,73	65,42	47,93	69,9	50,67	60,37	57
	0,1–0,05 мм	19,7	17,97	29,74	13,03	15,6	25,92	24,97	24,67	34,5	30,27	39,58
	<0,05 мм	6,7	5,43	3,77	3,3	2,37	5,53	4,8	4,7	14,83	4,7	1,68
Литофация, условно выделяемая в поле		ЛФ1	ЛФ1	ЛФ2	ЛФ1	ЛФ1	ЛФ2	ЛФ2	ЛФ1	ЛФ2	ЛФ1	ЛФ2
Стандартное отклонение, $\sigma$		21,66	23,41	21,38	28,33	25,52	23,53	16,09	25,33	19,63	22,08	22,92
Дисперсия, $\sigma^2$		469,13	548,17	457,16	802,34	651,26	553,83	259,03	641,76	385,16	487,38	525,47
Коэффициент вариации		1,30	1,41	1,28	1,70	1,53	1,41	0,97	1,52	1,18	1,32	1,38
Медиана		6,1	6,58	4,93	3,66	4,13	4,11	11,05	2,71	7,41	3,41	1,18
Среднее арифметическое		16,67	16,65	16,67	16,67	16,67	16,67	16,67	16,67	16,67	16,67	16,67
Асимметрия		2,23	0,80	2,001	0,78	2,03	1,23	0,98	0,48	0	3,65	14,70
Коэффициент сортировки Траска		1,80	2,61	3,41	3,32	2,17	4,57	2,05	10,39	0	3,65	6,65
Квартиль $Q_3$		16,45	15,41	23,83	10,78	12,83	20,82	22,5	19,67	29,58	23,88	30,10
Квартиль $Q_1$		5,05	2,25	2,04	0,975	2,71	0,9975	5,35	0,18	0	1,78	0,68

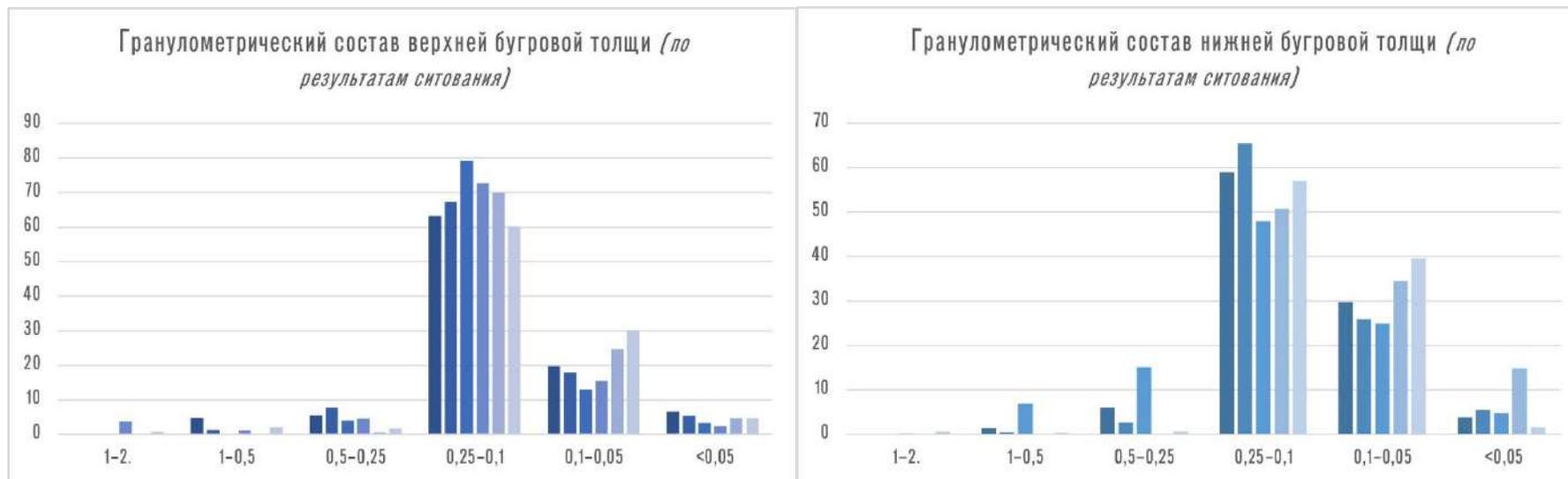


Таблица 2. Результаты гранулометрического анализа, полученные методом лазерной дифрактометрии для ЛФ1, ЛФ2 и ЛФ3, содержание по фракциям в %

Литофация	Образец (измерения на лазерном гранулометре)	<0,001 мелкая глина и пыль	0,001–0,005 крупная глина	0,01–0,005 алеврит	0,01–0,05 крупный алеврит	0,05–0,25 т/з песок	1–0,25 м/з песок
БТ	Л7–пг–1	11,6	33	17,7	19,1	18	0,6
БТ	Л6–2	8,9	32,4	12,4	16,5	29,8	0
БТ	Л6–3	12	39,7	16,1	12,4	19,7	0,1
БТ	АКЛ–3–1	8,8	28,5	7,7	14,7	38	2,3
БТ	АКЛ–3–2	14,7	50,5	12,4	20,6	1,8	0
БТ	БДЛ–1–1	11,1	39,3	8,2	11,5	29,9	0
БТ	ДСЛ–4–3	8	27,4	8,6	18,6	37,4	0
БТ	КЗЛ–1–1	10,3	35,3	10	13,4	26,7	4,3

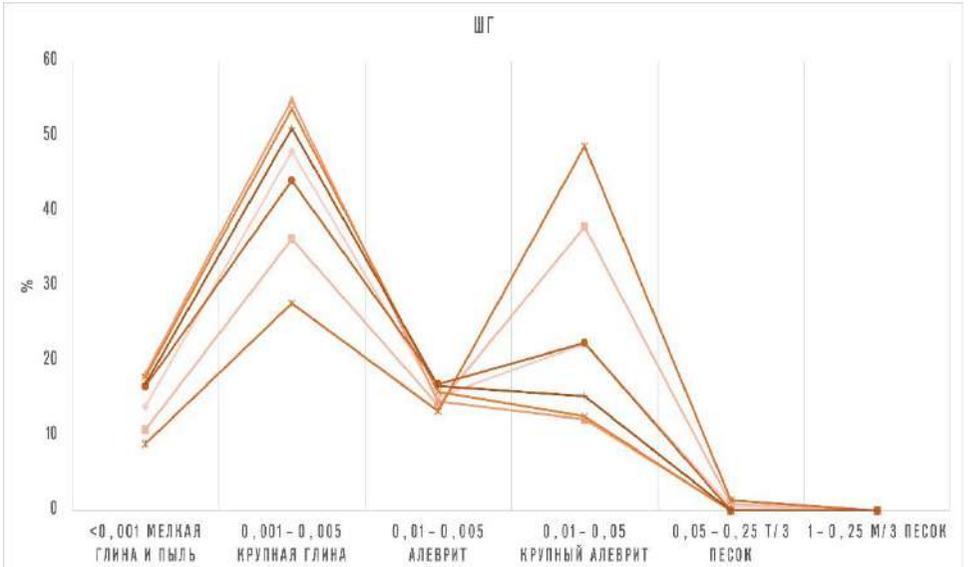
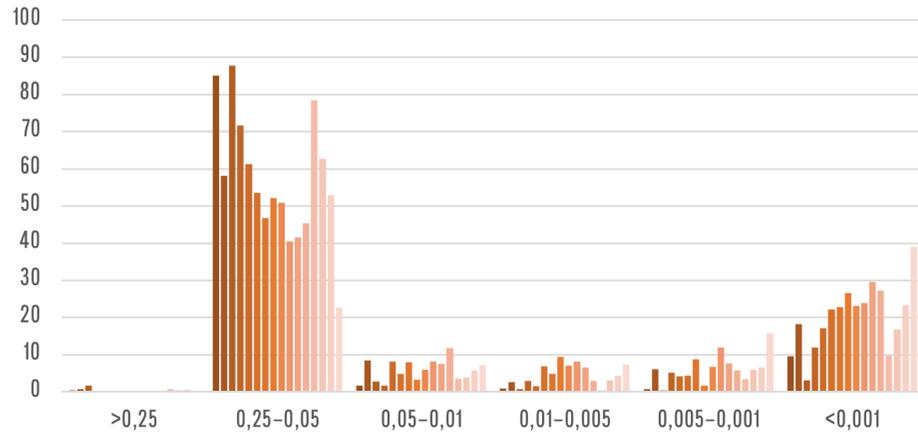
БТ	КЗЛ-1-2	12,6	48,5	14,9	11,1	0,6	6
БТ	КЗЛ-2-1	11,8	45,7	15,4	26,9	0,2	0
БТ	КЗЛ-2-2	10,5	42,7	10	22,6	14,2	0
БТ	ОР-2	12,7	46,7	14,4	23,2	3	0
БТ	ОР-3	12,9	50,7	16,3	12,3	0	3
БТ	Сарай-багу	17,1	55,9	12,1	14,9	0	0
ЛФ1	L16-7	6,9	28,6	10,9	13,4	39,7	0,5
ЛФ1	L16-6	8,4	33,4	11,1	17	29,8	0,3
ЛФ1	L16-5	8,4	32,3	10,5	10,8	37	1
ЛФ1	L16-4	12,6	50,2	13,8	10,6	8,4	1,9
ЛФ1	L16-3	12,4	53,7	12,9	17,4	3,6	0
ЛФ1	L16-2	13,1	49,5	11,9	6,1	12	4,2
ЛФ1	L16-1	12,6	41,9	10,9	12,9	21,5	0,2
ЛФ1	L13-1 (5,5 м)	12	47,1	16,7	23,4	0,8	0
ЛФ1	L13-2	13,8	46,7	14,8	23,3	1,4	0
ЛФ1	L13-3	12	42,7	11,8	26,1	7,4	0
ЛФ1	L13-4	12,1	45,6	14,3	27	1	0
ЛФ1	L13-5 (ниже 6 м)	12,4	35,4	10,1	25,4	16,7	0
ЛФ1	L13-6	13,1	46,4	15,1	24,9	0,5	0
ЛФ1	L13-7	13,1	43,2	10,8	16,4	16,5	0
ЛФ1	L13-8 (3,3 м)	15,1	50,7	16	18,2	0	0
ЛФ1	L15	6,7	25,7	9,7	22,8	35,1	0
ЛФ1	L2	10,8	33	9,6	14,3	32,2	0,1
ЛФ1	L9	11,2	37,4	10,8	16,9	23,7	0
ЛФ1	L10	13,4	41,1	12,5	26,2	6,8	0
ЛФ1	L11-2	14,6	42,8	16,3	26,2	0,1	0
ЛФ1	L11-3	14,6	42,4	15,4	27,2	0,4	0
ЛФ1	L4-2	15,5	52	12,6	18,4	1,5	0
ЛФ1	L4-3	12	39,4	11,2	15,9	19,6	1,9

ЛФ1	L4-4	10,2	35,9	10,7	23,8	18,6	0,8
ЛФ1	L4-5	10,7	36,6	10,2	7,8	32,7	2
ЛФ1	L4-6	13,8	46,8	14,3	13,9	5,1	3,4
ЛФ1	L4-7	9	30,9	7,7	5,5	42,7	4,2
ЛФ1	L4-8	7	19,5	8,7	10,5	41,3	8,3
ЛФ1	БДЛ-1-2	11,3	38,9	11,9	18,1	19,8	0
ЛФ1	БС-2-2	9,4	34,2	11,1	14,7	25,7	4,9
ЛФ1	Селитренное	9,2	37,6	13,3	15,6	24,3	0
ЛФ1	Сероглазка-0,8	6,6	25,5	8,4	10,3	43,2	6
ЛФ1	Сероглазка-1	8	30,7	17,1	9,3	34,9	0
ЛФ1	Сероглазка	10,8	43	17,6	13	15,2	0,4
ЛФ1	ФЛ-1-1	8,7	30,3	8,6	7,7	30,7	14
ЛФ1	ФЛ-1-2	6,4	29,3	12,2	16	26,8	9,3
ЛФ1	ФЛ-1-3	8,7	33,7	10,5	11,5	32	3,6
ЛФ1	ФЛ-2-1	11	42,6	14,6	28,8	3	0
ЛФ1	ФЛ-2-2	7,8	33	11,1	14,7	32,5	0,9
ЛФ1	ФЛ-2-4	14,9	42,8	11,6	2,7	23,2	3,5
ЛФ2	L16-8	8,9	38,6	16,8	33,9	1,8	0
ЛФ2	L15-1 10 м	13,8	38,2	13,4	30,4	4,2	0
ЛФ2	L15-2	14,1	40,8	14,6	27,6	2,9	0
ЛФ2	L15-3	12	39,8	14,3	29,4	4,5	0
ЛФ2	L4-1	12,8	38,3	9,9	16,1	22,2	0,7
ЛФ2	L6-1	11,4	34,1	9,9	16,3	28,3	0
ЛФ2	L6-4	11,9	40	13,4	11,5	14,4	7,9
ЛФ2	L7-1	10,7	33,2	12,7	43	0,4	0
ЛФ2	L7-1a	14,4	54,7	14,7	16,2	0	0
ЛФ2	L7-1б	13,6	51,6	14,8	20	0	0
ЛФ2	L7-2	11,4	41	14,9	32,7	0	0
ЛФ2	L7-11	16,6	48,6	16	18,8	0	0
ЛФ2	БС-2-1	8,8	36,6	15,1	29,3	9,9	0,3

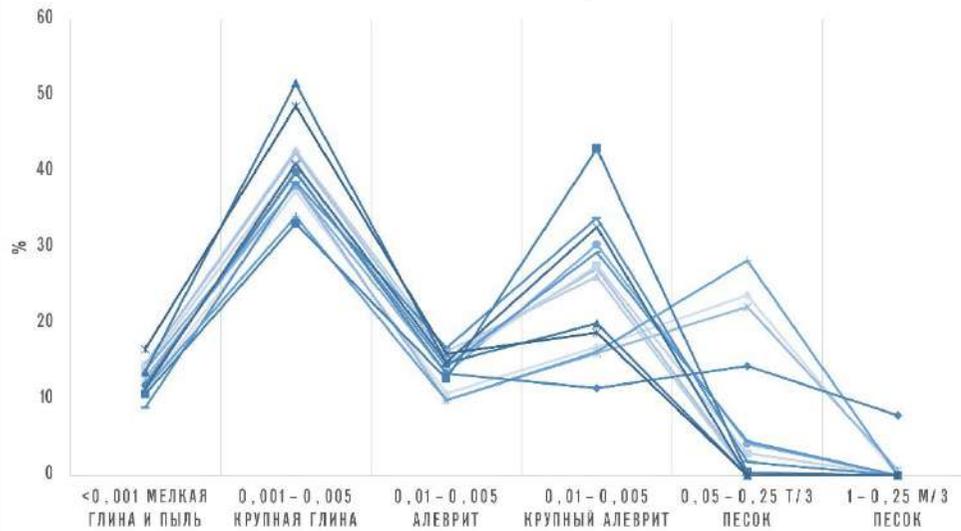
ЛФ2	БС-2-3	8,4	38,6	16,2	23,8	13	0
ЛФ2	ДСЛ-3-1	11,7	40,5	8,9	10,8	28,1	0
ЛФ2	Селитренное	8,8	35,8	11	9,6	27,1	6,9
ЛФ2	Селитренное	13,7	49,9	13,1	18,5	4,8	0
ЛФ2	ФЛ-2-3	14,4	51,8	15,1	18,4	0,3	0
ЛФ3	ШГ 40	13,9	48	15,2	22,3	0,6	0
ЛФ3	ШГ 70	10,8	36,3	14,1	37,9	0,9	0
ЛФ3	ШГ 150	18,2	54,9	14,6	12,2	0,1	0
ЛФ3	ШГ 200	17,8	53,7	15,9	12,6	0	0
ЛФ3	L15	8,9	27,7	13,3	48,7	1,4	0
ЛФ3	L4-9	16,6	44,1	16,9	22,4	0	0
ЛФ3	L7-10	16,9	51,1	16,7	15,3	0	0



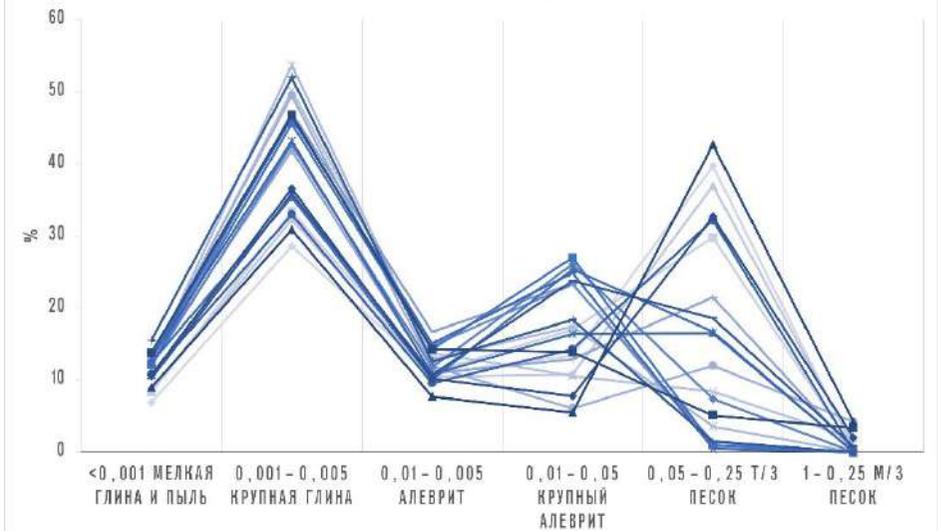
Гранулометрический состав толщи ББ (по данным Якубова, 1952, 16 образцов, ситование, классиф. по Н. А. Качинскому)



НИЖНЕБУГРОВАЯ ТОЛЩА



ВЕРХНЕБУГРОВАЯ ТОЛЩА



Корреляционная матрица по результатам гранулометрического анализа методом просеивания через сита (2017) для ЛФ1 и ЛФ2

	Алеврит + глина	Т/з песок	М/з песок	Ср/з песок	К/з песок	Г/з песок + гравий
Алеврит+глина	1	0,25	-0,44	-0,20	-0,05	-0,36
Т/з песок	0,25	1	-0,73	-0,37	-0,13	-0,27
М/з песок	-0,44	-0,73	1	-0,26	-0,47	0,3
Ср/з песок	-0,20	-0,37	-0,26	1	0,8	-0,04
К/з песок	-0,05	-0,13	-0,47	0,8	1	-0,09
Г/з песок + гравий	-0,36	-0,27	0,3	-0,04	-0,09	1

Корреляционная матрица по результатам гранулометрического анализа лазерным дифрактометром Fritsh Analysette 22 для ЛФ2 и ЛФ1

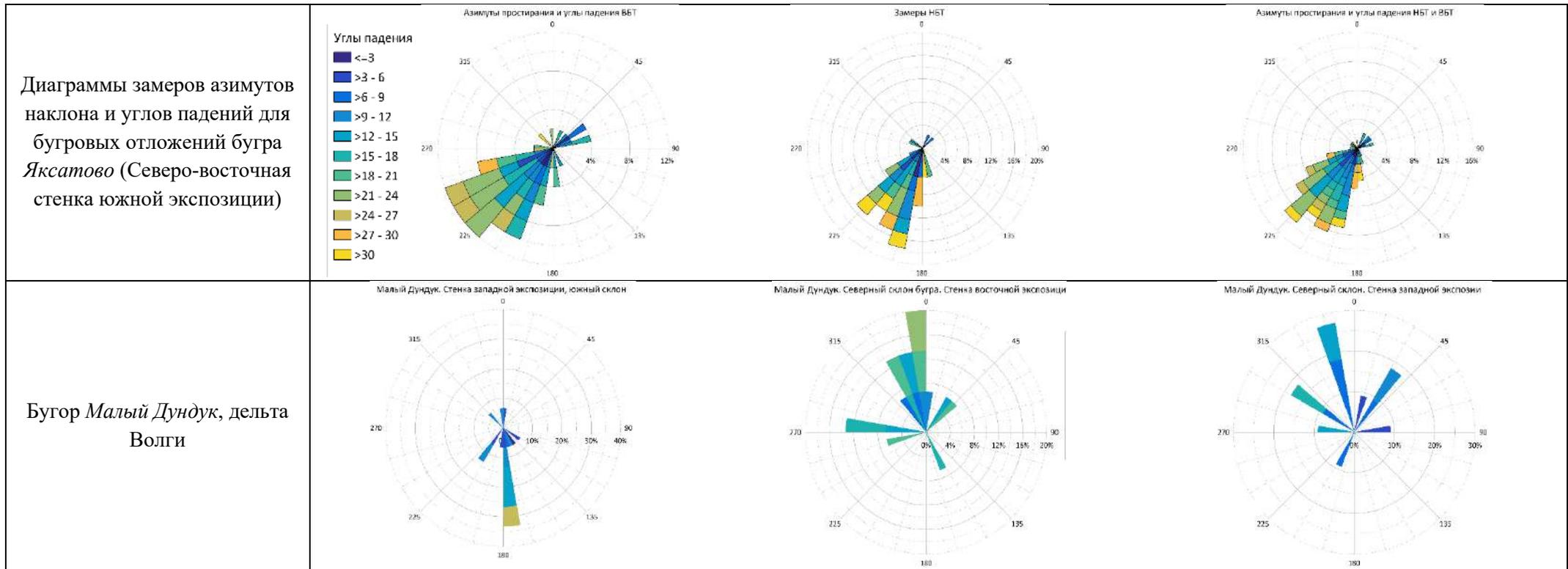
	Т/з песок	М/з песок	Мелкая глина	Крупная глина	Крупный алеврит	Мелкий алеврит
Т/з песок	1	0,47	-0,72	-0,76	-0,59	-0,77
М/з песок	0,47	1	-0,39	-0,40	-0,46	-0,44
Мелкая глина	-0,72	-0,39	1	0,85	0,04	0,48
Крупная глина	-0,76	-0,40	0,85	1	-0,02	0,59
Крупный алеврит	-0,59	-0,46	0,04	-0,02	1	0,39
Мелкий алеврит	-0,77	-0,44	0,48	0,59	0,39	1

Таблица 3. Результаты гранулометрического анализа, полученные методом лазерной дифрактометрии для эоловых отложений, лессов и бугровых отложений

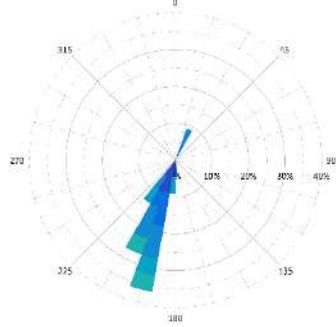
Фракция, содержание в %	Глина	Мелкий алеврит	Средний алеврит	Крупный алеврит	Мелкий песок	Кр. и ср. песок
Размерность, мм	<0,001 мм	0,005–0,001 мм	0,01–0,005 мм	0,05–0,01 мм	0,25–0,05 мм	1–0,25 мм
ДД2_60_70, БТ	11,9	48,4	13,6	20,2	5,9	0
ДД2_90_100, БТ	12,7	44,4	11,7	25,1	6,1	0
ДД2_110_120, БТ	14,9	55	13,1	17	0	0
ДД2_140_150, БТ	11,2	46,1	14,5	22,7	5,5	0
ДД2_210_220, БТ	12,5	42,4	11,5	9,8	20,6	3,2
Ленино, ЛФ2	7	28,7	10,7	14,3	30,3	9
Ленино, ЛФ2	14,4	47	10,6	26,4	1,6	0
Дивное_22_9, лессы	10,4	30,8	9,9	43,2	5,7	0
Дивное_22_15, лессы	9,5	30	11,9	45,5	3,1	0
Райгород_954_950, лессы	6,5	22,7	8,6	21,5	19,2	21,5
Рассвет_40, эоловые	9,1	33,3	10,6	5,8	27,9	13,3
Рассвет_70, эоловые	6,7	26,1	9,5	5,5	38,3	13,9
Зенеден, Зен_1, эоловые	15,4	39	17,8	12,8	14,6	0,4

Приложение 2. Замеры параметров (азимуты простирания и углов падения слойков) слоистости в нескольких бэровских буграх в Северном Прикаспии.

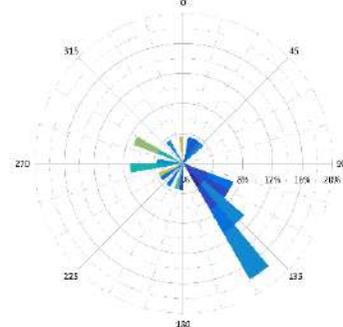
Данные приведены в виде роз-диаграмм. Для всех диаграмм используется единая легенда



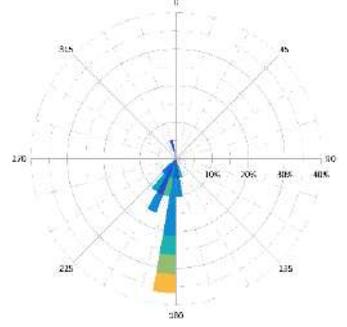
Малый Дундук. Стенка восточной экспозиции южного фланга



Малый Дундук. Стенка восточной экспозиции, центральная часть I

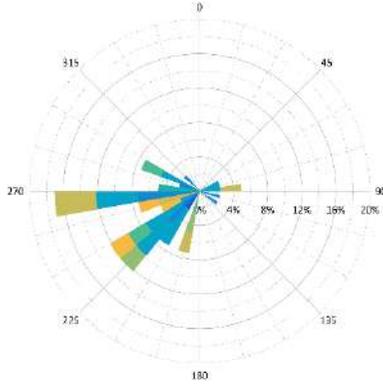


Малый Дундук. Стенка западной экспозиции, южный фланг

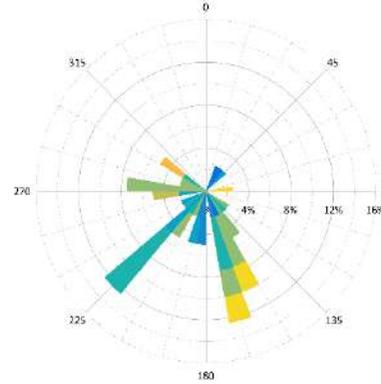


Бугор *Кирпичный завод*,  
дельта Волги

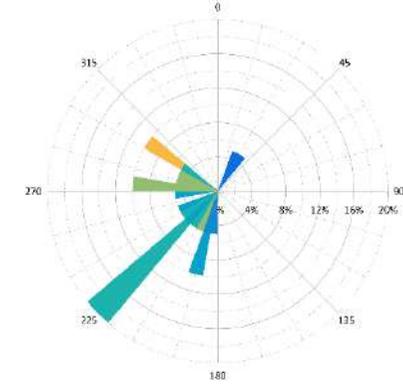
КЗ, западный фланг, ВБТ



КЗ, южный склон бугра, НБТ

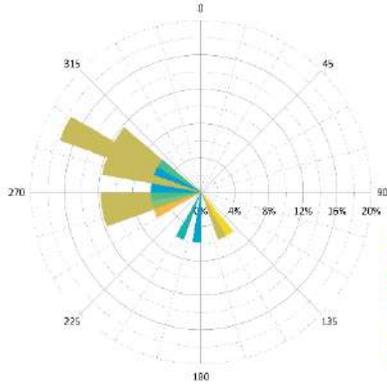


КЗ, южный склон бугра, ВБТ

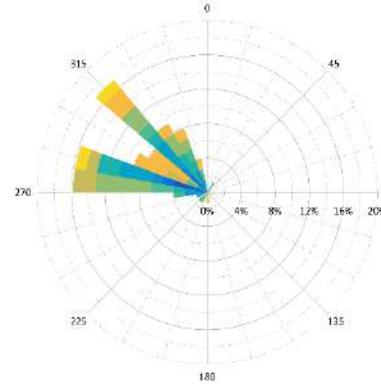


Бугор *Фунтово-1*,  
центральная часть дельты  
Волги

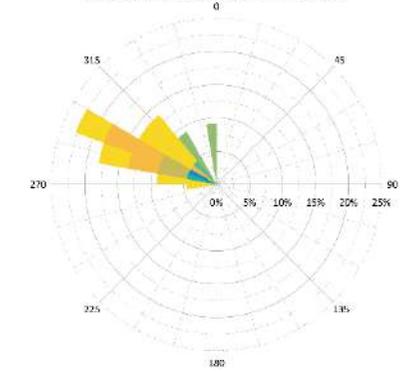
Фунтово1. Центральная часть бугра, западный фланг, стенка В экспозиции

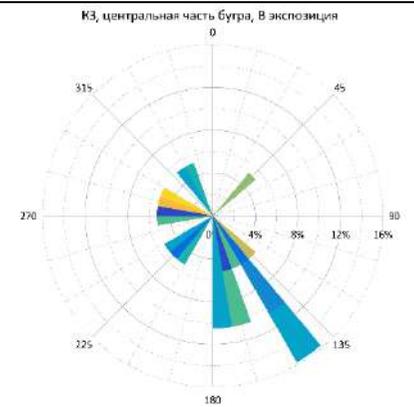
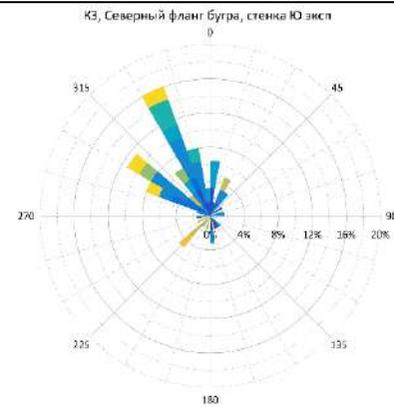
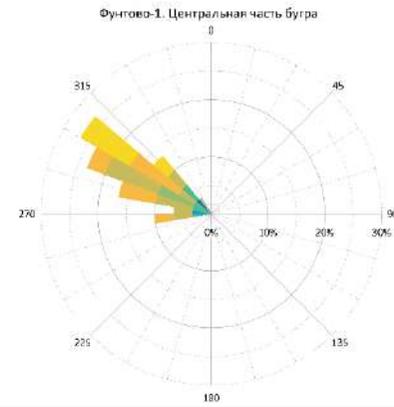


Фунтово1. Северный фланг бугра, стенка Ю и ЮЗ эксп



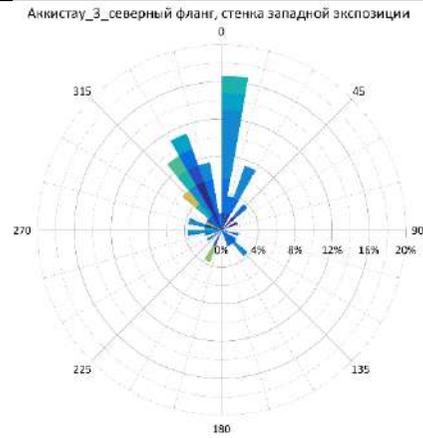
Фунтово1. Стенка восточной экспозиции, предположительно центральная часть бугра



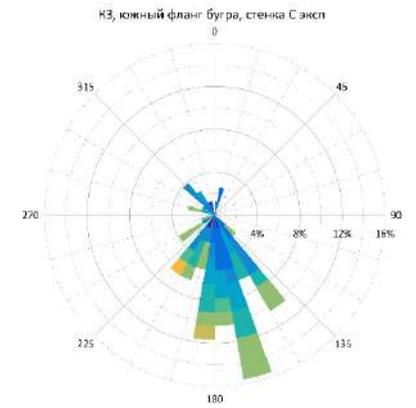


Бугор *Фунтово-2*,  
центральная часть дельты  
Волги

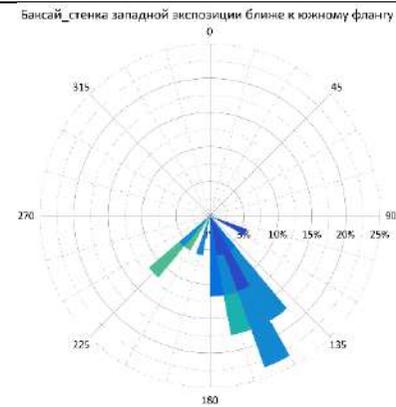
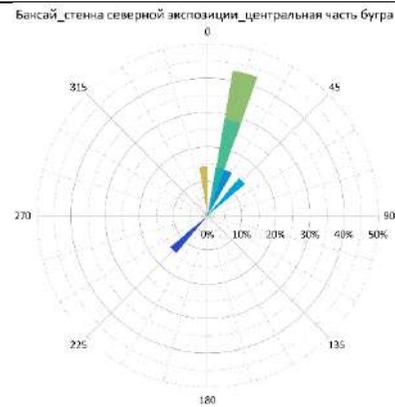
Бугор *Аккистау*, северный фланг бугра, стенка западной экспозиции, нижнее течение р. Урал, правый берег



Бугор *Фунтово-2*, центральная часть дельты. Южный фланг, стенка северной экспозиции (\*опечатка – КЗ — это Фунтово-2 в подписи на рисунке справа)

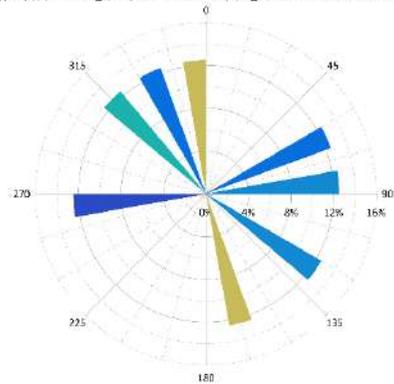


Бугор *Бансай*, нижнее течение р. Урал, правый берег

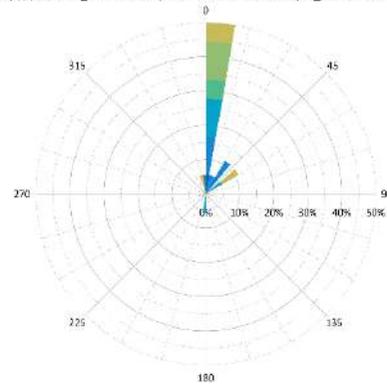


Бугор *Буркид-Джамбай*,  
нижнее течение р. Урал,  
правый берег

Буркид-Джамбай\_центральная часть бугра\_стенка южной экспозиции

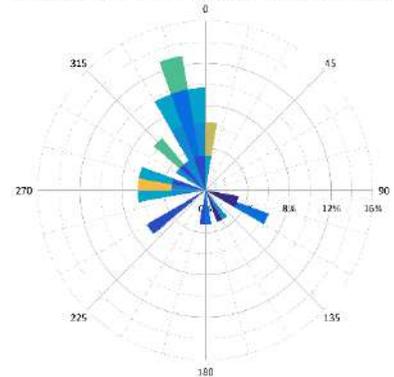


Буркид-Джамбай\_Стенка северо-восточной экспозиции\_восточный фланг

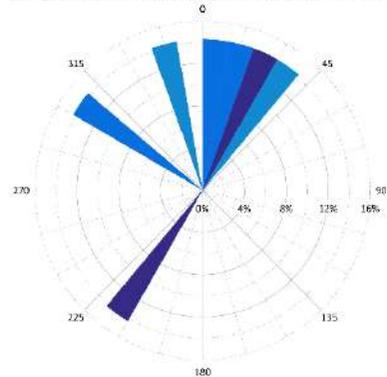


Бугор *Орлы-2*. Западные  
ильмени

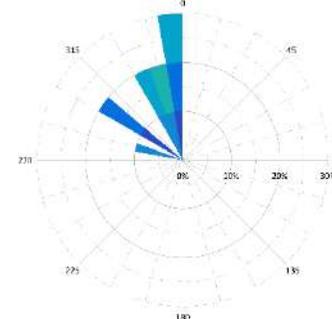
Орлы\_2\_стенка западной экспозиции\_центральная часть бугра



Орлы\_2\_центральная часть бугра\_стенка северной экспозиции



Орлы\_2\_стенка южной экспозиции\_северный фланг



## Приложение 3. Геохимический состав бугровых отложений

Таблица 1. Геохимический состав отложений бугра Троицкого и Яксатово (данные получены методом атомно-эмиссионной спектроскопии).

№ образца	Бугор	Литофация	Содержание оксидов, %						
			MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
L 16-1	Яксатово	ЛФ1	1,38	8,09	1,72	3,53	0,35	3,25	80,43
L 16-2	Яксатово	ЛФ1	1,26	7,68	1,67	2,86	0,33	2,95	81,98
L 16-3	Яксатово	ЛФ1	1,25	7,78	1,74	3,03	0,32	2,93	81,81
L 16-4	Яксатово	ЛФ1	1,40	8,46	1,78	3,70	0,38	3,41	79,77
L 16-5	Яксатово	ЛФ1	1,24	8,24	1,78	3,51	0,38	3,08	80,79
L 16-6	Яксатово	ЛФ1	1,17	8,37	1,84	3,36	0,35	3,06	80,90
L 16-7	Яксатово	ЛФ1	1,23	8,19	1,78	3,62	0,35	2,97	80,87
L 16-8	Яксатово	ЛФ2	2,09	11,70	2,20	5,43	0,57	5,14	70,92
L 15-1	Троицкий	ЛФ2	1,98	13,30	2,57	3,79	0,61	5,66	70,65
L 15-2	Троицкий	ЛФ2	1,99	13,60	2,58	3,80	0,65	5,79	70,21
L 15-3	Троицкий	ЛФ2	1,99	13,10	2,63	3,23	0,64	5,63	71,12
L 13-1	Троицкий	ЛФ1	1,55	9,83	1,89	2,80	0,46	4,03	78,02
L 13-2	Троицкий	ЛФ1	1,59	10,40	2,09	2,88	0,48	4,24	76,89
L 13-3	Троицкий	ЛФ1	1,29	7,99	1,70	2,65	0,33	3,20	81,42
L 13-4	Троицкий	ЛФ1	1,77	9,25	1,89	3,66	0,44	4,12	76,59
L 13-5	Троицкий	ЛФ1	1,49	7,62	1,63	5,67	0,38	3,35	78,22
L 13-8	Троицкий	ЛФ1	1,85	9,32	1,77	3,79	0,42	5,02	76,71
ШГ-40	Яксатово	ЛФ3	3,12	11,80	2,42	4,82	0,58	6,74	69,37
ШГ-70	Яксатово	ЛФ3	2,25	12,80	2,38	4,41	0,58	6,04	70,12
ШГ-150	Яксатово	ЛФ3	2,18	15,70	2,92	3,56	0,64	6,52	66,85

№ образца	Бугор	Литофация	Содержание элементов, ppm																
			Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
L 16-1	Яксатово	ЛФ1	25,0	1,19	7,72	61,3	44,7	9,02	33,5	22,6	64,8	9,68	4,39	<0,5	58,0	276,9	10,7	134,1	5,39
L 16-2	Яксатово	ЛФ1	23,1	1,08	7,14	55,4	40,6	8,50	30,2	20,5	59,3	8,87	3,89	<0,5	54,0	262,5	10,0	123,1	5,10
L 16-3	Яксатово	ЛФ1	22,4	1,08	6,71	54,5	38,9	8,06	29,4	18,5	47,1	8,39	3,00	<0,5	53,3	237,9	9,55	113,2	4,73
L 16-4	Яксатово	ЛФ1	27,4	1,31	8,38	64,1	47,6	9,39	34,1	25,2	67,3	10,1	4,18	<0,5	60,4	265,3	11,3	140,6	5,99
L 16-5	Яксатово	ЛФ1	24,7	1,17	7,50	58,2	46,4	9,02	32,1	21,4	51,9	9,72	3,19	<0,5	58,0	275,2	11,4	146,5	5,55
L 16-6	Яксатово	ЛФ1	24,7	1,10	7,09	57,5	42,6	8,54	31,1	22,0	55,5	9,35	3,49	<0,5	58,4	278,4	11,0	133,8	4,90
L 16-7	Яксатово	ЛФ1	24,4	1,18	6,84	55,2	43,1	8,28	30,4	20,8	52,2	9,15	3,54	<0,5	56,2	310,5	10,3	116,5	4,72
L 16-8	Яксатово	ЛФ2	40,7	1,65	13,7	96,1	77,0	13,5	47,7	34,4	88,7	14,6	6,72	<0,5	82,1	361,1	16,0	189,9	9,14
L 15-1	Троицкий	ЛФ2	44,1	2,06	15,2	102,6	80,4	14,9	50,4	35,6	92,6	16,0	6,41	<0,5	96,3	194,0	18,7	213,5	9,69
L 15-2	Троицкий	ЛФ2	45,0	1,92	15,9	107,1	84,6	15,7	52,7	36,9	90,6	16,6	5,88	<0,5	96,4	195,7	19,0	221,2	9,89
L 15-3	Троицкий	ЛФ2	43,2	2,07	14,9	96,7	76,6	15,1	45,7	34,8	84,0	16,6	4,03	<0,5	104,9	188,0	19,1	218,6	10,4
L 13-1	Троицкий	ЛФ1	32,7	1,54	9,80	75,8	57,6	11,8	40,7	27,8	67,0	12,0	5,11	<0,5	70,7	153,0	14,8	172,7	6,87
L 13-2	Троицкий	ЛФ1	34,3	1,64	10,1	77,9	60,0	11,9	41,5	28,8	77,5	12,7	5,06	<0,5	75,3	167,1	15,5	178,1	7,48
L 13-3	Троицкий	ЛФ1	27,0	1,43	8,72	57,8	42,9	10,3	36,5	27,9	62,3	11,2	4,07	<0,5	63,9	166,3	11,9	134,3	5,20
L 13-4	Троицкий	ЛФ1	33,5	1,65	10,7	74,9	57,0	13,4	47,1	30,8	74,7	13,7	5,64	<0,5	72,7	190,1	14,5	167,6	6,85
L 13-5	Троицкий	ЛФ1	25,7	1,51	9,42	59,9	43,5	11,6	40,1	25,0	69,4	11,6	4,59	<0,5	63,1	244,3	13,1	170,3	5,67
L 13-8	Троицкий	ЛФ1	38,7	2,18	17,1	88,6	55,9	17,6	62,3	36,0	106,4	17,8	7,49	<0,5	88,8	165,5	15,4	158,5	8,40
ШГ-40	Яксатово	ЛФ3	49,3	3,10	21,6	110,0	67,7	23,0	71,3	42,2	132,7	24,2	7,04	<0,5	120,9	252,5	21,3	217,8	12,8
ШГ-70	Яксатово	ЛФ3	42,3	2,02	14,8	107,4	80,0	15,5	52,5	33,7	88,0	16,0	6,43	<0,5	96,1	174,7	18,3	194,7	10,3
ШГ-150	Яксатово	ЛФ3	52,1	2,18	15,7	116,5	98,7	17,4	52,1	35,7	84,4	17,0	6,22	<0,5	111,7	182,6	19,7	208,3	9,96

№ образца	Бугор	Литофация	Содержание элементов, ppm																	
			Mo	Rh	Pd	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
L 16-1	Яксатово	ЛФ1	1,28	<0,04	<0,1	<0,05	0,12	1,36	0,47	<0,3	2,65	329,7	16,1	32,1	3,44	13,1	2,74	0,67	2,51	0,37
L 16-2	Яксатово	ЛФ1	1,25	<0,04	<0,1	<0,05	0,12	1,32	0,49	<0,3	2,47	331,9	15,7	31,6	3,45	12,6	2,59	0,65	2,38	0,34
L 16-3	Яксатово	ЛФ1	1,17	<0,04	<0,1	<0,05	0,12	1,20	0,52	<0,3	2,45	341,0	15,3	30,0	3,22	12,7	2,47	0,68	2,51	0,34
L 16-4	Яксатово	ЛФ1	1,43	<0,04	<0,1	<0,05	0,14	1,47	0,51	<0,3	2,92	335,6	18,5	35,7	3,82	14,5	2,98	0,76	2,57	0,39
L 16-5	Яксатово	ЛФ1	1,22	<0,04	<0,1	<0,05	0,11	1,33	0,47	<0,3	2,54	374,1	18,8	39,1	4,29	16,4	3,17	0,73	2,90	0,39
L 16-6	Яксатово	ЛФ1	1,29	<0,04	<0,1	<0,05	0,13	1,42	0,48	<0,3	2,55	376,6	16,4	32,7	3,37	13,1	2,70	0,71	2,37	0,36
L 16-7	Яксатово	ЛФ1	1,58	<0,04	<0,1	<0,05	0,12	1,27	0,48	<0,3	2,37	373,4	15,4	31,2	3,36	12,8	2,55	0,69	2,26	0,33
L 16-8	Яксатово	ЛФ2	1,31	<0,04	<0,1	<0,05	0,19	2,15	0,64	<0,3	4,28	340,2	26,1	52,6	5,43	21,0	4,11	0,97	3,82	0,55
L 15-1	Троицкий	ЛФ2	1,20	<0,04	<0,1	<0,05	0,20	2,35	0,62	<0,3	4,62	392,0	30,1	60,2	6,35	24,3	4,80	1,08	4,33	0,60
L 15-2	Троицкий	ЛФ2	1,18	<0,04	<0,1	<0,05	0,21	2,33	0,62	<0,3	4,64	388,2	31,2	62,3	6,66	24,5	4,87	1,13	4,51	0,65
L 15-3	Троицкий	ЛФ2	1,02	<0,04	<0,1	0,10	0,18	2,35	0,48	<0,3	4,48	404,1	33,6	68,6	7,06	26,3	5,14	1,11	4,56	0,66
L 13-1	Троицкий	ЛФ1	0,85	<0,04	<0,1	0,070	0,15	1,66	0,53	<0,3	3,34	340,5	21,8	43,7	4,45	18,4	3,65	0,89	3,20	0,49
L 13-2	Троицкий	ЛФ1	0,96	<0,04	<0,1	0,064	0,17	1,77	0,59	<0,3	3,67	365,8	23,7	47,5	5,17	19,6	3,88	0,96	3,50	0,53
L 13-3	Троицкий	ЛФ1	0,77	<0,04	<0,1	0,073	0,13	1,38	0,46	<0,3	2,68	359,6	17,8	36,7	3,77	15,0	2,93	0,75	2,82	0,39
L 13-4	Троицкий	ЛФ1	0,92	<0,04	<0,1	0,093	0,15	1,76	0,57	<0,3	3,53	384,2	21,4	45,4	4,72	18,1	3,62	0,87	3,20	0,47
L 13-5	Троицкий	ЛФ1	0,74	<0,04	<0,1	0,053	0,13	1,48	0,48	<0,3	2,62	365,8	19,2	39,5	3,81	15,5	3,05	0,77	2,81	0,41
L 13-8	Троицкий	ЛФ1	0,99	<0,04	<0,1	<0,05	0,17	1,85	0,59	<0,3	4,29	356,4	23,5	50,9	5,02	20,1	3,81	0,93	3,65	0,51
ШГ-40	Яксатово	ЛФ3	1,16	<0,04	<0,1	0,069	0,23	2,68	0,58	<0,3	5,04	467,7	35,1	74,6	8,46	29,2	5,37	1,21	4,72	0,72
ШГ-70	Яксатово	ЛФ3	1,05	<0,04	<0,1	0,11	0,19	2,11	0,59	<0,3	4,46	350,7	28,3	62,0	6,99	23,6	4,63	1,09	4,27	0,61
ШГ-150	Яксатово	ЛФ3	1,26	<0,04	<0,1	0,070	0,21	2,45	0,68	<0,3	5,29	351,5	33,2	70,7	8,12	27,3	5,35	1,22	4,85	0,68

№ образца	Бугор	Литофация	Содержание элементов, ppm																		
			Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Re	Ir	Pt	Au	Tl	Pb	Bi	Th	U
L 16-1	Яксатово	ЛФ1	0,37	2,00	0,36	1,06	0,19	0,97	0,14	2,01	0,43	0,77	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,31	8,99	0,29	4,01	1,30
L 16-2	Яксатово	ЛФ1	0,34	1,86	0,35	1,04	0,18	0,95	0,15	1,73	0,37	0,76	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,29	9,03	0,22	3,83	1,30
L 16-3	Яксатово	ЛФ1	0,34	1,86	0,34	1,01	0,20	1,96	0,15	1,84	0,34	0,65	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,31	8,93	0,13	3,73	1,23
L 16-4	Яксатово	ЛФ1	0,39	2,10	0,42	1,16	0,20	1,08	0,16	1,95	0,45	0,82	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,32	10,2	0,17	4,74	1,50
L 16-5	Яксатово	ЛФ1	0,39	2,14	0,39	1,14	0,19	1,05	0,16	2,17	0,36	0,70	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,30	8,90	0,13	5,59	1,38
L 16-6	Яксатово	ЛФ1	0,36	2,02	0,36	1,05	0,20	1,04	0,16	1,96	0,33	0,64	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,30	10,1	0,17	4,02	1,53
L 16-7	Яксатово	ЛФ1	0,33	1,90	0,35	1,03	0,19	0,98	0,16	1,69	0,31	0,61	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,29	9,04	0,12	3,86	1,40
L 16-8	Яксатово	ЛФ2	0,55	2,99	0,54	1,65	0,27	1,57	0,23	2,86	0,74	1,22	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,43	12,4	0,25	6,82	1,90
L 15-1	Троицкий	ЛФ2	0,60	3,40	0,60	1,88	0,30	1,72	0,26	3,05	0,65	1,18	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,50	14,1	0,28	7,91	2,06
L 15-2	Троицкий	ЛФ2	0,65	3,51	0,63	1,87	0,29	1,69	0,26	3,04	0,67	1,23	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,52	14,2	0,37	8,36	2,04
L 15-3	Троицкий	ЛФ2	0,66	3,56	0,66	1,93	0,29	1,80	0,26	3,24	0,78	1,12	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,54	13,8	0,26	9,03	2,18
L 13-1	Троицкий	ЛФ1	0,49	2,76	0,50	1,44	0,26	1,28	0,20	2,50	0,54	0,91	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,37	11,4	0,23	5,78	1,65
L 13-2	Троицкий	ЛФ1	0,53	2,83	0,51	1,52	0,26	1,43	0,21	2,60	0,60	0,97	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,41	12,8	0,28	6,66	1,74
L 13-3	Троицкий	ЛФ1	0,39	2,21	0,39	1,20	0,19	1,08	0,17	1,82	0,36	0,70	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,33	10,2	0,17	4,59	1,30
L 13-4	Троицкий	ЛФ1	0,47	2,87	0,49	1,39	0,23	1,28	0,20	2,36	0,52	1,00	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,38	11,8	0,16	6,03	1,60
L 13-5	Троицкий	ЛФ1	0,41	2,33	0,43	1,27	0,23	1,18	0,19	2,35	0,41	0,70	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,32	10,6	0,16	4,90	1,98
L 13-8	Троицкий	ЛФ1	0,51	2,87	0,53	1,49	0,26	1,43	0,22	2,32	0,55	1,03	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,43	12,6	0,26	6,72	1,75
ШГ-40	Яксатово	ЛФ3	0,72	3,90	0,73	2,02	0,33	1,86	0,30	3,21	0,77	1,16	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,59	15,3	0,24	10,8	2,31
ШГ-70	Яксатово	ЛФ3	0,61	3,34	0,64	1,75	0,28	1,62	0,24	2,83	0,58	1,01	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,50	14,2	0,22	7,98	1,99
ШГ-150	Яксатово	ЛФ3	0,68	3,78	0,69	1,94	0,32	1,77	0,28	3,07	0,80	1,23	<0,01	<0,02	<0,05	<0,05	0,60	16,2	0,24	9,56	2,29

Таблица 2. Геохимический состав отложений бугра Яксатово (ЛФ-1, ЛФ-2, ЛФ-3) (Makshaev, Lobacheva et. al, 2018). Данные получены волнодисперсионным спектрометром Макс-GV.

	ЛФ1-1-1	ЛФ1-1-2	ЛФ1-1-3	ЛФ1-1-4	ЛФ1-1-5	ЛФ1-1-6	ЛФ1-1-7	ЛФ2-2-8	ЛФ-3
TiO <sub>2</sub> (wt %)	0,59	0,57	0,58	0,69	0,66	0,54	0,68	0,87	0,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,06	3,68	3,79	4,88	3,80	3,44	4,39	6,27	6,77
CaO	6,02	3,94	5,08	5,92	4,04	3,89	6,82	5,55	5,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,10	11,80	12,13	12,76	12,04	11,00	13,06	15,25	17,96
SiO <sub>2</sub>	63,55	69,02	66,20	60,49	69,47	72,11	60,34	60,48	62,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,12	0,12	0,14	0,13	0,15	0,14	0,15	0,15
K <sub>2</sub> O	2,20	2,16	2,23	2,22	2,14	2,11	2,24	2,38	2,80
MgO	2,22	1,89	2,13	2,24	1,88	1,55	2,29	2,45	2,40
MnO (ppm)	675	557	520	787	532	917	622	870	718
V	88	83	85	102	93	77	99	132	145
Cr	97	115	98	110	120	123	100	135	150
Co	32	28	27	28	28	38	23	42	46
Ni	69	67	64	70	66	74	65	92	89
Cu	59	59	57	64	60	70	61	86	92
Zn	74	65	62	73	66	65	71	108	122
Pb	22	22	26	26	27	27	30	50	50
Sr	296	298	297	311	291	313	401	409	260

Таблица 3. Геохимический состав бугровых отложений по данным с портативного анализатора Delta Professional (голубым цветом выделены образцы из дельты и нижнего течения Волги).

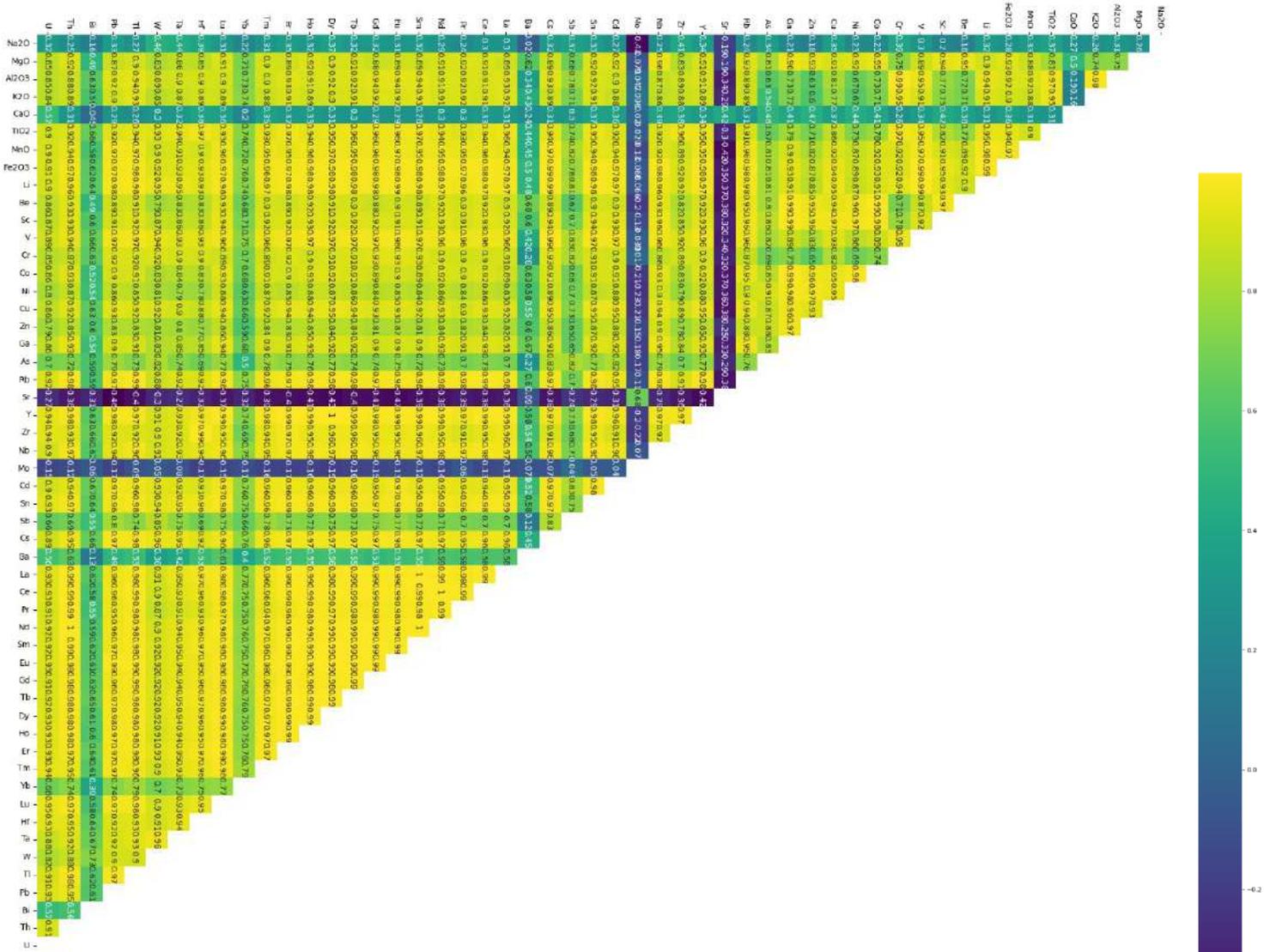
№ изм.	Название обр.	Содержание элементов, %																
		Mg	Al	Si	S	Cl	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Bi
#2	КЗЛ-1-1	3,71	4,98	20,32	0,4557	0,5162	1,651	0,1784	0,0102	0,0356	2,1424	0,004	0,0039	0,0033	0,0153	–	0,0063	0,0032
#3	БДЛ-1-1	4,45	5,12	20,08	0,463	0,5104	3,2986	0,2281	–	0,0331	2,3364	0,0048	0,0041	0,0049	0,0262	0,0009	0,0114	0,0035
#4	ДСЛ-3-1	4,36	5,39	22,19	0,2602	1,2636	3,6393	0,2293	0,0134	0,0364	2,2551	0,0029	0,0037	0,0049	0,0186	0,0007	0,0115	0,003
#5	ЗЕН-1	2,23	1,64	25,71	–	–	3,6405	0,0697	–	0,0089	0,3947	–	–	0,0015	0,0238	–	0,016	–
#7	БС-2-1	3,55	4,65	27,56	0,3868	0,1505	1,0028	0,1287	0,0126	0,0191	1,3535	–	0,0018	0,0029	0,0137	0,0007	0,0117	0,0034
#8	ФЛ-2-4	5,23	5,35	30,4	0,5839	0,1741	1,2542	0,1355	–	0,0235	1,4843	0,0034	0,0023	0,0035	0,0167	–	0,0124	–
#9	ФЛ-2-1	3,12	5,06	14,6	4,3277	0,7126	6,011	0,2392	–	0,0391	2,8903	0,0042	0,0045	0,0048	0,0239	0,0006	0,0068	0,003
#10	ФЛ-2-2	5,77	5,56	28,01	1,8173	–	3,1594	0,2834	0,0141	0,0345	2,1285	0,0046	0,0036	0,0043	0,0404	0,0011	0,0149	–
#11	БДЛ-1-2	2,47	3,95	14,44	0,3244	0,1503	2,5598	0,1222	–	0,0196	1,6222	–	0,0018	0,0024	0,0152	–	0,0063	0,0025
#12	ФЛ-1-2	3,59	4,73	21,57	0,7199	0,1589	1,5361	0,1725	–	0,0245	1,5053	0,0023	0,0029	0,0027	0,0128	–	0,0104	0,0038
#13	ФЛ-2-3	4,96	6,64	20,65	0,2361	0,1272	2,3816	0,3052	0,0169	0,0515	3,4795	0,0052	0,0057	0,0065	0,0151	0,001	0,0179	0,0036
#14	БС-2-2	3,01	5,33	20,32	0,4069	–	1,7257	0,1916	0,0193	0,0325	2,0876	0,0029	0,0026	0,0034	0,0114	–	0,0096	0,0036
#15	ОР-3	3,25	5,08	14,03	0,1115	–	1,8836	0,2144	–	0,035	2,9955	0,003	0,0047	0,0044	0,0093	–	0,0061	0,0042
#16	ОР-2	5,1	6,41	19,5	0,5065	0,0324	2,7777	0,2824	0,0102	0,0531	3,6089	0,0037	0,0064	0,0066	0,025	0,001	0,0088	–
#17	КЗЛ-1-2	5,27	6,52	24,72	1,4008	0,6272	3,0833	0,3228	–	0,0578	3,4022	0,0067	0,0061	0,0061	0,0238	0,0017	0,0112	–
#18	Сар-Бату	3,16	4,86	17,09	–	0,3557	0,9715	0,1227	–	0,0286	2,1981	0,0028	0,0032	0,0033	0,008	–	0,0077	0,0046
#19	ДСЛ-4-3	4,17	4,55	18,91	–	–	2,8574	0,1464	–	0,0194	1,4365	–	0,0018	0,0026	0,0107	–	0,0067	0,0031
#20	АКЛ-3-2	5,45	6,76	20,65	0,5084	0,8768	5,8601	0,3744	–	0,0508	3,6837	0,0069	0,0062	0,0072	0,0306	0,0012	0,0126	–
#21	КЗЛ-2-2	3,73	5,91	25,29	0,7053	0,839	2,5217	0,2448	–	0,041	2,5414	0,0054	0,0044	0,0054	0,0216	0,0006	0,0104	–
#22	ФЛ-1-1	4,11	4,67	19,66	0,2691	–	1,5259	0,162	–	0,0267	1,7274	–	0,0024	0,0029	0,0122	–	0,0037	0,003

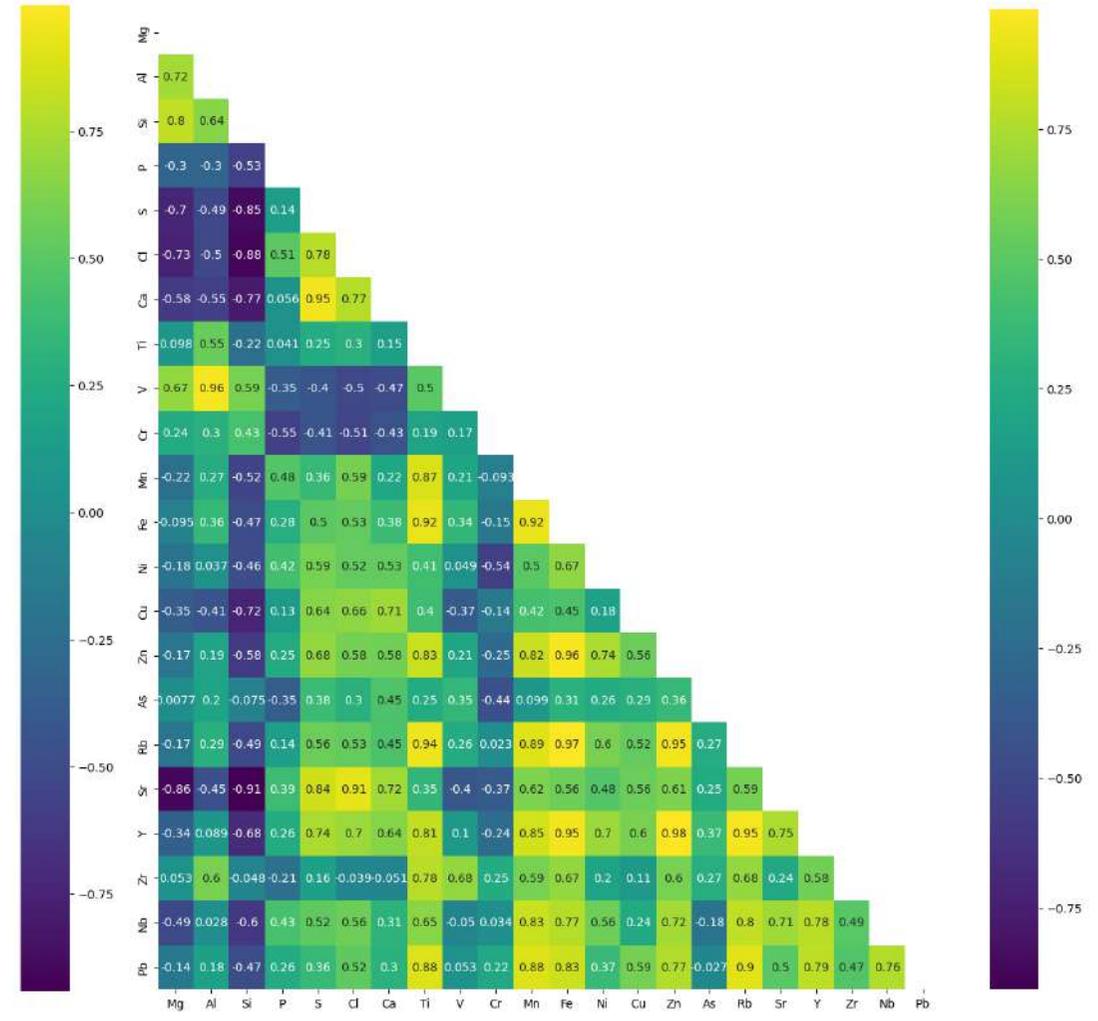
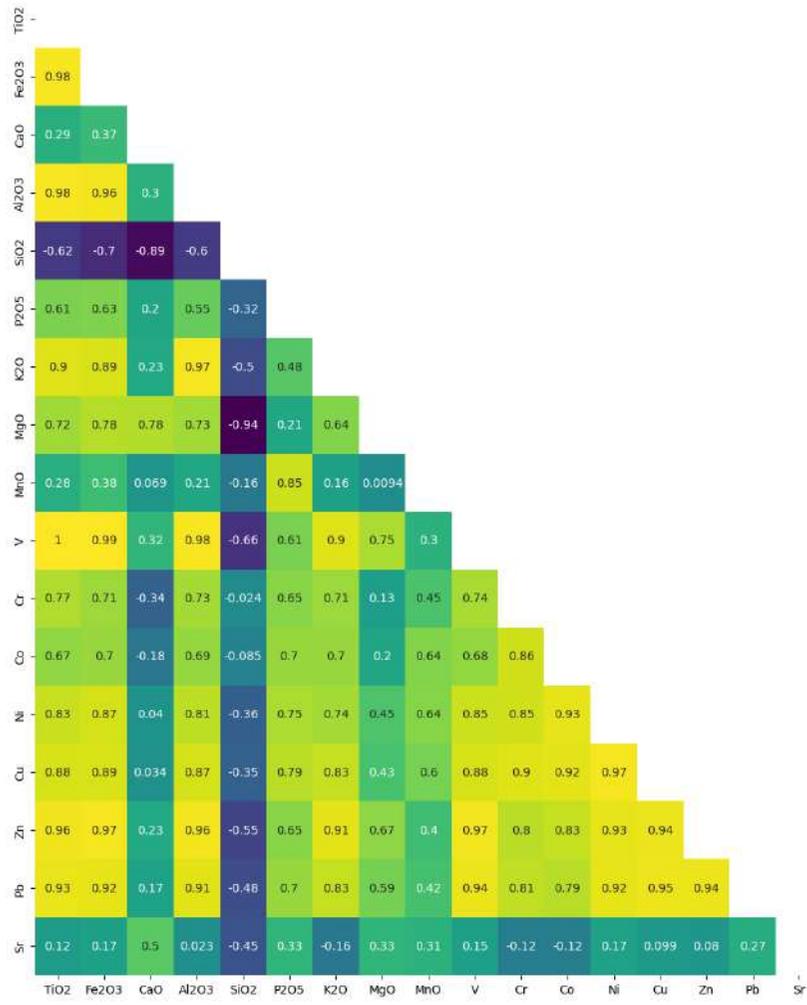
#23	АКЛ-3- 1	3,86	4,59	20,08	0,3909	–	2,6852	0,1402	0,0192	0,024	1,6478	0,0035	0,003	0,0034	0,0145	–	0,011	0,0049
#24	БС-2-3	5,1	6,06	22,28	0,3312	0,2082	1,6233	0,2093	0,0111	0,0388	2,5362	0,0042	0,0047	0,0046	0,0119	0,001	0,0067	0,0042
#25	КЗЛ-2-1	3,89	5,06	14,25	0,2244	1,3414	1,9399	0,2415	–	0,0367	3,1945	0,0034	0,005	0,0049	0,0097	0,0006	0,0075	0,004

Таблица 4. Геохимический состав отложений различного генезиса по данным с портативного анализатора Delta Professional (ЛФ2 и межбугровая толща с. Ленино, эоловые отложения с. Рассвет, бугор Дырыл–Дыме).

№ изм.	Название обр.	Содержание элементов, %																					
		Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ca	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb
#2	ДД2 90–100	–	2,32	12,39	0,07	0,47	0,84	2,23	0,24	–	–	0,06	2,89	0,01	–	0,0051	–	0,0056	0,0360	0,0017	0,0093	0,0020	0,0011
#3	ДД2 60–70	2,72	1,97	9,51	0,06	0,74	0,59	2,94	0,28	–	–	0,05	3,37	0,01	0,01	0,0069	–	0,0064	0,0248	0,0020	0,0102	0,0012	0,0015
#4	ДД2 210–220	–	1,34	11,30	0,03	1,25	0,31	3,02	0,15	–	–	0,03	2,14	0,01	–	0,0054	–	0,0047	0,0308	0,0016	0,0126	0,0015	–
#5	ДД2 110–120	–	1,69	7,57	–	1,93	1,07	4,58	0,29	–	–	0,05	3,73	0,01	0,01	0,0078	0,0009	0,0077	0,0419	0,0026	0,0123	0,0015	0,0014
#6	ДД2 140–150	–	1,78	12,72	–	0,60	0,37	2,40	0,26	–	0,02	0,04	2,16	–	0,01	0,0045	–	0,0056	0,0312	0,0015	0,0160	0,0013	0,0012
#7	Ленино ЛФ2	3,99	5,66	22,79	–	0,26	–	1,94	0,38	0,03	0,02	0,06	4,04	0,01	–	0,0071	–	0,0080	0,0172	0,0021	0,0193	0,0021	0,0018
#8	Ленино межб.	3,95	4,86	24,33	–	–	–	1,79	0,24	0,04	–	0,03	2,42	0,01	–	0,0048	0,0008	0,0046	0,0148	0,0013	0,0163	–	–
#9	Рассвет_40	3,04	2,17	23,04	–	–	–	2,17	0,12	–	0,01	0,02	0,75	–	–	0,0026	–	0,0028	0,0104	0,0006	0,0042	–	–
#10	Рассвет_70	2,81	2,08	23,65	–	–	–	2,16	0,13	–	0,01	0,01	0,71	0,01	–	0,0026	–	0,0030	0,0099	0,0006	0,0058	–	–

Ниже корреляционные матрицы для данных таблицы 1, 2, 4

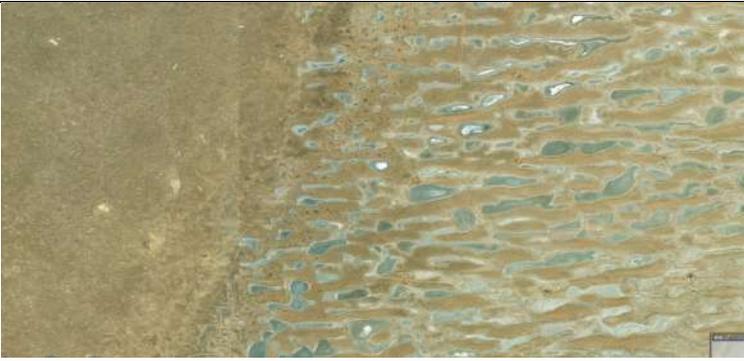




#### Приложение 4. Морфологические особенности бэровских бугров в Северном Прикаспии

Тип бугров (характерные)	Вид в плане (рисунок рельефа с космоснимка)	Морфологические особенности бугров на участке, ориентировка форм
Нижнее течение р. Кума, юго-запад распространения бугров		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Малая плотность расположения бугров</li> <li>▪ Большие площади заняты эоловыми бугристыми песками и параболическими дюнами</li> <li>▪ Слабо выраженный рельеф</li> <li>▪ Высота бугров 2–6 м, ширина 100–450 м</li> <li>▪ Бугры линейны, ориентировка преимущественно с запада на восток</li> <li>▪ Часто межбугровые понижения заняты озерами или переувлажненными участками</li> </ul>
Ильмени восточные		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Контрастность рельефа меньше, чем в западных ильменях</li> <li>▪ К северу Бугры теряются в эоловых массивах Рын-песков, однако там они тоже имеются</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВСВ</li> <li>▪ Имеют более округлые формы в плане, чем в западных ильменях</li> <li>▪ Понижения заняты солончаками, протоками</li> <li>▪ К югу плотность бугров становится меньше, гряды более размытые и разрушенные</li> </ul>
Центральная часть дельты Волги		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Останцы бугров четко выражены в ландшафте</li> <li>▪ Длина гряд меньше, чем в ильменях</li> <li>▪ Часто гряды почти полностью размыты, все они — останцы</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВСВ</li> <li>▪ Высоты до 8–10 м</li> <li>▪ Понижения заняты дельтовыми аквальными комплексами</li> <li>▪ Часто бугры прорезаются протоками дельты</li> </ul>

Ильмени западные		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Высокая плотность расположения бугров</li> <li>▪ Высокая контрастность рельефа</li> <li>▪ Линейное расположение гребней гряд, местами извилистое</li> <li>▪ Межбугровые пространства заняты солончаками и ильменями</li> <li>▪ Часто несколько гряд сливается друг с другом, образуя единую гряду в несколько км длиной</li> <li>▪ Высоты бугров от 5 до 10 м</li> <li>▪ Первоначальный бугровый рельеф изменен благодаря абразионным процессам на берегах ильменей</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВСВ</li> </ul>
Нижнее течение Волги, левый берег		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Морфология гряд почти не изменена</li> <li>▪ Гряды линейны, местами извилисты</li> <li>▪ Имеют вилкообразные разветвления</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВСВ</li> <li>▪ Высоты гряд (5-8 м) падают на восток и постепенно теряются в Рын-песках</li> </ul>
Баскунчак и окрестности		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Гряды редки, присутствуют куполообразные и барханоподобные дюны</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВСВ</li> <li>▪ Гряды больше приурочены к понижениям, западинам и сухим озерам</li> <li>▪ Озера между грядами неправильной формы</li> <li>▪ Сложная конфигурация гряд в плане</li> <li>▪ На юге бугры плавно теряются в Рын-песках</li> <li>▪ Часто гряды имеют выраженный четкий гребень</li> <li>▪ Высота гряд составляет 2–5 м</li> </ul>

<p>Эмба, северо-восточное побережье Каспия</p>		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Ориентировка гряд сильно изменчива. Доминирует З–В направление, иногда С–Ю, ближе к култуку ориентировка становится ЮВ–СЗ</li> <li>▪ Высоты бугров от 2 до 4 м</li> <li>▪ Плановая форма гряд весьма разнообразна и причудлива, часто не линейна, много закругленных понижений, занятых озерами</li> <li>▪ Гряды слабо читаются в ландшафте</li> </ul>
<p>Урал, нижнее течение правый берег</p>		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Невысокая контрастность рельефа</li> <li>▪ Малые высоты гряд 4 м</li> <li>▪ Гряды в плане овальные, слабо читаются в рельефе</li> <li>▪ Ориентировка ЗЮЗ–ВЗВ, местами З–В</li> <li>▪ Выше Новокаспийской береговой линии гряды крайне редки</li> <li>▪ Межбугровые понижения заняты солончаками</li> </ul>
<p>Урал, нижнее течение левый берег</p>		<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Форма грядового рельефа крайне разнообразная, имеются линейные гряды и замкнутые возвышения неправильной формы</li> <li>▪ Западнее отдельные гряды не читаются в ландшафте</li> <li>▪ Межбугровые пространства заняты солончаками и озерами, соединенными протоками</li> <li>▪ Высота гряд не более 4 м</li> <li>▪ Контрастный рисунок ландшафта</li> </ul>

Приложение 5. Карта четвертичных образований и условные обозначения к карте ГГК 1000-3, лист L-38

