

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ИГ РАН)**

На правах рукописи

Сычев Никита Владиславович

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ
ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ СЕРИЙ
ПРЕДКАВКАЗЬЯ**

Специальность 1.6.14 — Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:

кандидат географических наук

старший научный сотрудник

Константинов Евгений Александрович

Москва 2023

Содержание

ВВЕДЕНИЕ.....	5
Глава 1. Существующие представления об обстановках формирования ЛПС.....	11
1.1. Развитие идей о генезисе лёсса и ЛПС.....	11
1.2. Распространение лёсса в мире.....	18
1.3. Лёсс и климаты прошлого.....	23
Глава 2. Проблемы реконструкции природных обстановок позднего неоплейстоцена и голоцена Предкавказья.....	32
2.1. Неравномерность пространственной изученности лёссовых палеоархивов.....	32
2.2. Хроностратиграфия ЛПС Предкавказья.....	34
2.2.1. Западное Предкавказье.....	34
2.2.2. Восточное Предкавказье.....	39
2.3. Источники лёссов.....	41
Глава 3. Природные условия региона и существующие представления об их изменениях в позднечетвертичное время.....	48
3.1. Орогидрография.....	48
3.2. Тектоническое строение.....	49
3.3. Строение четвертичных отложений.....	51
3.4. Рельеф.....	55
3.5. Морские бассейны.....	62
3.6. Климат и палеоклимат.....	65
3.7. Ландшафты и палеоландшафты.....	72
Глава 4. Методы исследования.....	77
4.1. Основные исследовательские подходы.....	77
4.2. Методы полевых исследований.....	82
4.3. Лабораторные методы.....	83
4.3.1. Гранулометрия.....	83
4.3.2. Магнитная восприимчивость.....	85
4.3.3. Потери при прокаливании.....	86
4.3.4. Валовый химический анализ.....	87
4.3.5. Люминесцентное датирование.....	87
Глава 5. Строение и пространственная изменчивость верхнечетвертичных ЛПС Предкавказья.....	90
5.1. Ключевой участок «Отказное (ОТ)» (Терско-Кумская низменность).....	91
5.1.1. Местоположение.....	91
5.1.2. Строение разреза.....	92

5.1.3. Возраст отложений	96
5.1.4. Литологические характеристики.....	102
5.2. Ключевые участки «Сладкая-Балка (Sb)» и «Первомайская (Pm)» (северо-запад Ставропольской возвышенности)	103
5.2.1. Местоположение	103
5.2.2. Строение разрезов.....	104
5.2.3. Возраст отложений	107
5.2.4. Литологические характеристики.....	110
5.3. Ключевые участки «Андрющенко (An)», «Ясенская (Ys)» и «Беглица (Bg)» (Приазовье)	111
5.3.1. Местоположение	111
5.3.2. Строение разрезов.....	112
5.3.3. Возраст отложений	116
5.3.4. Литологические характеристики.....	120
5.4. Гранулометрический и геохимический состав поверхностных проб ЛПС междуречий Предкавказья.....	121
Глава 6. Хронология и палеогеографические обстановки формирования верхнечетвертичных ЛПС Предкавказья	127
6.1. Хроностратиграфия и корреляция	127
6.1.1. Восточное Предкавказье	127
6.1.2. Западное Предкавказье.....	132
6.1.3. Центральное Предкавказье	133
6.1.4. Корреляция ЛПС Предкавказья.....	133
6.2. Источники и направление переноса минеральной пыли на территории Предкавказья в позднем неоплейстоцене и голоцене	136
6.2.1. Основной тренд переноса минеральной пыли	136
6.2.2. Источники минеральной пыли	140
6.3. Условия формирования лёссово-почвенной серии Предкавказья в позднечетвертичное время	142
6.3.1. Факторы, потенциально влияющие на лёссообразование в Предкавказье	142
6.3.2. Пространственная и временная изменчивость темпов осадконакопления и механического состава ЛПС Предкавказья.....	144
6.3.3. Влияние региональных и субглобальных факторов на ЛПС в Предкавказье	147
6.3.4. Основные этапы и обстановки формирования ЛПС Предкавказья в позднечетвертичное время.....	150
Заключение	154

Список сокращений	156
Литература	157

ВВЕДЕНИЕ

На юге Восточно-Европейской равнины (ВЕР) широко распространены лёссовые отложения, которые образуют один из крупнейших ареалов лёссов на Земле (Haase et al., 2007; Li et al., 2020). В частности, лёссы повсеместно распространены в Предкавказском регионе – на равнинах между Азовским морем и Прикаспийской низменностью, к северу от Кавказского хребта (Федорович, 1960; Балаев и Царев, 1964; Ларионов и др., 1987; Галай, 1990). Лёссы покрывают здесь междуречья и поверхности террас. Мощность лёсса в Предкавказье – одна из наибольших для Европы. При движении с запада на восток она изменяется от 10–30 м в Приазовье до 5–140 м в Терско-Кумской низменности (Андреева и др., 2008), а возраст подошвы может превышать 800 тыс. лет (Величко и др., 2012; Болиховская и др., 2015).

Лёссовые отложения неоднородны по своей структуре, в них наблюдается чередование светлых горизонтов (так называемых "чистых" лёссов) и палеопочв. Эти последовательности, отражающие смену крио- и термохронов в неоплейстоцене, принято называть лёссово-почвенными сериями (ЛПС). Широкая распространенность и высокая полнота записи делают ЛПС главным континентальным архивом неоплейстоцена юга ВЕР.

Лёсс как продукт эоловой аккумуляции минеральной пыли и педогенеза находится в прямой зависимости от климатических условий. Многочисленные исследования (Rea and Leinen, 1988; Pye, 1995; Maher et al., 2010 и др.) свидетельствуют о том, что скорость лёссонакопления является косвенным признаком изменений региональной аридности климата, а размер частиц лёсса – среднемаксимальных скоростей ветра. Одним из главных преимуществ ЛПС перед другими континентальными палеоархивами является то, что в них есть не только вертикальная, но и латеральная запись – пространственная изменчивость изохронных слоев, которая позволяет проводить реконструкцию ландшафтной и климатической зональности, преобладающих направлений переноса минеральной пыли (Pye, 1995; Maher et al., 2010). Таким образом, исследуя изменения литологических свойств лёссов, становится возможным производить реконструкцию отдельных характеристик палеоклимата (Muhs et al., 2018).

Для Предкавказья есть ряд нерешенных проблем, препятствующих проведению надежных палеогеографических реконструкций на основе ЛПС:

Первая проблема – хроностратиграфия и корреляция. Наблюдается неравномерность в пространственной изученности поздненеоплейстоценовых отложений. Западная часть региона является более изученной в стратиграфическом отношении, чем центральная и восточная. Группой под руководством А.А. Величко (Величко и Морозова, 2015) для нее разработана стратиграфическая схема, которая в главных чертах подтверждается люминесцентным датированием (Chen et al., 2018a; Chen et al., 2018b; Mazneva et al., 2021; Chen et al., 2022;

Timireva et al., 2022). Для восточной и центральной частей существуют различные варианты стратиграфических схем расчленения ЛПС, не согласующихся друг с другом, представленные в работах В.П. Ударцева и др. (1989), Е.П. Вириной и др. (1990), Б.Ф. Галая (1992) и Н.С. Болиховской (1995, 2016). Во многом наличие противоречий объясняется отсутствием достаточного количества дат, полученных современными методами геохронологии.

Вторая проблема – источники сноса и доминирующие направления переноса минеральной пыли в Предкавказье в позднем неоплейстоцене. Существуют следующие гипотезы:

1) Основной источник расположен на востоке в пустынях Средней Азии и Прикаспийской низменности. Доминирующее направление переноса – с востока на запад (Федорович, 1960; Балаев и Царев, 1964; Галай, 1990);

2) Основной источник находится на западе, на территории степных районов северного и северо-западного Причерноморья. Доминирующее направление переноса – с запада на восток (Machalett et al., 2008; Song et al., 2014; Schaffernicht et al., 2020);

3) Для Предкавказских ЛПС существует множество локальных источников материала, главные из которых – долины крупных рек (Költringer et al., 2021, 2022).

Третья проблема – факторы формирования ЛПС, то есть те причины, которые обусловили изменчивость состава и строения ЛПС во времени и пространстве. На формирование ЛПС Предкавказья могли потенциально влиять: изменения в рельефе, колебания аридности климата, смена ландшафтов, направление и сила ветров, изменения уровня и площади морских бассейнов. Однако реальный вклад отдельных факторов остается под вопросом.

Цель исследования: Реконструкция условий осадконакопления лёссово-почвенных серий позднего неоплейстоцена и голоцена в Предкавказском регионе.

Задачи:

1. Получение непрерывных колонок лёссовых отложений для плакорных ключевых участков, распределенных на территории исследования;

2. Получение литологических характеристик для колонок лёссовых отложений. Выделение литостратиграфических подразделений. Выявление маркирующих горизонтов и аномалий литологического состава;

3. Выявление пространственной изменчивости механического и вещественного состава и мощности синхронных слоев внутри ЛПС;

4. Численное датирование и корреляция ЛПС;

5. Определение преобладающего направления переноса эолового материала на разных этапах позднего неоплейстоцена. Установление источников сноса (областей дефляции);

6. Определение темпов накопления лёссов на протяжении последних 130 тыс. лет для разных частей региона;

7. Выявление связи изменчивости литологического состава ЛПС по глубине с ландшафтно-климатическими изменениями в регионе.

Объекты и состав исследования. Объектом исследования в данной диссертации выступают плакорные ЛПС Предкавказья. Предметом исследования являются палеогеографические обстановки. Для проведения палеогеографических работ было выбрано шесть ключевых участков в трех ключевых районах, расположенных на территории Западного, Центрального и Восточного Предкавказья: Приазовье, северо-восточный макросклон Ставропольской возвышенности и Терско-Кумская низменность, соответственно. На ключевых участках были заложены разрезы и скважины на плоских междуречьях без явных признаков линейной эрозии. Из стенок разрезов и кернов отбирались образцы с шагом в 10 см. Проводились литологические анализы (определение гранулометрического состава, магнитной восприимчивости, потерь при прокаливании) на оборудовании Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН по единой методике, что дало возможность корректно сравнивать полученные результаты. Для образцов из голоценовой почвы и кровли подстилающего ее лёсса выполнен геохимический анализ в ИГЕМ РАН. Люминесцентное датирование выполнено в лабораториях ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского и Института прикладной геофизики ассоциации Лейбница (Ганновер, Германия). Полученные результаты позволили проследить пространственную и временную изменчивость строения и состава ЛПС Предкавказья. Это, в свою очередь, дало основания для реконструкции направления переноса минеральной пыли, определения главных областей дефляции, выявления ведущих факторов лёссонакопления.

Научная новизна

1. Впервые с шагом 10 см по глубине проведен комплекс литологических исследований по единой методике для верхненеоплейстоценовых плакорных ЛПС Западного, Центрального и Восточного Предкавказья;

2. Впервые получена надежная люминесцентная хронология для верхней части разреза Отказное – опорного разреза ЛПС Восточного Предкавказья. Получены люминесцентные даты для скважин Первомайская и Сладкая балка. Составлена корреляционная схема для ЛПС верхнего неоплейстоцена;

3. Определены темпы накопления минеральной пыли для главных этапов позднего неоплейстоцена и голоцена. Выявлена связь изменения темпов осадконакопления и размеров частиц в ЛПС с колебаниями региональной и глобальной засушливости климата.

Защищаемые положения

1. В строении плакорных ЛПС первой половины верхнего неоплейстоцена повсеместно выделяются три палеопочвы, соответствующие термохронам МИС 5а, МИС 5с и МИС 5е. Палеопочва, ранее считавшаяся брянской (МИС 3) в опорном разрезе Беглица, относится к термохрону МИС 5а. А этапу МИС 3 соответствуют лёссовые уровни со слабыми признаками почвообразования.
2. В плакорных верхнечетвертичных ЛПС Предкавказья наблюдается уменьшение размера частиц и мощности отложений в направлении с юго-востока на северо-запад. Основной источник эоловой минеральной пыли (область дефляции), из которой состоит ЛПС Предкавказья, расположен в Прикаспийской низменности, второстепенные – в долине Дона, Миусса, Кубани.
3. Аккумуляция минеральной пыли протекала на равнинах Предкавказья как в термохроны, так и в криохроны. В криохроны средние темпы аккумуляции были существенно выше – до 8 раз. Наиболее высокие темпы осадконакопления отмечаются около 25–30 тысяч лет назад.
4. Основным фактором, определяющим темпы лёссонакопления в Предкавказье на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена, является изменение засушливости климата во внетропическом пространстве северного полушария. Таким образом, литологические характеристики плакорных ЛПС Предкавказья могут быть использованы как косвенные индикаторы изменений гидротермического режима в регионе в геологическом прошлом.

Практическая значимость

1. Эоловая аккумуляция пыли неразрывно связана с ветровой эрозией почвы (дефляцией), интенсивность которой определяется рельефом, сомкнутостью растительного покрова, механическим составом почвы, частотой засух, скоростью ветра и другими факторами. Эти процессы оказывают крайне негативное влияние на сельское хозяйство, а взвешенная минеральная пыль существенно снижает качество воздуха, увеличивая риск заболеваний дыхательной системы. Поскольку ЛПС Предкавказья являются одним из наиболее распространенных архивов природной среды на юге ВЕР, реконструкция условий их образования поможет в дальнейшем прогнозировать негативное влияние аридизации климата на сельское хозяйство и качество воздуха.
2. Сведения о стратиграфии и генезисе лёссов необходимы для инженерно-геологических изысканий. В частности, максимальной просадочностью обладают лёссы эолового генезиса позднеплейстоценового возраста. Учёт этого фактора важен для проектирования и строительства.
3. Данные по стратиграфии и литологическому составу ЛПС Предкавказья могут быть использованы при геологическом картировании.

Личный вклад автора. Автор принял личное участие в сборе и обработке материала для написания диссертации. В ходе экспедиций 2017–2021 гг. в составе полевого отряда Отдела палеогеографии четвертичного периода и Лаборатории палеоархивов природной среды Института Географии РАН автором выполнялись следующие работы: ручное бурение и документирование кернов, отбор образцов из скважин на комплекс анализов. Автором выполнено люминесцентное датирование 11 образцов во время стажировки в Институте прикладной геофизики ассоциации Лейбница (Ганновер, Германия). Автор принимал участие в определении гранулометрического состава, магнитной восприимчивости и содержания карбонатов и органического вещества в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН. Автором также были построены возрастные модели, корреляционные схемы, проведен пространственный анализ неоднородности состава и мощности отложений.

Достоверность работы обусловлена использованием большого объема фактического материала, применением современных методик его обработки и интерпретации. Апробация результатов проводилась на ряде конференций: VIII Щукинские чтения (Москва, 2020); «Ponto-Caspian stratigraphy and geochronology» (Иран, 2019); 11-я и 12-я Молодежные школы-конференции «Меридиан» (Курск, 2018–2019); X Всероссийское литологическое совещание (Казань, 2019); XXXVI пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук (Барнаул, 2018); Шестая конференция молодых ученых Почвенного института им. В.В. Докучаева «Почвоведение: Горизонты будущего.» (Москва, 2022); VI Всероссийская научная конференция (с международным участием) «Динамика экосистем в голоцене» (Санкт-Петербург, 2022), а также на семинарах Отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН (29.12.2020) и Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ (30.11.2022).

Публикации. По теме опубликовано 16 научных работ, из них 6 в рецензируемых изданиях, рекомендованных ВАК.

Объем и структура. Работа состоит из 6 глав, введения, заключения (155 страниц текста), списка литературы (245 наименования). Содержит 14 таблиц и 95 рисунков.

Благодарность. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю к.г.н. Е.А. Константинову за его неоценимую помощь и поддержку в ходе написания данной работы, многочисленные совместные экспедиции, а также за то, что он оказал направляющее воздействие в становлении в профессии со студенческих времен; к.г.н. А.Л. Захарову за многочисленные совместные полевые работы, проведенные в условиях крайнего юга, за помощь в осмыслении полученного материала; Н.Е. Зарецкой, А.В. Панину и П.Г. Панину за ценные замечания и советы; сотрудникам, студентам, аспирантам МГУ и ИГ РАН, оказавшим помощь в выполнении полевых работ (Н.Т. Ткачу, Д.В. Баранову, Р.С.

Шухвостову, А.А. Бердниковой, Д.Е. Галковскому, Е.А. Мазневой, В.С. Шишкину, Н.В. Карпухиной); сотрудникам Лаборатории палеоархивов природной среды за выполнение лабораторных работ (А.А. Мареевой, Л.И. Лазуковой, А.И. Рудинской); К.Г. Филипповой за помощь в оформлении диссертации; аспиранту кафедры геохимии ландшафтов и географии почв МГУ Д.Г. Сычевой за поддержку и помощь в редакции текста работы; а также всем сотрудникам Отдела палеогеографии четвертичного периода за критику и помощь в осмыслении материала в ходе заседаний и семинаров.

Глава 1. Существующие представления об обстановках формирования ЛПС

1.1. Развитие идей о генезисе лёсса и ЛПС

Термин лёсс происходит от немецкого слова Löss (рыхлый). Термин впервые был использован К. Фон Леонардом в 1823 (Jovanovic et al., 2013) году для описания рыхлой, илистой горной породы в долине р. Рейна около Гейдельберга, а в 1834 г.Ч. Лайель (Smalley et al., 2015) ввел термин в широкое научное употребление и впоследствии привлек к нему интерес научного сообщества. Лайель, изучая лёссовые отложения вдоль долины р. Миссисипи, отметил их сходство с лёссами Рейна и сделал вывод об их флювиальном генезисе. В Китае связь между переносимой ветром пылью и лёссом была известна более 2000 лет назад, однако в Европе и Северной Америке гипотеза об эоловом происхождении лёсса не имела широкого распространения вплоть до публикации Б.Ф. Рихтгофена (Richthofen, 1882). В России значение ветра в лёссообразовании подчеркивал В.А. Обручев (Obruchev, 1945). Л.С. Берг (Berg, 1964) разработал альтернативную теорию образования лёсса – порода формируется в процессе выветривания и образования карбонатов в результате педогенеза в условиях аридного климата. Схожие идеи высказывал американский исследователь Р. Рассел (Russell, 1944), который использовал термин лёссофикация – образование лёсса в результате выветривания и движения материала вдоль склона. Рассел предполагал, что содержание карбонатов увеличивается за счет осадка из поровых вод, в то время как сортировка возникает во время движения по склону. И.П. Герасимов (1962) считал, что концепции В.А. Обручева и Л.С. Берга не противоречат друг другу и важную роль в образовании лёсса играют как процессы эолового накопления материала, так и их последующее преобразование почвами.

К схожим выводам пришел Дж. Ложек (Lozek, 1965), который считал, что лёсс образуется при определенном наборе почвенных процессов, действующих на осажденную эоловую пыль. М. Печи (Pecsi, 1990) указывал, что лёсс – это не просто пыль, привнесенная ветром. Пыль становится лёссом только после прохождения определенного количества времени в данной географической зоне, т.е. только через диагенез при определенных условиях». Автор перечисляет критерии, которые можно использовать для определения «типичного лёсса» – это рыхлые отложения с преобладанием крупнозернистого алеврита, неслоистые, пористые, проницаемые, устойчивые в крутых стенках, легко разрушаемые водой. Другое, более простое, определение представляли Смолли и Вита-Финци (Smalley and Vita-Finzi, 1968), для них лёсс – это обломочная горная порода, состоящая преимущественно из кварцевых частиц диаметром 20–50 мкм, имеющая покровное залегание. Н.И. Кригер (1965) давал литологическое определение лёсса – это алеврит светло-желтой (палевой) окраски с общей пористостью 40–55

%, с видимыми невооруженным глазом канальцами. Он неслоистый, известковистый (но не сцементированный до состояния полускальной породы), микроагрегированный, склонный обваливаться вертикальными глыбами, залегающий плащом (в том числе на высших точках водоразделов), обычно мощностью не менее нескольких метров, с преобладанием алевритистой фракции 0.01–0.05 мм.

Характерным свойством лёсса является однородность механического состава как по площади распространения, так и в разрезе на разных глубинах.. Весьма редки прослойки галечников и песков, а также отдельные включения валунов и галек не в плакорных позициях. Характерными, но не обязательными свойствами лёсса являются наличие погребенных почв, а также включений раковин наземных моллюсков и известковистых журавчиков.

Л.С. Берг (Berg, 1964) называл типичным лёссом суглинок, реже супесь, отличающиеся палево-желтым цветом, неслоистостью, пористостью, карбонатностью (до 10–15 %), однородно тонким гранулометрическим составом, со способностью обваливаться вертикальными стенками и приуроченностью не только к речным долинам, но в пределах равнин и невысоких плато, залеганием на невысоких водоразделах. К. Пай (Pye, 1995) критиковал подход Л.С. Берга за излишне жесткое определение, поскольку лёсс в различных частях мира (а часто и в одном регионе) имеет сильные колебания литологических характеристик. Он предлагает наиболее простое определение, что лёсс – это обломочная порода, преимущественно алевритистая, в основном состоящая из эоловой пыли.

А.А. Величко (2009, с. 49) дает следующее определение: «лёсс – это компонент педолитосферы ледниковых эпох, сформировавшийся в результате синхронно развивающихся процессов аккумуляции (в основном воздушным путем), преимущественно алевритовой минеральной массы и ее преобразования за счет комплексного воздействия почвенных процессов экстрааридного характера (синлитогенное почвообразование), корневых систем растительности тундростепных сообществ и морозного выветривания».

Данное определение является наиболее близким в контексте поставленных в данной работе задач. Тем не менее, мы считаем, что это определение больше подходит к термину «лёссово-почвенная серия». Под лёссом же автор диссертации понимает горную породу с набором определенных характеристик, описанных в определении М. Печи (Pecsi, 1990). В определении А.А. Величко (если относить его к ЛПС) выявляется связь формирования ЛПС как с процессом накопления материала эоловым путем, так и последующими процессами педогенеза. Таким образом, формируются неоднородные по своей структуре отложения, в них наблюдается чередование светлых горизонтов (так называемых «чистых» лёссов) и палеопочв. Эти последовательности отражают смену крио- и термохрон в плейстоцене, что дает

возможность использовать ЛПС в качестве палеогеографического архива, отображающего региональный и глобальный сигналы.

Другим важным вопросом является описание механизмов накопления минеральной пыли. Как отмечают И. Смолли и Д. Кринсли (Smalley and Krinsley, 1978), аккумуляция минеральной пыли связана с последовательностью экзогенных процессов, которые варьируются от простых до сложных (рисунок 1). В первом варианте материал переносится ветром непосредственно после выветривания, но зачастую появляется какая-либо промежуточная стадия, как правило, водная транспортировка (варианты 2, 3). Вода уносит мельчайшие пелитовые частицы, что уменьшает связность материала, в результате чего он легче уносится ветром (Pye, 1995). Дополнительно появляется мелкодисперсный материал при выветривании во время промежуточного захоронения осадка (Smalley, 1972).

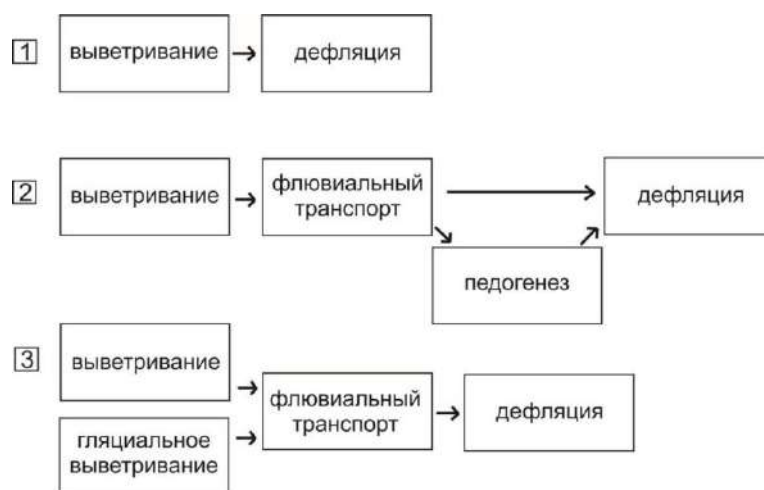


Рисунок 1. Различные сценарии образования минеральной пыли (Smalley and Krinsley, 1978) по К. Пай (1995) с изменениями

Современные исследователи придерживаются двух основных схем формирования мелкодисперсного материала лёсса: ледниковый лёсс и пустынный лёсс (Fenn and Prud'Homme, 2022). Первая модель (модель ледникового лёсса): алеврито-пелитовые частицы, образованные в результате ледникового транспорта из кристаллических пород, отложенных ледником, подвергаются переработке водными потоками и после транспортировки уносятся ветром (рисунок 2).

Используя данную модель, можно сделать вывод, что лёссовые отложения являются в первую очередь маркерами ледниковых периодов континентального масштаба. Первая модель подтверждается географической близостью лёссовых отложений к южным границам Лаврентийского ледникового щита в Северной Америке (Smalley, 1972) или к Фенноскандинавскому щиту в Европе (Frechen et al, 2003), а также к меньшим ледникам в Азии (Dodonov and Baiguzina, 1995) и Южной Америке (Zárate, 2003). Широкое применение

радиоуглеродного датирования в 1950–60х годах показало, что самые молодые лёссовые отложения в Северной Америке связаны с эпохой последнего крупного расширения Лаврентийского покрова (Westin, 1969). Данные по люминесцентному датированию доказывают связь покровного ледника и лёссов в Европе (Frechen et al., 2003).

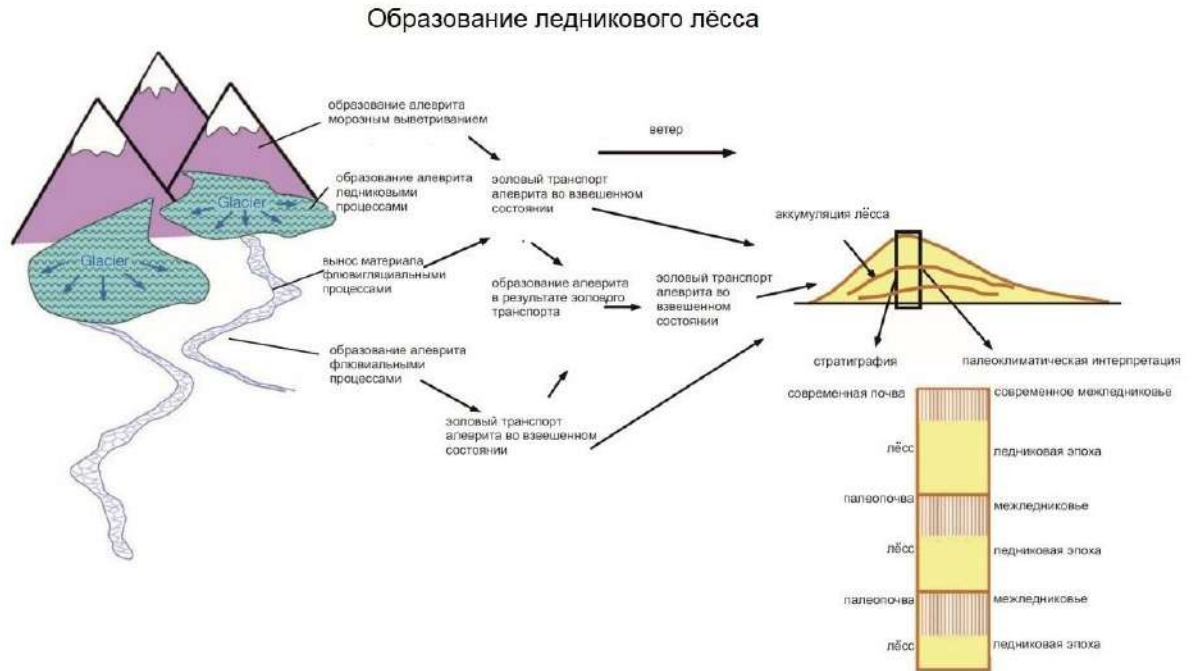


Рисунок 2. Модель образования ледникового лёсса, в которой алеврит формируется, в основном, путем ледникового измельчения (Bettis et al., 2003)

Данная модель преобладала на протяжении большей части XX века и до сих пор пользуется поддержкой многих исследователей, ее альтернативой является модель пустынного лёсса. Пустынный лёсс – это термин, используемый в широком смысле для описания эолового алеврита, образовавшегося в засушливых и полузасушливых регионах, которые не были покрыты ледником (рисунок 3). Вокруг данной модели ведутся споры о том, способны ли неледниковые процессы произвести такое количество частиц мелкой фракции, которое может транспортироваться эоловым путем и стать основой для лёссовых покровов (Muhs and Bettis, 2003).

Одним из классических примеров пустынного лёсса являются лёссы Китая, материал для которых поступает из области распространения пустынь. Однако эти области окружены горами с современными ледниками, которые в криохронные эпохи разрастались еще больше. Кроме того, соотношение изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) и химических элементов (Ce/Yb, Eu/Yb) в моренах горных оледенений и материале пустынь одинаков (Sun, 2002). Это свидетельствует о том, что большинство первичного пелита и алеврита было произведено ледниковым измельчением, а в пустынных бассейнах они накапливались благодаря флювиальному привносу материала.

Образование пустынного лёсса

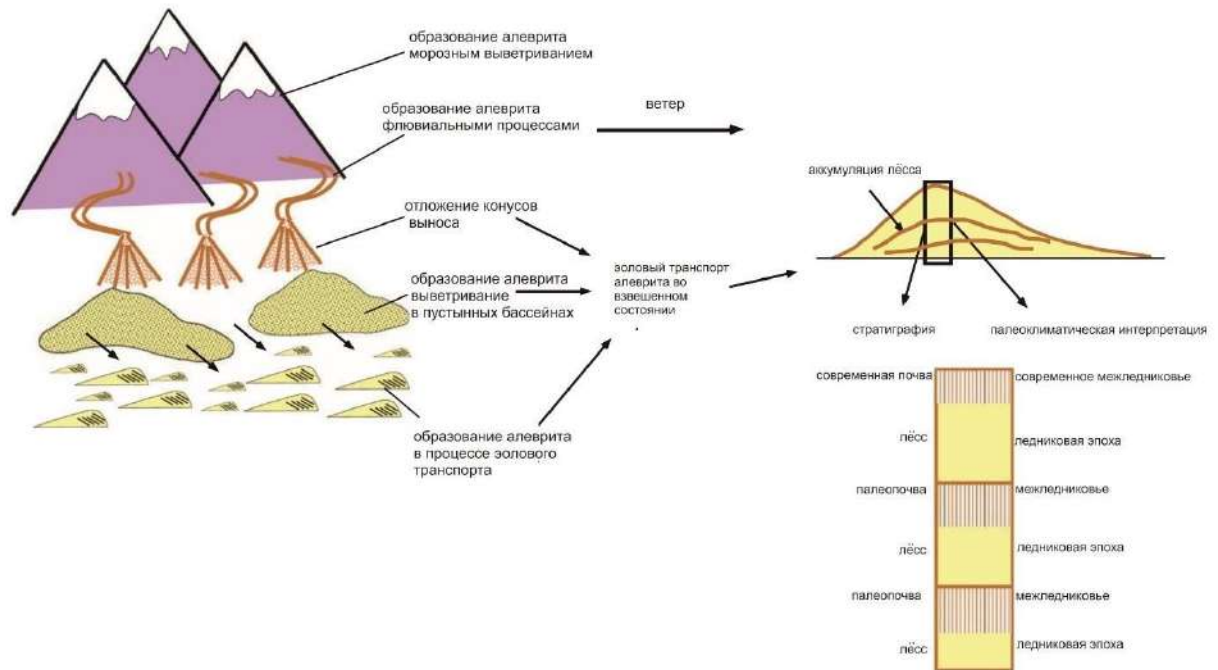


Рисунок 3. Модель образования пустынного лёсса, в которой частицы измельчаются путем воздействия неледниковых процессов и затем переносятся ветром (Bettis et al., 2003)

Предкавказский лёссовый ареал с этой точки зрения представляет особый интерес, поскольку он, с одной стороны, располагается в достаточном отдалении от границ покровного оледенения, а с другой стороны, Предкавказье отделено Каспийский морем от крупных пустынь Средней Азии. Однако на Предкавказский регион сильное влияние оказывало горное плейстоценовое оледенение Кавказа, которое, хоть и не покрывало весь горный хребет, но спускалось далеко вниз по долинам, на 50–70 км относительно современной территории распространения (рисунок 4). Особенно мощным оледенение было на северном макросклоне Кавказа и в бассейне р. Терек (Gobejishvili et al., 2011). Это могло способствовать росту поступления ледникового алевроита в предгорья во время этапов оледенения.

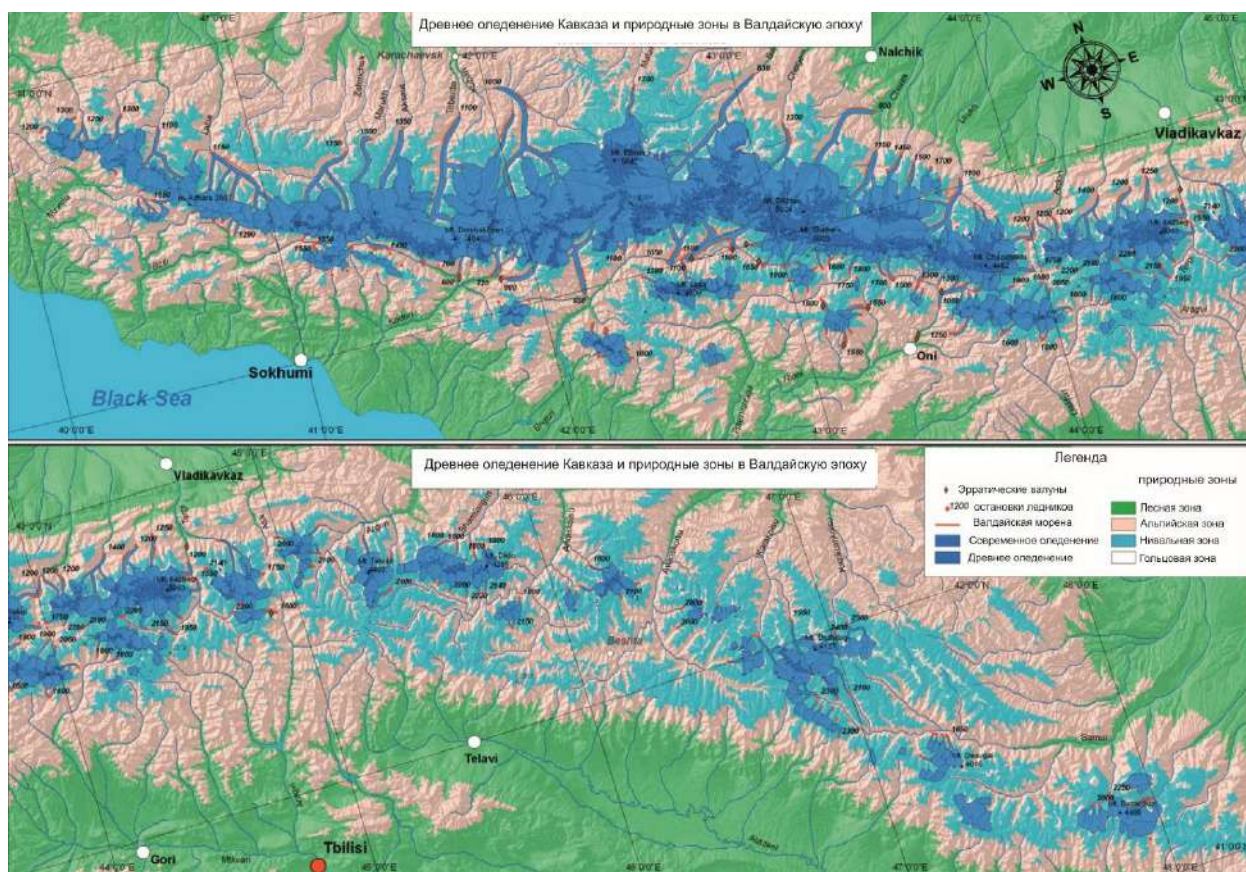


Рисунок 4. Древнее оледенение Кавказа и природные зоны в валдайское время (Gobejishvili, et al., 2011). Верхний рисунок – западная часть, нижний рисунок – центральная часть

Экспериментальные исследования с использованием полевых и лабораторных ветровых туннелей показали (Dare-Edwards, 1984), что естественные поверхности по-разному подвержены ветровой эрозии. Сопротивление дефляции зависит от гранулометрического состава, в частности, от соотношений песка, алеврита и пелита, а также от наличия поверхностной корки. Наиболее разрушаемые отложения – те, которые содержат менее 10 % глины. Отложения, где глины более 20 % процентов, очень слабо поддаются дефляции, за исключением случаев, когда глина образует микроагрегаты (Huffman and Price, 1949; Dare-Edwards, 1984). Также более гумусированные почвы лучше противостоят дефляции (Ларионов, 1993). Наличие нескольких процентов глины может значительно уменьшить поток эоловой пыли за счет образования поверхностной корочки при чередовании этапов намокания и высыхания. Покрытые коркой почвы и аллювиальные отложения имеют пороговые скорости ветра эоловой дефляции как минимум вдвое больше, чем на участках без корки (Gillette et al., 1982; Nickling and Gillies, 1989). В пустынях и субаридных областях речная деятельность и наземный сток играют решающую роль в периодическом разрушении поверхностных корок, тем самым подготавливая материал для эоловой транспортировки (Pye and Zhou, 1989).

Помимо благоприятных условий в зоне дефляции, для лёссообразования важны ландшафтные условия зоны аккумуляции. На рисунке 5 показан ряд обстановок, при которых происходит аккумуляция лёсса. Вариант А демонстрирует пример лёссообразования, применимый к плейстоценовым перигляциальным условиям. Лёсс накапливается на наветренном борту долин рек и флювиогляциальных каналов, насыщенных песком. На небольшие расстояния крупные частицы минеральной пыли перемещаются у земли с помощью сальтации. Мелкая пыль, с большой вероятностью, рассеивается на более высоких уровнях и распределяется на обширной территории, образуя эоловый компонент в почвах (Pye, 1995).

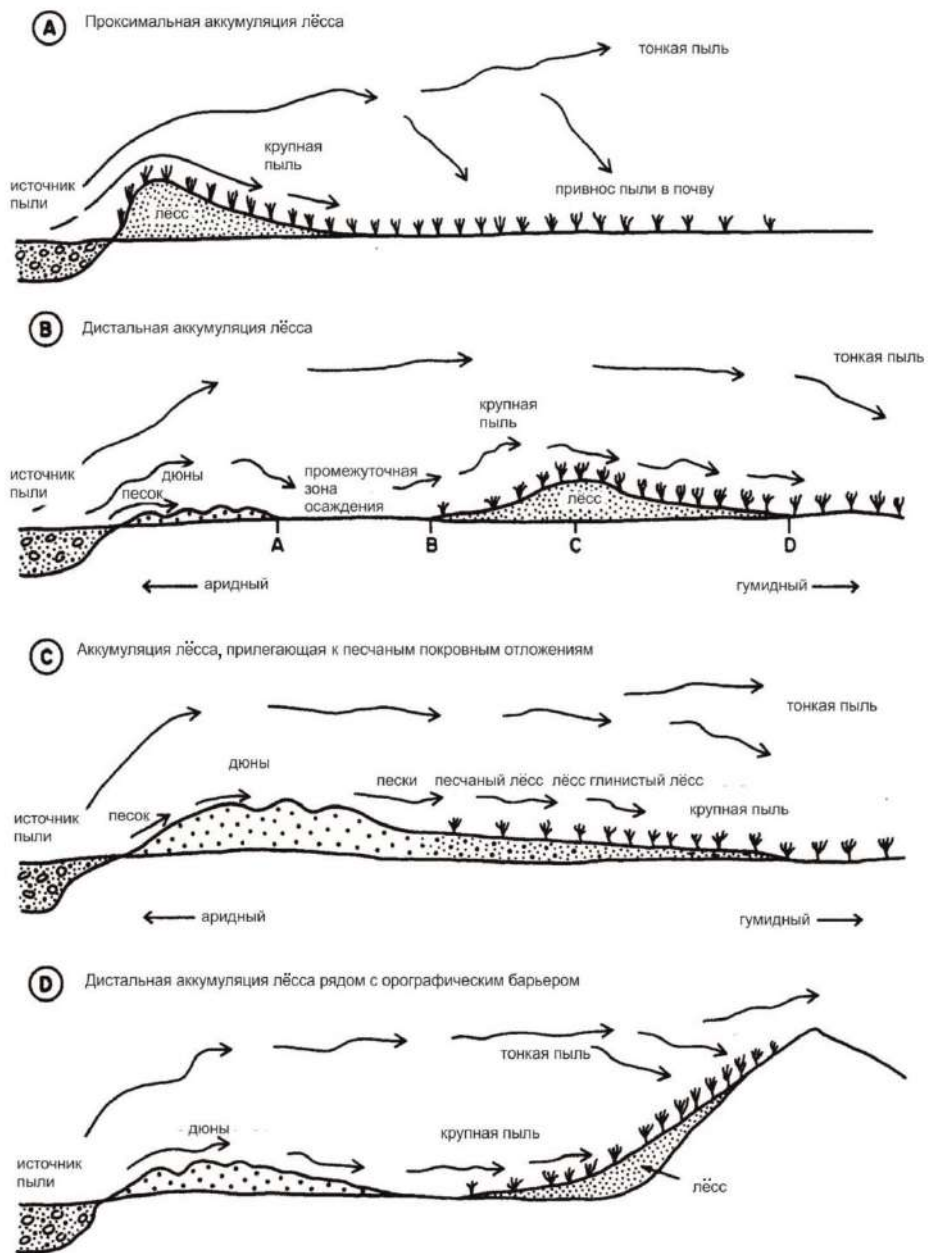


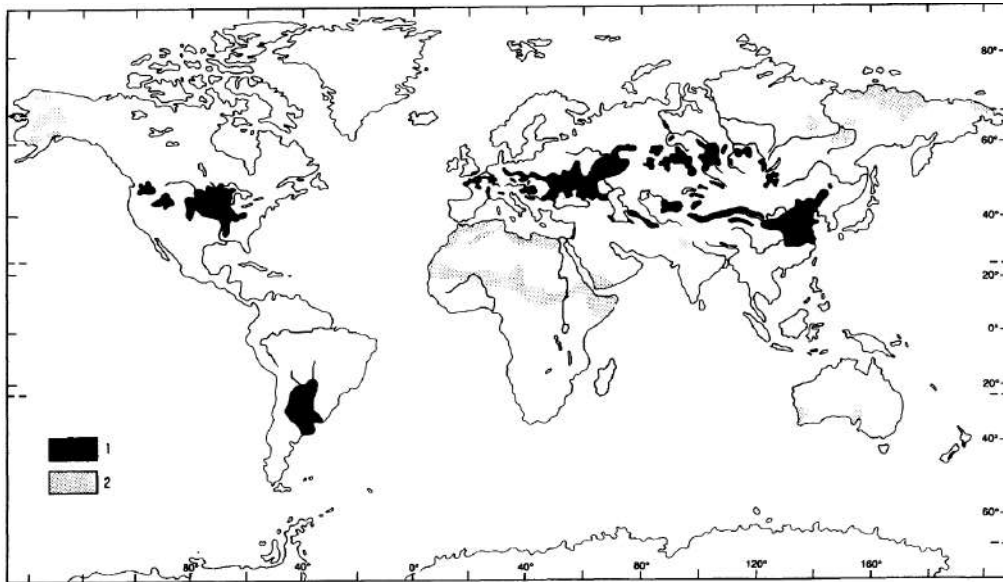
Рисунок 5. Схема дистальной и проксимальной аккумуляции лёсса (Pye, 1987)

Вариант В демонстрирует ситуацию, развивающуюся на окраинах пустыни, где пыль уносится на достаточно большое расстояние от источников к местам, где появляется растительный покров, способный ее улавливать. Лёсс не накапливается в проксимальной зоне источника пыли из-за отсутствия растительности. Песчаные дюны и пласты образуются в непосредственной близости от источников и медленно мигрируют по ветру. Пыль способна осаждаться в промежутках между точками А и В, однако она, скорее всего, будет опять перемещена при усилении ветра или при водной эрозии. Между точками В и С скорость накопления пыли постепенно увеличивается по мере утолщения растительного покрова в связи с увеличением количества осадков. Скорость накопления пыли становится максимальной в точке С. Точное положение этой точки регулируется удалённостью от источника и плотностью растительности. С подветренной стороны от точки D скорость осаждения пыли слишком мала из-за низкой взвешенной концентрации пыли. Вариант С представляет собой разновидность случая В, где отсутствует промежуток между песками и лёссами (Pye, 1987).

Вариант D также представляет собой версию варианта В, но с орографическим барьером – например, горным хребтом. В данном случае накопление пыли заметно усиливается за счет местного замедления скорости ветра и увеличения плотности растительности с высотой. В зависимости от рельефа лёсс может накапливаться как на вершинной поверхности, так и на наветренной стороне преграды (Pye, 1987).

1.2. Распространение лёсса в мире

Лёсс и лёссовидные породы имеют очень широкое распространение среди поверхностных отложений. Лёсс распространен в Северной и Южной Америке, Европе, Азии, Австралии, покрывает более 6 % суши (Li et al., 2020). В Евразии и Америке лёсс занимает площадь около 13 млн. км², что при средней мощности в 10 м составляет объем в 130000 км³ (Haase et al., 2007). На рисунке 6 заметно, что лёсс в северном полушарии расположен в полосе, ограниченной широтами 55° с. ш. и 24° с. ш. В южном же он не образует такой широтной зоны и развит в виде двух пятен: в Южной Америке и в Новой Зеландии. Тем не менее, эти ареалы располагаются в зоне умеренного климата между параллелями 24° и 45° ю. ш. К. Кейльгак (Keilhack, 1920) подвергает сомнению зависимость распространения лёссов от климатических условий, ведь лёсс располагается независимо от средней годовой температуры, абсолютной высоты местности и количества атмосферных осадков.



1 – лёсс; 2 – лёссовидные породы

Рисунок 6. Распространение лёсса в мире (Pecsi, 1990)

Лёсс встречается во влажных частях Южной Америки (рисунок 8) (в Аргентине) и в холодных засушливых частях Центральной и Средней Азии (рисунок 7) и Северной Америки (рисунок 9). В Западной Европе лёсс залегает на высотах 300–400 м н.у.м., в Средней Азии и Китае – на высотах до 2500 м, а на Памире может достигать высот до 4500 м (Марков, 1936). Однако определенные климатические закономерности распространения лёсса все-таки присутствуют.

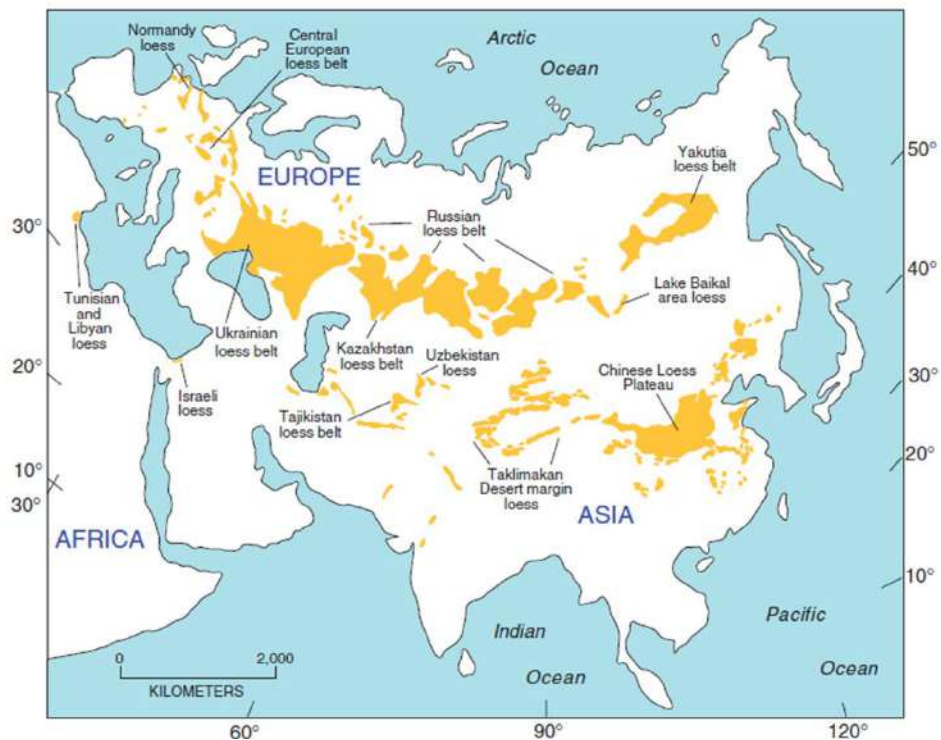


Рисунок 7. Карта распространения лёссов в Евразии (Rozycki, 1991)

Так, лёсс отсутствует в районах обильных тропических дождей (Бразилия, Индокитай и т.д.), поскольку данные не способствуют сохранению пыли из-за ее выноса флювиальными процессами. Лёсс, как правило, отсутствует в пустынях субтропиков и умеренного климата, поскольку здесь развиты процессы эолового выноса пыли. Типичный лёсс сравнительно редко встречается в зонах, где январские температуры опускаются ниже -10°C и почти никогда, где меньше -20°C (Кригер, 1965), поскольку морозные условия, которые благоприятны для образования мелкозернистых частиц, неблагоприятны для их накопления. Кроме того, лёсс редко присутствует в высокогорных районах, где активны процессы денудации.

Территориями преимущественного распространения лёссов являются предгорья и подножия гор в семиаридных районах, окраины пустынь и периферии так называемой перигляциальной зоны, граничащие с областями древнего оледенения. Часто бывает так, что все три типа условий сосуществуют вместе. Лёсс, как правило, не распространен на территориях с количеством осадков больше 1000 мм, а также в областях, где насчитывается меньше 200 мм, поскольку данные зоны являются зонами дефляции (Кригер, 1965). Кроме того, дополняющим фактором распространения лёссов является близость бассейнов крупных рек (Величко, 2009): 1) бассейн Миссисипи; 2) бассейны Днестра, Днепра и Дона; 3) бассейн р. Хуанхэ.

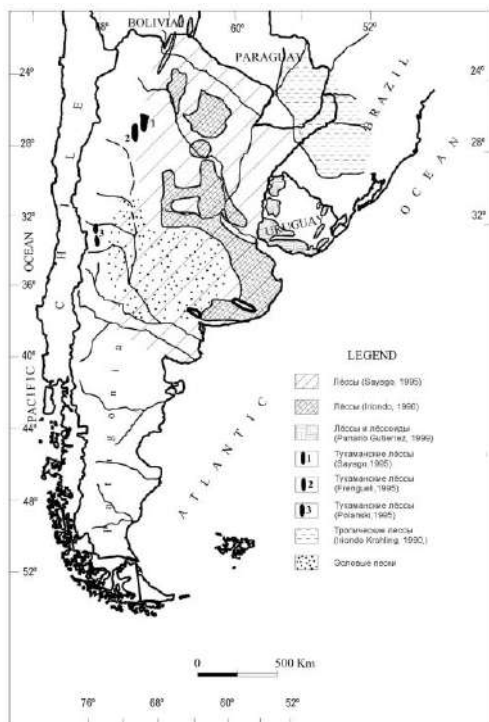


Рисунок 8. Распространение лёссов в Южной Америке (Zárate, 2003)



Рисунок 9. Распространение лёссов в Северной Америке (Pewe and Office, 1975; Bettis et al., 2003; Busacca et al., 2003)

Европейские лёссы являются одними из наиболее изученных в мире. Они простираются от северо-запада Франции и юга Англии, через Центральную Европу к Черному морю и Русской равнине (Haase et al., 2007).

В Европе международная группа исследователей (Lehmkuhl et al., 2021) выделяет 6 основных лёссовых провинций, из них 4 крупные: II – Североевропейская; III – Прилегающая к Среднеевропейским высокогорным хребтам; IV – Лёссы среднего Дуная; V – Понтийско-Восточно-Европейская, и две с меньшими ареалами: I – Провинция к северу от провинции II (Польша, центр ВЕР); VI – Средиземноморская (рисунок 10). Лёссы в Европе распространены на высотах до 600 м н.у.м., и, как правило, увеличивают свои мощности вблизи бассейнов крупных рек (Рейн, Дунай). Также авторы выделяют закономерность в увеличении мощности и ареалов лёссов при движении с запада на восток, что обусловлено увеличением аридности.

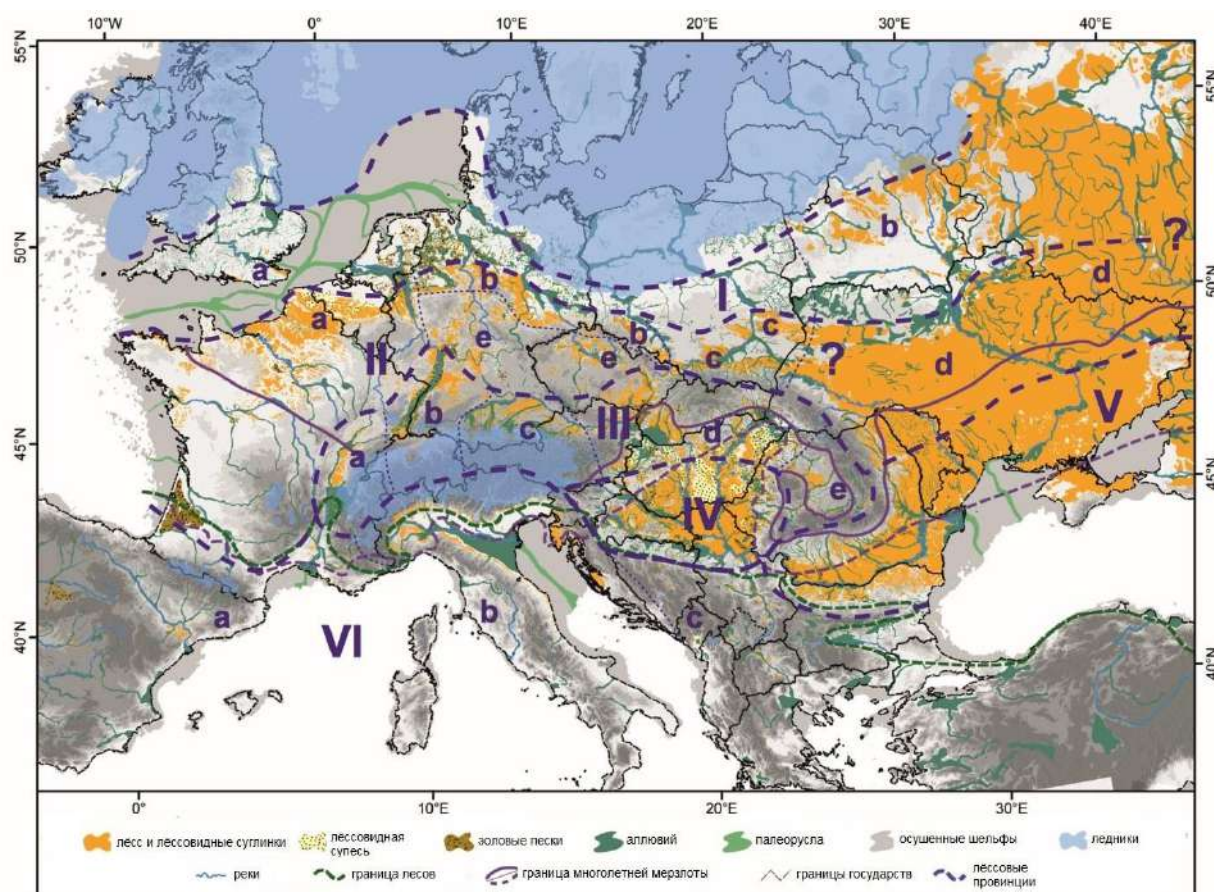
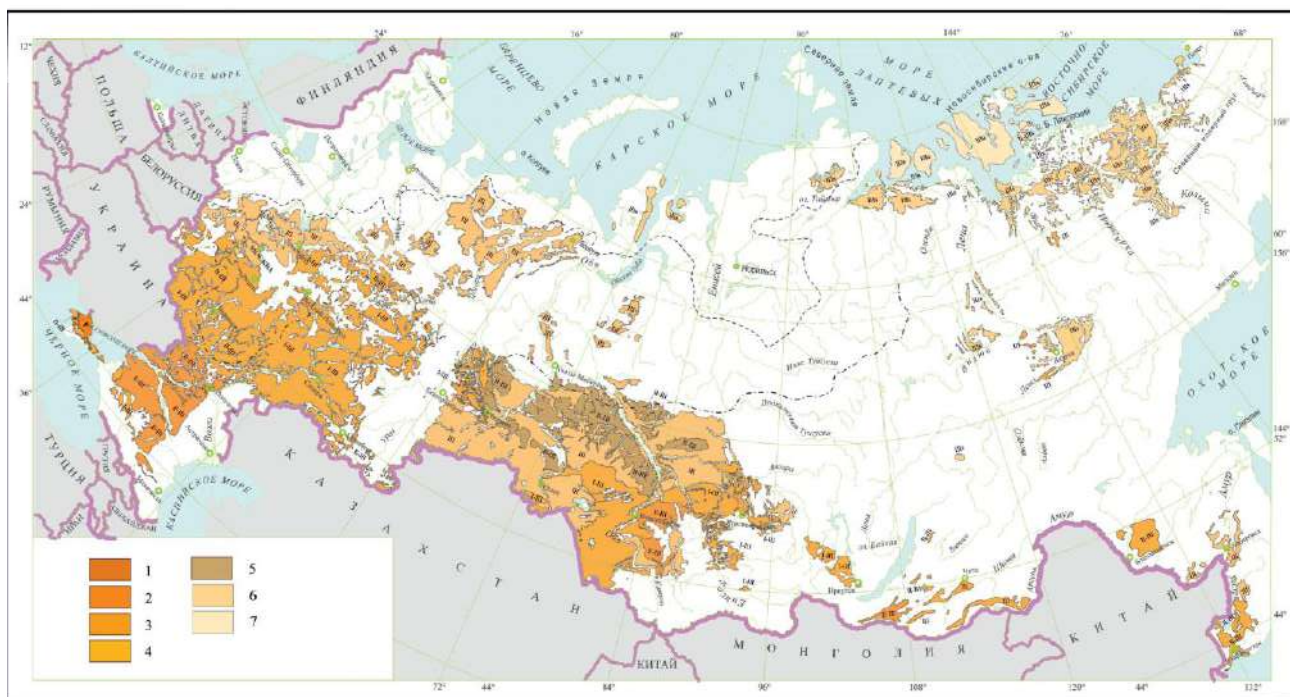


Рисунок 10. Ареалы лёссов и их провинции в Европе, а также ландшафты в последний ледниковый максимум (Lehmkuhl et al., 2021)

Недостатком этого обзора (Lehmkuhl et al., 2021) является территориальная ограниченность. Авторы не рассматривают большую часть территории Восточно-Европейской равнины, где представлен крупнейший ареал лёссов в мире (рисунок 11) (Astakhov et al., 2022).



1, 2 – карбонатная лёссово-почвенная толща с красной глиной в основании, мощность более 100 м; 3 – палево-бурый лёсс с палеопочвами мощностью около 20 м; 4 – тонкий (до 15 м) покров выщелоченного лёсса и лёссовидных алевритов; 5 – лёссовидные алевриты, переслаивающиеся с озерными и флювиальными отложениями; 6 – льдистые лёссоиды IIIs (субарктическая едома); 7 – высокольдистые лёссоиды IIIa (арктическая едома).

Индексами показаны стратиграфические интервалы лёссоидов максимальной для данного региона мощности: P – весь плейстоцен, включая гелазий (для Крыма); E-III эоплейстоцен и неоплейстоцен; I-III – неоплейстоцен (плейстоцен выше магнитостратиграфической границы Брюнес – Матуяма); II-III – средний и верхний неоплейстоцен; III – верхний неоплейстоцен.

Криогенно-золотые отложения: II-IIIa – средний-верхний неоплейстоцен двуслойной арктической едомы; IIIa – верхний неоплейстоцен высокольдистой арктической едомы; IIIs – верхний неоплейстоцен субарктической едомы (мерзлые алевриты с полигонально-жильными льдами).

Границы главных покровных оледенений: штриховая линия – максимального в позднем неоплейстоцене, штрих-пунктир – максимального в четвертичном периоде

Рисунок 11. Карта лёссоидов территории и прилегающих акваторий Российской Федерации (Astakhov, Pestova and Shkatova, 2022)

В России выделяется несколько ареалов лёссов (рисунок 11). Крупнейший из них – это лёссы Русской равнины, они покрывают ее южные территории, а также побережья Черного, Каспийского и Азовского морей, предгорья и невысокие горы Кавказа до 1500 м (Сергеев, 1986). Мощность изменяется от 10–30 м в Приазовье до 5–140 м в Терско-Кумской низменности (Андреева и др., 2008).

Другим крупным ареалом является Сибирский. Здесь лёссы в основном представлены на юге центральной части Западной Сибири. Кроме того, встречаются специфические лёссовидные мерзлые образования, называемые «едома» или ледовый комплекс. Они

распространены в арктической зоне от Уральских гор до северо-восточной Сибири. Эти отложения хорошо представлены в Якутии (Astakhov et al., 2022). Регион исследования, представленный в этой работе, можно отнести сразу к нескольким лёссовым провинциям: Сальской, Причерноморской, Приазовской, Кубанской, Ставропольской, Цимлянской и Кума-Терекской (Лёссово-почвенная формация..., 1997).

1.3. Лёсс и климаты прошлого

Для восстановления климатических условий, в которых происходило образование лёсса, весьма важным является решение вопроса о его ледниковом или межледниковом возрасте. В конце XIX – начале XX веков было распространено мнение о его межледниковом генезисе (Кригер, 1965). Противоположная точка зрения появилась с момента публикации В. Зергеля (Soergel, 1919), в который он обобщил данные по стратиграфии и фаунистическим остаткам в лёссе Центральной Европы. Основными данными, позволившими В. Зергелю судить о климатических условиях во время отложения лёсса, являются находки остатков млекопитающих, птиц и моллюсков, мерзлотные деформации в лёссе, а также результаты спорово-пыльцевых исследований.

Общий облик фауны млекопитающих, остатки которых встречаются в лёссе, смешанный. В нём преобладают представители степных сообществ, однако также встречаются виды, присущие тундровым, высокогорным и лесным экосистемам. Исследование моллюсков позволило предположить, что лёсс образовывался в сухих прохладных степях. Сухостью климата объясняются мелкие размеры раковин из лёссового комплекса малакофауны. В.П. Гричуком (1952) были произведены палинологические исследования лёссов Украины, в результате чего он пришёл к выводам о преобладании степной растительности во время накопления лёссов. Исходя из всего вышеперечисленного Н.И. Кригер (1965) утверждал, что европейский лёсс формировался в степных условиях с более холодным климатом, чем современный. Ископаемые почвы формировались в более теплом климате.

По мнению А.А. Величко (2009), основным условием накопления лёссового материала являлась резкая аридизация климата, сочетавшаяся с понижением температуры, как в летний сезон, так и в продолжительные осенне-зимне-весенние периоды, господствовавшие в ледниковые эпохи. В криохроны условия внетропических территорий Северного полушария, входивших в обширную область многолетней мерзлоты и глубокого сезонного промерзания, где преобладали открытые слабозадернованные пространства осушенного шельфа, перигляциальных степей и тундростепей, пустынь, опесчаненных депрессий речных бассейнов, благоприятствовали аккумуляции алевритового материала, поставлявшегося преимущественно воздушным путем.

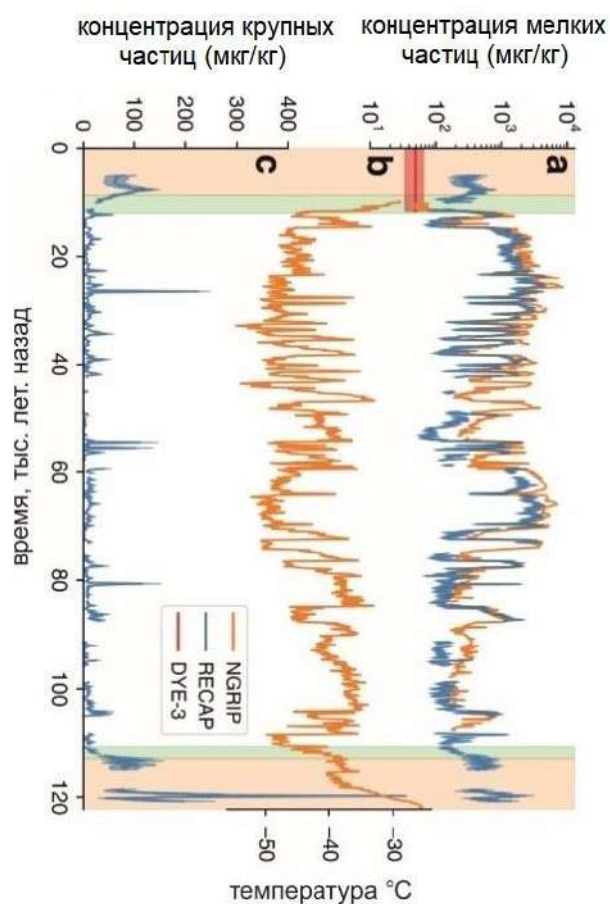
В холодные эпохи формировались системы циркуляции атмосферы, в которых существенно возросла роль областей высокого давления (Сибирская и Центрально-азиатская) и антициклональных систем над ледниковыми покровами (Лаврентийским, Скандинавским и т.д.) – областей выхолаженного и сухого воздуха, поступающего с закрытого морским льдом Северного Полярного бассейна (Величко, 2009). Все эти системы провоцировали процессы выноса и осаждения лёссового материала из воздуха в качестве основного, хотя и не единственного агента накопления алеврита. Лишь в Западной Европе, а также на крайнем западе Восточно-Европейской лёссовой области проявлялись признаки увлажнения в виде слоистости и сингенетических мерзлотных деформаций внутри лёссов, что можно связать с проникновением увлажненных масс из Атлантики.

Похожее мнение высказывает Б.Э. Махер (Maher et al., 1994, 1995, 2010), которая предполагает, что в ледниковые эпохи запыленность атмосферы была в разы больше. Автор связывает это с общей аридизацией климата, падением уровня моря, увеличением площадей источников пыли, а также с усилением ветров из-за более контрастных перепадов давления.

По данным бурения ледяного керна NGRIP в Гренландии (рисунок 12) (Simonsen et al., 2019) удалось установить общую запыленность атмосферы в позднем неоплейстоцене. Исходя из этих данных, наиболее запыленная атмосфера была в холодные эпохи валдайского оледенения (18–28 т.л.н. и 60–75 т.л.н.).

К. Пай (Pye, 1995) развивал связь эолового транспорта наносов и климата в региональном масштабе. Он заявлял, что максимальная эмиссия пыли происходила не в периоды максимальной засушливости, а в периоды субаридности:

- 1) Анализ современных данных о пыльных бурях (Goudie, 1983) показывает их максимальную частоту в субаридных районах, а не гипер-аридных (менее 150 мм в год);
- 2) Большая часть земной поверхности в гипер-аридных районах ветроустойчива из-за образования солей и бронирования гравием;
- 3) В гипер-аридных областях темпы выветривания ниже, чем в субаридных;
- 4) В гипер-аридных областях преобладают устойчивые атмосферные условия и легкие приповерхностные ветра.



a – общая концентрация пылевых частиц размером 1.25–10.5 мкм; *b* – реконструкция температуры из соотношения изотопов азота; *c* – концентрация крупных частиц 8.13–10.5 мкм

Рисунок 12. Концентрация пыли и реконструируемая палеотемпература по керну ледника в Гренландии NGRIP (Simonsen et al., 2019)

На рисунке 13 вариант А представляет собой схему гипер-аридного ландшафта, где большая часть поверхностей является слабым источником эоловой пыли. На варианте В представлены семи-аридные условия, в которых выветривание и периодическое промывание ландшафта образуют большое количество материала и поверхностей, легко подверженных дефляции. На варианте С представлен субгумидный климат, где большая часть поверхности покрыта растительностью, почвой или постоянными озерами, тем самым это сильно ограничивает ареалы потенциальных источников пыли.

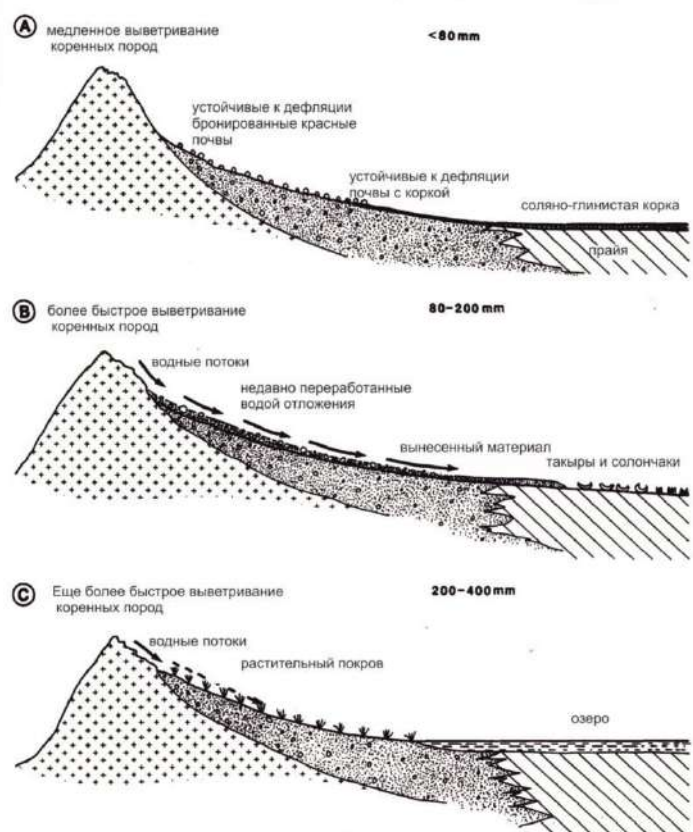
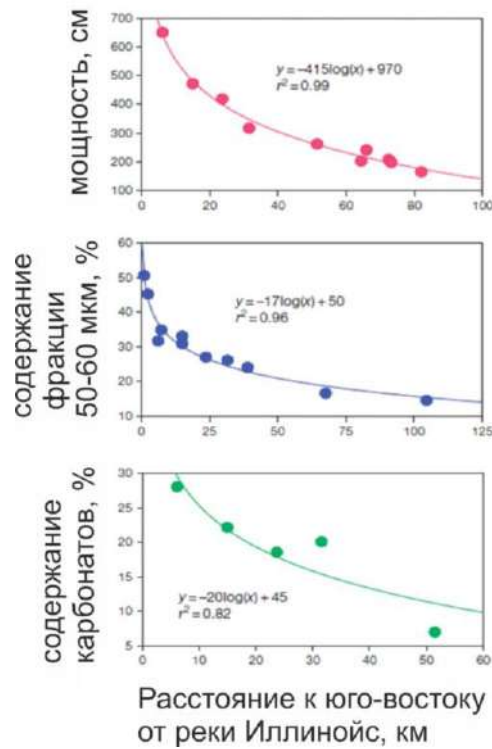


Рисунок 13. Схематическая модель, показывающая доступность отложений для дефляции в условиях гипер-аридности (А), субаридности (В) и субгумидности (С) (Pye, 1995)

Одним из самых распространенных способов получения информации об источниках сноса ЛПС является исследование пространственной изменчивости мощности и состава одновозрастных лёссов. Такой подход использовался исследователями других регионов раньше (Smith, 1942; Mason, 2001; Porter, 2001; Bettis et al., 2003; Muhs and Bettis, 2003; Muhs, 2004; Ruhe, 2015).

Исследования такого рода основываются на варьировании некоторых свойств лёссов (мощность, средний размер частиц и геохимический состав) и описаны впервые Г. Смитом (Smith, 1942). Основная идея состоит в том, что мощность и размер частиц в ЛПС увеличиваются по направлению к источнику сноса – области дефляции (рисунок 14). Также эта зависимость распространяется на ряд химических элементов. В первую очередь, это алюминий, железо, калий, цирконий и другие. Так, например, концентрация Al и Fe будет увеличиваться при удалении от источника, поскольку данные элементы привязаны к феллосиликатам, которые сорбируются более мелкими частицами минеральной пыли и, соответственно, способны уноситься дальше. Для реконструкции основных трендов переноса пыли можно использовать K, Ti, и Zr. При этом первые два элемента должны показывать тренд к увеличению

концентрации с удалением от источника, а цирконий – наоборот, что связано с различиями в их удельном весе (рисунок 15).



Верхний график – мощность, средний – содержание крупного алеврита, нижний – содержание карбонатов

Рисунок 14. Закономерность изменения свойств лёссов в зависимости от удаленности от источника (Иллинойс, США) (Smith, 1942)

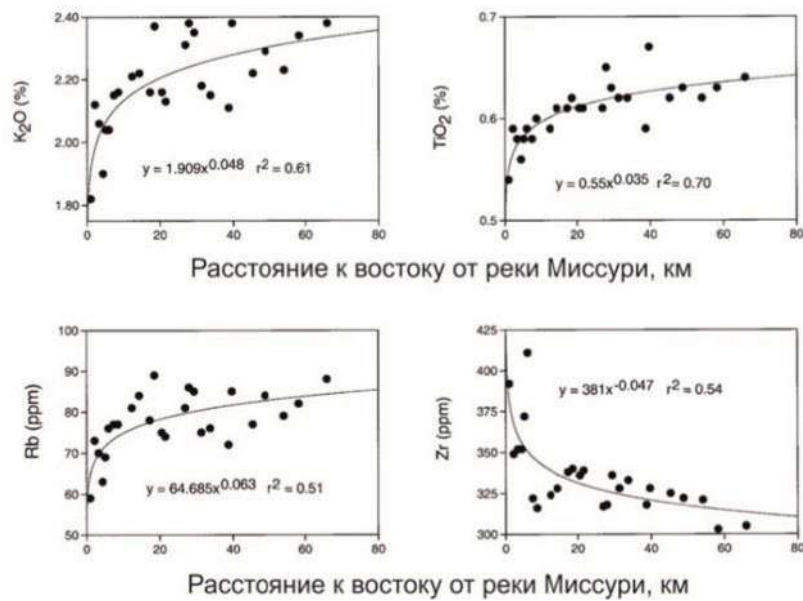
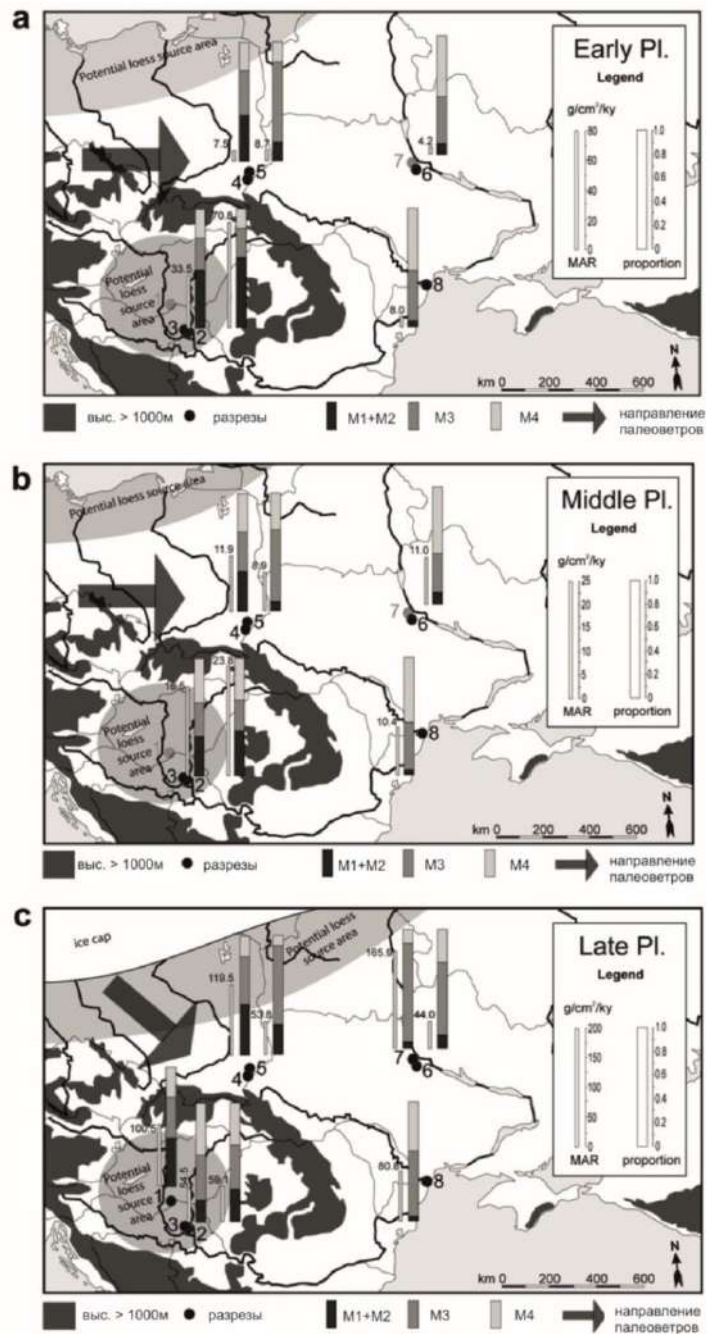


Рисунок 15. Зависимость концентрации химических элементов в лёссе на разном удалении от источника (Muhs et al, 2000)



Условные обозначения разрезов: 1 – Катимар (Венгрия); 2 – Титель (Сербия); 3 – Мосорин (Сербия); 4 – Дыбавка (Польша); 5 – Радымно (Польша); 6 – Стари Безрадици (Украина); 7 – Пирогово (Украина); 8 – Санжуйка (Украина)

Рисунок 16. Реконструкция основного направления палеоветров и темпы прироста массы (MAR) (в г/см²/тыс. лет) лёссовых отложений на шести исследованных разрезах в течение раннего плейстоцена (а), среднего плейстоцена (б), позднего плейстоцена (с) (Vokhorst et al., 2011)

Таким образом, изучая изменения этих свойств в пространстве, мы можем реконструировать главные тренды эолового переноса пыли в регионе и, исходя из этого, реконструировать направления палеоветров.

Стоит отметить, что исследования, имеющие в своей методической основе такую закономерность, были проведены и в других регионах мира: Европе, Китае, Северной и Южной Америке, Западной Европе (Smith, 1942; Liu et al., 1993; Mason, 2001; Porter, 2001; Bettis et al., 2003; Muhs, 2004; Ruhe, 2015).

Так, для Европы, на основе изменения механического и химического состава и скорости накопления массы ЛПС, получается, что основное направление переноса частиц и, соответственно, палеоветров – с запада на восток (Antoine et al., 2009; Bokhorst et al., 2011; Buggle et al., 2013; Ujvari et al., 2016; Obreht et al., 2017; Sümegi et al., 2019) (рисунок 16).

В Северной Америке в работах Д. Махса (Muhs et al., 2000) сравнивались результаты реконструкции направлений палеоветров, полученных методом цифрового моделирования и анализа изменения характеристик ЛПС (рисунок 17). Получились противоречащие друг другу результаты, но более достоверными признаются данные, полученные по анализу ЛПС, поскольку они подкрепляются фактическим материалом.

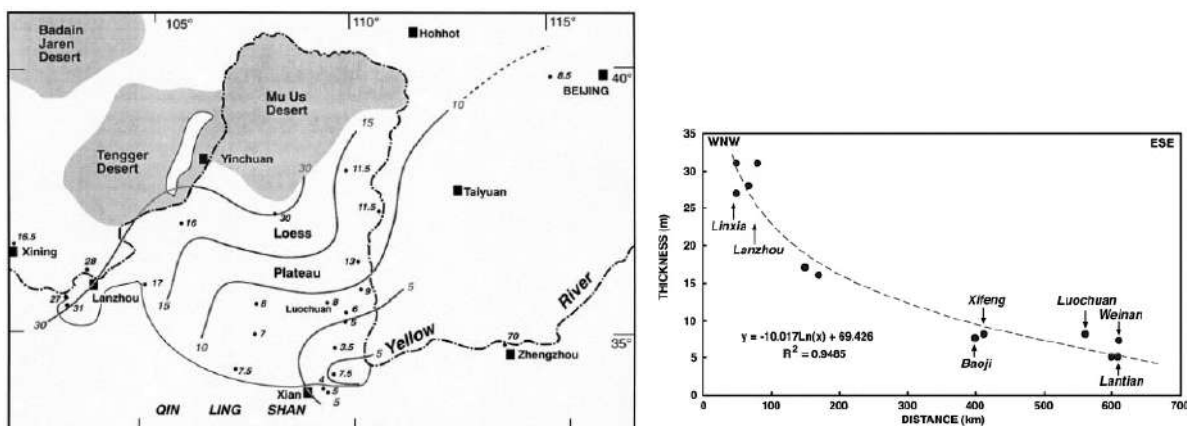


Сравниваются направления ветров, полученные с помощью климатического моделирования и направления, реконструируемые по изменению химического состава лёссов. Данные реконструкции противоречат друг другу

Рисунок 17. Реконструкция направления палеоветров в Северной Америке для ПЛМ (Muhs et al., 2000)

Для Китайского лёссового плато также был выполнен ряд реконструкций по основному направлению переноса пыли. В работе С. Портера (Porter, 2001) показано, что основной тренд

уменьшения медианного размера частиц и мощности лёсса в Китае происходит с северо-запада на юго-восток (рисунок 18). В таком же направлении происходит основной перенос пыли и сейчас; тем не менее, в криохроны он происходил более интенсивно из-за ослабления летнего муссона и усиления зимнего (Porter, 2001).



На правой схеме по вертикальной оси показаны мощности лёссов, по горизонтальной – изменения расстояния с севера-запада на юго-восток региона
 На левой схеме изображено Китайское лёссовое плато. Изолиниями показаны мощности поздних неоплейстоценовых лёссов

Рисунок 18. Изменения мощности ЛПС Китайского лёссового плато (Porter, 2001)

Кроме того, для реконструкции палеоветров в приземных слоях по лёссовым отложениям применяется метод анизотропии магнитной восприимчивости. Подобная реконструкция производилась в работе (Ge et al., 2014) (рисунок 19). Стоит отметить, что данный метод пригоден для реконструкции локальных приземных палеоветров, а не общей атмосферной циркуляции (Ge et al., 2014). Авторы показывают отсутствие связи между ориентацией направления магнитных частиц и экспозицией склонов, на которых были отобраны образцы ЛПС. Исходя из этого, авторы предполагают наличие связи между ориентацией магнитных частиц и направления приземных ветров.

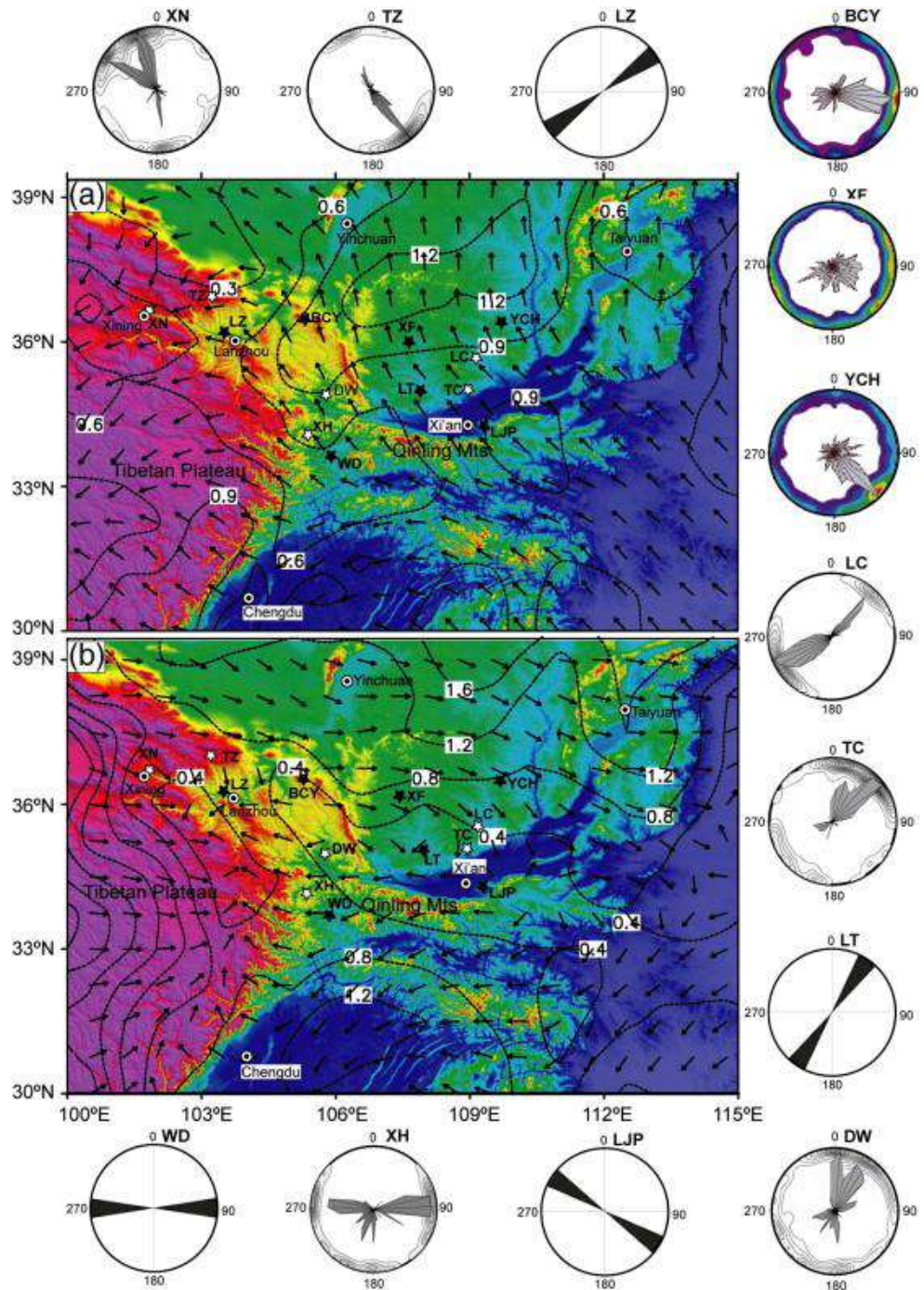
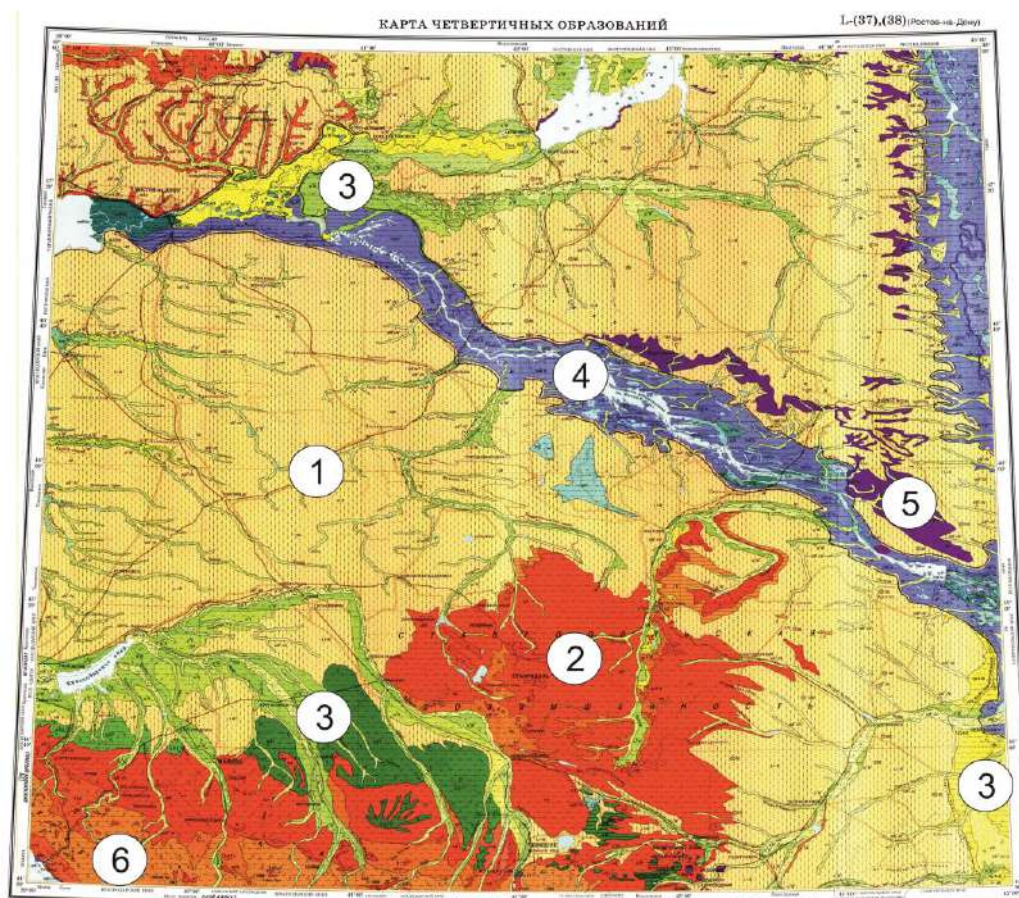


Рисунок 19. Направления ветров, полученные методом анизотропии магнитной восприимчивости и сравнение их со средними векторами приземного ветра (а – летом, б – зимой) с 1977 по 2014 гг. (Ge et al, 2014)

Глава 2. Проблемы реконструкции природных обстановок позднего неоплейстоцена и голоцена Предкавказья

2.1. Неравномерность пространственной изученности лёссовых палеоархивов

На юге Восточно-Европейской равнины ЛПС являются наиболее распространенным седиментационным палеоархивом неоплейстоцена (Федорович 1960; Naase et al., 2007; Величко и др., 2009; Астахов и др., 2021). Лёссы покрывают междуречные пространства и террасы Кубанско-Приазовской и Терско-Кумской низменностей, а также макросклоны Ставропольской возвышенности. В долинах рек и на вершине Ставропольской возвышенности крупных ареалов лёсса не наблюдается (рисунок 20).



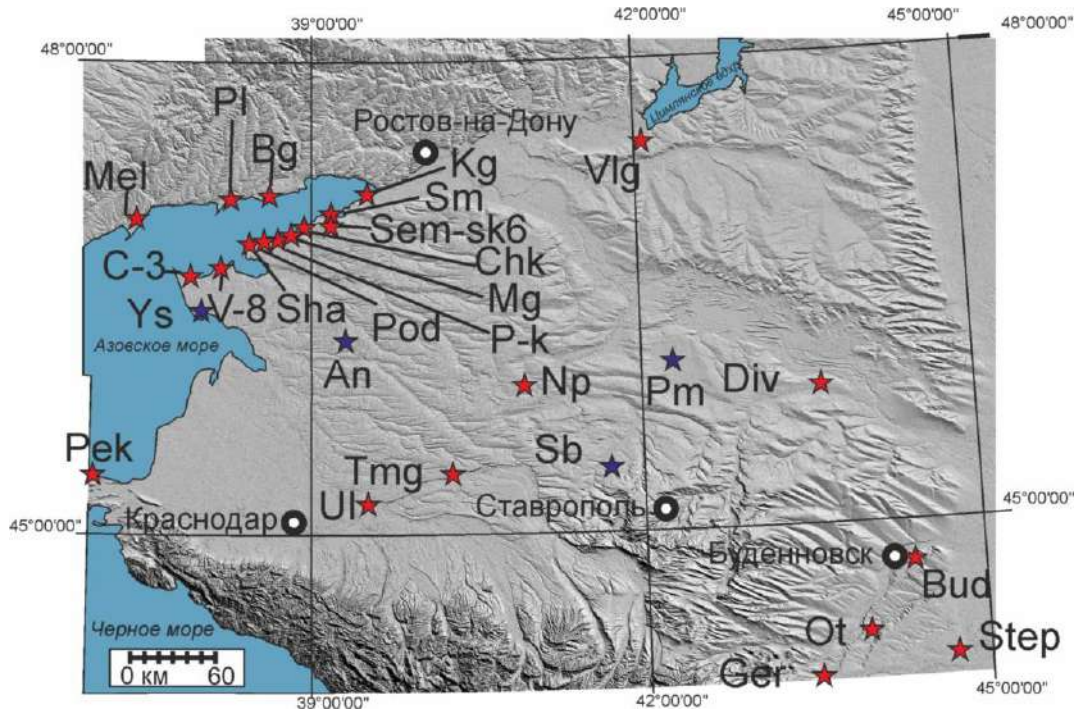
Условные обозначения (упрощенные): 1. Субэральные элювиально-делювиальные, эоловые отложения – лёссы. 2. Элювиальные, делювиальные отложения – суглинки, глины, щебень. 3. Аллювиальные отложения. Пески, глины, гравийники, галечники. 4. Морские и озерные отложения. Пески, глины. 5. Дочетвертичные породы. 6. Делювиальные, пролювиальные, колювиальные отложения. Глыбы, суглинки

Рисунок 20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист L-(37)(38). Карта четвертичных образований (Попов, Черных, 2000)

Изучение лёссовых отложений Предкавказья началось в середине XIX века, оно было представлено в работах Н.Н. Барбот-де-Марни (1862) и Н. Я. Данилевского (1869). Несмотря на

длительную историю исследования региона, мы наблюдаем неравномерность (рисунок 21) в пространственной изученности поздненеоплейстоценовых отложений. Центральная и восточная части этой области не имеют достаточного количества естественных или искусственных обнажений, в то время как на западе благодаря Азовскому морю можно наблюдать длинные участки непрерывных обнажений лёсса на протяжении многих километров. Приазовье привлекало исследователей из множества научных учреждений: ГИН РАН (Лебедева, 1965, 1972; Додонов и др., 2005, 2006, 2007; Тесаков и др., 2005; Tesakov et al., 2007), ИГ РАН (Величко и др., 1992, 1997, 2005, 2006, 2007, 2009, 2010, 2012, 2015, 2017; Mazneva et al., 2021; Захаров и Константинов, 2019; Konstantinov et al., 2018; Timireva et al., 2022), МГУ (Добродеев и Судакова, 1969; Шелкопляс и Христофорова, 1989; Разрез новейших..., 1976; Андреева и др., 2008), ЮНЦ РАН (Титов, 2008). Помимо Приазовья, в Западном Предкавказье исследованиями охвачен ряд обнажений вдоль Кубани и Дона (Разрез Усть-Лабинск (U1), Разрез Темижбекская (TMG), скважина Волгодонск (Vlg)) (Андреева и др., 2008; Лебедева, 1963).

В Центральном и Восточном Предкавказье и в бассейне Нижнего Дона исследование ЛПС проводилось, главным образом, с помощью бурения: Доно-Сальский водораздел (разрез Волгодонск), Терско-Кумская низменность – скважины в Отказном и Буденновске, шурф-колодец в Степном (Галай, 1992, 2016; Андреева и др., 2008; Болиховская, 1995; Балаев и Царев, 1964). Более подробный анализ результатов исследований вышеперечисленных авторов представлен в разделах 2.2–2.3 главы 2.



Условные обозначения: *Sm* – Семибалки (Величко и др., 2009); *Sha* – Шабельское (Величко и др., 2009); *Mel* – Мелекино (Величко и др., 2012); *Bg(1)* – Беглиця (Величко, 2014); *Bg(1)* – Беглиця (Mazneva et al., 2021); *Chk* – Чумбур-коса (Tesakov et al., 2007); *V-8* – Воронцовка (Mazneva et al., 2021); *Vlg* – Волгодонск (Андреева и др., 2008); *Np* – Новопокровское (Андреева и др., 2008); *UL* – Усть-Лабинск (Андреева и др., 2008); *Ot(1)* – Отказное (по Ударцеву и Величко, 1990); *Ot(2)* – Отказное (по Болиховской, 1995); *Bud* – Буденновск (Шелкопляс и др., 1987); *Sem-sk6* – скважина на плакоре, южнее Семибалок (Konstantinov et al., 2018); *Ger* – Георгиевск (Шелкопляс и др., 1987); *Div* – Дивное (Балаев и Царев, 1964); *Pek* – Пекла (Dodonov et al., 2006); Timireva et al., 2022); *Pl(1)* – Платово (Dodonov et al., 2006); *Pl(2)* – Платово (Разрез новейших..., 1976); *Pod* – Подлюдки (Tesakov et al., 2007); *Step* – Степное (Балаев и Царев, 1964); *Mg* – Маргаритово (Tesakov et al., 2007); *Kg* – Кагальник (Tesakov et al., 2007); *P-k* – Порт-Катон (Величко и др., 2009); *C-3* – Червоная Падь (Захаров и Константинов, 2019); *Tmg* – Темижбекская (Лебедева, 1963); *An* – Андриющенко, *Ys* – Ясенская, *Sb* – Сладкая-Балка, *Pm* – Первомайская

Рисунок 21. Схема изученности плакорных разрезов ЛПС Предкавказья и сопредельных территорий по опубликованным (красные звезды) и собственным (синие звезды) данным

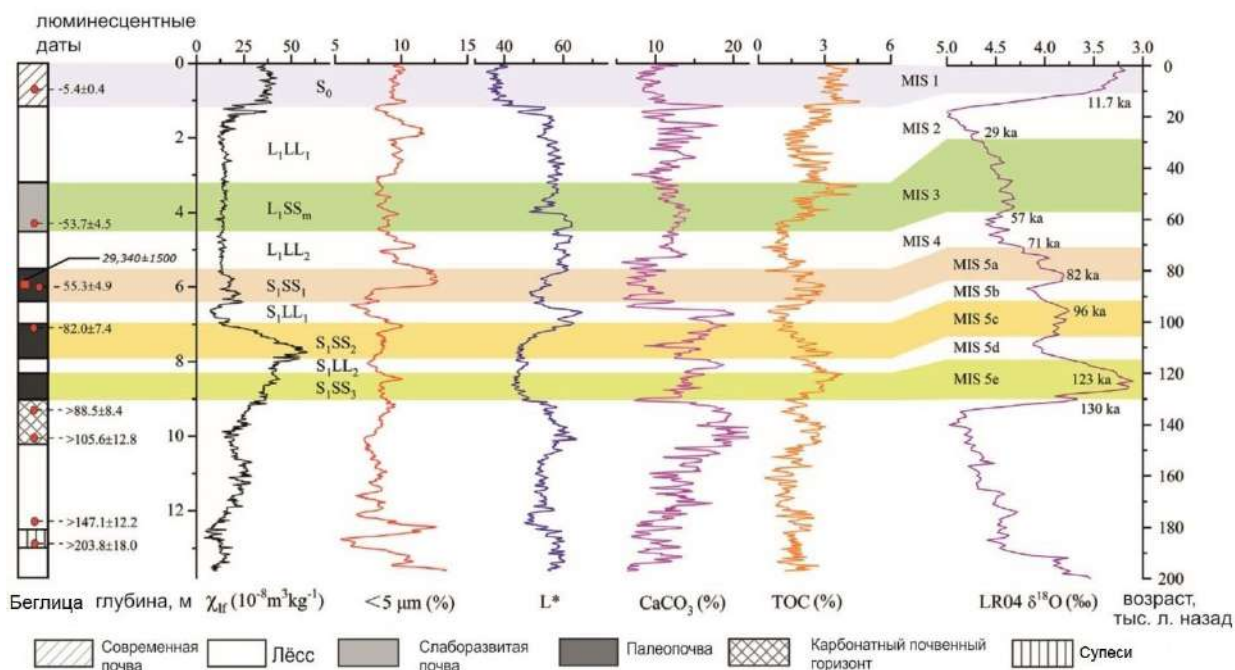
2.2. Хроностратиграфия ЛПС Предкавказья

2.2.1. Западное Предкавказье

Дискуссии о стратиграфии верхнеплейстоценовой ЛПС Предкавказья ведутся начиная с середины прошлого века. Этот вопрос является крайне актуальным, поскольку без четко разработанной стратиграфии невозможно судить о корреляции событий, записанных в удаленных друг от друга лёссовых архивах. Вопросами стратиграфии Приазовья (Западного Предкавказья) занимались многие исследователи: В.И. Громов (1948), О.П. Добродеев, Н.Г.

Судакова и Н.С. Болиховская (Разрез новейших отложений...,1976), А.Н. Лебедева (1963), А.Е. Додонов, А.С. Тесаков, В.В. Титов и др. (2005, 2007).

Научный коллектив из МГУ (Разрез новейших отложений..., 1976) предлагал вариант стратиграфии с выделением трех палеопочв в верхнем неоплейстоцене (снизу вверх): так называемые «Приазовская», «Расклиненная» и «Весело-Вознесенская». По Весело-Вознесенской почве была получена радиоуглеродная дата 15690 ± 390 кал.л.н, позволившая авторам отнести ее ко времени поздневалдайского стадияла (МИС 2). Расклиненную почву авторы относят к брянскому времени (МИС 3), Приазовскую почву – к микулинскому времени (МИС 5) (рисунок 24). Интерпретация корреляции выделенных выше почв с морскими изотопными стадиями выполнена автором. Коллектив авторов Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А.А. Величко (Величко и др., 2007; Velichko et al., 2009; Величко и др., 2009, 2012, 2015, 2017a,b) разработал общий вариант стратиграфии ВЕР, включавший в себя стратиграфию лёссового региона по восточному Приазовью, представленный на рисунке 22. Схема, разработанная А.А. Величко, в главных чертах подтверждается результатами люминесцентного датирования для верхнего неоплейстоцена (рисунок 23), проведенного (Chen et al., 2018a; Chen et al., 2018b; Mazneva et al., 2021; Chen et al., 2022; Timireva et al., 2022), а также термолюминесцентного датирования (Мацуи и др., 1981).



χ_{lf} – низкочастотная магнитная восприимчивость, L^* – показатель цвета, отображающий «светлость», чем больше значение – тем более светлый, чем меньше – тем более темный. TOC – общий органический углерод, LR04 – кривая изотопного состава (Lisiecki and Raymo, 2005)

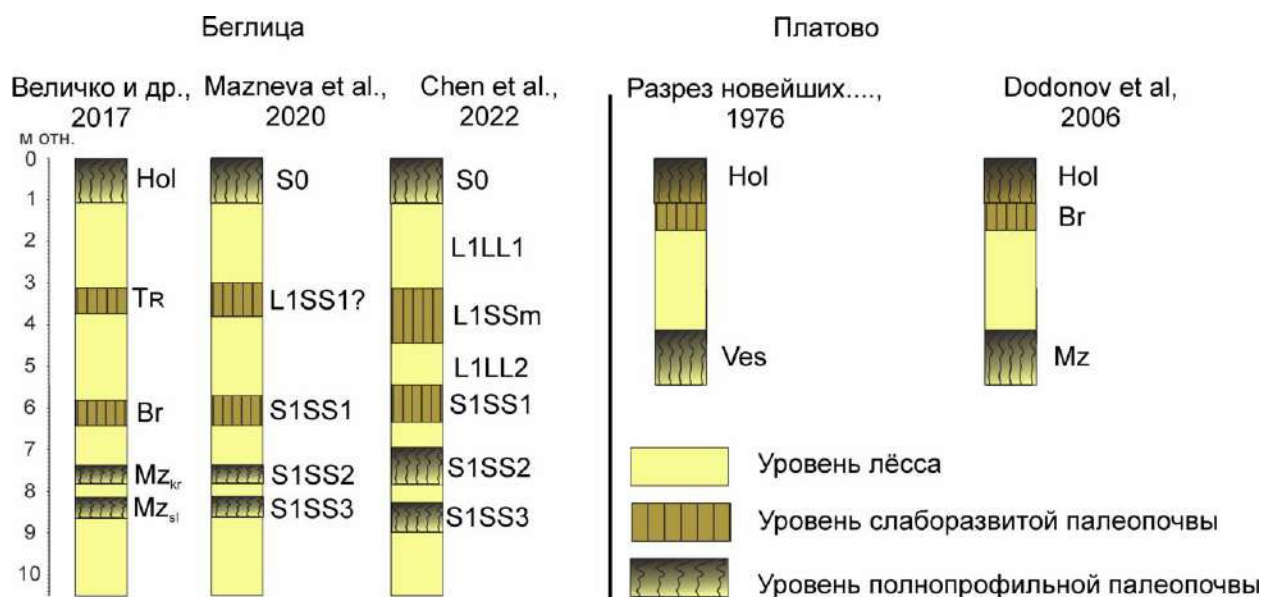
Рисунок 23. Строение разреза Беглицы и данные люминесцентного датирования (Chen, T. et al., 2022)

Таблица 1. Сопоставление стратиграфических схем для разрезов ЛПС восточного Приазовья в позднечетвертичное время и их корреляция с морскими изотопными стадиями в интерпретации авторов публикаций (*в скобках курсивом отмечена интерпретация корреляции с морскими изотопными стадиями, выполненная автором диссертации*)

Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья, 1976	Tesakov et al., 2007	Величко и др., 2017	Mazneva et al., 2021	Chen et al., 2022	МИС
Голоценовая почва	Голоценовая почва	Голоценовая почва	S0	S0	1
Лёсс 1		Алтыновский лёсс	L1LL1	L1LL1	2
Весело-Вознесенская почва (МИС 5c-5e)		Трубчевская почва (МИС 3)			
Лёсс 1		Деснинский лёсс			
Расклиненная почва (МИС 9)	Брянская почва (МИС 3)	Брянская почва (МИС 5a)	L1SS1	L1SSm	3
Лёсс 2		Хотылевский лёсс	L1LL2	L1LL2	4
			S1SS1	S1SS1	5a
			S1LL1	S1LL1	5b
	Крутицкая почва (МИС 5c)	Крутицкая почва (МИС 5c)	S1SS2	S1SS2	5c
			S1LL2	S1LL2	5d
Приазовская почва (МИС 11-15)	Салынская почва (МИС 5e)	Салынская почва (МИС 5e)	S1SS3	S1SS3	5e

Остается дискуссионным вопрос возраста слабовыраженной брянской почвы в разрезе Беглица. А.А. Величко (2017), исходя из результатов радиоуглеродного датирования, относит время образования этой палеопочвы к брянскому интерстадиалу. С другой стороны, результаты люминесцентного датирования, полученные из этой же почвы, показывают более древний

возраст. Поэтому Т. Чень (Chen et al., 2022) и Е. Мазнева (2021) относят эту почву к стадии МИС5а, и, таким образом, данные авторы выделяют три стадии почвообразования в мезинском педокомплексе. Сравнение различных стратиграфических схем восточного Приазовья представлены в таблице 1 и на рисунке 24.



Условные обозначения: *Hol* – Голоценовая почва (МИС 1), *Tr* – Трубчевский горизонт (МИС 2), *Br* – Брянская палеопочва (МИС 3), *Mz_{kr}* – Мезинский педокомплекс, крутицкая палеопочва (МИС 5с), *Mz_{sal}* – Мезинский педокомплекс, салынская палеопочва (МИС 5е), *Ves* – Весело-Вознесенская палеопочва (МИС 2)

Рисунок 24. Сравнение строения Приазовских разрезов Беглиця и Платово в интерпретации разных авторов

2.2.2. Восточное Предкавказье

Дискуссия о стратиграфии ЛПС Восточного Предкавказья во многом ведётся вокруг интерпретации разреза Отказное в Терско-Кумской низменности. Хроностратиграфическая интерпретация этого разреза отличается у разных авторов. Так, по данным А.А. Величко и др. (из Андреева и др., 2008), В.П. Ударцева и др. (1989), Е.П. Вириной и др. (1990) в основании данного разреза на глубинах 21.5–24.0 м залегает сдвоенный педокомплекс, интерпретируемый авторами как мезинский на основе корреляции с лёссовыми разрезами центра и юга Восточно-Европейской равнины. Б.Ф. Галай (1992) относит данный педокомплекс к брянскому времени, а педокомплекс, относящийся к микулинскому времени, выделяет на глубине 32–35 м (табл. 2).

Таблица 2. Сопоставление стратиграфических схем для верхней части разреза Отказное Скважина-1 (1986 г.) по материалам разных авторов (Андреева и др., 2008)

Стратиграфические горизонты: ost – ошашковский; mch – молодого-шекснинский; mk – микулинский; dn – днепровский; vd – валдайский; br – брянский; mz – мезинский; chr – черепетьевский; k – калининский; gm – роменский; zh – жиздринский; ch – чекалинский.

IV – голоцен; III – поздний плейстоцен; II – средний плейстоцен.

Генезис: v – эоловый, pd – почвенный

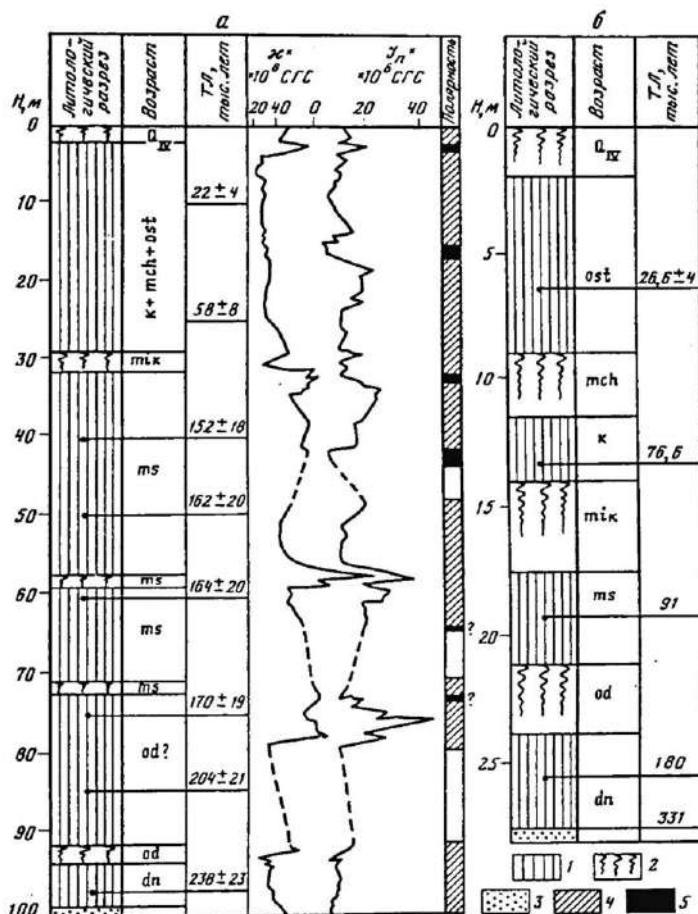
Глубина, м	Литоло- гическая колонка	По Б.Ф. Галаю (1985, 1992)	Литоло- гическая колонка	По В.П. Ударцеву и др. (1989), Е.И. Вириной и др. (1990)	По Н.С. Болиховской (1995)
		pd IV		pd IV	IV
5		v III ost (v III vd)		v III vd	III mk
10				pd III br	II dn
15					
20				v III vd	
25		pd III mch		pd III Mz	II chr
30		v III k (v III vd)		v II dn	II zh
35		pd III mk		pd II Rm	II ch

Стратиграфическая схема Н.С. Болиховской кардинальным образом отличается. По данным палинostrатиграфии теплый микулинский лёсс выделен сразу под голоценовой почвой (Болиховская, 1995; Болиховская и др., 2015; Bolikhovskaya et al., 2016). Согласно этой интерпретации, на глубине 10 м микулинский лёсс переходит в днепровский и продолжается до глубины 21.5 м. Нижележащий педокомплекс отнесен к средннеоплейстоценовому (черепетьевскому) межледниковью (таблица 2).

Таким образом, стратиграфическая интерпретация верхней части ЛПС Отказненского участка остается дискуссионной. Во многом это связано с отсутствием надежных количественных определений возраста отложений.

Существует восемь термолюминесцентных дат (от 238 т.л.н. до 22 т.л.н.) для разрезов у гг. Буденновск и Георгиевск (Шелкопляс и др., 1987). Кроме того, были проведены палеомагнитные исследования, показывающие, что отложения, вскрытые бурением, относятся к эпохе Брюнес. Однако в отложениях было выделено несколько интервалов с обратной полярностью, по-видимому, связанные с экскурсами геомагнитного поля. Так, в интервале глубин 2.25–2.55 м под современной почвой зафиксирована смена магнитной полярности. По стратиграфическому положению авторы относят ее к экскурсу Гетеборг – 10–12 т.л.н.

Используя термолюминесцентные даты, авторы связывают аномалию на глубине 14.75–15.75 м с экскурсом Лашамп – 34–52 т.л.н. Другой экскурс был обнаружен на глубине около 30 м сразу под микулинской почвой, авторы относят его к экскурсу Блейк (Шелкопляс и др., 1987) (рисунок 25).



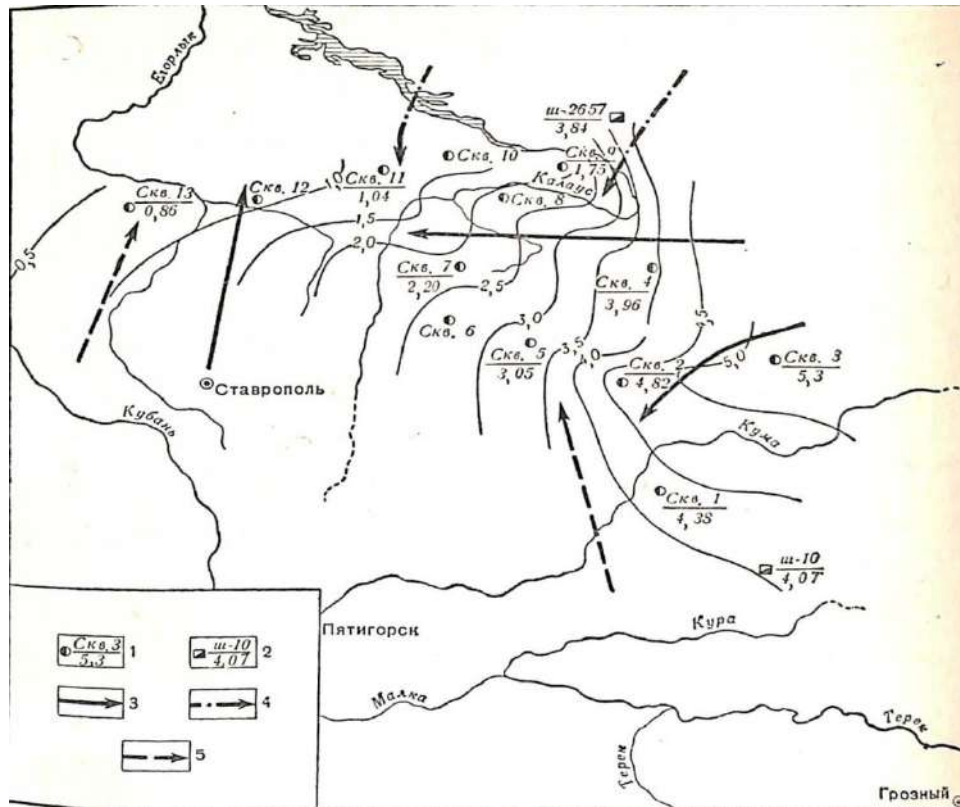
1 – лёсс; 2 – ископаемые почвы; 3 – песок; 4,5 – полярности геомагнитного поля: 4 – прямая, 5 – обратная; ТЛ – термолюминесцентные даты; χ – магнитная восприимчивость; J_n – величина намагниченности
Стратиграфические горизонты: dn – днепровский; od – одинцовский; ms – московский; mik – микулинский; k – калининский; mch – молодо-шекснинский; ost – ошатовский

Рисунок 25. Термолюминесцентные даты и палеомагнитные характеристики лёссовых разрезов в районе гг. Буденновска (а) и Георгиевска (б) (Шелкопляс и др., 1987)

2.3. Источники лёссов

Дискуссионным вопросом остается определение источников лёссов и главного направления переноса минеральной пыли. Исследователи занимают разные позиции по данному вопросу. Например, Л.Г. Балаев и П.В. Царев (1964) предполагали, что источник располагался на востоке в Прикаспийской низменности. Они делали этот вывод исходя из

анализа тяжелой фракции в лёссе, доля которой уменьшается с востока на запад, поскольку при эоловом переносе происходит гравитационная дифференциация осадка (рисунок 26).



1 – скважины, в числителе номер скважины, в знаменателе содержание тяжелой фракции; 2 – шурф, в числителе номер шурфа, в знаменателе содержание тяжелой фракции; 3 – кварц, ильменит; 4 – дистен, ставролит; 5 – слюды

Рисунок 26. Содержание тяжелой фракции в лёссе Предкавказья и возможные тренды переноса пыли (Балаев и Царев, 1964)

Схожую гипотезу высказывал Б.А. Федорович (1960), согласно которой основным источником минеральной пыли, формирующим ЛПС Предкавказья, являлись пустыни Средней Азии и песчаные массивы Прикаспийской низменности. Он опирался в своих выводах на форму крупногрядового и мелковолнистого эолового рельефа, вытянутого с востока на запад, а также на анализ современных пыльных бурь. Кроме того, Б.А. Федорович отмечал, что эрозионные формы рельефа на территории от Прикаспия до Азовского моря имеют прямолинейную ориентацию с восток-юго-востока на запад-северо-запад, что совпадает с основными направлениями ветров в данном регионе. Такие выводы он делал исходя из карты рельефа песков (рисунок 27). Подобный рельеф имеет форму веера, основанием которого является северное побережье Каспия.

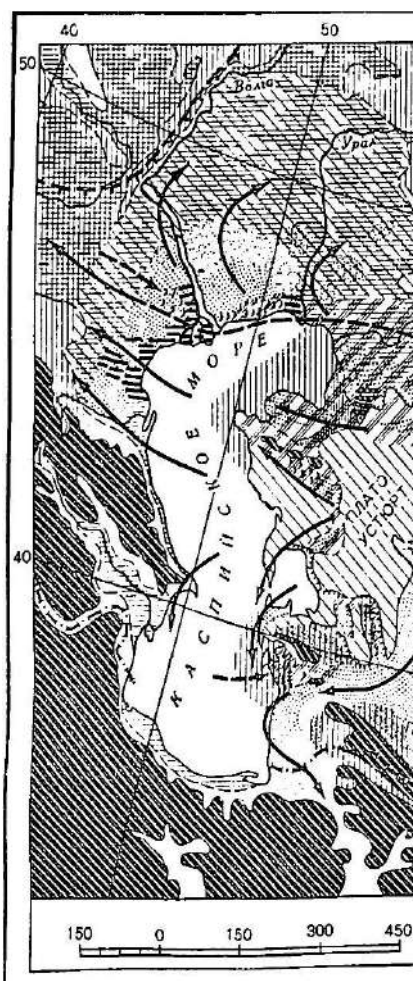
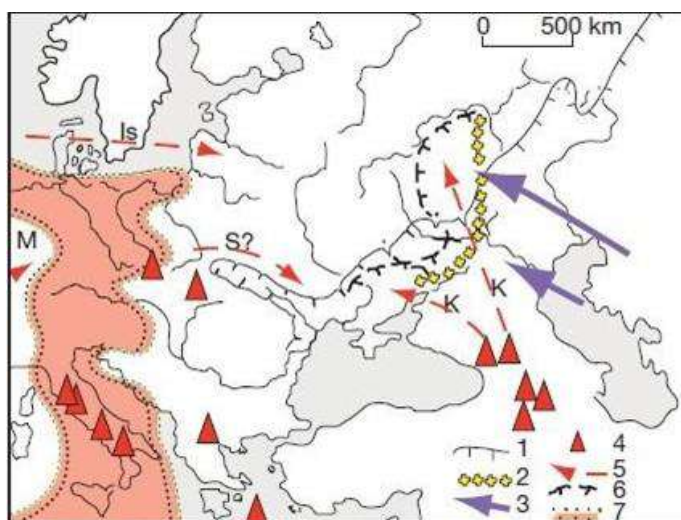


Рисунок 27. Схема современного переноса пыли по Б.А. Федоровичу (1960)

Накопление лёсса в районе г. Буденновска В.Н. Шелкопляс и др. (1987) связывают с деятельностью ветров восточного направления, которые приносили с огромных обнаженных площадей Прикаспийской низменности пылевато-песчаный материал, оставленный плейстоценовыми трансгрессиями и регрессиями Каспия.

Гипотезу Б.А. Федоровича поддерживает Ж. Росицки (1991) в своей обзорной работе по распространению и генезису лёссов в Европе (рисунок 28).



1 – распространение среднеазиатских пылевых бурь; 2 – граница между атлантической и центрально-азиатской ветровой системой; 3 – зафиксированные транспортные пути солей; 4 – вулканы, активные в четвертичное время; 5 – пути распространения вулканического пепла; 6 – распространение кавказского вулканического пепла; 7 – зоны выпадения красной пыли из Сахары

Рисунок 28. Эоловый перенос пыли в Центральной и Восточной Европе (Rozyski, 1991)

По данным А.Н. Сажина и др., (2012, 2013), перенос минеральной пыли с востока на запад связан с усилением в зимнее время азиатского барического максимума, в результате действия которого образуются блокирующие антициклоны, и, как следствие, усиливается ветер и образуются пылевые бури, движущиеся в этом направлении. Особенно интенсивно такие процессы проявляются в марте-апреле при наибольших температурных контрастах, в результате которых усиливается циклоническая деятельность.

Ряд исследователей (Machalett et al., 2008; Song et al., 2010; Schaffernicht et al., 2020), напротив, придерживаются точки зрения, что преобладал перенос пыли с запада на восток, как в современную эпоху, так и в неоплейстоцене. Так, в работах (Machalett et al., 2008; Song et al., 2010) основной упор делается на анализ современного переноса тонкого материала. Согласно их представлениям, большое влияние на регион имеет полярный фронт и западный перенос, определяющий направление транспорта тонкого эолового материала с запада на восток (рисунки 29 и 30).

В работе Шавернихта с соавторами (Schaffernicht et al., 2020) используется математическая модель WRF-Chem-LGM. Результаты моделирования показывают, что большую часть времени в ПЛМ основное направление переноса пыли на юге Европы было с запада на восток (рисунок 31).

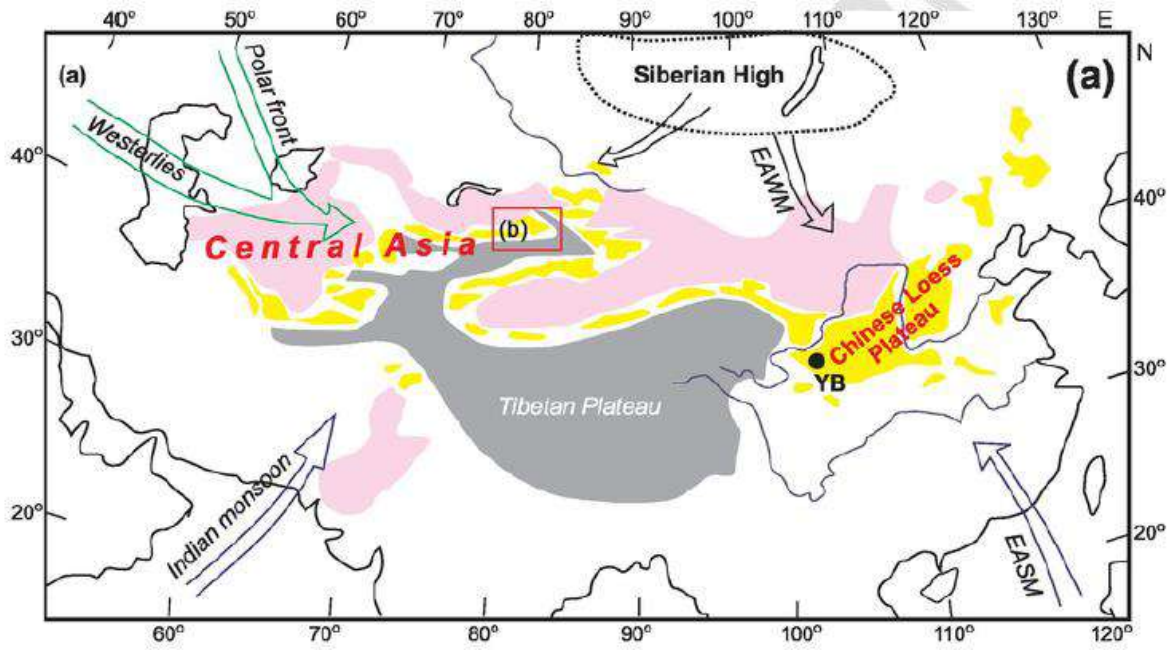
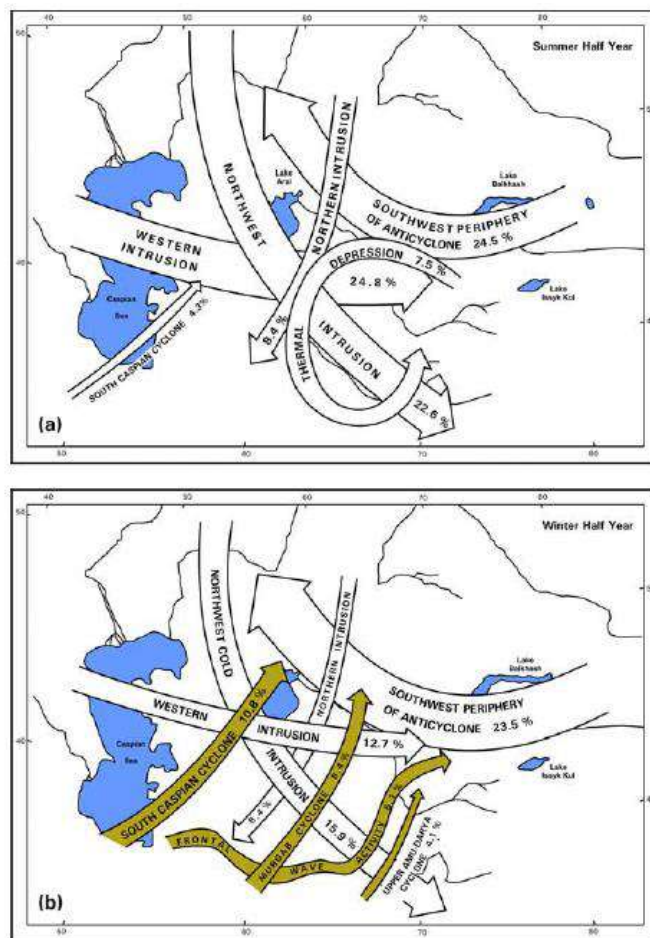
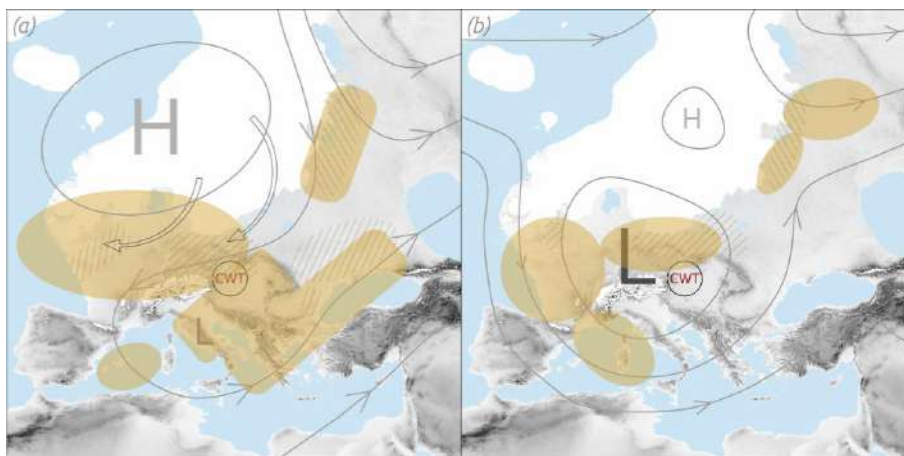


Рисунок 29. Схема переноса эолового материала на современном этапе по данным Song et al. (2010)



a) в летний период; b) в зимний период

Рисунок 30. Схема переноса эолового материала на современном этапе по данным (Machalett et al., 2008)

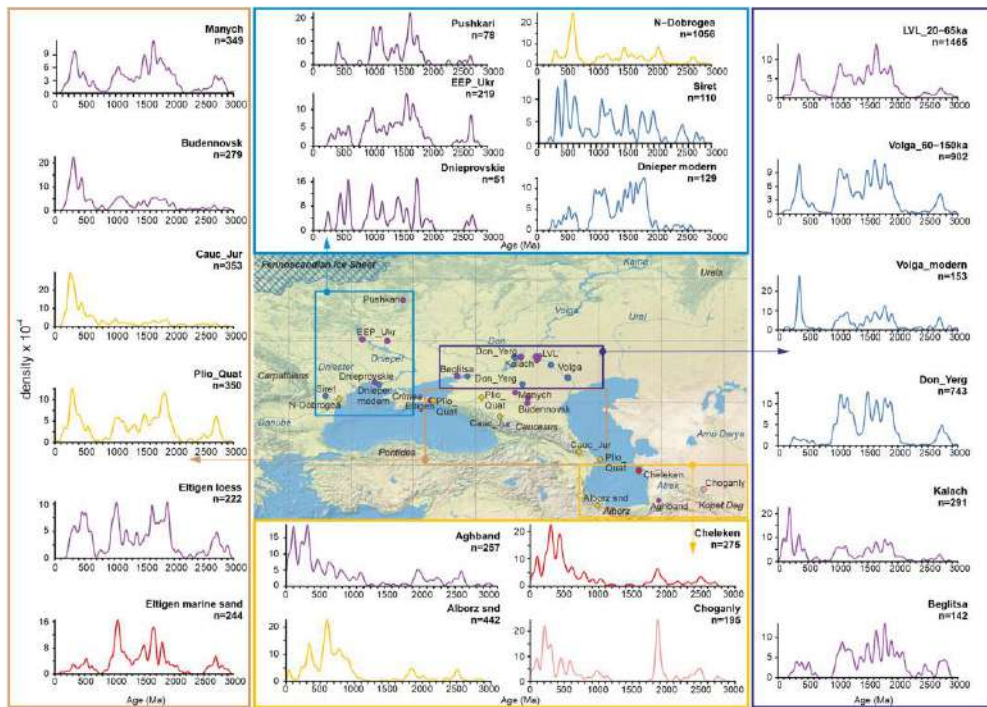
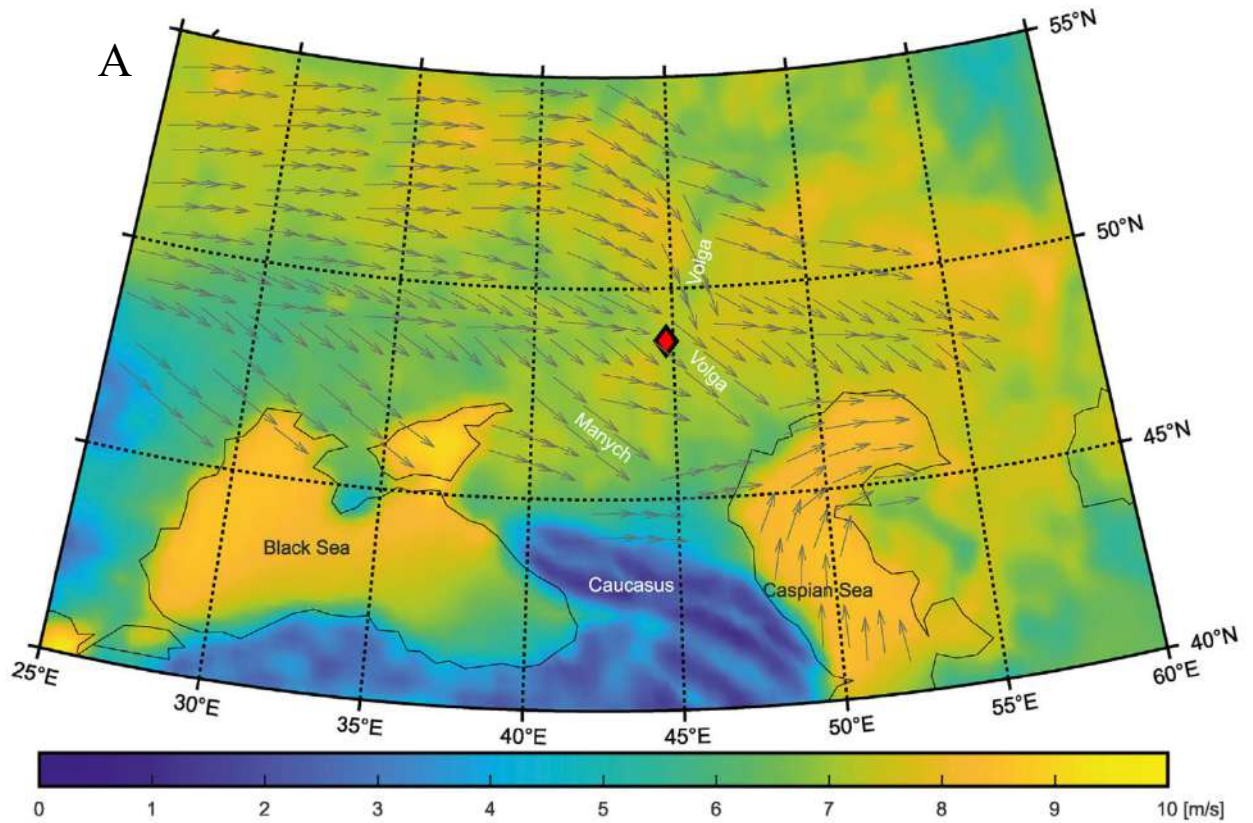


Основные области лёссов показаны желтым цветом, области дефляции заштрихованы:
 а) Циркуляция, вызванная областью высокого давления над ледниковым щитом, 36 % времени ПЛМ;
 б) Режимы циклонической погоды преобладали 22 % времени ПЛМ

Рисунок 31. Модель WRF-Chem-LGM, описывающая связь между европейской пылевой циркуляцией в ПЛМ и лёссовыми отложениями (Schaffernicht et al., 2020)

Используя данные моделирования (Schaffernicht et al., 2020) и результаты анизотропии магнитной восприимчивости по разрезу Ленинск (в Волгоградской области), К. Колтрингер (Költringer et al., 2021) с соавторами также делает вывод о преобладании ветров западных румбов на территории Предкавказья (рисунок 32). В другой работе, исходя из распределения возраста детритовых цирконов в осадке (Koltringer, 2020), выдвигается гипотеза о множественности источников лёссов (Кавказ, Крым, Нижняя Волга, Средняя Азия и центр ВЕР). Основным же источником нижневолжских лёссов является аллювий Волги (Költringer et al., 2021).

По данным П.И. Калинина, концентрации Al и Si в лёссово-почвенных комплексах Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности имеют схожие значения. Незначительным увеличением содержания Si характеризуются лёссовые породы разреза «Отказное», что может говорить о дополнительном источнике поступления материала для формирования этой толщи, в частности с гор Кавказа (Калинин и Алексеев, 2011). Но, в целом, авторы делают выводы о схожем химическом составе и, соответственно, о едином источнике формирования лёссов Предкавказья. В более поздней статье (Калинин и Алексеев, 2013) авторы отмечают различия в химическом составе лёссов Предкавказья в Терско-Кумской низменности и Приазовья. Они связывают это с преобладанием восточного переноса на территории Предкавказья и переноса материала с севера на юг на территории Приазовья.



Б

А – Реконструкция преобладающих направлений ветров на территории Предкавказья в позднем неоплейстоцене (Költringer et al., 2021)

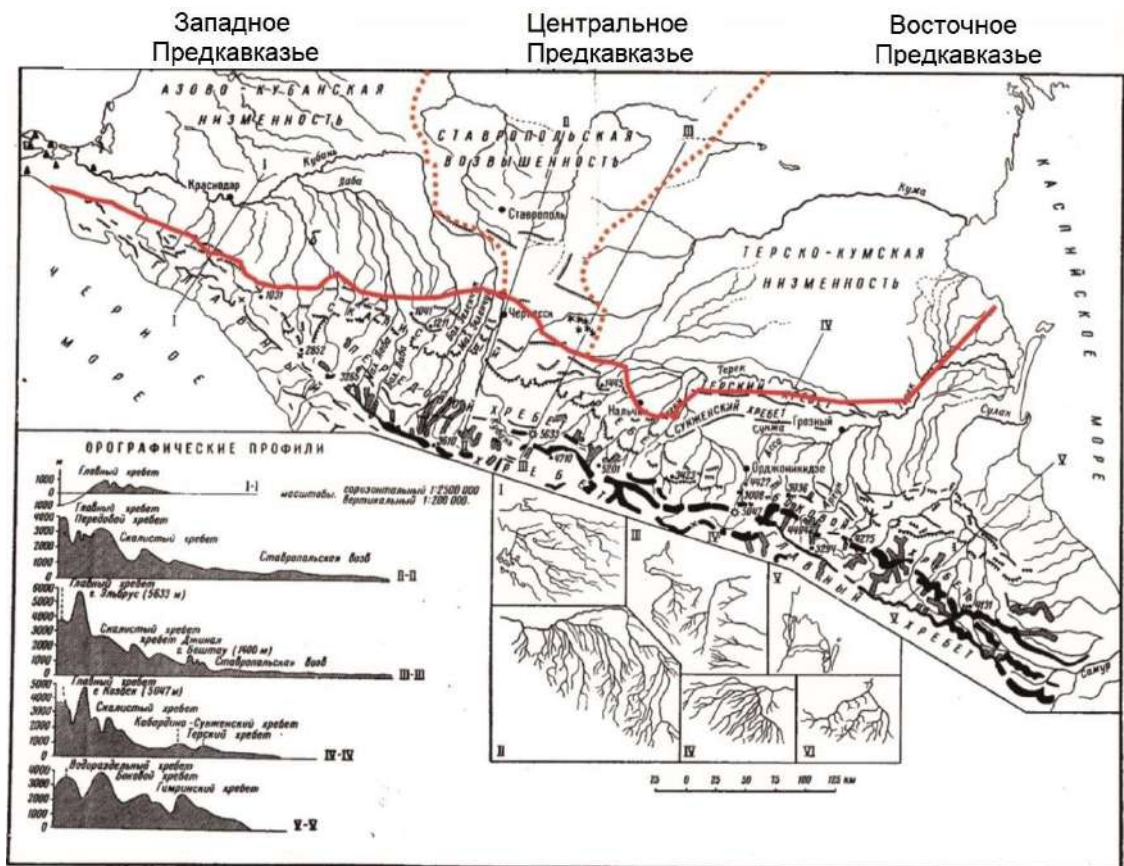
Б – Распределение возраста детритовых цирконов в осадке в Предкавказских образцах (Költringer et al., 2022)

Рисунок 32. Результаты реконструкции преобладающих направлений ветров по возрасту детритовых цирконов в Предкавказье (Költringer et al., 2021, 2022)

Глава 3. Природные условия региона и существующие представления об их изменениях в позднечетвертичное время

3.1. Орография

Предкавказье – историко-географическая область, преимущественно равнинная территория к северу от предгорий Большого Кавказа, ограниченная с севера Кумо-Маньчской впадиной, Сальско-Маньчской грядой с возвышенностью Ергени, с запада – Азовским морем и Керченским проливом, с востока – Каспийским морем. Исследуемый регион несколько меньше и ограничивается только Западным, Центральным и частично Восточным Предкавказьем: с востока изучаемый регион ограничен возвышенностями Ергени и рекой Терек, с юга – Передовыми хребтами Кавказа, с Запада – побережьем Азовского моря, с севера – северной границей бассейна Дона (рисунок 33). Площадь данного региона составляет более 170 тысяч км², протяженность с севера на юг 300 км, с запада на восток 700 км (Гвоздецкий, 1963).



Красной сплошной линией обозначены границы региона, исследованного в диссертационной работе. Красной пунктирной линией показана граница между Западным, Центральными Восточным Предкавказьем

Рисунок 33. Орографическая схема Северного Кавказа и Предкавказья (Сафронов, 1968)

Основной орографической единицей Западного Предкавказья является Кубано-Приазовская низменность, в Среднем Предкавказье располагаются Ставропольская возвышенность (до 831 м), островные горы Минераловодской группы (до 1402 м) и Терско-Сунженская возвышенность, состоящая из двух невысоких хребтов (Мильков и Гвоздецкий, 1976). В Восточное Предкавказье входит равнина Терско-Кумской низменности.

Ставропольская водораздельная возвышенность делит реки Предкавказья на две группы: 1) бассейна Азовского моря; 2) бассейна Каспийского моря. К первой группе относятся Кубань и более мелкие реки Кагальник, Ея, Бейсут, Челбас, Егорлык и т.д. Ко второй – Терек, Кума, Калаус и др. Гидрографическая сеть западной части развита слабо, всего здесь имеется около 600 рек общей протяженностью 5846 км. На реки, чья длина составляет менее 10 км, приходится 82 % от их числа и 27 % общей длины, а на реки длиной более 200 км – 1 % и 18 % соответственно (Панов и др., 2012).

Речная сеть Предкавказья представлена 225 реками общей протяженностью около 8.5 тыс. км (густота речной сети 0.13 км/км^2), большая часть которых относится к малым рекам и ручьям, в том числе временным водотокам. Речная сеть распределена по территории провинции неравномерно – предгорная часть региона имеет густую сеть рек, на равнине их количество и водоносность резко сокращаются, северо-восточная часть края фактически лишена речного стока (Соколов, 1952).

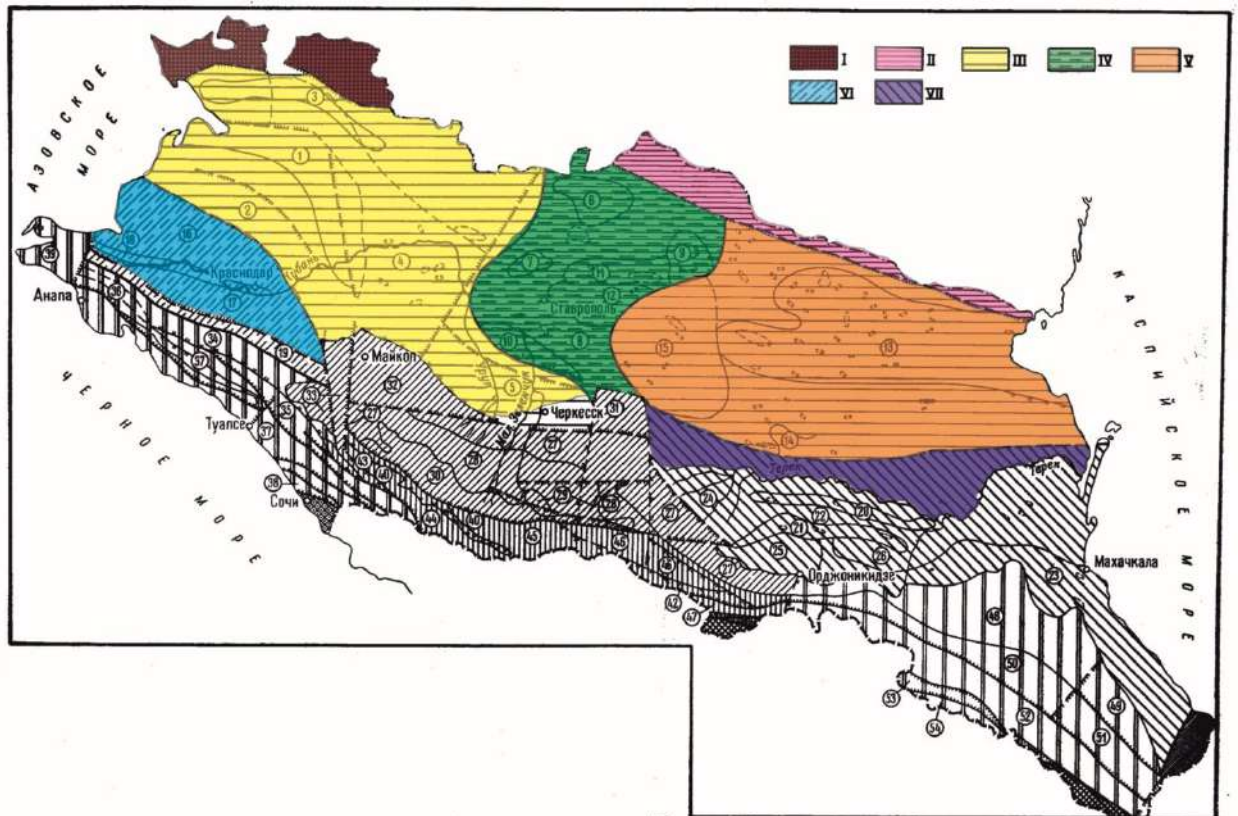
3.2. Тектоническое строение

Провинция Предкавказья в структурном отношении делится на три крупные части (рисунок 34): Ставропольское поднятие, Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины. В свою очередь, Западное Предкавказье подразделяется на две части: северная часть относится к древней Восточно-Европейской платформе, к ее юго-восточному погружению Украинского щита, известного под названием Ростовский выступ. Остальная часть имеет в своем основании более молодой фундамент эпигерцинского возраста – Скифскую плиту. Эта молодая плита образует южное обрамление Русской платформы и продолжается через Азовское море в Степной Крым и далее на запад, а также через Каспийское море на восток в Закаспий. Строение фундамента Скифской плиты неоднородное и наряду со складчатым средним и верхним палеозоем в его составе выделяются, с одной стороны, глыбы более древнего протерозойского возраста, с другой – крупные грабенообразные прогибы, выполненные отложениями триасового возраста. В тектоническом отношении в Западном Предкавказье Скифская плита испытывает значительное погружение, выраженное здесь в виде Азово-Кубанской впадины. Южнее данной впадины выделяется передовой Западно-Кубанский прогиб, который является продолжением

Индо-Кубанского передового прогиба – общего для Западного Предкавказья и Горного Крыма (Хаин, 1968).

Основной структурой Центрального Предкавказья является Ставропольский свод (Дубинский, 1962) – крупная, поперечная по отношению к общему кавказскому простиранию структура. Фундамент свода сложен метаморфизованными породами верхнего девона и нижнего карбона с включениями верхнепалеозойских гранитоидных интрузий. Глубина его залегания 1–2 км. Доплитный комплекс залегает в грабенах центральной части свода (верхняя пермь), платформенный чехол начинается с отложений нижнего мела (Каламкаров, 2005). К северу Центральное и Восточное Предкавказье ограничены Манычским приразломным прогибом, отделяющим Предкавказье от складчатой системы Донецкого кряжа (Хаин, 1968).

Восточное Предкавказье делится на две части: Терско-Кумскую впадину (синеклизу) и Терско-Каспийский передовой прогиб. Терско-Кумская впадина, подобно Азово-Кубанской, также обладает довольно сложным внутренним строением. На северо-востоке выделяется Прикумско-Тюленевское поднятие, где на складчатом фундаменте верхнепалеозойского возраста на глубине 2.5 км залегает осадочный чехол, состоящий из юрских и более молодых образований и формирующий ряд локальных поднятий, состоящих из нескольких параллельных валов широтного простирания. Прикумско-Тюленевское поднятие отделено от Ставропольского свода Чернолеским прогибом юго-восточного простирания, постепенно расширяющимся в этом направлении и вливающимся в Терско-Каспийский прогиб (Хаин, 1968). Тектоническая схема исследуемого региона представлена на рисунке 34.



*Русская докембрийская плита. I – Ростовский погребенный выступ Украинского щита. Скифская эгигерцинская плита; II – Манычская зона прогиба; III – Азово-Кубанская впадина; IV – Ставропольское поднятие; V – Терско-Кумская впадина. Краевая подвижная зона Скифской плиты; VI – Западно-Кубанский передовой прогиб; VII – Терско-Каспийский передовой прогиб
С изменениями автора, цветом выделен исследуемый регион*

Рисунок 34. Схема тектонического районирования Северного Кавказа. Составили А.Л. Лунев В.А. Серезенко, Н.С. Гурков, редактор В.Е. Хаин (Хаин, 1968)

3.3. Строение четвертичных отложений

Четвертичные отложения в исследуемом регионе распространены почти повсеместно и отсутствуют только на участках выхода на дневную поверхность дочетвертичных пород на южном и восточном склонах Ергеней, Ставропольской возвышенности и на северо-западе региона, где встречаются выходы пород Донецкого кряжа (рисунки 20, 35). Большая часть территории покрыта континентальными отложениями (в основном лёссовидными). Морские осадки известны на западе – в Азово-Черноморском и на востоке – в Каспийском бассейне, а также на севере, в долине Маныча. Стратиграфическая схема четвертичных отложений неоплейстоценового возраста представлена в таблице 3. Отложения данного возрастного интервала – наиболее распространенная часть четвертичной субаэральной толщи (Попов и Черных, 2000), поэтому они оказывают наибольшее влияние на развитие позднелеоплейстоценовой ЛПС Предкавказья.

Нижнее звено неоплейстоцена представлено бакинскими морскими, прибрежно-морскими, лиманно-морскими и синхронными им лиманными, аллювиально-морскими, аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и аллювиально-делювиальными отложениями. Среднеоплейстоценовые образования представлены нижнехазарскими и древнеэвксинскими морскими, синхронными им лиманными, лиманно-морскими, озерно-лиманными и озерными осадками. К верхнеоплейстоценовым отложениям относятся в нижней части нижнехазарские, карангатские, нижнехвалынские, а в верхней части – морские и синхронные им прибрежно-морские, лиманно-морские, лиманные, аллювиальные, озерно-аллювиальные образования. К нерасчлененным неоплейстоценовым отложениям относятся эолово-делювиальные отложения нижнего-верхнего звена, представленные лёссовидными образованиями. Кроме того, к нерасчлененным отложениям относятся аллювиальные, распространенные в долинах рек и балок Азово-Кубанской и Терско-Кумской равнин и на восточном склоне Ергеней. А также озерные и озерно-аллювиальные отложения, приуроченные к озерным понижениям на Прикаспийской равнине (Попов и Черных, 2000).

К голоцену относятся морские, аллювиально-морские, аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, хемогенные и эоловые образования. Новокаспийские морские отложения распространены в долине Восточного Маныча и в районе озер Маныч-Гудило и перекрыты водами водохранилищ. Новоазовские аллювиально-морские отложения распространены в дельте Дона – широкой, местами заболоченной равнине, изрезанной многочисленными ериками, протоками, старицами. Аллювий пойм перемежается с морскими осадками. Они представлены песками, супесями, суглинками, гравием (Попов и Черных, 2000).

Аллювиальные отложения широко распространены в долине Нижнего Дона. Они представлены косослоистыми песками с прослоями галечников, суглинков и раковин моллюсков (Попов и Черных, 2000).

Аллювиально-озерные отложения развиты в долинах рек Ея и Челбас, где слагают высокую и низкую поймы. Аллювиальные пески, глины и суглинки перемежаются с озерными илами и глинами (Попов и Черных, 2000).

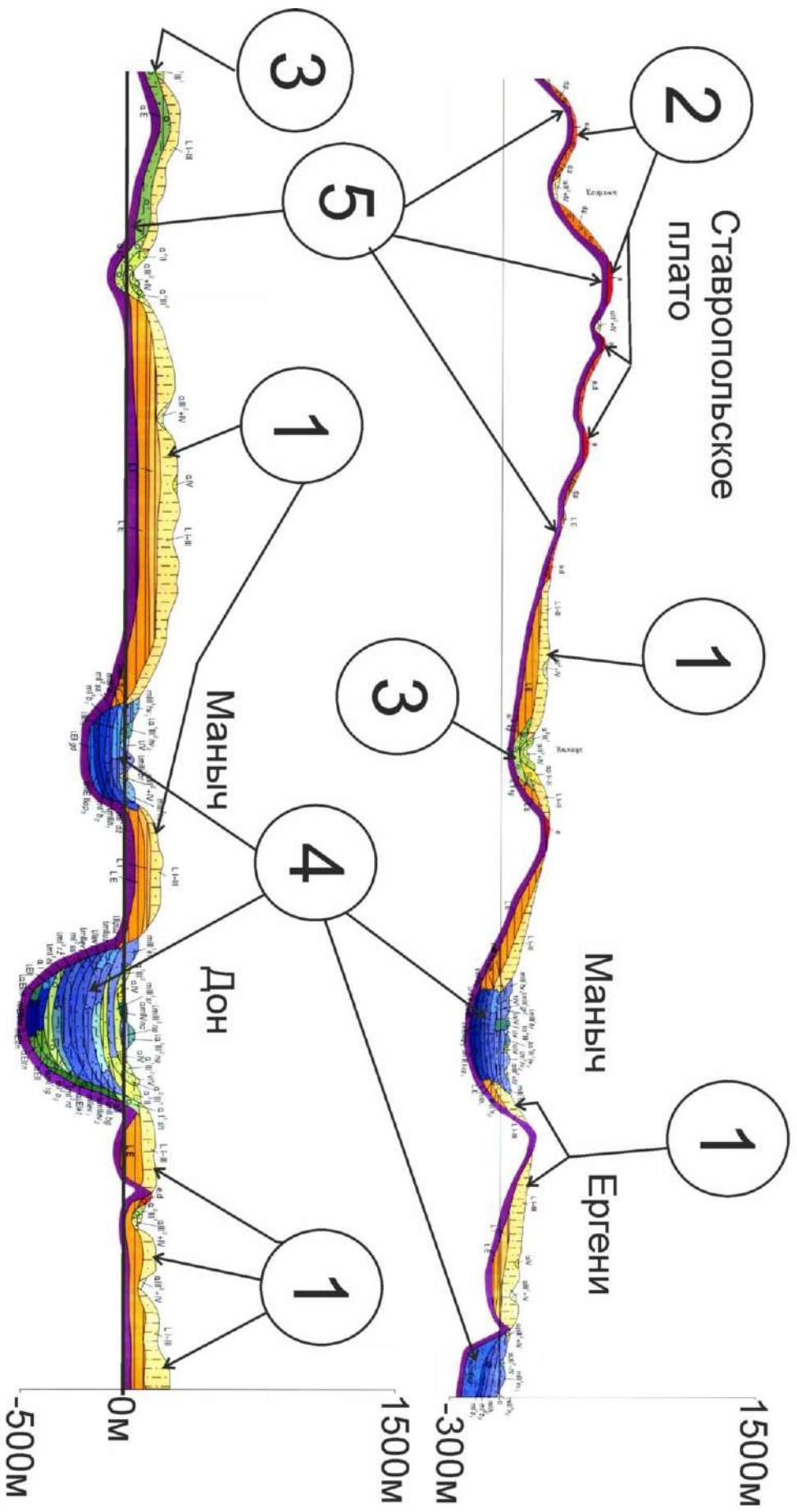
Озерные отложения спорадически распространены в Прикаспийской равнине, где выполняют замкнутые понижения в рельефе. Озерно-аллювиальные отложения развиты в долине Восточного Маныча и в лиманообразных понижениях Большой и Малой Бурукшуны.

Хемогенные отложения накапливаются в замкнутых понижениях рельефа в пределах долины Маныча. К ним относятся илы, тонкие илистые пеки с включениями гипса, солей (Попов и Черных, 2000).

Эоловые отложения слагают бугристые и бугристо-грядовые, кучевые, барханные формы закрепленных и развеваемых песков. В бассейне Дона их мощность достигает 8 м, на

междуречье Кумы и Куры – до 35 м, также эоловые пески мощностью до 10–15 м встречаются к западу от низовьев р. Волги (Попов и Черных, 2000).

Исходя из анализа карты (рисунок 20) и геологических разрезов (рисунок 35), можно сделать вывод, что самым распространенным типом поверхностных четвертичных неоплейстоценовых отложений на изучаемой территории являются лёссовидные эоловые и эолово-делювиальные отложения, покрывающие бóльшую часть водоразделов, склоны и террасы речных долин. Их стратиграфия более подробно описана в главе 2. Другим часто встречаемым типом отложений являются морские, они представлены в Восточном Приазовье, Прикаспии, а также в Манычской долине. Строение и история развития бассейнов, образовавших данные отложения, описаны в разделе 3.4. Остальная часть территории Предкавказья занята либо аллювиальными отложениями, встречаемыми в долинах рек, таких как Кубань, Дон, Кума и более мелких, либо элювиальными отложениями, которыми занята вершинная поверхность Ставропольской возвышенности (рисунки 20, 35).



Условные обозначения (упрощенные): 1. Субаравельные элювиально-делювиальные, золовые отложения – лёссы. 2. Элювиальные, делювиальные отложения – суглинки, глины, щебень. 3. Аллювиальные отложения. Пески, глины, гравийники, галечники. 4. Морские и озерные отложения. Пески, глины. 5. Четвертичные породы

Рисунок 35. Геологический профиль с государственной геологической карты Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Лист L-(37)(38). Карта четвертичных образований (Помов, Черных, 2000)

Таблица 3. Схема отложений неоплейстоцена и голоцена в Предкавказье. Составлена автором по материалам: Громов 1948; Жимченко и др., 1968; Tesakov et al., 2007; Величко и др., 2005; Yanina, 2014; Krijgsman et al., 2019; Семиколенных, 2022

Отделы четвертичного периода	МИС	Черноморские отложения	Маньчские отложения	Каспийские отложения	ЛПС	Фаунистические комплексы	
Голоцен	1	Древнечерноморские слои	Пойменные отложения	Новокаспийские слои	Современная почва	Современный	
Поздний неоплейстоцен	2	Новозевкинские слои	Континентальные отложения	Хвалынские слои	Алтыновский лёсс	Мамонтовый	
	3	Суэжские и посткарангатские слои	Гудиловские слои	Ательская регрессия	Брянская почва		
	4				Деснинский лёсс		
	5a	Тарханкутские слои	Буртаские слои	Гирканские слои			
	5b	Регрессия			Крутицкая почва		
	5c	Карангатские слои	Гирканские слои	Поздне-хазарские слои	Севский лёсс		
	5d		Карангатские слои		Салынская почва		
	5e		Карангатские слои				
Средний неоплейстоцен	6	Регрессия		Регрессия	Днепровский лёсс	Хазарский	
	7	Узунларские слои		Раннехазарские слои	Каменный педокомплекс		
	8	Регрессия			Борисоглебский лёсс	Сингильский	
	9	Древнеэвксинские слои			Инжавинская педокомплекс		
Ранний неоплейстоцен	10	Регрессия			Бакинские слои	Коростелевский лёсс	Тираспольский
	11	Позднечаудинские слои				Воронский педокомплекс	
	12						
	13						
	14	Раннечаудинские слои	Донской лёсс				
	15	Регрессия	Ржакинская почва				
	16						
	17		Бобровский лёсс				
18							

3.4. Рельеф

По характеру рельефа Предкавказье делится на три крупные части (под-провинции): Западное, Центральное и Восточное (рисунки 33, 36) (Сафронов, 1973). В Западном и

Восточном господствует равнинный рельеф, в Центральном, наряду с равнинным, имеется холмистый и даже низкогорный рельеф.

Большую часть Западного Предкавказья занимает Кубано-Приазовская низменность, расположенная севернее долины нижней Кубани, с высотами от 0 до 100–150 м. Восточная часть низменности под влиянием поднятия Ставропольской возвышенности стала покатой в сторону Азовского моря местами всхолмленной равниной, расчлененной долинами верховий рек (Сафронов, 1973).

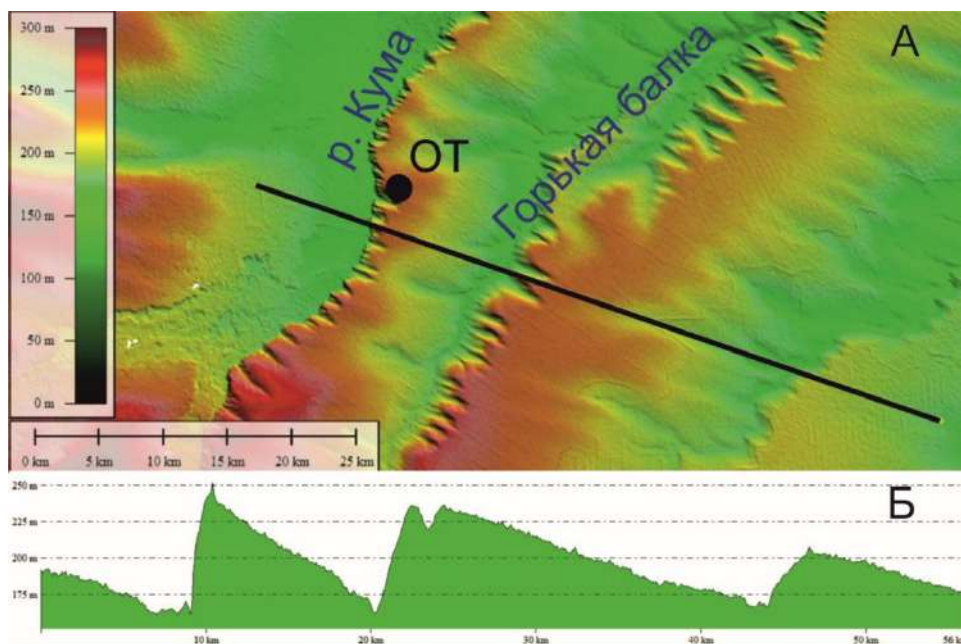


Рисунок 36. Фрагмент геоморфологической карты Кавказа. Масштаб 1:3000000 (Большой советский атлас мира, 1937)

Основная орографическая единица Центрального Предкавказья – Ставропольская возвышенность. Это широкое уплощенное куполовидное поднятие, наиболее приподнятое на юго-западе (наивысшая точка – гора Стрижамент, 832 м). Оно опускается здесь крутым уступом к юго-западу, в сторону Большого Кавказа, и полого снижается на северо-запад, север и восток. Для основной части возвышенности характерны гряды, вытянутые с запада на восток, соответствующие антиклиналям. По своему облику Ставропольская возвышенность местами напоминает горный район с высокими платообразными и трапециевидными в профиле массивами. Они разделены глубокими долинами с террасовыми уступами и оползневыми формами на крутых склонах. Для большинства долин характерна асимметричная форма.

Следствие асимметрии долин – асимметрия междуречий. Восточный склон Ставропольской возвышенности расчленен долинами и балками на ряд вытянутых плато (Сафронов, 1973).

Восточнее Ставропольской возвышенности располагается Терско-Кумская низменность. Терско-Кумское междуречье характеризуется равнинным, местами увалистым слабоволнистым рельефом с незначительным колебанием высот. Поверхность Терско-Кумского междуречья слабо падает на восток, где примыкает к абразионному уступу одной из трансгрессий Каспийского моря. Эта поверхность разрезается с юго-запада на северо-восток серией долин, имеющих асимметричный профиль с крутым восточным бортом и пологим западным, тем самым рельеф приобретает куэстообразный облик (рисунок 37). Слабонаклонная долина р. Кума хорошо разработана лишь на склонах Ставропольского плато, где идентифицированы высокая пойма и две террасы (Сафронов, 1973). На Терско-Кумской низменности морфология долины р. Кума меняется, террасы снижаются, сливаясь с морской аккумулятивной равниной (рисунок 36).

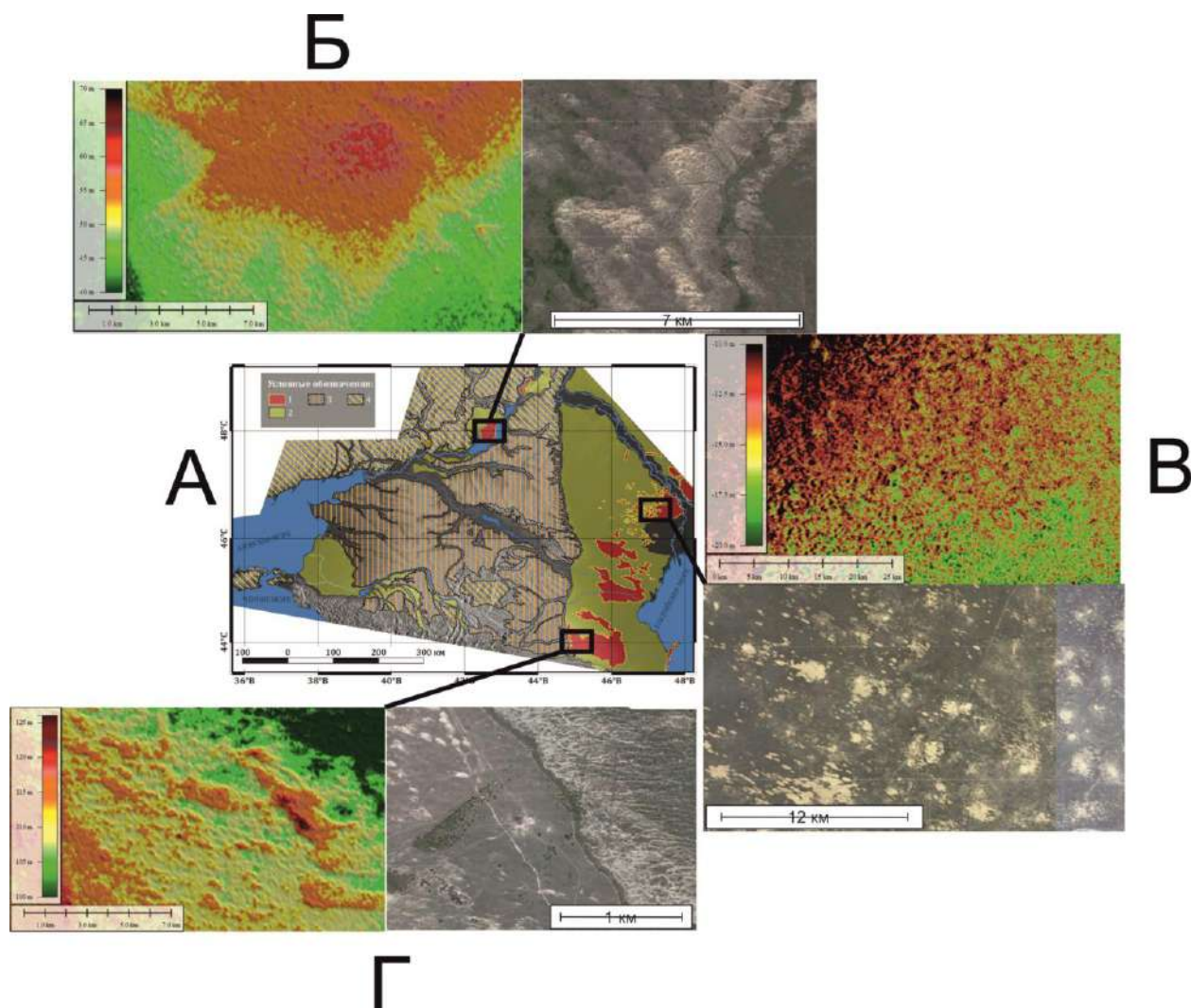


*А – Куэстовидный рельеф Терско-Кумской низменности в районе участка Отказное (ОТ). Топографическая основа - цифровая модель рельефа SRTM
Б – Гипсометрический профиль*

Рисунок 37. Рельеф Терско-Кумской низменности

Одним из характерных индикаторов эоловых процессов и направления переноса пыли являются эоловые формы рельефа, они же часто служат источниками минеральной пыли для лёссовобразования. Эрозионные и дефляционные формы рельефа на междуречьях являются признаком развития денудации, из-за которой образуются перерывы в осадконакоплении. Кроме того, дефляционные формы свидетельствуют об интенсификации эоловых процессов, которые также влияют на формирование ЛПС (Pye, 1995). Эоловые аккумулятивные пески

представлены на севере и востоке территории. На севере они развиты по террасам Дона, в частности, представлены Цимлянскими песками (рисунок 39) – массивом полузакрепленных развеваемых бугристых песков с высотой бугров до 7 м. В юго-восточной части территории в междуречье Кумы и Куры прослеживаются бугристые песчаные массивы (рисунок 40), полузакрепленные, местами развеиваемые, иногда они образуют дюны высотой до 20 м (рисунок 38).



А - литология и генезис покровных отложений (Константинов и др., 2022):

1 – незакрепленные эоловые пески; 2 – закрепленные и погребенные верхнечетвертичные пески и супеси; 3 – лёссы сплошного распространения; 4 – лёссы прерывистого распространения

Б – Цимлянские пески

В – Пески на морской хвалынской террасе западнее Волги

Г – Терско-Кумские пески

Рисунок 38. Основные области распространения эоловых песков в Предкавказье

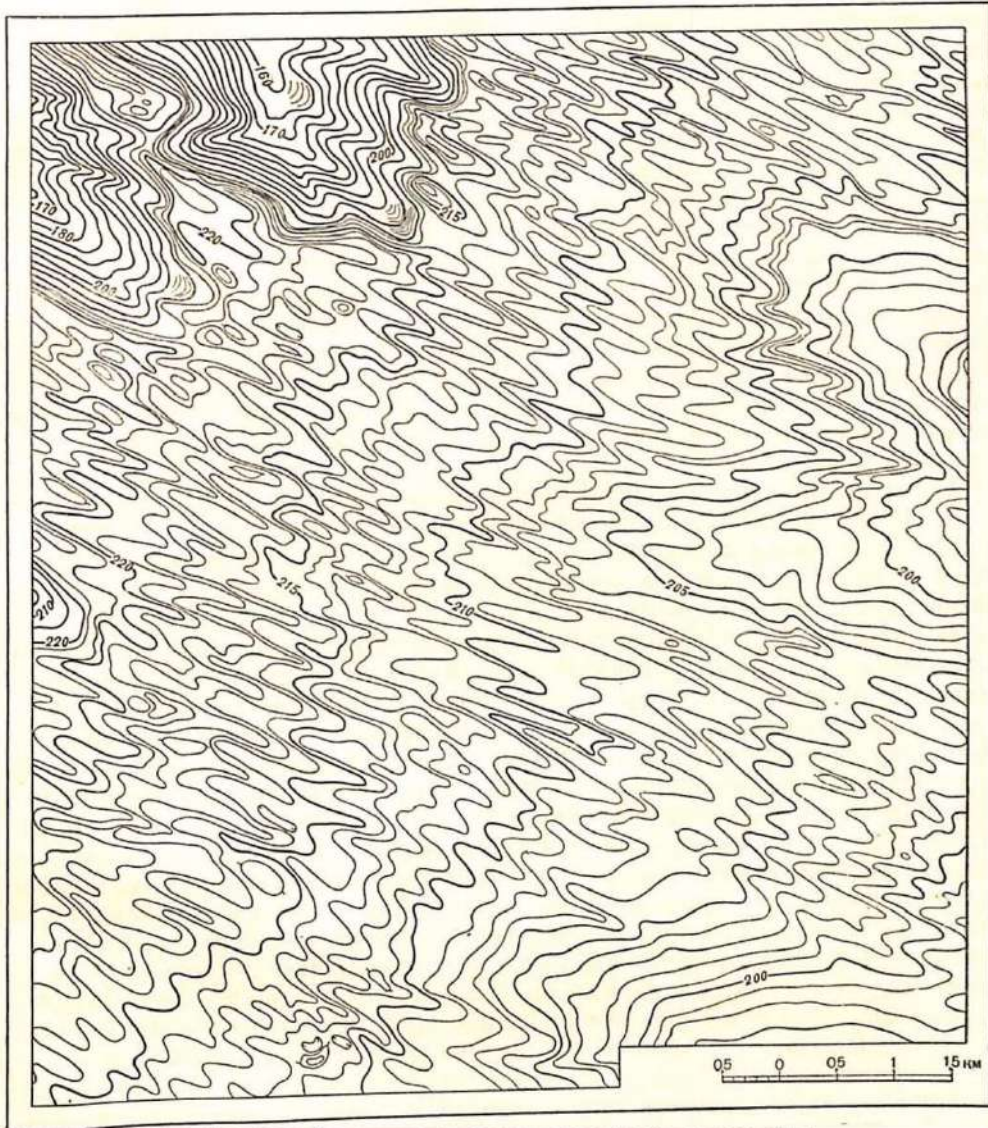


Рисунок 39. Бугристый эоловый рельеф к северу от Цимлянского водохранилища (Фото Е.А. Константинова)

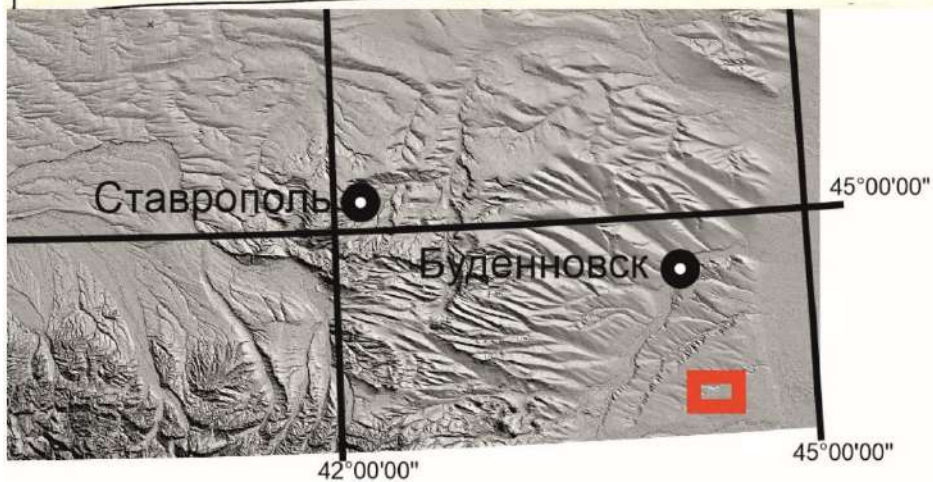


Рисунок 40. Фотография эоловых аккумулятивных форм Терско-Кумских песков с БПЛА (Фото А.Л. Захарова)

А



Б



А – мелковолнистый золовый рельеф лёссовой равнины западнее Терско-Кумских песков (Федорович, 1960). Сечение горизонталей через 1 м

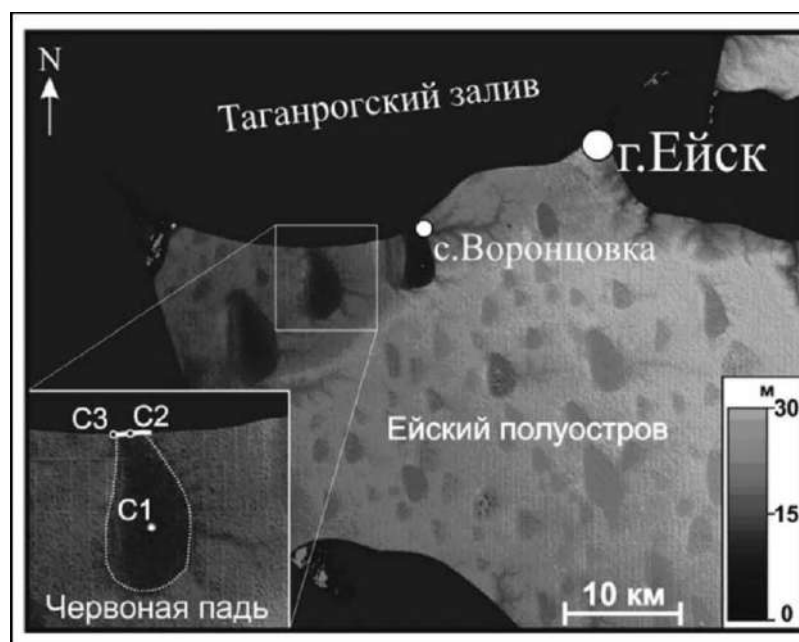
Б – цифровая модель рельефа SRTM, красным прямоугольником отмечено расположение участка, показанного на рис. А

Рисунок 41. Золовый мелковолнистый рельеф Терско-Кумской низменности

Терско-Кумские пески характеризуются рельефом комплексных продольных гряд, причем мелкие и низкие гряды закономерно сочетаются с более высокими. Также встречается эоловый рельеф, сложенный не только песками, но и лёссовидными супесями. Так, к востоку от Терско-Кумских песков наблюдается характерный волнистый рельеф (Федорович, 1960) (рисунок 41), который связан с той же продольной турбулентностью воздуха, которая создает и грядовой рельеф песков (Федорович, 1960).

Дефляционные формы рельефа выражены в виде многочисленных замкнутых крупных каплевидных депрессий (западин) площадью от первых до нескольких десятков квадратных километров (рисунок 42). В работах А.Л. Захарова (2018, 2019), на примере Червоной пади показано, что эти формы рельефа сформировались в конце московского ледниковья. Их моделировка происходила в валдайское время и привела к перераспределению осадков под действием эолово-денудационных процессов, сопровождающихся одновременной аккумуляцией части материала в форме ложбинно-грядового рельефа.

Антропогенный фактор оказал сильное влияние на развитие ветровой эрозии. Так, сельскохозяйственная деятельность, а именно распашка полей, привела к усилению дефляции, поскольку естественный растительный покров снижает скорости ветра в приземном слое воздуха, а также армируют почву корнями.



На врезке: белая сплошная линия – обследованный участок берегового обнажения, точки – расчистки обнажения и скважины

Рисунок 42. Крупнозападинный эоловый рельеф Ейского полуострова на цифровой модели рельефа SRTM (Захаров и Константинов, 2019)

Исследования развития эрозионных процессов на северо-востоке Ставропольской возвышенности (Еременко и Панин, 2010) показали, что основным этапом образования эрозионной сети было позднемосковское время. Верхние звенья эрозионной сети были практически погребены и превратились в пологие ложбины. За счет этого общая густота эрозионной сети значительно уменьшилась. В конце позднего валдая заполнение эрозионной сети могло на некоторое время смениться реактивизацией глубинной эрозии, но в меньших масштабах. В голоцене геоморфологические и седиментологические процессы были невелики. Схожие результаты показаны в обзорной работе А.В. Панина (Panin et al., 2020).

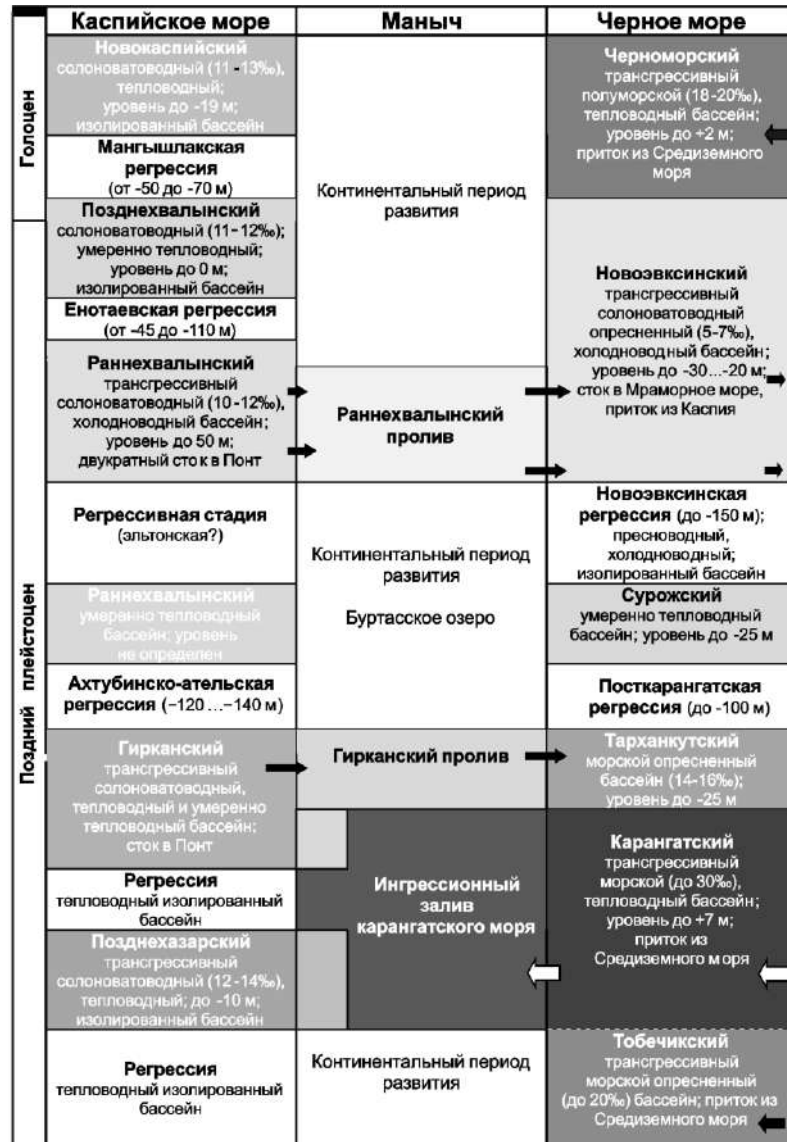
В работе Е.А. Константинова (Konstantinov et al., 2018) по анализу стратиграфических несогласий в ЛПС Приазовья сделан вывод об интенсивной линейной эрозии в поздневалдайское время. К возможным причинам усиления эрозионных процессов авторы относят: снижение уровня базиса эрозии, неустойчивую поверхность, связанную со скудным растительным покровом и глубоким сезонным промерзанием в наиболее аридных и холодных условиях МИС 2, увеличение поверхностного стока в позднеледниковое время.

3.5. Морские бассейны

Одним из важных факторов, оказывавших влияние на эволюцию природной среды в Предкавказском регионе, являются внутриконтинентальные бассейны Понто-Каспийской системы (Черное, Азовское и Каспийское моря). В течение неоплейстоцена и голоцена менялись параметры внутренних морей, а именно площадь акватории, уровень, соленость, температура и др. Геохронология и палеогеография внутренних бассейнов остается одним из наиболее дискуссионных вопросов (Архангельский и Страхов, 1936; Рычагов и др., 1997; Свиточ, 2008; Kroonenberg et al., 2008; Янина и др., 2017). Наиболее полная реконструкция уровней и характеристик как Каспийского, так и Черноморского бассейнов представлена в работе Т.А. Яниной (Yanina, 2014). Эти положения впоследствии, в главных чертах, были подтверждены современными результатами абсолютного датирования (Янина и др., 2017; Курбанов, 2020; Kurbanov et al., 2021; Semikolennykh et al., 2022). В связи с этим реконструкция Т.А. Яниной (2014) будет специально рассмотрена ниже, как наиболее полная на данный момент (рисунки 43, 44).

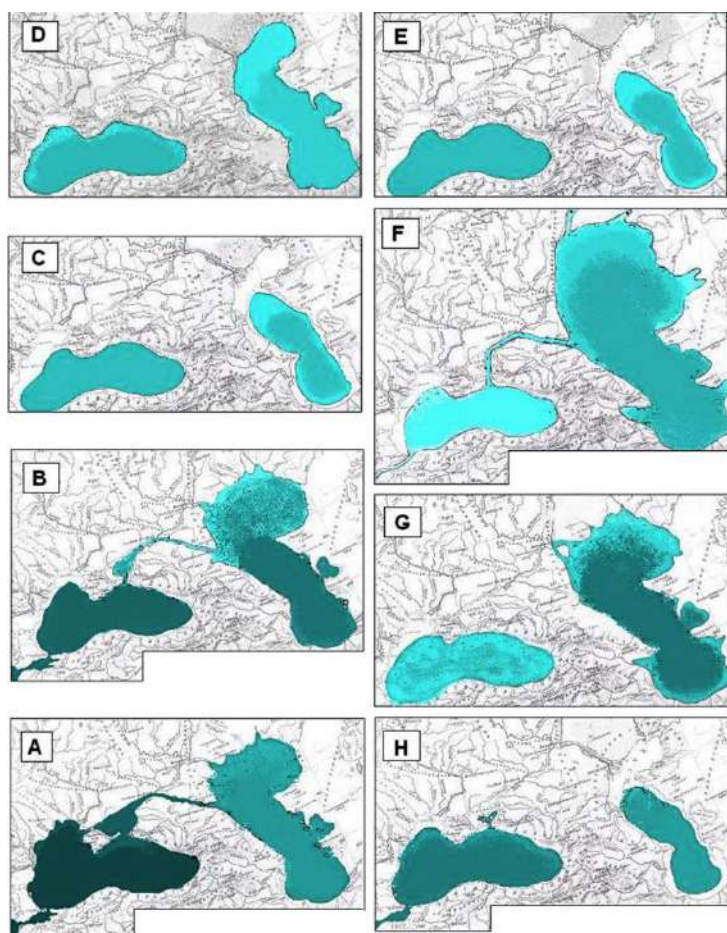
Черноморский бассейн во время позднего неоплейстоцена испытал три трансгрессивных этапа: карангатский, сурожский и новозвский (Yanina, 2014). В МИС 5 в две стадии – тобечинскую и тарханкутскую – развивалась карангатская трансгрессия (Yanina, 2014). Тобечинская стадия имела самый высокий в позднем неоплейстоцене уровень (на 6–7 м выше современного) и глубоко проникала по Манычской долине вплоть до водораздела с Каспием (Федоров, 1978; Янина, 2013). Возраст определен методом электронно-парамагнитного

резонанса (ЭПР) в 140–70 т.л.н. (Балабанов и др., 1989; Динамика ландшафтных..., 2002), люминесцентное датирование показало возраст в 125–120 т.л.н. (Курбанов, 2020). Вторая стадия карангатской трансгрессии – тарханкутская. Уровень бассейна не превышал современного. Возраст стадии определен в 63 т.л.н. (Динамика ландшафтных..., 2002). Посткарангатская регрессия достигала уровня -110 м абс. (Балабанов и Измайлов, 1989). В посткарангатскую эпоху произошла сурожская трансгрессия, впервые выделенная в работах Г.И. Горецкого (1953) и Г.И. Попова (1983).



Оттенки серого цвета отражают соленость бассейнов: чем интенсивнее оттенок, тем выше соленость. Стрелками показан сток вод и миграция малакофауны

Рисунок 43. Схема палеогеографических событий Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене (Янина, 2013)



А – межледниковая эпоха (МИС 5, микулинское межледниковье на Восточно-Европейской равнине): карангатская трансгрессия Понта (с глубоким заливом по Манычу) и позднехазарская трансгрессивная стадия Каспия (изолированный бассейн); Б – переходный этап от межледниковой (МИС 5) к ледниковой (МИС 4) эпохе: начало карангатской регрессии Понта и гирканская трансгрессивная стадия Каспия; гирканский пролив Маныча; В – ранняя стадия ледниковой эпохи (МИС 4, ранневалдайское оледенение на Восточно-Европейской равнине), максимум оледенения: посткарангатская регрессия Понта и ахтубинско-ательская регрессия Каспия; Г – межстадиальное потепление (МИС 3, брянский межстадиал на Восточно-Европейской равнине), деградация оледенения: сурожский бассейн Понта и начало раннехвалынской трансгрессии Каспия; Д – поздняя стадия ледниковой эпохи (МИС 2, поздневалдайское оледенение на Восточно-Европейской равнине), максимум оледенения: новозвксинская регрессия Понта и регрессивная стадия (эльтонская?) раннехвалынского бассейна Каспия; Е – деградация оледенения (МИС 2): новозвксинская трансгрессия Понта и максимальная стадия хвалынской трансгрессии Каспия; Ж – деградация оледенения (МИС 2) – начало послеледниковья (МИС 1): новозвксинская трансгрессия Понта и позднехвалынская трансгрессивная стадия Каспия; З – начало межледниковой эпохи голоцена (МИС 1): начало черноморской трансгрессии Понта и мангышлакская регрессия Каспия

Рисунок 44. Схема развития бассейнов Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене в условиях глобальных изменений климата (Янина, 2013)

Во время сурожской трансгрессии уровень моря не поднимался выше -20 м абс., поступления воды из мирового океана не было, однако некоторые исследователи не согласны с данной концепцией и считают, что сообщение между Мраморным и Черным морем в сурожскую эпоху присутствовало (Невесская, 1965; Федоров, 1978; Янина, 2006). Время существования бассейна оценивается в 40–25 т.л.н. (Щербаков, 1982).

Новоэвскинская эпоха началась с регрессивного этапа – озерной стадии с односторонним стоком черноморских вод в Мраморное море. Минимальный уровень бассейна оценивается до -150 м. абс. Азовского моря не существовало, оно представляло собой низменную прибрежную равнину, пересеченную долиной Дона, устье которого было расположено 50 км южнее Керченского пролива (Янина, 2013). Трансгрессивный этап начался 16 т.л.н., к 15 т.л.н. подъем достиг уровня -45 м. абс. К 9.8 т.л.н. уровень моря достиг отметки -30 м. абс. Трансгрессия подтопила долины рек, аллювиальные и озерные отложения выполнили часть Азовской котловины (Янина, 2013).

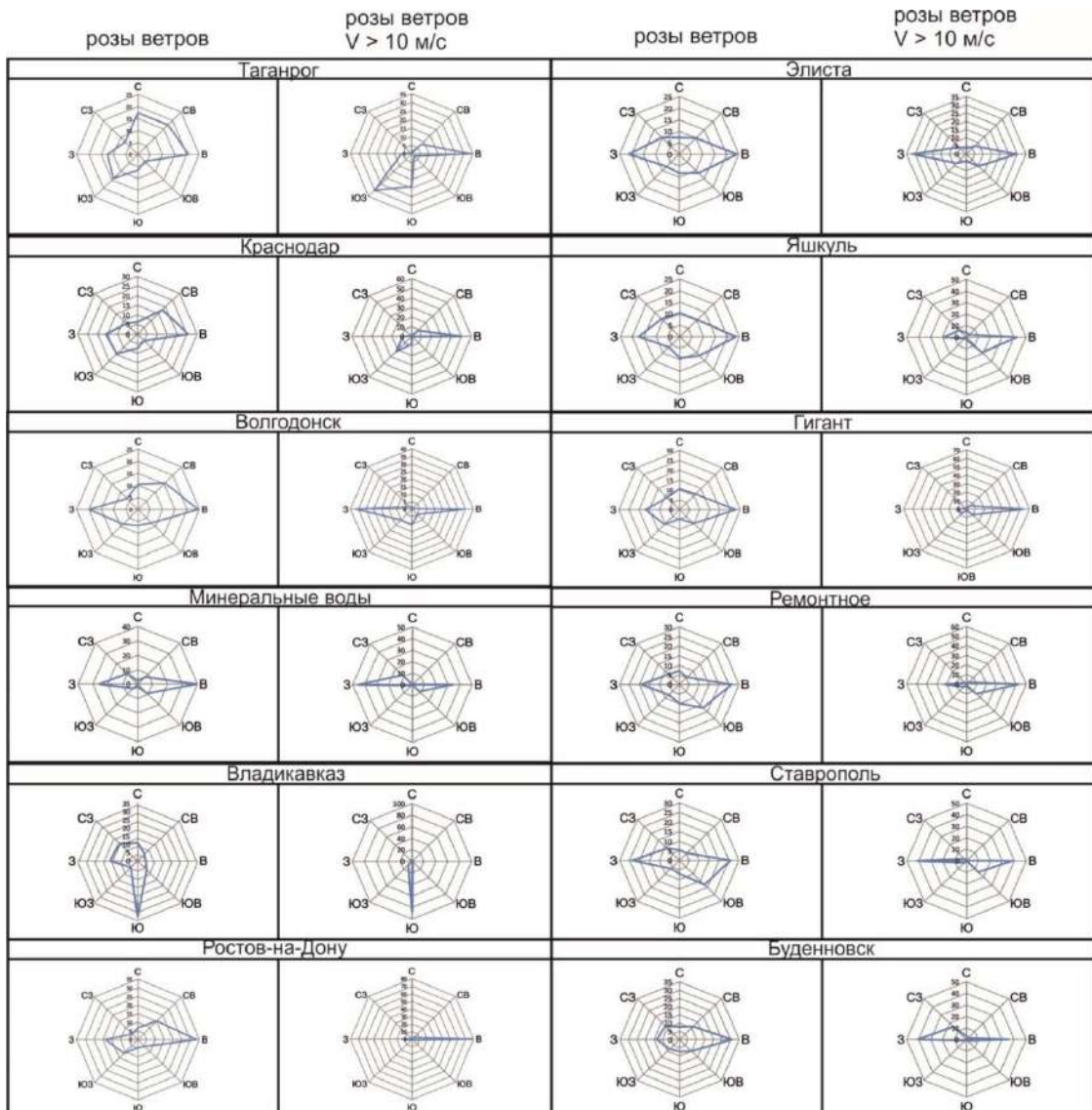
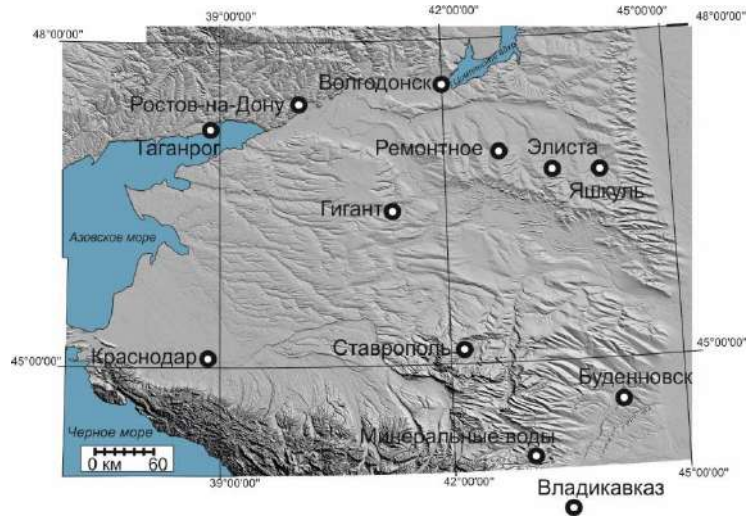
Каспийский бассейн во время позднего неоплейстоцена испытал две трансгрессивные эпохи: позднехазарскую (позднехазарская и гирканская трансгрессивные стадии) и хвалынскую (раннехвалынская и позднехвалынская трансгрессивные стадии). Позднехазарский этап относится к МИС 5е, уровень не превышал -10 м. абс. (современный уровень – 27 м. абс.). Далее последовала небольшая регрессия, сменившаяся вторым трансгрессивным этапом – гирканским. Гирканское море представляло собой в северной части обширную лагуну (Попов, 1967), сильно опресненную водами Волги, Терека и других рек. После гирканского этапа произошла самая глубокая регрессия – ательская, достигшая уровня в -140 м. абс. Каспий находился в средней и южной котловинах (Янина, 2013). После ательской регрессии около 30 т.л.н. начался этап хвалынской трансгрессии (Svitoch and Makshaev, 2020; Makshaev and Tkach, 2022), достигавшей максимального уровня 40–50 м. абс. Возраст хвалынской стадии долгое время являлся предметом научной дискуссии. Недавние ОСЛ даты говорят о возрасте максимального уровня в 17–13 т.л.н. (Янина и др., 2017; Kurbanov et al., 2021). Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией в эпоху континентализации климата в бореальный период голоцена (Янина, 2013).

3.6. Климат и палеоклимат

Климат Предкавказья в целом можно охарактеризовать как степной: умеренно-континентальный полусухой, с неустойчивым увлажнением. Годовая амплитуда температур – 25–28°C. Лето очень теплое (средняя температура июля 21–24°C), зима умеренно холодная (средняя январская температура от -2 до -5°C), случаются, однако, морозы до -30°C (Национальный Атлас России, 2008). Снежный покров большей части территории маломощный

и часто неустойчивый. В западной части региона на Кубано-Приазовской низменности за год выпадает 450–600 мм осадков. Это среднее количество для всей провинции. Бóльшей сухостью климата, но вместе с тем более мягкой зимой и незначительными годовыми амплитудами температуры отличается Таманский полуостров, где за год выпадает от 350 до 430 мм осадков. Примерно такое же количество осадков (420–370 мм) приходится на северный и восточный склоны Ставропольской возвышенности, где, наоборот, вследствие холодных северо-восточных ветров зима суровее, чем в остальных частях провинции, и климат континентальнее. От 600 до 800 мм осадков за год выпадает в самой приподнятой и расположенной на пути западных циклонов юго-западной части Ставропольской возвышенности – это значительно больше, чем в среднем по провинции. Повышенным увлажнением среди окрестных степных равнин выделяется центральная часть Минераловодского района – здесь заметно орографическое влияние кучно расположенных лакколитов. Количество осадков повышается не только на их склонах, но и на равнине у подножия в центральной части группы (605 мм в год). Больше осадков, чем на соседних равнинах, выпадает в западной части Сунженского хребта, повышенное увлажнение характерно и для Прикубанской наклонной равнины, за исключением ее северо-восточной части (Гвоздецкий, 1963).

На большей части территории провинции максимум осадков приходится на июнь-июль, а конец лета нередко бывает засушливым. На Тамани большая часть осадков, как правило, выпадает осенью. Вследствие сложности строения рельефа климатические условия в Среднем Предкавказье более разнообразны, чем в Западном. В целом, в регионе преобладают ветра восточных румбов и имеют большую скорость в зимний период (рисунок 45). Во многом это связано с тем, что регион находится в области влияния Сибирского антициклона. В летний же период направление ветра периодически сменяется на западное (Гвоздецкий, 1963). На рисунке 45 показаны розы ветров для скоростей равных или превышающих 10 м/с (скорости, необходимые для переноса крупнозернистого песка). При таких скоростях ветров уменьшается процент северных и южных румбов, основным направлением становится восточное.



Слева – все ветра, справа – ветра при скорости больше 10 м/с

Рисунок 45. Розы ветров на метеостанциях Предкавказья с 1966 по 2019 гг. (ВНИИГМИ-МЦД)

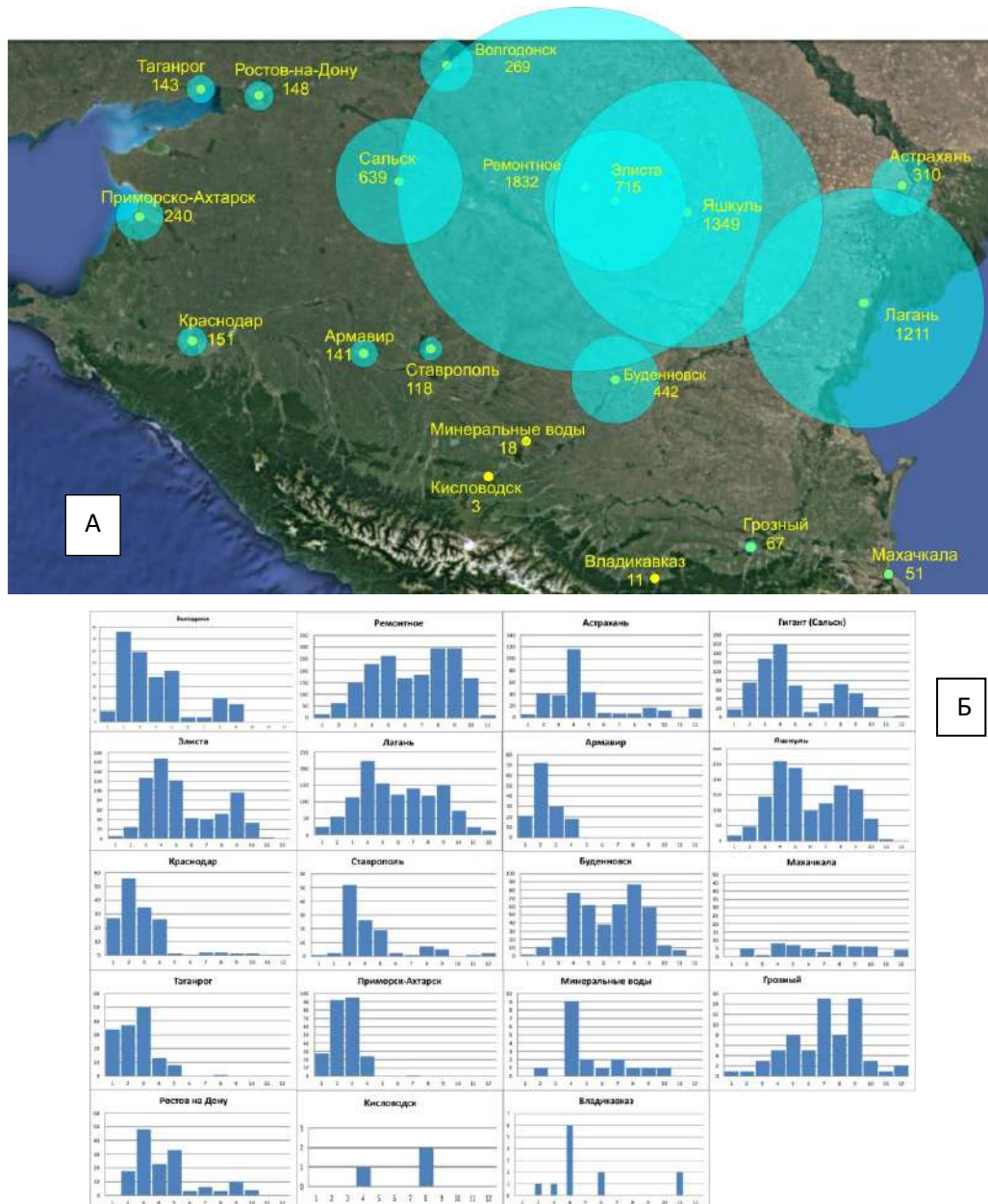
Кроме того, регион подвержен пыльным бурям (рисунки 46, 47). Чаще всего данные явления происходят весной, так как в этот период дневная поверхность почвы не защищена ни снегом, ни травянистым покровом. В некоторые годы (1890, 1928) пыльные бури в Предкавказье приобретали катастрофический характер. Скорости ветра достигали 28–34 м/сек. Бури, в среднем, длятся 12–13 дней в Центральном и Восточном Предкавказье, в Западном их средняя продолжительность снижается до 2–3 дней. Защитная роль Ставропольского плато от пыльных бурь сказывается только для бассейна р. Кубани. Севернее плато, вне его защитного действия, пыльные бури проникают далеко на северо-запад. Почва местами подвергалась дефляции до глубины 15–20 см (Гвоздецкий, 1963). Переносимые частицы или агрегаты достигали 3 мм в диаметре, затем они накапливались в ветровой тени (при перегибах рельефа, за плотными лесными полосами и т.п.) в виде слоев мощностью в несколько метров (Гвоздецкий, 1963).

Современная дефляция в регионе ощутимо проявляется в процессе наиболее активной формы ветровой эрозии – пыльных бурях. Это атмосферное явление переноса большого количества пыли (частиц почвы, песка) ветром со скоростью более 15 м/с, продолжительностью не менее 12 часов и горизонтальной видимостью не более 500 м (Глушко и др., 2015). Процесс является денудационно-аккумулятивным – вместе с процессом ветровой эрозии одновременно происходит оседание материала на большой территории. Пороговое значение скорости ветра, необходимое для запуска механизма ветровой эрозии, зависит от механического состава грунта и его влажности, а сам перенос частиц происходит путем сальтации и суспензии. Обычно пыльные бури наблюдаются при относительной влажности воздуха ниже 50 %. В зимнее время образованию бурь способствует отсутствие снежного покрова и ледяных корок, слабое сцепление частиц верхнего слоя почвы и ее неглубокое промерзание. Пыльные бури способны перенести миллионы тонн пылеватых частиц на расстояние в сотни и даже тысячи километров (Глушко и др., 2015).

Были проанализированы данные по суммарному количеству продолжительности метеорологических явлений по трехчасовым срокам, которые получены с сайта Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). Были получены данные по 18 метеостанциям Предкавказья с 1966 года. Все зафиксированные пылевые бури для каждой метеостанции были сгруппированы по месяцам, после чего построены гистограммы (рисунок 46). Далее пылевые бури были нанесены на карту с помощью окружностей, диаметр которых пропорционален количеству пылевых бурь, начиная с 1966 года.

Наибольшее количество пылевых бурь наблюдается на северо-востоке региона (максимальное число 1832 – Ремонтное), минимальное – на юге региона, в г. Кисловодск (3

явления). В целом, наблюдается два тренда снижения количества пыльных бурь при движении с востока на запад, а также с севера на юг. Для метеостанций, где зафиксировано более 200 пылевых бурь, их частотное распределение по году является бимодальным (рисунок 46). Максимум пыльных бурь приходится на весенний и осенний периоды. Весной они происходят после таяния снега, когда еще не сформировался стабильный густой растительный покров, препятствующий дефляции, а также осенью после уборки урожая, поскольку культурная растительность на полях препятствует дефляции.



А – Положение метеостанций и зафиксированная суммарная продолжительность пыльных бурь. Радиус окружности и желтая цифра показывает суммарную продолжительность пыльных бурь в количестве трехчасовых сроков. Б – Распределение по месяцам продолжительности пыльных бурь в период с 1966 по 2019 гг.

Рисунок 46. Локализация и интенсивность пыльных бурь в Предкавказье (по данным ВНИИГМИ-МЦД)

В середине 20 века усилилась эрозионная деятельность восточных ветров в связи с почти повсеместной распашкой легких супесчаных почв и деградацией почвенного покрова. По данным В.М. Лидова и А.И. Ромашкевича (1961) процесс выдувания легких каштановых почв составляет 1000–2000 м³/га в год, а водная эрозия на крутых пахотных склонах равна 300–1000 м³/га, т.е. в 2–3 раза меньше.



Рисунок 47. Пыльная буря в центральном Предкавказье, восточный макросклон Ставропольской возвышенности (фото с map.yandex.ru)

Изменение климата в позднем неоплейстоцене. Исходя из палеогеографической информации, полученной классическими методами исследований (палинологический, палеопедологический, палеонтологический и т.п.), большинство исследователей делают выводы о схожести ландшафтов и климата последнего микулинского (МИС 5е) межледникового с голоценовой обстановкой. Зимняя температура в среднем составляла -2°C , летняя $+21^{\circ}\text{C}$. Тем не менее, наличие лесной составляющей в растительности, а также более высокий уровень Черного моря говорят о более влажных условиях – сумма осадков составляла 500–600 мм в год (Величко и др., 2012) (рисунок 48).

В восточной части региона в позднем неоплейстоцене формирование лёссовых отложений происходило при периодическом ритмичном изменении климатических условий. После периода интенсивной ветровой деятельности, сопровождающейся быстрым накоплением

лессообразующих наносов, наступал период относительного спокойствия с более влажным климатом. Параллельно начинали формироваться почвенные горизонты (Балаев и Царев, 1964).



Рисунок 48. Изменение палеогеографических условий в позднем неоплейстоцене в Приазовье (Величко, 2012)

На основании геохимического индекса Y_{Rb} и по данным магнитной восприимчивости П. И. Калинин и А.О. Алексеев (Kalinin and Alekseev, 2011) реконструируют постепенную аридизацию климата в позднем неоплейстоцене (таблицы 4–6). По данным их реконструкции на трех исследуемых разрезах (Отказное, Порт-Катон, Шабельское) количество осадков в МИС 5e было выше, чем в голоцене. Количество осадков в МИС 5e в Отказном было выше, чем в разрезах Приазовья. В МИС 1 наблюдается обратная ситуация.

Таблица 4. Сравнение реконструируемых осадков в различных хроностратиграфических срезах по разрезу Отказное (Kalinin and Alekseev, 2011)

	Осадки по магнитным данным, мм в год	Осадки по индексу Y_{Rb} , мм в год
МИС 5e	490	460
МИС 4-2	310	360
МИС 1	450	450

Таблица 5. Сравнение реконструируемых осадков в различных хроностратиграфических срезах по разрезу Порт-Катон (Kalinin and Alekseev, 2011)

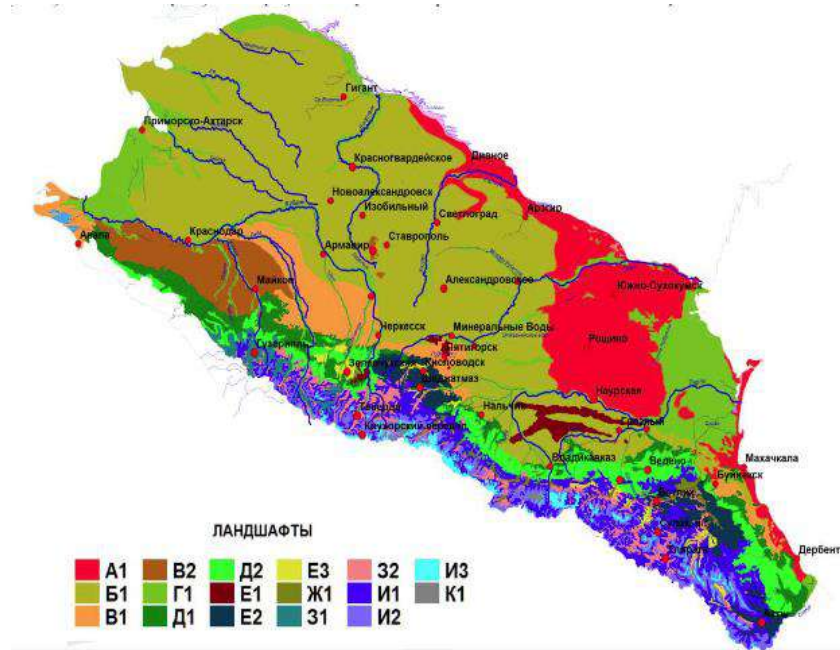
	Осадки по магнитным данным, мм в год	Осадки по индексу Y_{Rb} , мм в год
МИС 5e	470	390
МИС 4-2	380	380
МИС 1	460	470

Таблица 6. Сравнение реконструируемых осадков в различных хроностратиграфических срезях по разрезу Шабельское (Kalinin and Alekseev, 2011)		
	Осадки по магнитным данным, мм в год	Осадки по индексу Y_{Rb} , мм в год
МИС 5e	470	390
МИС 4-2	390	370
МИС 1	460	470

Н.С. Болиховская (Bolikhovskaya et al., 2016) по результатам палинологического анализа из разреза Отказное реконструирует в МИС 5 количество осадков равное 700–800 мм в год в Терско-Кумской низменности. В МИС 4–2 от 250 до 450 мм в год. В МИС 1 400–650 мм в год.

3.7. Ландшафты и палеоландшафты

В естественном состоянии большая часть территории провинции была занята ковыльными и ковыльно-разнотравными степями (рисунок 49), под которыми, преимущественно на лёссовидных суглинках и глинах, сформировались черноземные почвы. Наиболее широко представлены черноземы южные, обыкновенные и типичные, распространенные на Кубано-Приазовской низменности, а также на северо-востоке Прикубанской наклонной равнины, западных и северо-западных склонах Ставропольской возвышенности, в равнинных степях района лакколлитов, на Терско-Сунженской возвышенности, Чеченской равнине (рисунок 50) (Гвоздецкий, 1963).



Систематика ландшафтов Северного Кавказа

Классы	Типы	Подтипы
I. Равнинные и предгорно-холмистые (198654 км ²)	A. Равнинные умеренные аридные (32246 км ²)	A1. Низменные и равнинные полупустынные и пустынные (32246 км ²)
	Б. Равнинные и холмистые теплоумеренные и умеренные семиаридные (109809 км ²)	Б1. Равнинные и холмистые степные (109809 км ²)
	В. Предгорно-холмистые теплоумеренные и умеренные семигумидные (23454 км ²)	В1. Предгорные лугостепные, луговые, кустарниковые и лесостепные (13054 км ²) В2. Предгорные лесостепные и лесные (10400 км ²)
	Г. Гидроморфные и субгидроморфные (33145 км ²)	Г1. Низменные дельтовые и пойменные (33145 км ²)
	Д. Горные умеренные гумидные (23425 км ²)	Д1. Нижнегорно-лесные (10305 км ²) Д2. Среднегорно-лесные (13120 км ²)
	Е. Горные умеренные семигумидные (11798 км ²)	Е1. Низкогорные лесо-кустарниково-лугово-степные (2803 км ²) Е2. Среднегорные луговые, степные, лугостепные, шибляковые и фригановые (7000 км ²) Е3. Горно-котловинные лесо-кустарниково-лугово-степные (1995 км ²)
	Ж. Горные умеренные семиаридные (1551 км ²)	Ж1. Горно-котловинные степные и шибляковые (1551 км ²)
II. Горные (71998 км ²)	З. Горные холодноумеренные (8898 км ²)	З1. Среднегорные лесные темнохвойные (2441 км ²) З2. Верхнегорные лесные сосновые и березовые (6457 км ²)
	И. Высокогорные луговые (25958 км ²)	И1. Высокогорные субальпийские кустарниково-луговые (15691 км ²) И2. Высокогорные альпийские кустарниково-луговые (7669 км ²) И3. Высокогорные субнивальные (2598 км ²)
	К. Гляциально-нивальные (368 км ²)	К1. Ледники (368 км ²)

Рисунок 49. Ландшафты Северного Кавказа (Атаев и др., 2012)

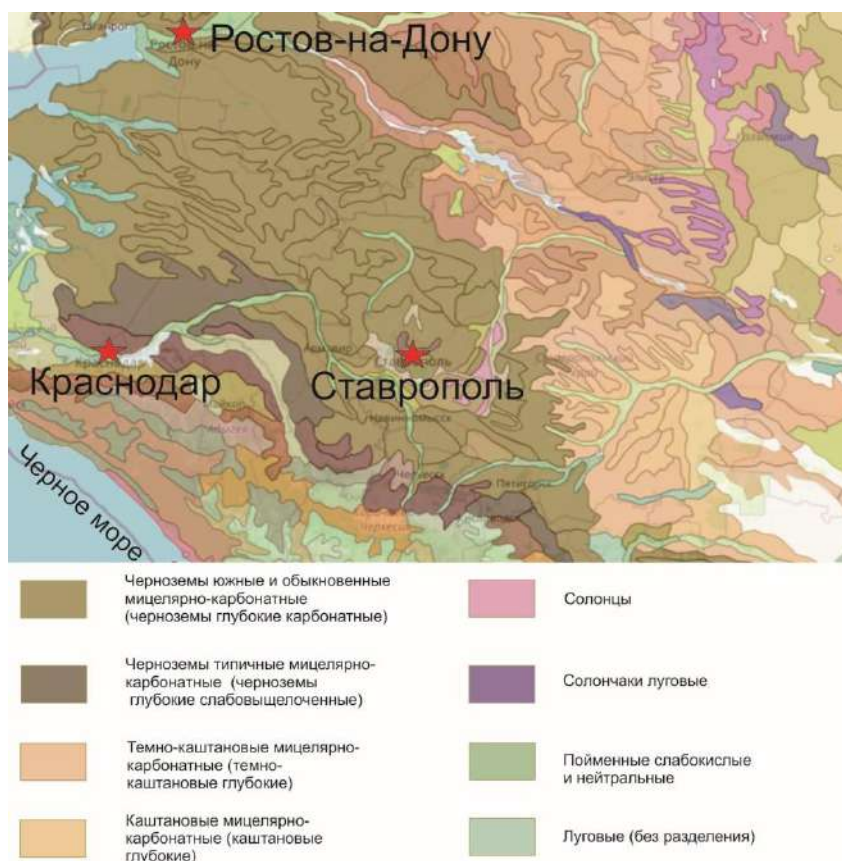


Рисунок 50. Схема распространения разных типов почв в регионе исследования (Урусевская, 2018)

На западе Кубано-Приазовской низменности, у побережья Азовского моря, распространены лугово-болотные солончаковатые и солонцеватые почвы. В северо-восточном и восточном Ставрополье черноземы сменяются темно-каштановыми и каштановыми, частично солонцеватыми почвами, в комплексе со степными солонцами и др. В долинах рек развиты лугово-аллювиальные и лугово-болотные почвы. Для дельты Кубани характерны гидроморфные болотные и лугово-болотные почвы, в приморских участках солончаковатые (Гвоздецкий, 1963).

Степи на большей части территории провинции распаханы, и степной растительности там осталось мало. На равнинах, особенно в Кубано-Приазовской низменности, она уничтожена почти полностью, несколько лучше сохранилась в пересеченных возвышенных местностях, на более крутых нераспаханных склонах, используемых для выгона. В степях, приуроченных к предкавказским карбонатным черноземам, росли ковыли и типчак. На восточном склоне Ставропольской возвышенности эти степи переходили в типчаково-ковыльные, далее в типчаковые степи и дальше в типчаково-полынные и пырейно-полынные сухие степи, которые располагаются на северо-востоке региона (Гвоздецкий, 1963).

Сохранившиеся участки целинной луговой степи встречаются, главным образом, в местности с пересечённым рельефом, например, на участке плато Стрижамент в

Ставропольской возвышенности. По долинам рек тянутся пойменные леса, часто встречаются и среди степных пространств. Водная и болотная растительность больше всего распространена в дельте Кубани (Гвоздецкий, 1963).

В середине XX в. был реализован проект государственных лесных защитных полос для борьбы с ветровой эрозией. На текущий момент сеткой лесных защитных полос покрыта большая часть исследуемого региона.

Ландшафтные палеорекострукции для позднего неоплейстоцена. Наиболее подробные палеорекострукции для позднего неоплейстоцена выполнены по разрезам ЛПС Западного и Восточного Предкавказья (Беглица и Отказное) (таблица 7).

Таблица 7. Реконструкция изменения ландшафтов в Предкавказье по данным Tesakov et al., 2007 (Фауна); Bolikhovskaya et al., 2016 (Растительность и почвы Восточного Предкавказья); Величко и др., 2017; Panin et al., 2018 (Растительность и почвы Западного Предкавказья). Возраст проинтерпретирован автором

МИС	Западное Предкавказье (Беглица)			Восточное Предкавказье (Отказное)	
	Почвы	Растительность	Фауна	Почвы	Растительность
1	Чернозем типичный	Разнотравно-дерновинно-злаковым степям.	Современный комплекс	Темно-каштановые почвы	Лесостепь и степь
2		Сухие степи		
3	Коричневые пустынные степные почвы	Более теплые сухие степи		Полупустынные, степные и лесостепные ландшафты
4		Сухие степи
5a	Дерновая слабообразованная	Разнотравно-дерновинно-злаковые степи	Мамонтовый комплекс
5b				
5c	Южные черноземы с признаками каштановых почв	Сухие степи		Широколиственные и мелколиственные леса
5d			Черноземовидные почвы
5e	Черноземновидная почва	Разнотравно-дерновинно-злаковым степям.

По данным А.А. Величко (Величко и др., 2017) на территории Западного Предкавказья в микулинское межледниковье (МИС 5e) на плакорах происходило формирование черноземновидной почвы. Результаты спорово-пыльцевого анализа по разрезу Беглица показывают малое количество пыльцы древесной растительности (до 10 %), основная пыльца принадлежит травянистым растениям. Это указывает на преобладание степной растительности, близкой к современным разнотравно-дерновинно-злаковым степям (Величко и др., 2017, Panin et al., 2018). В МИС 5c на плакорах была распространена почва, близкая к южным черноземам с признаками каштановых почв. Палеопедологические данные, а также состав пыльцы указывают

на более сухие условия, чем были в эпоху последнего межледниковья. Таким образом, основным типом ландшафта в МИС 5с были сухие степи.

Следующую вышележащую почву, отнесенную группой исследователей под руководством А.А. Величко (2017) к брянскому интерстадиалу, другие авторы (Mazneva et al., 2021) относят к более раннему времени, коррелянтному МИС 5а. Данная почва определяется как дерновая. Палинологический анализ почвы показал высокое содержание пыльцы сосны (до 25 %). В группе трав и кустарников преобладает пыльца *Chenopodiaceae* (35 % от общей суммы пыльцы и спор) и разнотравья. Редко встречается пыльца злаков. Все это указывает на степные условия, близкие к современным разнотравно-дерновинно-злаковым степям (Величко и др., 2017). П.Г. Панин с соавторами (Panin et al., 2018) относит данную почву к коричневым пустынно-степным почвам, широко распространенным в полупустынях Каспийской низменности.

Далее в МИС 4–2 ландшафты сменяются на более аридные и холодные, и не наблюдается ярко выраженных ископаемых почв. Результаты пыльцевого анализа валдайского лёсса демонстрируют резкое преобладание пыльцы трав и кустарничков (более 80 % от общего состава спектров). Состав пыльцы древесных пород беден (доминирует пыльца сосны, присутствует немногочисленная пыльца березы и ивы). В группе травянистых растений в большом количестве отмечена пыльца маревых, полыней и злаков. Данный тип пыльцы характерен для сухих холодных степей, которые были повсеместно распространены в изучаемом регионе (Величко и др., 2017).

В толще валдайского лёсса встречается горизонт слабого почвообразования, называемый трубчевским горизонтом, который согласно более поздним исследованиям (Mazneva et al., 2021; Chen et al., 2023) относится к Брянскому времени (МИС 3). Для данного горизонта анализ пыльцы демонстрирует преобладание травянистого разнотравья – характерного для степей в немного более теплый период.

По данным палинологического анализа разреза Отказное, проведенного Н.С. Болиховской (1995, 2011, 2016), выделены три больших этапа: микулинский (МИС 5), валдайский (МИС 4–2), голоценовый (МИС 1). Этап МИС 5 содержит в себе пыльцу преимущественно широколиственных и мелколиственных лесов. Типичные таксоны *Picea sect. Omorica*, *Betula sect. Costatae*, *Quercus pubescens*, *Q. petraea*, *Q. robur*, *Carpinus betulus*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata*, *Acer sp.*, *Ulmus laevis*, *Corylus colurna*, *Corylus avellana*, and *Alnus glutinosa*. МИС 4–2 демонстрирует при спорово-пыльцевом анализе растительность, характерную для перигляциальных полупустынных, степных и лесостепных ландшафтов. В МИС 1 по палинологическим данным были развиты лесостепные и степные ландшафты.

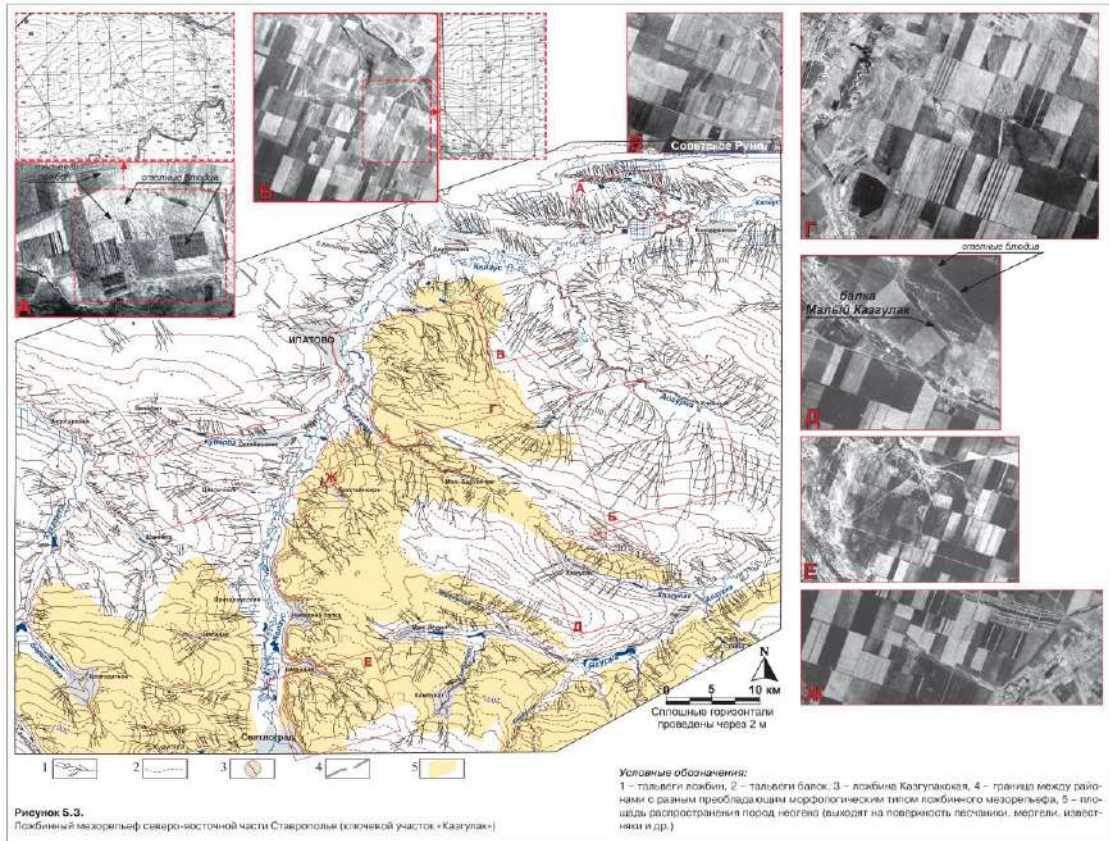
По данным Д.Р. Морозова (Morozov, 1989) первый погребенный педокомплекс в разрезе Отказное, относимый рядом исследователей к МИС 5 (Ударцев и др., 1989; Вирина и др., 1990; Mazneva et al., 2021), сложен черноземновидными почвами. Выше хорошо выраженных палеопочв исследователи не выделяли.

Главным характерным фаунистическим комплексом позднего неоплейстоцена Предкавказья является мамонтовый териокомплекс. Он существовал в условиях продуктивных открытых ландшафтов, позволивших животным мамонтового комплекса (*Mammuthus*, *Coelodonta*, *Saiga*, *Ovibos*, *Bison priscus* и др.) широко распространиться. В Евразии граница этого комплекса примерно совпадала с 45° с.ш. (Громов, 1940, 1948; Вангенгейм, 1977; Маркова и др., 2002). В интервале 50–40 т.л.н. мамонт существенно продвигался на юг и встречался в Крыму и на Северном Кавказе, однако позднее он снова отступил к северу. Мамонтовый комплекс не был однороден, он был разделен на несколько подкомплексов. В регионе исследования была распространена фауна, относящаяся к понто-казахстанскому комплексу, характеризующемуся преимущественно степными видами (такими как *Saiga*, *Lagurus*, *Eolagurus*, *Mustela*) (Громов, 1948; Markova, 2004, 2005). Находки данных млекопитающих встречаются во многих разрезах Предкавказья (Величко, 2012, 2017; Tesakov, 2007; Bolikhovskaya, 2016).

Глава 4. Методы исследования

4.1. Основные исследовательские подходы

Выбор объектов. Для решения задач, поставленных в работе, необходимо было провести исследование лёссово-почвенных архивов, отражающих региональный и глобальный климатические сигналы с минимальным влиянием локальных факторов. Геоморфологическим положением таких архивов является плоское междуречье без следов водной эрозии (автономные, плакорные позиции). Лёссово-почвенные серии в других геоморфологических позициях содержат большее число перерывов в осадконакоплении и отражают преимущественно локальные события аккумулятивно-денудационных циклов (Markovic et al., 2018). Пригодными для бурения считались участки, на которых как при анализе космоснимков (рисунок 51), так и при визуальном контроле не было выявлено заметных следов линейной и плоскостной эрозии. Автономные позиции позволяют предполагать эоловый генезис отложений, поскольку аккумуляция последних может происходить только «сверху» эоловым путем. А главными факторами, влияющими на образование эоловых лёссов, являются глобальные и региональные климатические колебания (Pye, 1995; Величко и др., 2009; Maher et al., 2010).



Ложбины дешифрируются по тону на космических снимках

Рисунок 51. Ложбинный рельеф северо-восточного макросклона Ставропольской возвышенности (Еременко и Панин, 2010)

Стратиграфия, геохронология и корреляция. Следующей важной задачей было расчленить разрез на отдельные стратиграфические подразделения. Для этого мы использовали два подхода: визуальное расчленение разреза на уровни «чистых» лёссов и палеопочв; получение аналитических характеристик и дат для более дробного расчленения разреза и проведения корреляций.

Метод лёссово-почвенной стратиграфии и корреляции – один из старейших подходов в определении относительного возраста лёсса. Для корреляции на большие дистанции пригодными считаются ЛПС, расположенные в одинаковой плакорной автономной геоморфологической позиции (рисунок 52) (Markovic et al., 2018).



Рисунок 52. Схема строения различных типов ЛПС и возможности их корреляции между собой (Markovic et al., 2018)

При климатостратиграфическом расчленении традиционно применяется классическая схема, где уровни палеопочвы соответствуют межледниковым этапам, а «чистые» лёссы – ледниковым этапам. Такая стратиграфия, подкреплённая палеомагнитными данными, может быть коррелирована со шкалой МИС (Kukla, 1977, 1978; Kukla and An, 1989; Porter, et al., 1992; Markovic et al., 2005). Создание региональных стратиграфий на основе палеопочв привело к появлению обширной местной номенклатуры для различных лёссовых ареалов мира. Во избежание недопонимания среди исследователей была предложена (Kukla, 1977; Marcovic et al., 2015) к использованию унифицированная схема стратиграфии L&S. В этой схеме почва получает индекс S, а лёсс – L. Голоценовая почва – это S0, последний ледниковый лёсс L1, межстадиальная почва в последнем ледниковом лёссе L1SS1, последняя межледниковая почва – S1 и т.д. (рисунок 53).

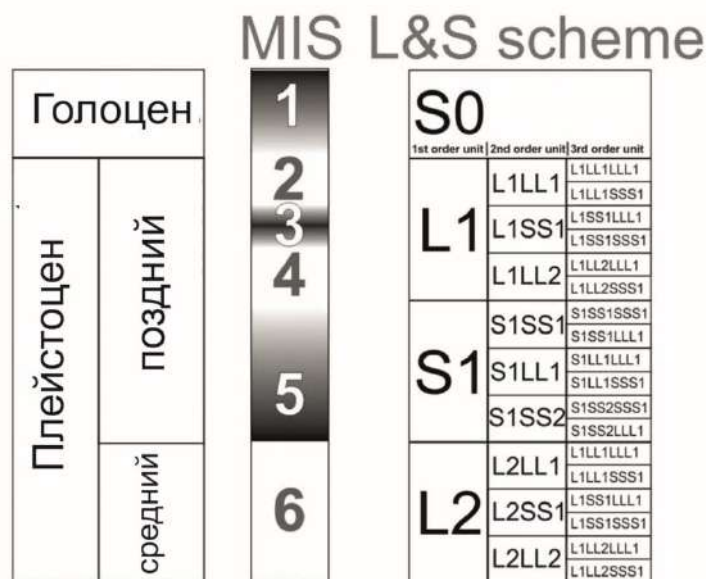


Рисунок 53. Сравнение плейстоценовой стратиграфии (Gibbard and Cohen, 2008), МИС (Liesacki and Raymo, 2005) и стратиграфии L&S (Kukla and An, 1989)

Палеопочвы в целом хорошо видны в профилях лёсса, поскольку они сильно отличаются от незатронутой педогенезом толщи. После описания и диагностики палеопочвы можно получить представление об окружающей среде и климате прошлого, поскольку растительность и климат являются важнейшими факторами почвообразования (Fenn and Prud'Homme, 2022). Палеопочвы фиксируют не только долгоживущие климатические изменения (ледниково-межледниковые), но и кратковременные изменения в пределах одного ледникового цикла. Однако для более подробного расчленения разрезов нами был использован ряд традиционных для исследования ЛПС литологических методов: гранулометрический состав, магнитная восприимчивость, содержание органического вещества и карбонатов (Fenn and Prud'Homme, 2022).

В качестве региональной схемы для корреляции автором работы была выбрана схема, разработанная группой исследователей под руководством А.А. Величко (Величко и Морозова, 2015), поскольку эта схема подкреплена результатами люминесцентного датирования (подробнее в разделе 2.2). Кроме того, в схеме А.А. Величко были описаны морфологические признаки для главных педокомплексов, дополненные в работе П.Г. Панина (Panin et al., 2018). Таким образом, для корреляции палеопочв нами использовалось не только их стратиграфическое положение, но и их морфологические характеристики. В кернах скважин распознавание палеопочв затруднено, однако, наиболее характерные морфологические признаки удавалось зафиксировать: цвет, последовательность генетических горизонтов, новообразования. Так, например, мезинский педокомплекс характеризуется более бурой верхней почвой и более темно-серой нижней, что удалось выявлять в кернах буровых скважин.

Другим способом получения возрастных характеристик лёссов были методы прямой численной геохронологии. Для определения возраста позднеплейстоценовых ЛПС одним из наиболее валидных является метод люминесцентного датирования. Этот метод датирования обладает широким возрастным диапазоном (рисунок 54). Кроме того, минеральные частицы лёсса, как осадка преимущественно эолового генезиса, хорошо «обнуляются» после переноса в воздушной среде, что повышает достоверность дат.

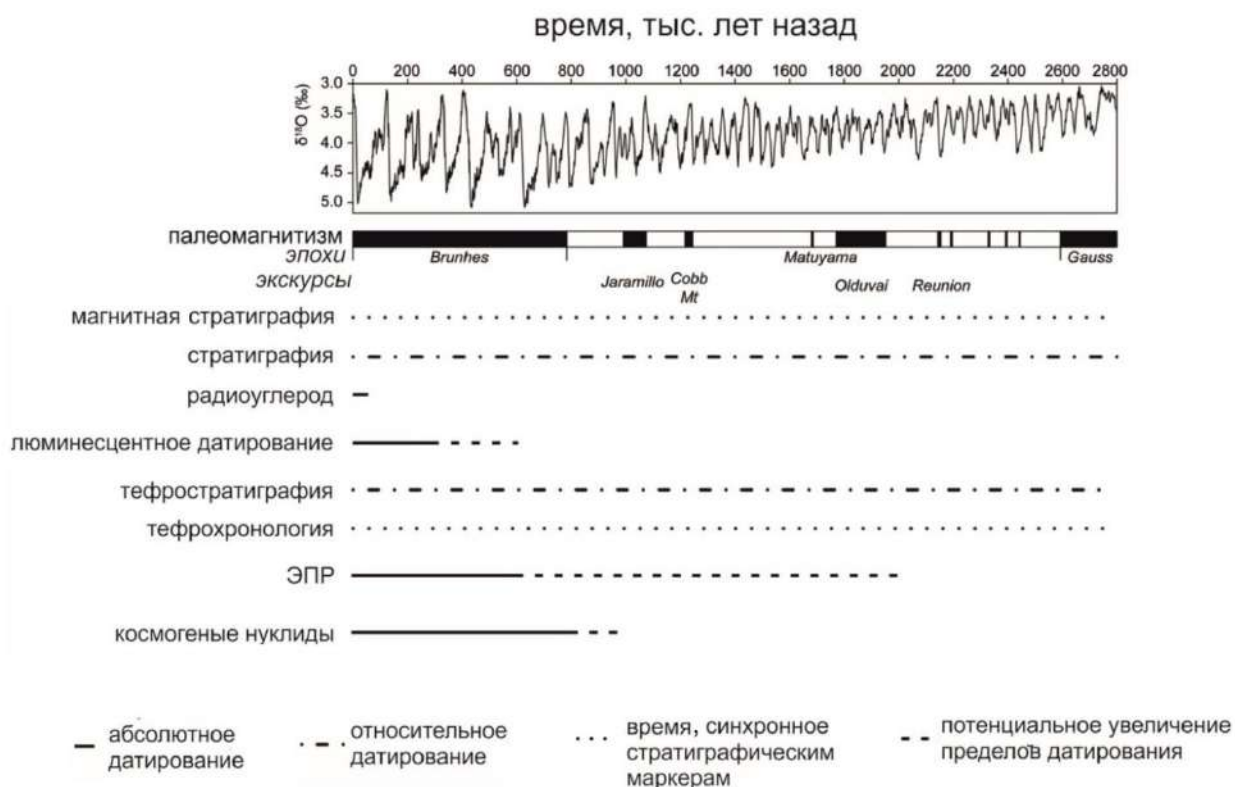


Рисунок 54. Геохронологические методы, используемые при изучении четвертичных лёссов (Stone and Fenn, 2022)

Для получения возрастных характеристик отложений между датами, полученными методами численной геохронологии, было использовано математическое возрастное моделирование (Marcovic et al, 2015; Stevens et 2016) – методы байесовского моделирования и линейной интерполяции.

Определение источников минеральной пыли. Для решения проблемы источников лёссов и основного направления переноса минеральной пыли нами было проведено исследование пространственной изменчивости мощности и состава, синхронных по времени отложений. Такой подход применялся исследователями других регионов ранее (Smith, 1942; Mason, 2001; Porter, 2001; Bettis et al., 2003; Muhs and Bettis, 2003; Muhs, 2004; Ruhe, 2015). Подробное описание данного метода указано в разделе 1.3.

Кроме того, для анализа оценки современного направления переноса был проведен анализ климатических данных. Эти данные были необходимы для понимания общих механизмов переноса минеральной пыли в Предкавказском регионе и их связи с климатом и ландшафтами.

Реконструкция условий осадконакопления. Определение условий осадконакопления в данной работе опирается на изменение литологических характеристик ЛПС и темпов осадконакопления во времени. Расчёт темпов осадконакопления по различным возрастным

срезам выполнялся на основании возрастных моделей, построенных по результатам люминесцентного датирования.

Также с помощью возрастных моделей были пересчитаны основные литологические характеристики (медианный размер частиц, показатели магнитной восприимчивости) со шкалы глубин на шкалу времени. Для выявления региональных особенностей в условиях осадконакопления удаленные разрезы ЛПС коррелировались между собой. Для выявления связи с изменениями субглобального климата литологические характеристики ЛПС коррелировались с другими палеоархивами внетропического пространства северного полушария – ледниковыми кернами, морскими осадками и ЛПС Центральной Европы (Antoine et al., 2009; Liang et al., 2016; Sprafke et al., 2020; Peric et al., 2022). Таким образом, автор попытался установить связь между изменениями в литологических характеристиках лёсса и реконструированными по другим архивам факторами, влияющими на эти характеристики.

4.2. Методы полевых исследований

Бурение производилось ударным способом с помощью бура Eijkelkamp (Нидерланды) (рисунок 55), имеющего полуцилиндрические пробоотборники длиной 0.5–1.0 м и диаметр 30–50 мм. Отбор образцов осуществлялся с шагом в 10 см, полевые описания документировались в полевой дневник, также производилась фотофиксация кернов.



А – процесс буровых работ; Б – пример 30 см кернов в полуцилиндрическом пробоотборнике

Рисунок 55. Проведение буровых работ

Отбор образцов на люминесцентное датирование осуществлялся ночью либо днем при помощи шурфа, накрытого непроницаемым для солнечных лучей темным материалом (рисунок 56) или с помощью палатки, покрытой таким же материалом (рисунок 57).

Измерения географических координат точек бурения и их абсолютной высоты осуществлялись с помощью ГНСС ровером EFT M4 в режиме дифференциальной коррекции в реальном времени RTK.



Рисунок 56. Отбор люминесцентных образцов из шурфа, накрытого светонепроницаемым материалом (Фото А.Л. Захарова)



Рисунок 57. Отбор люминесцентных образцов с использованием палатки, накрытой непрозрачным тентом

4.3. Лабораторные методы

4.3.1. Гранулометрия

Средние размеры частиц и их распределение по фракциям используются для получения информации о силе и направлении ветра, а также о пройденном частицей расстоянии. В лёссе преобладают алевритовые частицы размером 4–63 мкм со средней величиной 20–40 мкм, но

также содержится песок и глина. Режим эолового транспорта предполагает (рисунок 58), что увеличение доли частиц песка указывает на более сильный ветер или на значительно более близкий источник сноса (Pye, 1984). С другой стороны, увеличение количества глинистых частиц может указывать на периоды почвообразования или химического выветривания, а также на привнос материала из более далеких источников (Fenn and Prud'Homme, 2022). Кроме того, гранулометрический состав лёссов может использоваться для определения количества агентов привноса. Так, бимодальное распределение гранулометрического состава китайских лёссов позволили С. Дунхуай и его коллегам (Donghuai et al., 2004) рассуждать о наличии двух основных механизмов накопления лёсса: крупнозернистая, хорошо отсортированная фракция накапливалась в процессе пыльных бурь; тонкозернистая, плохо сортированная фракция накапливалась в фоновом режиме на протяжении всего времени осадконакопления.

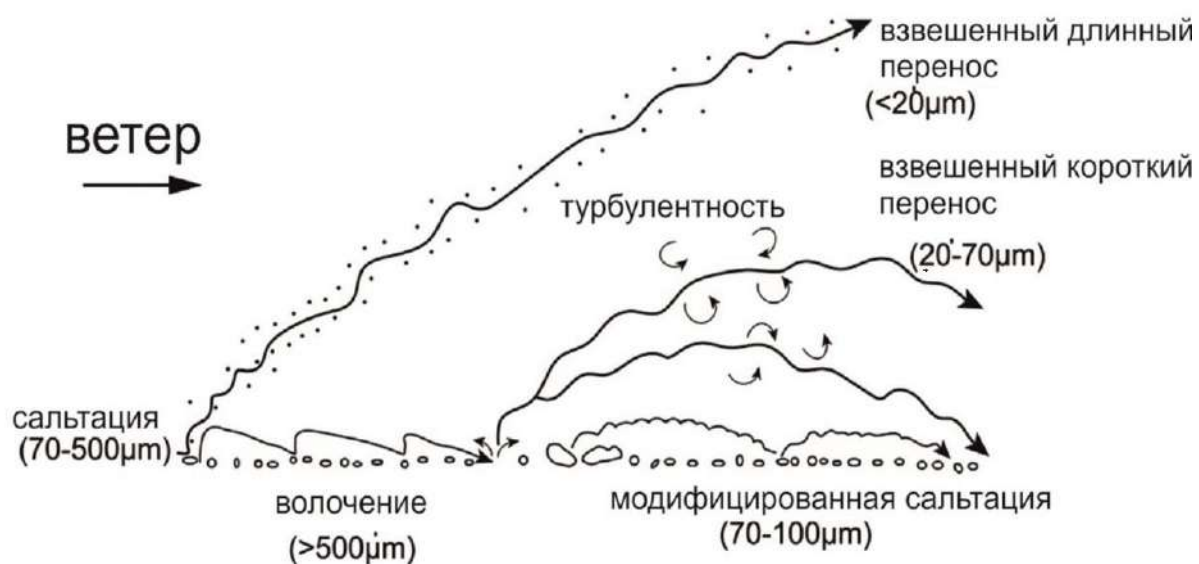


Рисунок 58. Размеры частиц и способы эолового транспорта по материалам Nickling and Neuman (2009)

Гранулометрический анализ проводился лазерно-дифракционным методом в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН автором вместе с инженерами-исследователями Мареевой А., Лазуковой Л., Рудинской А. на анализаторе Malvern Mastersizer 3000 с блоком-диспергатором Hydro EV (рисунок 59). Подготовка проб к анализу включала в себя следующие этапы: обработка материала 10 % раствором соляной кислоты HCl в течение 24 часов (с целью удаления карбонатов), промывание образца дистиллированной водой с использованием центрифуги, обработка УЗ-зондом мощностью 250 Вт/см² в течение 60 с в присутствии 4 % раствора пиррофосфата натрия Na₄P₂O₇. После обработки материал переносился пипеткой в приемник анализатора. В приемнике материал на протяжении 100 секунд испытывал воздействие встроенного в блок-диспергатор Hydro EV ультразвука

интенсивностью 70 % и перемешивался специальной вертушкой на скорости 2400 об/мин. После отключения ультразвука производилось 10 повторных измерений, результаты которых усреднялись в приложении Mastersizer v.3.62. Вычисление распределения частиц по размерным фракциям выполнялось на основе дифракционной модели Фраунгофера (Konert and Vandenberghe, 1997).



Рисунок 59. Лазерный анализатор размеров частиц Malvern Mastersizer 3000 в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН

4.3.2. Магнитная восприимчивость

Магнитная восприимчивость – физическая величина, выражающая отношение между намагниченностью вещества и напряжённостью магнитного поля в этом веществе. В четвертичной геологии этот показатель широко применяется для получения количественной характеристики исследуемых отложений и для их стратиграфического расчленения. Величина магнитной восприимчивости в ЛПС зависит от концентрации магнитных частиц, ферромагнетиков. В ЛПС, как правило, максимумы значения магнитной восприимчивости характерны для почвенных уровней, а минимумы для уровней «чистых» лёссов между ними (Maher, 1998). В почвенных уровнях ферромагнитными минералами являются первичные минералы (титаномагнетиты и т.д.) и вторичные минералы (магнетит и маггемит), образованные в результате воздействия химических и биологических процессов или во время горения. Наибольшими показателями магнитной восприимчивости характеризуются частицы магнетита и маггемита с размерами 0.001–0.4 мкм. Особый интерес при исследовании почвы представляют определения количества минералов, образовавшихся в результате вторичных процессов, поскольку данные минералы характерны для богатых органическим веществом почвенных горизонтов. В чрезмерно засушливых, влажных или кислых почвах вторичные

ферромагнетики образуются слабо. В почвах, периодически подверженных переувлажнению или засухам, напротив, ферромагнетики образуются лучше всего. Таким образом, в данной работе показатели магнитной восприимчивости используются для двух целей: стратиграфического расчленения и корреляции удаленных разрезов между собой. Примерами использования магнитной восприимчивости могут служить следующие работы – Liu et al., 1988; Ding et al., 2002; Song et al., 2010.

Измерение магнитной восприимчивости образцов отложений проведено автором вместе с инженерами-исследователями Мареевой А., Лазуковой Л., Рудинской А. при помощи каппаметра ZHstruments SM-150L в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН. Образцы предварительно измельчались до однородного порошка, который равномерно распределялся по полиэтиленовому пакету. При измерении пакет с образцом плотно прижимался к детектору каппаметра диаметром 50 мм. Для каждого образца проводилось четыре измерения и рассчитывалось среднее значение.

4.3.3. Потери при прокаливании

Последовательное определение потерь при прокаливании (ППП) при двух температурных режимах (550 и 950 градусов Цельсия) является стандартной методикой (Heiri et al., 2001) оценки содержания органического вещества и карбонатов в отложениях. Значения ППП 550 отражают содержание органического вещества и могут быть использованы для выявления гумусовых горизонтов палеопочв. ППП 950 градусов позволяет оценить содержание карбонатов. Вариации органики и карбонатов по глубине могут указывать на типы и интенсивность процессов почвообразования. Увеличение содержания органики и уменьшение содержания карбонатов в верхней части профиля, при обратной ситуации в нижней части профиля, типична для черноземовидных палеопочв степных регионов (Panin et al., 2018).

Образцы объемом 10 мл предварительно высушивались 12 часов при 105°C. Затем проводилось прокалывание в муфельной печи при двух температурных режимах – 4 ч при 550°C и 2 ч при 950°C. Потери в весе определялись повторным взвешиванием на электронных весах с точностью до 0.01 грамма. Результирующие значения вычислялись следующим образом: $ППП\ 550 = ((DW_{105} - DW_{550}) / DW_{105}) * 100$; $ППП\ \Delta 950 = ((DW_{550} - DW_{950}) / DW_{105}) * 100$, а DW – сухой вес. Содержание CaCO₃ можно рассчитать по формуле: $ППП\ \Delta 950 / 0.44$ (Dean, 1974). Исследование проводилось в Лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН автором вместе с инженерами-исследователями Мареевой А., Лазуковой Л., Рудинской А.

4.3.4. Валовый химический анализ

Анализ макро- и микроэлементов позволяет восстановить состав исходных пород, определить источники лёссов и распределение геохимических параметров (Frye et al., 1968; Pewe and Journaux, 1983; Taylor and McLennan, 1985; Bhatia and Crook, 1986; Liu et al., 1988; Eden et al., 1994; Gallet et al., 1996; Grimley et al., 1998; Jeong et al., 2008; Muhs et al., 2008; Sun et al., 2008; Tao et al., 2014; Hu et al., 2017).

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) является одним из наиболее удобных и эффективных методов анализа валового химического состава отложений. Он позволяет за минимальный период времени получить информацию об элементном составе образцов почв и обломочных горных пород. С его помощью можно определить до 80 различных химических элементов от Na до U.

Определение элементного состава выполнялось в ЦКП «ИГЕМ-АНАЛИТИКА». Образцы предварительно прокаливались в муфельной печи при температуре 1000 °С, где спекались в гомогенную стекловидную массу для получения круглой однородной мишени. Затем образцы исследовались на спектрометрах Axios mAX Advanced и Epsilon 3 XLE компании PANalytical (Нидерланды).

4.3.5. Люминесцентное датирование

Развитие термолюминесценции (ТЛ), а затем и оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) в конце 20 века (Huntley et al., 1985; Aitken, 1985, 1998; Wintle and Raskman, 1988) открыло новые возможности для датирования ЛПС, расширив возрастные пределы датирования. Люминесценция использует минеральные зерна кварца и полевого шпата в качестве часов, которые измеряют количество времени, прошедшего с тех пор, как зерна подверглись воздействию тепла или света. В процессе датирования минералы рассматриваются как естественные дозиметры, которые улавливают электроны в дефектах кристаллической решетки минералов (Aitken, 1985).

Радиоактивными изотопами (^{239}U , ^{232}Th , ^{40}K) производится ионизирующее излучение, которое улавливается зернами кварца и полевого шпата (Aitken, 1998). Также улавливается космическое ионизирующее излучения (Prescott and Hutton, 1994). Энергия от излучения накапливается в минерале до тех пор, пока он не подвергнется воздействию тепла выше 300 °С или солнечного света (обнуление или засветка). Этот процесс вытесняет электроны из их ловушек, производя свечение (люминесценцию). Количество излучаемого света пропорционально количеству ионизирующего излучения, полученного зерном. Следовательно, если определить объем радиации, которой минерал подвергается в год (скорость накопления радиационной дозы, РД) и количество накопленной радиации в частице (эквивалентная доза,

ЭД), возраст можно рассчитать по формуле: возраст = ЭД/РД (Huntley et al., 1985). Основным недостатком данного метода является его довольно большая неточность – 5–10 %. К плюсам данного метода можно отнести относительно большой возрастной предел до 200 тысяч лет, а также высокую распространенность материала для датирования (зерна кварца и полевого шпата). С некоторыми типами отложений возникает проблема с неполным обнулением, однако, лёсс, как эоловый осадок, является одним из наиболее подходящих материалов, поскольку при эоловой транспортировке происходит, как правило, полное обнуление образца (Aitken, 1998; Murray and Wintle, 2000; Wintle and Murray, 2006).

Подготовка образцов к измерениям проводилась в Лаборатории прикладной геофизики Института ассоциации Лейбница (Ганновер, Германия) автором работы при освещении красными светодиодными лампами под руководством профессора М. Фрехена и доктора С. Тсукамото. Образцы были просеяны, после чего была выбрана фракция 63–90 мкм. Полученный материал был последовательно обработан 10 % раствором соляной кислоты HCl для удаления карбонатов, 10 % раствором перекиси водорода H₂O₂ для удаления органического вещества и 4 % раствором оксалата натрия Na₂C₂O₄ для лучшей диспергации материала (рисунок 60). Зерна полевого шпата были выделены из каждого образца с помощью плотностной сепарации в тяжелой жидкости SPT (Sodium polytungstate) с плотностными границами 2.53 и 2.58 г/см³. Для измерения сигнала полевого шпата использовался протокол post-IR IRSL (Thiel et al., 2011). Измерения осуществлялись на приборе – Risø TL/OSL Reader (рисунок 61). Аликвоты подвергались предварительному нагреву до температуры 250°C с последующим измерением при инфракрасной стимуляции и температуре 50°C и повторным измерением при 225°C. Для подсчета эквивалентной дозы использовались данные повторного измерения. Для корректировки изменений, связанных с эффектом аномального падения сигнала, в полевых шпатах использовалась модель Роми Карса (Kars et al., 2014). Для этого потребовались дополнительные измерения скорости падения сигнала. С этой целью образец полностью обнулялся в солнечной ванне, где подвергался облучению светом и нагреву до температуры более 300 градусов. Затем этому образцу задавалась доза, близкая к его предполагаемому натуральному сигналу. После чего производилось последовательное измерение алиquot с определенной паузой для получения тренда падения сигнала. Подсчет корректировки осуществлялся с помощью пакета luminescence в программной среде R-studio. На данный момент удалось провести корректировку только для образца 4054. Кроме того, этот же образец подвергся тесту восстановленной дозы. Изначально алиquota два раза подвергалась облучению инфракрасным светом по 8 часов, между которыми была 30 минутная пауза. После этого образцам задавалась определенная доза, которая затем измерялась с помощью обычного

post-IR IRSL протокола. Разница между заданной и измеренной дозой не должна была превышать 10 %. Таким образом, было получено 9 дат.

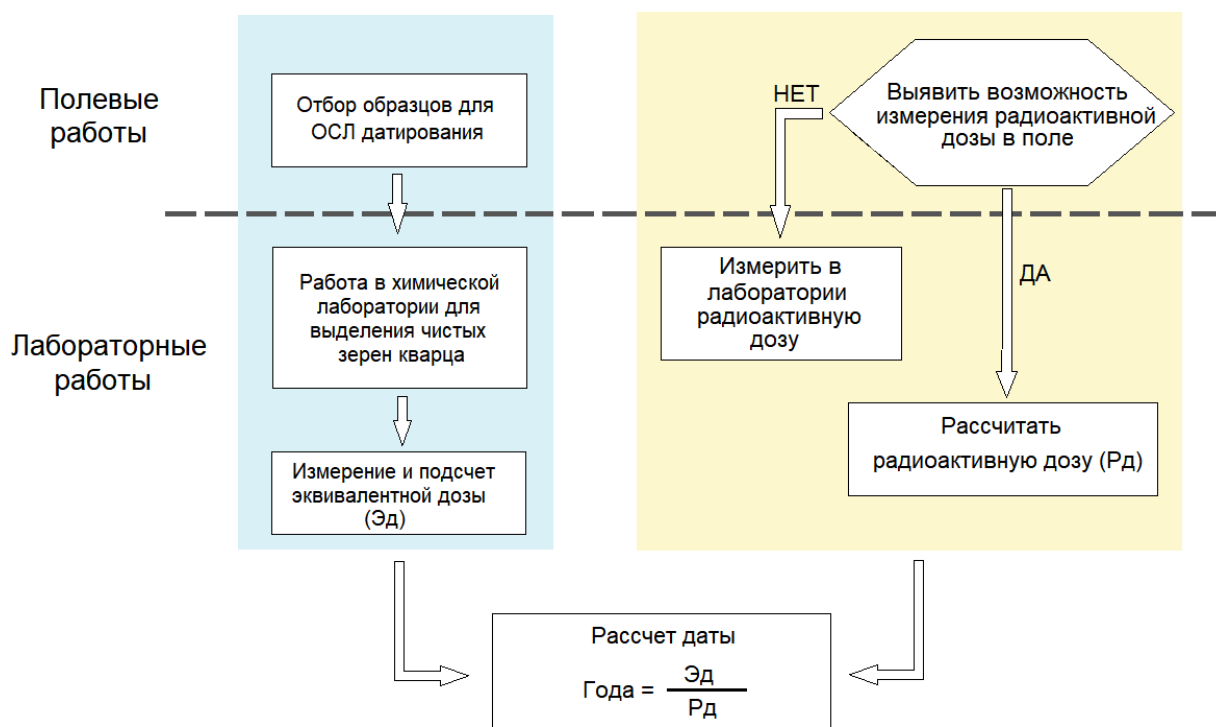


Рисунок 60. Упрощенный алгоритм определения возраста люминесцентным методом (Murray and Wintle, 2000)

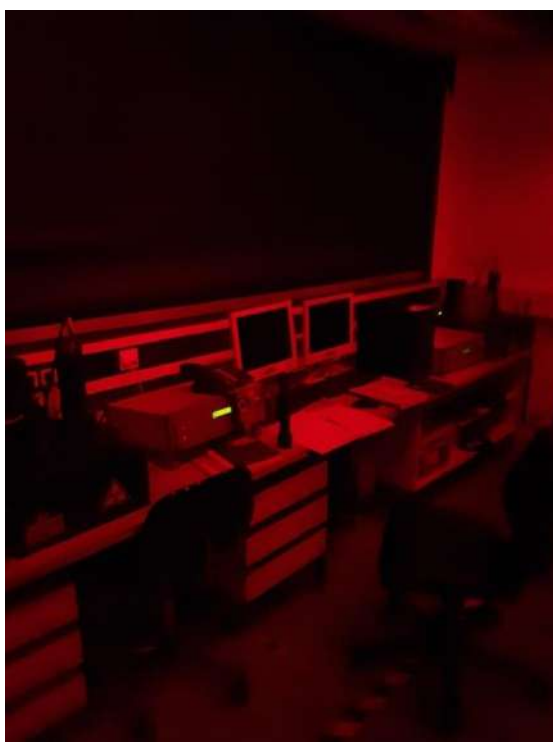
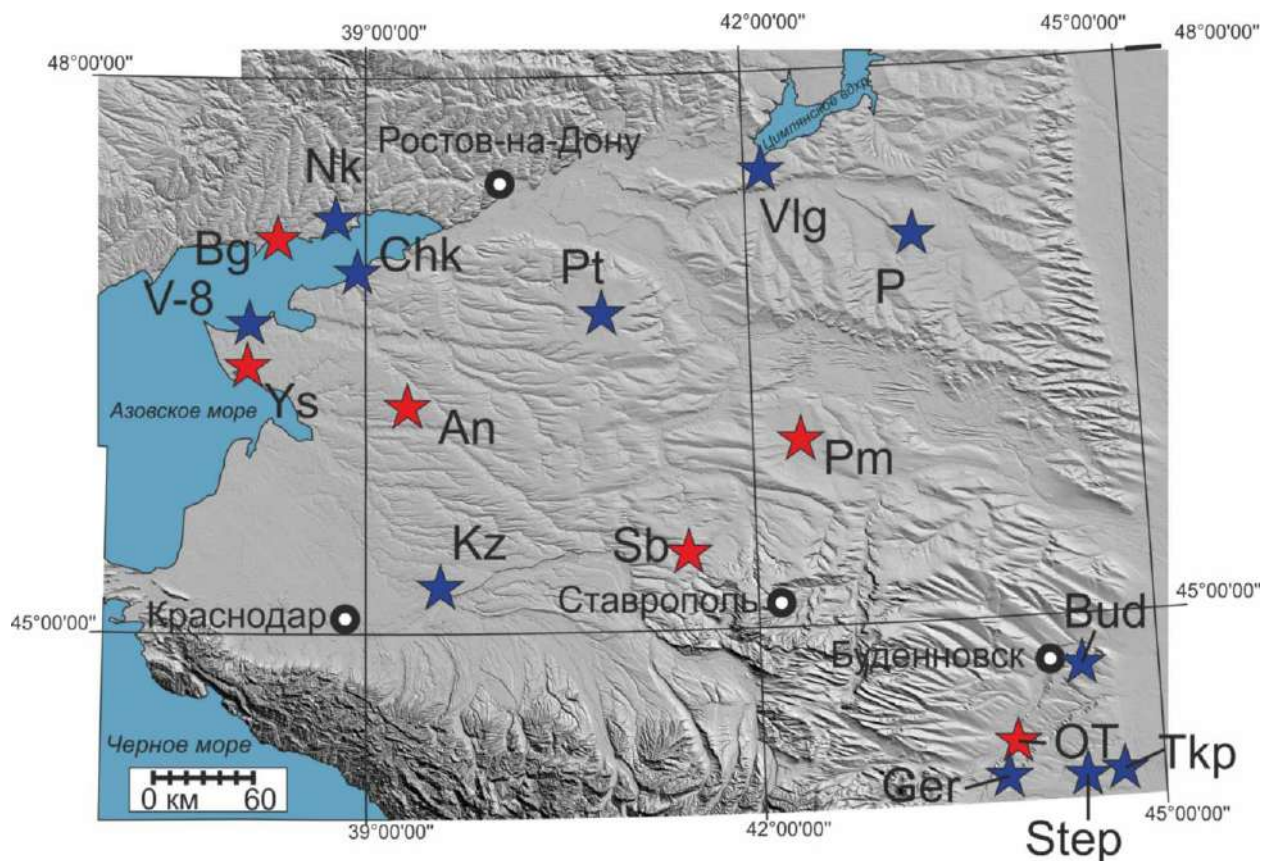


Рисунок 61. Risø TL/OSL Reader в лаборатории LIAG Ганновер, Германия

Глава 5. Строение и пространственная изменчивость верхнечетвертичных ЛПС

Предкавказья

В разделе представлены результаты исследований, полученных по шести ключевым участкам (рисунок 62). Ключевые участки охватывают западную, центральную и восточную часть Предкавказья для того, чтобы полностью охарактеризовать ЛПС региона, выявить неоднородности в строении. Пять из них (скважины Ясенская – Ys; Андрющенко – An; Sb – Сладкая-Балка; Pm – Первомайская, ОТ – Отказное) были изучены в ходе полевых работ в 2017–2018 гг., а участок Беглица – Bg, являющийся естественным обнажением в абразионном уступе Азовского моря, был исследован в ходе полевых работ 2016 года. Помимо этого, в ходе полевых работ 2018 г. были отобраны поверхностные пробы с двух уровней: 0.0 м (современная почва) и 2.0 м (подстилающий почву лёсс) в 16 точках в автономных геоморфологических позициях, равномерно распределенных по региону исследования.



ОТ – Отказное, Sb – Сладкая Балка, Pm – Первомайская, An – Андрющенко, Ys – Ясенская, Bg – Беглица, Nk – Никольская, V-8 – Воронцовка, Chk – Чумбур-коса, Kz – Казанская, Pt – Петровка, Vlг – Волгодонск, P – Пролетарская, Bud – Буденновск, Ger – Георгиевск, Step – Степное, Tkr – Терско-Кумские пески

Рисунок 62. Расположение ключевых участков (красные звезды) и мест отбора поверхностных проб (синие звезды)

5.1. Ключевой участок «Отказное (ОТ)» (Терско-Кумская низменность)

5.1.1. Местоположение

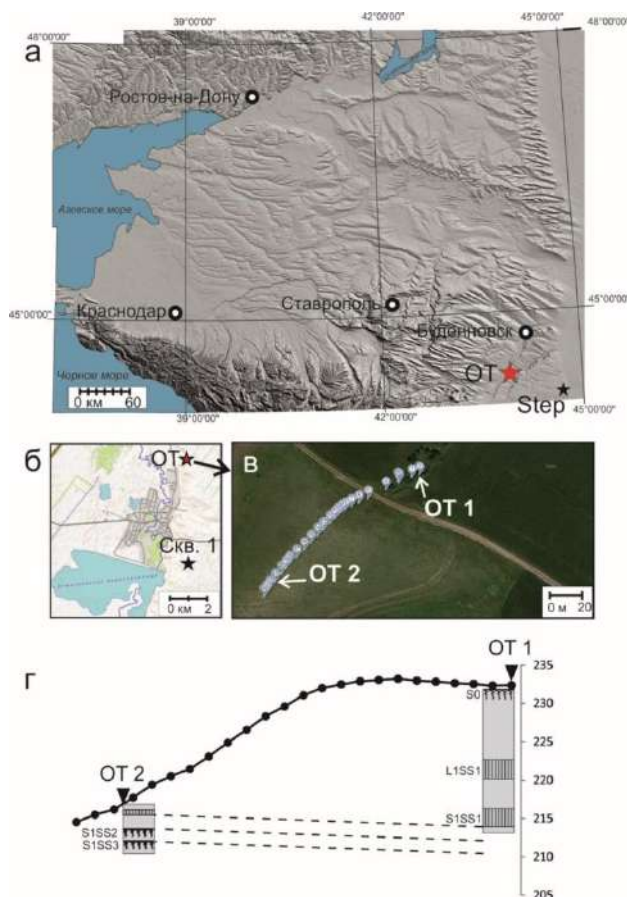
Участок «Отказное» расположен на высоком правом берегу Кумы в 3.5 км к СЗ от центра села Отказное. Территория участка является переходной от степей к полупустыне. В районе не редки засухи, ветры-суховеи и пыльные бури. Среднегодовое количество осадков составляет 400–450 мм (Атлас Ставропольского края, 1968). В районе преобладают восточные и западные ветра, причем их наибольшая сила наблюдается в марте-апреле. Летом преобладающим направлением ветра является западное, зимой – восточное (рисунок 45). По данным Н.А. Гвоздецкого (1963), в среднем на Терско-Кумской низменности бывает 25 дней в году, когда скорость ветра превышает 15 м/с. Средняя температура воздуха в январе -2..-3°С. Средняя температура июля +25 градусов. Развиты темно-каштановые почвы (Мильков и Гвоздецкий, 1976).

Было проведено ручное бурение двух скважин с перекрытием по глубинам: скважина ОТ 1 (N 44.347°, E 43.877°, $H_{абс}=234$ м) – на междуречье; скважина ОТ 2 (N 44.3464°, E 43.8759°, $H_{абс}=219$ м) – на крутом балочном склоне. Из этих двух скважин была составлена сводная колонка ОТ (рисунки 63, 64). Колонка ОТ располагается в 5 км к северу от опорной Скважины-1 1986 г. (Галай, 1992; Андреев и др., 2008; Bolikhovskaya et al., 2016).



ОТ – бурение 2017-2018 гг., опорная Скважина 1 – бурение 1986 г.

Рисунок 63. Ключевой участок Отказное, снимок с БПЛА



а – обзорная карта, топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM; б – схема расположения участка ОТ по отношению к Скв. 1 (1986 г.), топографическая основа – Open Toro Map; в – участок ОТ, точками показаны пикеты съемки ГНСС ровером, стрелками – скважины, основа – космический снимок; г – профиль по линии ОТ 2 – ОТ 1

Рисунок 64. Расположение скважин на ключевом участке Отказное

5.1.2. Строение разреза

Сводная колонка ОТ по результатам полевых описаний и литологических анализов представлена следующими подразделениями (рисунок 65):

S0 (0.0–1.6 м) – легкий темно-серый суглинок до глубины 0.8 м [А горизонт современной почвы]. Гумусированный, с включениями корней растений. Ниже постепенно переходит к светло-палевому цвету [Вк горизонт современной почвы]. Гумусированный, с включениями корней растений. В нижней части слоя встречаются карбонатные конкреции диаметром до 1 см. Граница четкая по механическому составу и цвету. Для этого интервала отмечается содержание песка от 14 до 32 %, при среднем 17 %. Доля глины от 14 до 28 %, при среднем 17 %. МРЧ от 16 до 28 мкм, при среднем 20 мкм. Показатели ППП $\Delta 950$ от 2.0 до 6.5 %, при среднем 4.7 %. ППП 550 от 2 до 8 %, при среднем 5 %. Показатели магнитной восприимчивости повышены от 0.20 до $0.45 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.32 \cdot 10^{-3}$ СИ [Современная почва].

L1LL1 (1.6–9.6 м) – светло-палевая лёссовидная супесь, нижняя граница плавная. Наблюдаются экстремумы песка на глубинах 3.3 и 7.7 м, превышают 40 %. Доля песка изменяется от 18 до 47 %, при среднем 29 %. Доля глины от 11 до 19 %, при среднем 16 %. Показатели МРЧ от 20 до 46 мкм, при среднем 27 мкм. Показатели магнитной восприимчивости низкие – от 0.15 до $0.27 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.20 \cdot 10^{-3}$ СИ. Показатели ППП 550 от 1.8 до 4.0 %, при среднем 3.0 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 3.7 до 6.8 %, при среднем 4.7 % [Лёсс].

L1SS1 (9.6–12.4 м) – палевая лёссовидная супесь, нижняя граница плавная. Показатели ППП $\Delta 950$ изменяются от 2.8 до 4.9 %, при среднем 3.8 %. Показатель ППП 550 от 2.3 до 8.1 %, при среднем 4.7 %. Доля содержания глинистой фракции от 12 до 22 %, при среднем 17 %. Вместе с этим, внутри интервала L1SS1 наблюдается узкий пик содержания песка (43 %) – на глубине 10.6 м. Доля песка изменяется от 16 до 43 %, при среднем 25 %. МРЗ от 18 до 42 мкм, при среднем 24 мкм. Показатели магнитной восприимчивости от 0.13 до $0.24 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.20 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс со слабыми признаками почвообразования].

L1LL2 (12.4–15.7 м) – светло-палевая лёссовидная супесь, нижняя граница плавная. Доля песка изменяется от 20 до 31 %, при среднем 25 %. Доля глины от 13 до 20 %, при среднем 17 %. МРЗ от 20 до 31 мкм, при среднем 25 мкм. ППП 550 от 1.9 до 3.8 %, при среднем 3.0 %. ППП $\Delta 950$ от 3.6 до 6.1 %, при среднем 4.4 %. Показатели магнитной восприимчивости от 0.12 до $0.22 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.18 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс].

S1SS1 (15.7–17.5 м) – темно-палевый легкий суглинок, нижняя граница плавная. Значения магнитной восприимчивости изменяются от 0.17 до $0.24 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.20 \cdot 10^{-3}$ СИ. ППП 550 от 2.4 до 4.5 %, при среднем 3.8 %. ППП $\Delta 950$ от 2.6 до 5.6 %, при среднем 3.8 %. Содержания песка от 11 до 19 %, при среднем 15 %. Доля глинистой фракции от 15 до 24 %, при среднем 20 %. МРЗ от 14 до 21 мкм, при среднем 18 мкм [Лёсс со слабыми признаками почвообразования].

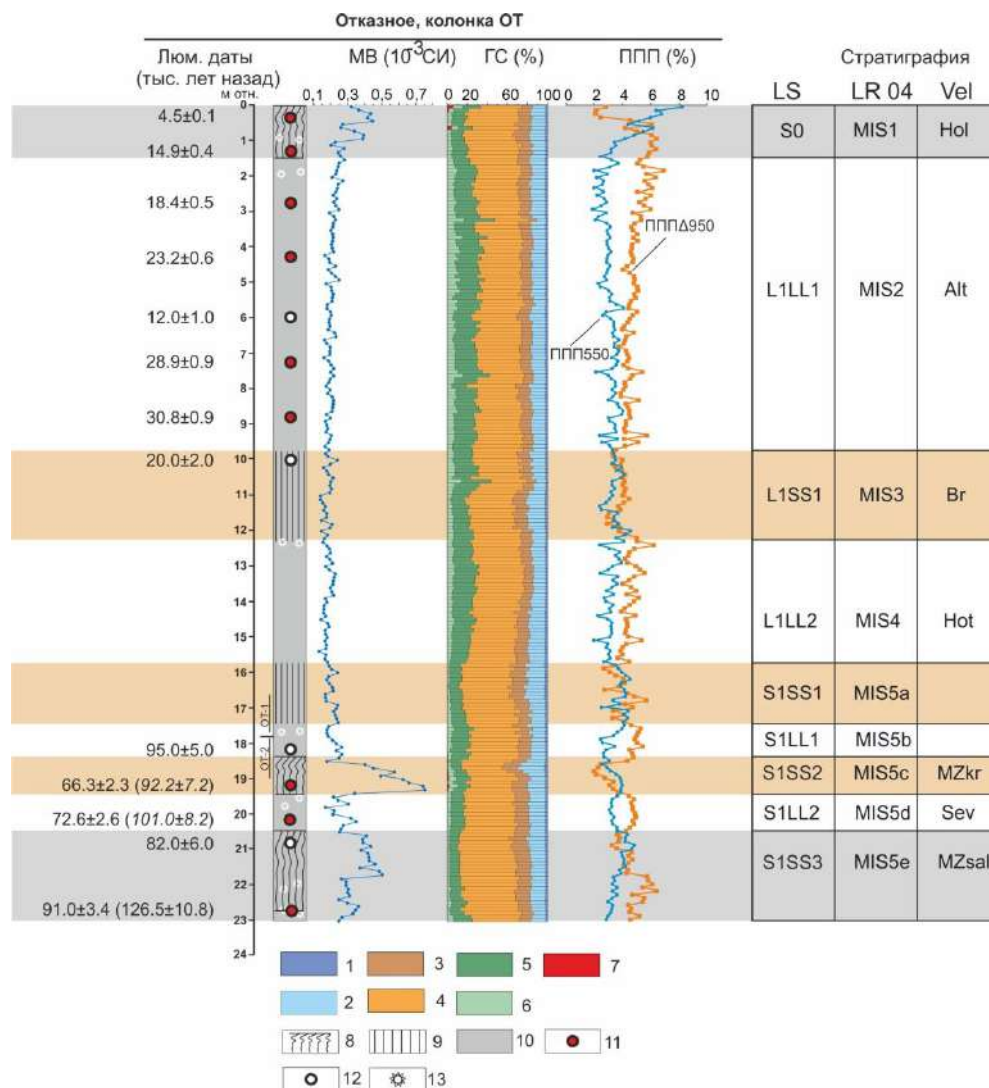
S1LL1 (17.5–18.4 м) – легкий палевый суглинок, нижняя граница четкая по цвету. Доля песка изменяется от 18 до 26 %, при среднем 22 %. Доля глины от 15 до 21 %, при среднем 17 %. МРЗ от 12 до 23 мкм, при среднем 17 мкм. ППП 550 от 2.5 до 4 %, при среднем 3.3 %. ППП $\Delta 950$ от 1.9 до 4.7 %, при среднем 3.0 %. Магнитная восприимчивости от 0.17 до $0.27 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.21 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс].

S1SS2 (18.4–19.5 м) – серовато-бурый легкий суглинок, гумусированный, в нижней части наблюдаются рассеянные карбонаты, нижняя граница четкая по цвету и механическому составу. Отличается экстремально высокими значениями магнитной восприимчивости от 0.17 до $0.75 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.5 \cdot 10^{-3}$ СИ. ППП 550 изменяется от 2.5 до 4 %, при среднем 3.3 %. ППП $\Delta 950$ от 1.9 до 4.7 % при среднем 3.0 %. Доля песка от 13 до 23 %, при среднем 18 %.

Доля глины от 17 до 30 %, при среднем 21 %. МРЗ от 12 до 23 мкм, при среднем 17 мкм [Палеопочва].

S1LL2 (19.5–20.5 м) – палевый легкий суглинок, нижняя граница четкая по цвету и механическому составу. Доля песка изменяется от 15 до 18 %, при среднем 17 %. Доля глины от 17 до 20 %, при среднем 18 %. МРЗ от 16 до 20 мкм, при среднем 18 мкм. ППП 550 от 3.0 до 3.5 %, при среднем 3.2 %. ППП Δ 950 от 4.4 до 4.9 %, при среднем 4.7 %. Магнитная восприимчивость от 0.17 до $0.35 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.25 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс].

S1SS3 (20.5–23.0 м) – серо-бурый легкий суглинок, гумусированный, в нижней части становится более светлым, встречаются рыхлые карбонатные конкреции. Высокие значения магнитной восприимчивости изменяются от 0.24 до $0.51 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.36 \cdot 10^{-3}$ СИ. ППП Δ 950 от 3.1 до 6.3 %, при среднем 4.6 %. ППП 550 от 2.9 до 4.8 %, при среднем 3.7 %. Доля песка от 10 до 19 %, при среднем 13 %. Доля глины от 15 до 22 %, при среднем 18 %. МРЗ 14 до 21 мкм, при среднем 17 мкм [Палеопочва].



Аналитические характеристики: MB – магнитная восприимчивость, ГС – гранулометрический состав, ППП – потери при прокаливании

Гранулометрические фракции: 1 – мелкая глина (<0.001 мм), 2 – крупная глина (0.001-0.005 мм), 3 – мелкий алеврит (0.005-0.01 мм), 4 – крупный алеврит (0.01-0.05 мм), 5 – тонкий песок (0.05-0.1 мм), 6 – мелкий песок (0.1-0.25 мм), 7 – средний песок (0.25-0.5 мм).

Условные обозначения к колонкам: 8 – полнопрофильные «зрелые» почвы; 9 – слои со слабыми признаками почвообразования; 10 – лёсс; 11 – люминесцентные даты LIAG; 12 – люминесцентные даты ВСЕГЕИ; 13 – карбонаты; LR04 – Lisiecki, Raymo, 2005; Vel – стратиграфическая схема по Величко и Морозова, 2015; Hol – голоценовая почва; Alt – алтыновско-деснинский лёсс; Br – брянская палеопочва; Hot – хотылевский лёсс; MZkr – крутицкая палеопочва; Sev – севский лёсс; MZsal – салынская палеопочва.

Все люминесцентные даты на рисунке – в формате «тысяч лет назад». Дата в скобках прямым шрифтом – скорректирована на аномальное падение сигнала КПШ, даты в скобках курсивом – симулированы

Рисунок 65. Строение и аналитические характеристики лёссово-палеопочвенных серий в колонке ОТ

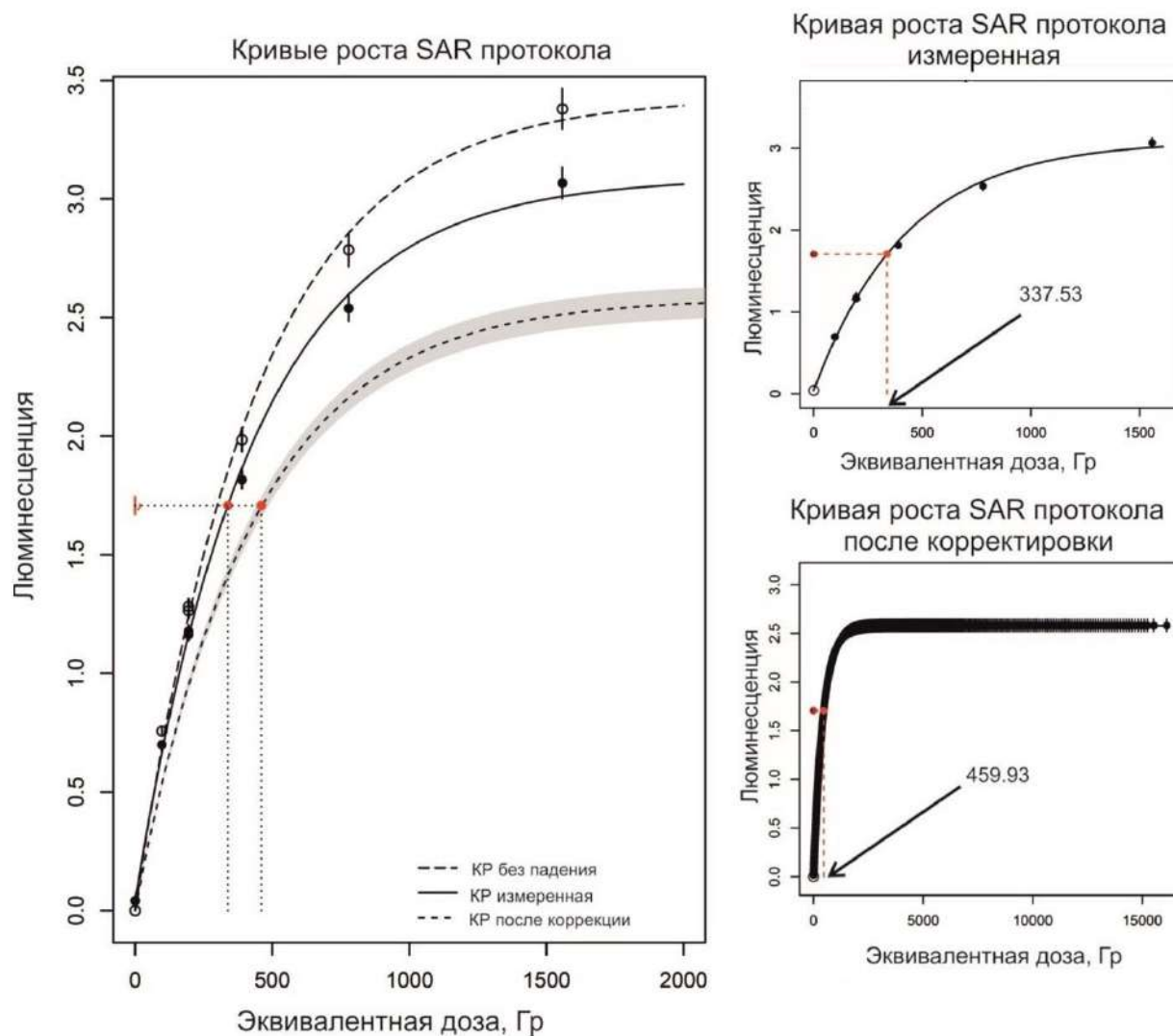
5.1.3. Возраст отложений

В ходе исследования была получена серия из 13 люминесцентных дат, представленных в таблице 8 и на рисунке 65.

Результаты датирования в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Люминесцентное датирование (таблица 9) выполнено М.В. Ручкиным и И.В. Тимофеевой. Значение влажности принималось во всех образцах как 75 % от полного влагонасыщения. Для двух верхних образцов (ОТ-1_5.8–6.1 и ОТ-1_10.0–10.3) даты получены по кварцу фракции 90–180 мкм по 11 и 9 аликвотам соответственно. Для двух нижних образцов (ОТ-2_2.0–2.3 и ОТ-2_4.7–5.0) даты были получены по полевому шпату фракции 63–90 мкм и 90–180 мкм соответственно – по трем аликвотам из каждого образца. Кварц в двух нижних образцах оказался перенасыщенным (эквивалентная доза >165 Гр и >105 Гр соответственно), что не позволило определить конечную дату.

Результаты датирования в лаборатории LIAG (Ганновер, Германия). Люминесцентное датирование выполнено автором работы. Для измерения накопленной природной дозы использованы зерна полевого шпата двух размерных фракций: образцы ОТ-1_0.5, ОТ-1_1.3–1.6, ОТ-1_8.8–9.1 были измерены по фракции 63–90 мкм, остальные измерялись по фракции 90–180 мкм. Измерение на ридере осуществлялось минимум по 10 аликвотам. Результаты по каждой из аликвот, измеренных в LIAG, были конечными. Определение накопленной природной дозы производилось путем проецирования измеренного люминесцентного сигнала на расчетную кривую роста SAR протокола, как минимум, между двумя точками добавленной дозы.

Три нижних образца были измерены с перенасыщенной кривой с целью определения предела насыщения полевого шпата. Этот тест является основой для дальнейшей коррекции возраста на аномальное падение сигнала полевого шпата в образцах старше 50 тыс. лет (рисунок 66) (Kars et al., 2008). Ввиду больших временных затрат, такая коррекция была выполнена пока только для одного образца – ОТ-2_6.8–7.1. Скорректированный возраст вырос на 39 % – с 91.0 ± 3.4 т.л.н. до 126.5 ± 10.8 т.л.н. Для увеличения достоверности модели осадконакопления возраст двух вышележащих образцов LIAG (ОТ-2_3.1–3.4 и ОТ-2_4.1–4.4) был симулирован – пропорционально увеличен на 39 % (отмечено красными овалами на рисунке 67).



KP – кривая роста SAR протокола

Рисунок 66. Корректировка образца OT-2 6.8–7.1 на аномальное падение сигнала в полевом шпате по методике А. Карса (Kars et al., 2008)

Образец OT-2_6.8–7.1 прошел тест восстановленной дозы. Изначально аликвота два раза подвергалась облучению инфракрасным светом по 8 часов, между которыми была 30-минутная пауза. После этого образцам задавалась определенная доза, которая затем измерялась с помощью обычного post-IR IRSL протокола. Разница между заданной и измеренной дозой не превысила предельно допустимую (10 %).

Опираясь на современные гидрогеологические условия, геоморфологическое положение скважины и автоморфизм палеопочв, автором работы было принято условное водонасыщение 20 % для всех образцов. Скорость накопления радиационной дозы по разрезу колеблется в диапазоне 3.5–3.8 Гр/тыс. лет, что говорит об относительной однородности состава исследуемого материала. В серии дат LIAG не наблюдается инверсий.

Возрастное моделирование. С помощью пакета Bacon в программной среде R-studio были построены возрастные модели байесовским методом (БМ – рисунок 67) в двух вариантах: 1) с использованием всех дат; 2) с использованием дат, полученных в LIAG. Третий вариант возрастной модели был построен методом линейной интерполяции (МЛИ – рисунок 67) – она учитывает только даты LIAG. На рисунке 67 видно, что даты по кварцу (глубины 5.8–6.1 и 10.0–10.3 м) значительно моложе близких по глубинам дат LIAG. Они были забракованы моделью Bacon. Даты с глубин 18.1–18.4 и 20.8–21.1 м имеют возрастную инверсию и также выбиваются из ряда полученных других дат. Одной из причин таких расхождений может быть малое количество аликвот, по которым получены вышеуказанные даты. Все это в совокупности дает нам основание считать даты с глубин 5.8–6.1, 10.0–10.3, 18.1–18.4 и 20.8–21.1 недостаточно достоверными. Эти даты не были учтены при дальнейших расчетах.

Темпы осадконакопления. На основе БМ и МЛИ были рассчитаны темпы вертикального прироста лёссовой толщи. Для обеих моделей бралось среднее расчетное значение темпов аккумуляции. Однако необходимо учитывать, что модальное значение для БМ в 1.5–2.0 раза ниже среднего значения (рисунок 68). Наиболее низкие скорости аккумуляции отмечаются в голоцене – 9 см/тыс. лет по МЛИ и 15 см/тыс. лет по БМ (МИС 1). Наиболее высокие скорости по обеим моделям устанавливаются в интервале 25–30 тыс. лет назад – до 79 см/тыс. лет по МЛИ и до 135 см/тыс. лет по БМ. В течение всего интервала МИС 2 темпы аккумуляции оставались высокими – не ниже 22 см/тыс. лет по МЛИ и не ниже 70 см/тыс. лет по БМ.

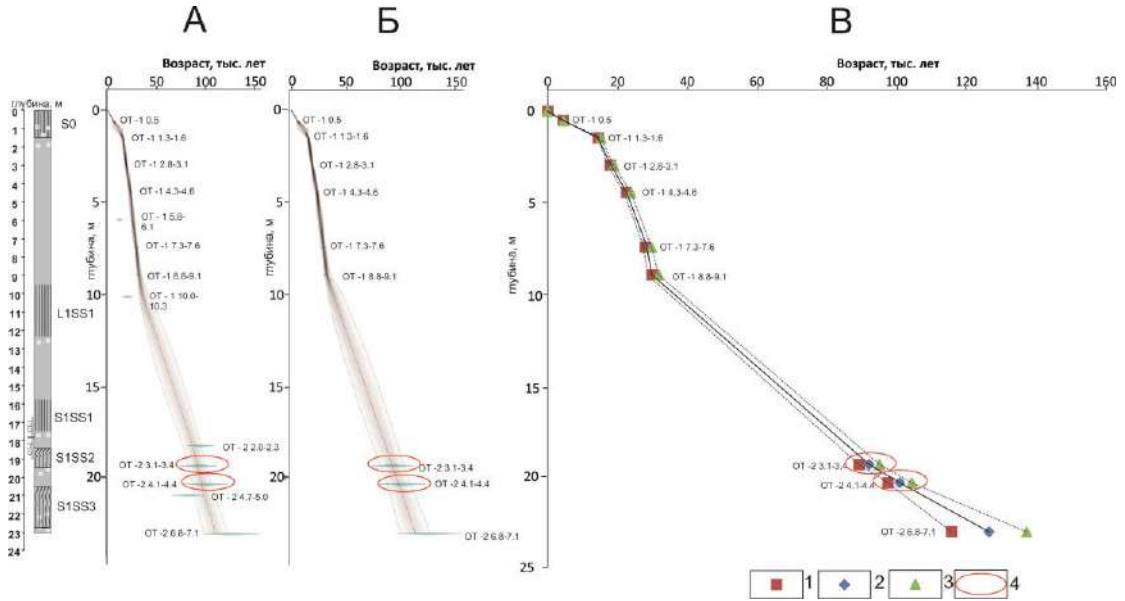
При сравнении возрастных моделей (рисунок 67) видна высокая сходимости расчетного возраста границ стратиграфических подразделений вплоть до подошвы S1SS2 (таблица 8). Ниже наблюдается расхождение: БМ существенно занижает возраст двух нижних палеопочв по сравнению с МЛИ. Расчетные темпы аккумуляции по МЛИ лучше согласуются с теоретическими представлениями. Так, расчетные темпы аккумуляции внутри последнего (микулинского) межледниковья оказались близкими к голоценовым, что логично, учитывая сходство межледниковых эпох. Таким образом, мы считаем МЛИ наиболее достоверной возрастной моделью для имеющегося набора дат.

В интервале МИС 3–МИС 5b ввиду недостатка дат мы можем лишь грубо оценить средние темпы аккумуляции для всего интервала (рисунок 68) – 16 см/тыс. лет по МЛИ и 45 см/тыс. лет по БМ. Ниже, в интервале МИС 5b–МИС 5e, наблюдается (рисунок 68) расхождение по двум моделям: по БМ темпы аккумуляции лежат в диапазоне 45–65 см/тыс. лет, но, согласно МЛИ, темпы аккумуляции составляли 10–11 см/тыс. лет. Возраст стратиграфических подразделений, рассчитанный по МЛИ, хорошо согласуется с возрастными границами МИС (таблица 8), что говорит о хорошей сохранности последовательности

позднеплейстоценовых отложений, а также о высокой корреляции почвенных уровней с термохронами и уровней «чистых» лёссов с криохронами.

Таблица 8. Возраст границ стратиграфических подразделений, рассчитанный по разным моделям осадконакопления для колонки ОТ. Возраст приведен в формате «среднее (минимальный – максимальный)». Обозначение индексов по схеме Величко и Морозова, 2015: *Hol* – голоценовая почва; *Alt* – алтыновско-деснинский лёсс; *Br* – брянская палеопочва; *Hot* – хотылевский лёсс; *MZkr* – крутицкая палеопочва; *Sev* – севский лёсс; *MZsal* – салынская палеопочва

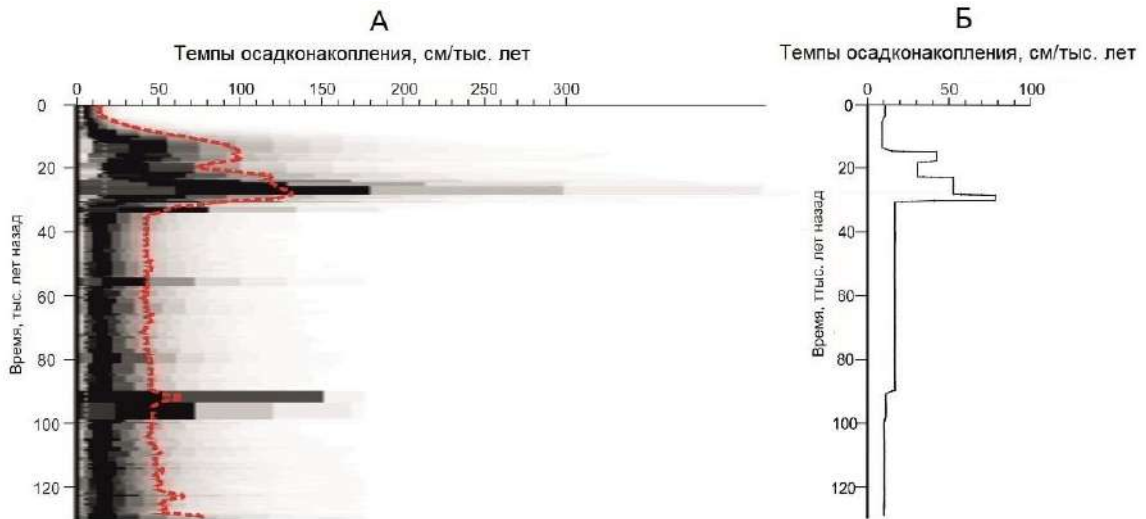
Стратиграфическое подразделение	Глубина слоя, м	Возраст подошвы по байесовской модели, т.л.н. Все даты	Возраст подошвы по байесовской модели, тыс. лет назад Даты – LIAG	Возраст подошвы по линейной модели, т.л.н. Даты – LIAG	Нижние границы МИС, т.л.н. (Lisiecki and Raymo, 2005)
S0 (Hol)	0.0-1.6	15.3 (13.9-16.4)	15.3 (13.9-16.4)	15.3 (14.8-15.7)	МИС 1 14
L1LL1 (Alt)	1.6-9.6	34.0 (31.0-38.5)	35.9 (32.0-42.2)	34.7 (33.3-36.0)	МИС 2 29
L1SS1 (Br)	9.6-12.4	50.1 (41.2-60.8)	52.2 (42.8-63.5)	51.2 (48.2-54.3)	МИС 3 57
L1LL2 (Hot)	12.4-15.7	70.9 (59.9-81.5)	71.4 (59.8-83.6)	70.7 (65.7-75.7)	МИС 4 71
S1SS1	15.7-17.5	82.2 (71.6-91.7)	81.8 (70.0-93.6)	81.3 (75.2-87.4)	МИС 5a 82 – пик
S1LL1	17.5-18.4	87.4 (77.7-95.9)	87.0 (75.9-98.2)	86.6 (80.0-93.3)	МИС 5b 87 – пик
S1SS2 (MZkr)	18.4-19.5	92.4 (82.8-101.2)	93.4 (82.5-104.0)	93.5 (86.2-100.9)	МИС 5c 96 – пик
S1LL2 (Sev)	19.5-20.5	96.8 (87.0-106.5)	99.3 (88.1-110.3)	102.4 (94.1-110.7)	МИС 5d 109 – пик
S1SS3 (MZsal)	20.5-23.0	108.7 (96.6-121.2)	111.6 (98.3-125.0)	123.2 (112.8-133.7)	МИС 5e 130



А – байесовская модель, построенная в пакете Васон по датам LIAG и ВСЕГЕИ; Б – байесовская модель, построенная в пакете Васон по наиболее достоверным датам; В – модель, построенная методом линейной интерполяции по наиболее достоверным датам

Условные обозначения: 1 – нижняя граница доверительного интервала (1 сигма); 2 – среднее значение; 3 – верхняя граница доверительного интервала (1 сигма); 4 – симулированные даты

Рисунок 67. Возрастные модели



А – рассчитано на основе байесовской возрастной модели по наиболее достоверным датам в пакете Васон, красная пунктирная линия – среднее значение, интенсивность серого цвета – распределение плотности вероятности;

Б – рассчитано на основе линейной возрастной модели по наиболее достоверным датам, ломаная линия – среднее значение

Рисунок 68. Темпы осадконакопления по колонке OT

Таблица 9. Результаты люминесцентного датирования колонки ОТ (Отказное). Даты с индексом LUM сделаны в LIAG (Ганновер, Германия) автором диссертации; даты с индексом RGI – в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) сотрудниками лаборатории. Возраст, указанный в скобках у даты LUM 4054, получен в результате коррекции на аномальное падение сигнала полевого шпата. Возраст, указанный в скобках у дат LUM 4056 и LUM 4055, получен в результате симуляции

#	Лабораторный номер	Номер пробы при отборе	Глубина, м	Минерал	Водонасыщение, %	Размер зерен, мкм	Количество аликвот	U, Ppm	Th, ppm	K, %	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквивалентная доза, Гр	Возраст, т.л.н. В скобках – после коррекции/ симуляции
1	LUM4058	ОТ-1 0.5	0.5	Fs	20	63-90	10	2.47±0.03	9.80±0.08	1.92±0.02	3.55±0.20	16.01±0.44	4.52±0.12
2	LUM 4062	ОТ-1 1.3-1.6	1.3-1.6	Fs	20	63-90	10	2.58±0.05	10.25±0.10	1.87±0.03	3.55±0.20	52.87±1.41	14.90±0.39
3	LUM 4063	ОТ-1 2.8-3.1	2.8-3.1	Fs	20	90-180	10	3.02±0.04	10.54±0.10	1.95±0.03	3.70±0.20	68.24±1.81	18.42±0.49
4	LUM 4061	ОТ-1 4.3-4.6	4.3-4.6	Fs	20	90-180	10	2.79±0.05	10.46±0.10	1.89±0.03	3.61±0.20	84.08±2.31	23.27±0.64
5	LUM 4060	ОТ-1 7.3-7.6	7.3-7.6	Fs	20	90-180	12	2.67±0.05	9.98±0.11	1.92±0.03	3.59±0.20	103.91±3.25	28.95±0.90
6	LUM 4059	ОТ-1 8.8-9.1	8.8-9.1	Fs	20	63-90	11	2.62±0.03	10.24±0.08	1.87±0.02	3.56±0.20	109.75±3.51	30.86±0.98
7	LUM 4056	ОТ-2 3.1-3.4	19.2-19.5	Fs	20	90-180	10	2.87±0.04	11.21±0.10	2.14±0.03	3.87±0.20	256.74±8.92	66.32±2.30 (92.2±7.2)
8	LUM 4055	ОТ-2 4.1-4.4	20.2-20.5	Fs	20	90-180	12	2.76±0.05	11.04±0.12	2.16±0.03	3.86±0.20	280.36±10.0 5	72.64±2.60 (101.00±8.2)
9	LUM 4054	ОТ-2 6.8-7.1	22.9-23.2	Fs	20	90-180	12	2.58±0.05	10.64±0.11	1.95±0.03	3.64±0.20	330.85±12.5 3	91.01±3.44 (126.53±10.79)
10	RGI-0183	ОТ-1 5.8-6.1	5.8-6.1	Q	75	90-180	11	5.6±1.6	10.6±0.3	2.3±0.1	3.3±0.2	41±3	12±1
11	RGI-0187	ОТ-1 10.0-10.3	10.0-10.3	Q	75	90-180	9	6.2±1.8	11.6±0.3	2.4±0.1	3.5±0.2	71±5	20±2
12	RGI-0189a	ОТ-2 2.0-2.3	18.1-18.4	Q	75	63-90	3	6.5±1.8	12.3±0.3	2.5±0.1	3.8±0.2	>165	-
	RGI-0189b	ОТ-2 2.0-2.3	18.1-18.4	Fs	75	63-90	3				4.3±0.2	411±11	95±5
13	RGI-0184a	ОТ-2 4.7-5.0	20.8-21.1	Q	75	90-180	3	7.7±2.1	13.3±0.4	2.9±0.1	3.9±0.2	>105	-
	RGI-0184b	ОТ-2 4.7-5.0	20.8-21.1	Fs	75	90-180	3				4.7±0.3	382±9	82±6

5.1.4. Литологические характеристики

Гранулометрический состав. В отложениях преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 41 до 72 %, среднее значение 59 % (рисунок 65). Доля глинистой фракции колеблется от 12 до 30 %, среднее значение 17 %. Совокупная доля песка, представленного тонкой и мелкой фракциями, изменяется от 10 до 47 %, среднее значение 23 %. По разрезу выделяются единичные экстремумы песка на глубинах 3.2, 3.7, 7.7 м и 10.6 м. В распределении песка внутри валдайского лёсса усматривается определенная ритмичность – плавные волнообразные изменения содержания песка по глубине. Содержание пелитовой фракции достигает максимальных значений в интервалах глубин: 11.1–11.9 м, 14.3–16.7 м, 18.5–18.8 м, 20.7–20.8 м. Медиана колеблется от 0.011 до 0.046 мм, среднее значение 0.023 мм. Распределение по фракциям характеризуется униомодальностью с модой в крупном алеврите либо на границе крупного алеврита и тонкого песка.

Магнитная восприимчивость. Показатель МВ изменяется в пределах $0.130\text{--}0.761\cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.241\cdot 10^{-3}$ СИ (рисунок 65). Для палеопочвы S1 он в среднем составляет $0.330\cdot 10^{-3}$ СИ. Для валдайского лёсса значения сохраняются на стабильно низком уровне – $0.190\text{--}0.200\cdot 10^{-3}$ СИ. Максимальные значения МВ приурочены к гумусовым горизонтам палеопочв S1SS2 и S1SS3. Так, для S1SS2 палеопочвы на глубине 19.2 м зафиксирован абсолютный максимум – $0.761\cdot 10^{-3}$ СИ.

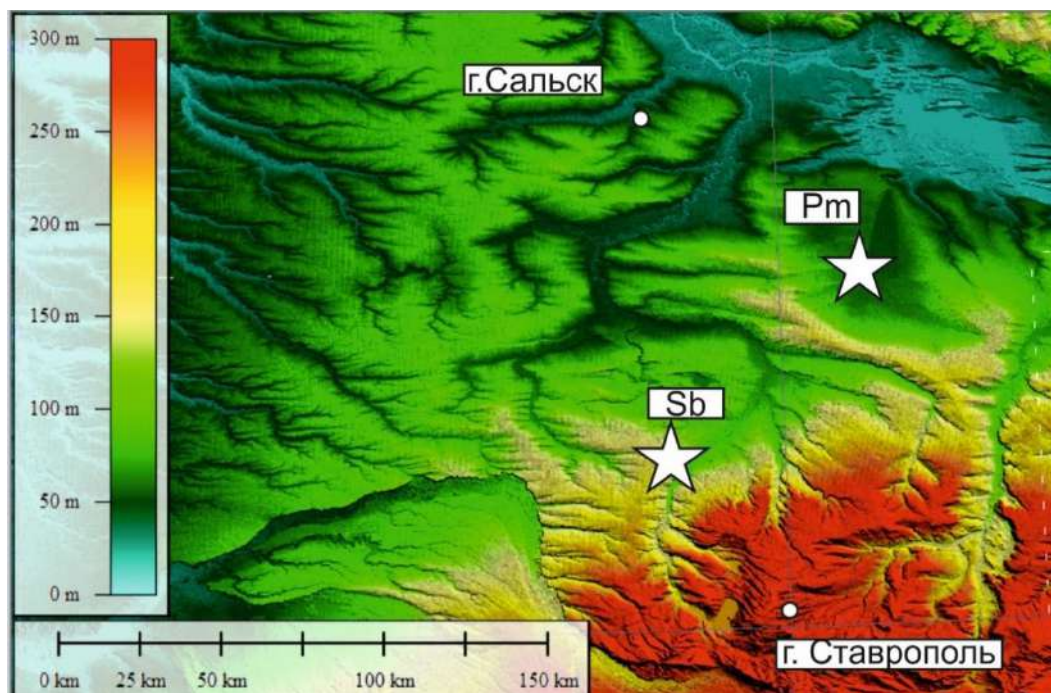
Потери при прокаливании. ППП 550 изменяются в интервале 1.8–8.2 % при среднем значении 3.4 % (рисунок 65). Максимальные значения характерны для S0 почвы (0 м), минимальные – для верхней части лёсса L1 (2.9 м). Для лёсса L1 в целом характерен невысокий разброс значений ППП 550 – от 1.8 до 4.5 %. Однако выделяется интервал 15.8–17.7 м со значениями ППП 550 несколько выше среднего (3.5–4.5 %), что может говорить о наличии здесь палеопочвы. По кривой на рисунке кривой ясно читаются два уровня (18.7–19.5 и 20.5–21.5 м) со значениями ППП 550 выше фоновых. Эти уровни соответствуют гумусовым горизонтам S1SS2 и S1SS3 палеопочв. ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах от 1.9 до 6.9 % при среднем 4.4 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов палеопочв В: S1 – до 6.0 %, S1SS2 – до 4.8 %, S1SS3 – до 6.3 %. Для лёссовых горизонтов значения ППП $\Delta 950$ в среднем составляют 4.4 %. Повышенные значения также наблюдаются в интервале 17.5–18.5 м, что указывает на наличие горизонта В палеопочвы (S1SS1), не выявленной при визуальном-морфологическом описании керн.

5.2. Ключевые участки «Сладкая-Балка (Sb)» и «Первомайская (Pm)» (северо-запад Ставропольской возвышенности)

5.2.1. Местоположение

Ключевой участок Сладкая Балка (скважина Sb: 45.532° с.ш., 41.451° в.д., $H_{абс}=154$ м, северо-западный макросклон Ставропольской возвышенности) располагается в 3 км к юго-западу от центра с. Гаевская на плосковершинном междуречье, между двумя балочными понижениями. Ключевой участок Первомайская (скважина Pm: 46.089° с.ш., 42.267° в.д. $H_{абс}$ 63 м, северный макросклон Ставропольской возвышенности) располагается в 20 км южнее долины Маныча, в 5 км к северо-западу от села Первомайское на плоском междуречье, между двумя замкнутыми вытянутыми депрессиями – западинами, ориентированными с юга на север (рисунок 69).

Ключевые участки Sb и Pm располагаются на Западном и Северном макросклонах Ставропольской возвышенности соответственно. Эти территории близки по температурному режиму, средняя температура января -5°C , июля от $+22$ до $+25^{\circ}\text{C}$. В районе ключевого участка Сладкая Балка среднее количество осадков ровняется 500–550 мм в год, в районе ключевого участка Первомайская – 400–450 мм (Атлас Ставропольского края, 1968). Оба участка относятся к степной зоне, преобладает разнотравно-ковыльная растительность на черноземах южных и обыкновенных (Мильков и Гвоздецкий, 1976).



Белыми кругами обозначены города, белыми звездами – ключевые участки

Рисунок 69. Северо-запад Ставропольской возвышенности. Расположение скважин на модели рельефа SRTM

5.2.2. Строение разрезов

В колонке **Sb** (рисунок 70) по результатам полевого описания и лабораторных анализов наблюдается следующее строение:

S0 (0.0–0.8 м) – темно-серый средний суглинок, к нижней части становится светлее. В нижней части слоя встречаются карбонатные конкреции до 8 мм в диаметре. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.28 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.32 \cdot 10^{-3}$ СИ. Показатели ППП 550 от 4 до 9 %, при среднем 7 %. ППП $\Delta 950$ от 1.9 до 3.6 %, при среднем 2.5 %. Содержание песка от 7 до 24 %, при среднем 14 %. Содержание глины от 12 до 15 %, при среднем 13 %. МРЗ от 17 до 26 мкм, при среднем 21 мкм [Горизонт А современной почвы].

L1 (0.8–5.3 м) – палевый лессовидный средний суглинок. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.12 до $0.35 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.18 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержания песка от 8 до 33 %, при среднем 14 %. Пиковое значения на глубине 2.7 м (33%). Содержание глины изменяется от 12 до 19 %, при среднем 15 %. МРЗ изменяется от 19 до 22 мкм, при среднем 20 мкм. ППП 550 от 2.4 до 7.9 %, при среднем 4.2 %. ППП $\Delta 950$ от 2.8 до 6.7 %, при среднем 5.0 % [Лёсс, в верхней части проработанный горизонтом Вк современной почвы].

S1SS1 (5.3–6.3 м) – буровато-палевый средний суглинок. Показатели магнитной восприимчивости достигают от 0.20 до $0.24 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.21 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержание песка изменяется от 8 до 14 %, при среднем 11 %. Содержание глины от 15 до 18 %, при среднем 16 %. МРЗ от 18 до 22 мкм, при среднем 20 мкм. Показатели ППП 550 от 2.5 до 4.8 %, при среднем 4.1 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 2.9 до 6.0 %, при среднем 4.3% [Лёсс со слабыми признаками почвообразования].

S1LL1 (6.3–6.9 м) – светло-палевый средний суглинок с повышенным содержанием рассеянных карбонатов. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.16 до $0.24 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.21 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песка от 12 до 17 %, при среднем 14 %. Доля глины от 14 до 24 %, при среднем 17 %. МРЗ от 19 до 24 мкм, при среднем 21 мкм. Показатели ППП 550 от 2.9 до 4.1 %, при среднем 3.6 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 6.1 до 10.1 %, при среднем 7.9 % [Лёсс].

S1SS2 (6.9–7.9 м) – бледно-бурый средний суглинок, гумусированный. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.19 до $0.35 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.27 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 8 до 17 %, при среднем 13 %. Доля глины от 14 до 24 %, при среднем 17 %. МРЗ от 14 до 25 мкм, при среднем 20.7 мкм. Показатели ППП 550 от

3.0 до 4.9 %, при среднем 4.0 %. Показатели ППП $\Delta 950$ 4.4 до 6.5 %, при среднем 5.7 % [Палеопочва].

S1LL2 (7.9–8.1 м) – темно-палевый средний суглинок. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.34 до $0.38 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.36 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 12.6 до 13.6 %, при среднем 13 %. Доля глины от 18 до 20, при среднем в 19 %. МРЗ от 19 до 21 мкм, при среднем 20 мкм. Показатели ППП 550 от 4.0 до 4.7 %, при среднем 4.3 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 5.2 до 6.4 %, при среднем 5.9 % [Лёсс].

S1SS3 (8.1–9.7 м) – темно-бурый средний суглинок, гумусированный в верхней части, в нижней части отмечено повышенное содержание рыхлых карбонатных конкреций. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.19 до $0.45 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.33 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 8 до 16 %, при среднем 12 %. Доля глины меняется от 15 до 17 %, при среднем 16 %. МРЗ от 17 до 23 мкм, при среднем 20 мкм. Показатели ППП 550 от 2.7 до 5.7 %, при среднем 4.4 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 3.2 до 8.4 %, при среднем 5.7 % [Палеопочва].

В колонке **Pm** (рисунок 70) по результатам полевого описания и лабораторных анализов наблюдается следующее строение:

S0 (0.0–0.8 м) – суглинок средний, коричнево-темно-серый, к низу становится палево-бежевым, гумусированный, с включениями корней растений, внизу наблюдаются бежевые пятна карбонатов до 1.5 мм в диаметре, граница четкая по цвету. Содержание глины изменяется от 11 до 19 %, при среднем 15 %. Доля песка от 6 до 19 %, при среднем 14 %. МРЗ от 14 до 27 мкм, при среднем 20 мкм. Показатели ППП 500 от 3.5 до 6.2 %, при среднем 5.0 %. ППП $\Delta 950$ от 1.9 до 6.6 %, при среднем 4.1 %. Магнитная восприимчивость от 0.18 до $0.41 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.30 \cdot 10^{-3}$ СИ [Горизонт А современной почвы].

L1 (0.8–9.1 м) – суглинок средний, палево-бежевый, с 1.8 м появляются карбонатные новообразования диаметром до 2 мм, с глубины 2 м появляются гипсовые новообразования, развитые по трещинам до 5 мм, граница нечеткая по цвету. Доля глины изменяется от 13 до 25 %, при среднем 17 %. Песок от 6 до 15 %, при среднем 10 %. МРЗ меняется от 14 до 24 мкм, при среднем 18 мкм. Показатели ППП от 2.7 до 5.7 %, при среднем 3.9 %. ППП $\Delta 950$ меняется от 1.5 до 8.9 %, при среднем 4.8 %. Показатели магнитной восприимчивости от 0.11 до $0.57 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.17 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс, в верхней части проработанный горизонтом Вк современной почвы].

S1SS1 (9.1–9.6 м) – суглинок легкий, палево-бежевый, с темно-серыми пятнами, вероятно, гумуса, в нижней части встречаются карбонатные новообразования, граница

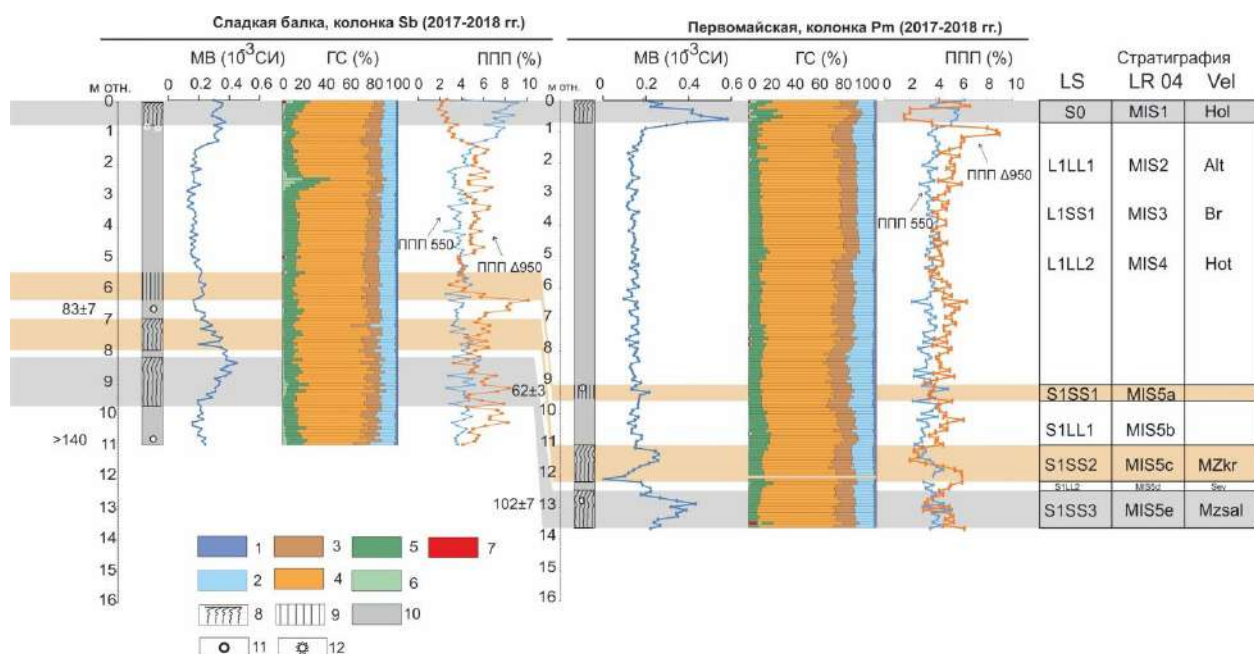
нечеткая по цвету. Доля глины изменяется от 17 до 20 %, при среднем 18 %. Доля песка от 9 до 11 %, при среднем 10 %. МРЗ от 16 до 18 мкм, при среднем 17 мкм. Показатели ППП 500 от 3.2 до 4.3 %, при среднем 3.7 %. ППП $\Delta 950$ от 3.9 до 4.9 %, при среднем 4.3 %. Магнитная восприимчивость от 0.13 до $0.17 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.15 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс со слабыми признаками почвообразования].

S1LL1 (9.6–11.0 м) – суглинок средний, палево-бежевый, граница нечеткая по цвету. Доля глины изменяется от 14 до 22 %, при среднем 17 %. Доля песка от 10 до 18 %, при среднем 14 %. МРЗ от 15 до 24 мкм, при среднем 19 мкм. Показатели ППП 500 от 3.1 до 3.9 %, при среднем 3.6 %. ППП $\Delta 950$ от 3.4 до 4.5 %, при среднем 4.1%. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.13 до $0.16 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.15 \cdot 10^{-3}$ СИ. [Лёсс].

S1SS2 (11.0–12.2 м) – суглинок средний, серо-коричневый с пятнами более темно-серого гумусированного материала, на глубине 11.5 м встречаются гипсовые новообразования до 4 мм, к низу становится светло-палевым, в нижней части встречаются карбонатные новообразования, граница четкая по цвету. Доля глины изменяется от 16 до 19 %, при среднем 18 %. Доля песка от 10 до 14 %, при среднем 12 %. МРЗ от 16 до 19 мкм, при среднем 17 мкм. Показатели ППП 500 от 3.6 до 3.9 %, при среднем 3.7 %. ППП $\Delta 950$ от 3.5 до 5.1 %, при среднем 4.4 %. Магнитная восприимчивость от 0.14 до $0.17 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.15 \cdot 10^{-3}$ СИ [Палеопочва].

S1LL1 (12.2–12.5 м) – суглинок средний, палево-бежевый, граница нечеткая по цвету. Доля глины изменяется от 15 до 18 %, при среднем 16 %. Доля песка от 10 до 20 %, при среднем 15 %. Показатели ППП 500 от 3.5 до 3.6 %, при среднем 3.6 %. ППП $\Delta 950$ от 4.6 до 5.2 %, при среднем 4.9 %. Магнитная восприимчивость от 0.13 до $0.14 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.14 \cdot 10^{-3}$ СИ [Лёсс].

S1SS3 (12.5–13.8 м (видимая глубина)) – суглинок средний, буровато-темно-коричневый, в нижней части встречаются карбонатные новообразования. Доля глины меняется от 16 до 18 %, при среднем 17 %. Доля песка меняется от 7 до 10 %, при среднем 8 %. МРЗ меняется от 15 до 19 мкм, при среднем 16 мкм. Показатели ППП 500 от 2.1 до 3.7 %, при среднем 3.2 %. ППП $\Delta 950$ от 4.5 до 6.4 %, при среднем 5.3 %. Магнитная восприимчивость от 0.09 до $0.16 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.14 \cdot 10^{-3}$ СИ [Палеопочва].



Аналитические характеристики: *МВ* – магнитная восприимчивость, *ГС* – гранулометрический состав, *ППП* – потери при прокаливании

Гранулометрические фракции: 1 – мелкая глина (<0.001 мм), 2 – крупная глина (0.001-0.005 мм), 3 – мелкий алеврит (0.005-0.01 мм), 4 – крупный алеврит (0.01-0.05 мм), 5 – тонкий песок (0.05-0.1 мм), 6 – мелкий песок (0.1-0.25 мм), 7 – средний песок (0.25-0.5 мм).

Условные обозначения к колонкам: 8 – полнопрофильные «зрелые» почвы; 9 – слабообразованные почвы; 10 – лёсс; 11 – люминесцентные даты ВСЕГЕИ; 12 – карбонаты; *LR05* – Lisiecki and Raymo, 2005; *Vel* – стратиграфическая схема по Величко и Морозова., 2015; *Hol* – голоценовая почва; *Alt* – алтыновско-деснинский лёсс; *Br* – брянская палеопочва; *Hot* – хотылевский лёсс; *MZkr* – крутицкая палеопочва; *Sev* – севский лёсс; *MZsal* – салынская палеопочва. Все люминесцентные даты на рисунке – в формате «тысяч лет назад»

Рисунок 70. Строение и аналитические характеристики ЛПС в колонках Sb и Pm

5.2.3. Возраст отложений

В ходе исследования было получено по две люминесцентные даты для каждой из колонок, результаты представлены в таблице 10 и на рисунке 70. Результаты датирования получены в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Люминесцентное датирование (таблица 9) выполнено М.В. Ручкиным и И.В. Тимофеевой. Значение влажности принималось во всех образцах как 75 % от полного влагонасыщения. Для образцов из колонки Sb датировки были получены по полевому шпату, поскольку кварц в них оказался перенасыщен (> 90 Гр и > 97 Гр). Нижняя дата также не является конечной, полевой шпат перенасыщен >596 Гр. Верхняя дата из колонки Sb получена из фракции 63-90 мкм, нижняя – 90–180 мкм.

Для колонки Рm даты получены по полевому шпату из фракции 63–90 мкм по трем аликвотам. Обе даты являются конечными.

Интерпретация возрастных характеристик представлена в главе 6.1.

Таблица 10. Результаты люминесцентного датирования колонок Pm (Первомайская) и Sb (Сладкая балка). Получены в лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) сотрудниками лаборатории

#	Лабораторный номер	Номер пробы при отборе	Глубина, м	Минерал	Водонасыщение %	Размер зерен, мкм	Количество аликвот	U, ppm	Th, ppm	K, %	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквивалентная доза, Гр	Возраст, т.л.н. В скобках – после коррекции/ симуляции
1	RGI-0186a	SB 1-1	6.5-6.8	Q	75	63-90	3	6.0±1.7	10.9±0.3	2.2±0.1	3.2±0.2	>90	-
	RGI-0186b	SB 1-1	6.5-6.8	Fs	75	63-90	3					321±8	83±7
2	RGI-0182a	SB 1-2	10.7-11.0	Q	75	90-180	3	6.2±1.7	10.6±0.3	2.4±0.1	3.5±0.2	>97	-
	RGI-0182b	SB 1-2	10.7-11.0	Fs	75	90-180	3					4.0±0.3	>586
3	RGI-0185	Pm 2-1	9.5-9.8	Fs	75	63-90	3	6.2±1.7	11.7±0.3	2.7±0.1	4.3±0.2	269±7	62±3
4	RGI-0188	Pm 2-2	12.8-13.1	Fs	75	63-90	3	7.1±2.0	11.2±0.3	2.8±0.1	3.9±0.3	394±12	102±7

5.2.4. Литологические характеристики

Гранулометрический состав.

Sb. В механическом составе осадка преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 49 до 78 %, среднее значение 72 % (рисунок 70). Доля глинистой фракции колеблется от 10 до 23 %, среднее значение 15 %. Наблюдается небольшой рост доли глины в палеопочвах. Совокупная доля песка, представленного в колонке *Sb* тонкой и мелкой фракциями, значительно изменяется – от 7 до 41 %, среднее значение – 13 %. Максимальных значений доля песка достигает в интервале глубин 2–3 м. Медиана колеблется от 0.014 до 0.035 мм, среднее значение 0.021 мм. Характер распределения в основном униомодальный с модой в крупном алеврите. Однако в интервале глубин 2.5–2.9 м отмечается бимодальное распределение с модами в крупном алеврите и мелком песке.

Pm. В составе осадка преобладает фракция алеврита, содержание которой изменяется от 60 до 75 %, среднее значение 72 %. Доля глинистой фракции колеблется от 10 до 24 %, среднее значение 17 %. Доля песка колеблется в диапазоне от 6 до 18 %, среднее значение 10 %. Максимальные значения песка достигаются в диапазонах 0.4–0.8 м и 10.8–11.4 м. Медиана изменяется от 0.014 до 0.027 мм, среднее значение 0.017 мм.

Магнитная восприимчивость.

Sb. Показатель *MV* изменяется в пределах $0.123\text{--}0.451 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.238 \cdot 10^{-3}$ СИ (рисунок 69). Высокие значения *MV* приурочены к почвенным уровням, и максимума они достигают в первом встреченном ПК. Для голоценовой почвы они в среднем составляют $0.320 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для лёсса L1 значения снижаются до $0.140\text{--}0.210 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для L1SS1 палеопочвы наблюдается небольшой рост – $0.190\text{--}0.240 \cdot 10^{-3}$ СИ. Для S1 ПК средние значения существенно выше – $0.310 \cdot 10^{-3}$ СИ, а максимум ($0.451 \cdot 10^{-3}$ СИ) отмечается на глубине 8.4 м, что соответствует гумусовому горизонту S1SS3 палеопочвы.

Pm. Показатели *MV* изменяются в пределах от 0.097 до $0.577 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем значении в $0.180 \cdot 10^{-3}$ СИ. Наиболее высокие значения приурочены к почвенным уровням: голоценовым ($0.577 \cdot 10^{-3}$ СИ) и нижним палеопочвам S1SS2 ($0.244 \cdot 10^{-3}$ СИ) и S1SS3 ($0.430 \cdot 10^{-3}$ СИ). Также есть небольшой пик на глубине 9.4 м, равный $0.214 \cdot 10^{-3}$ СИ, вероятно, относящийся к слаборазвитой палеопочве S1SS1.

ППП.

Sb. ППП 550 изменяются в интервале 2.5–9.1 %, при среднем значении 4.5 % (рисунок 69). Максимальные значения характерны для голоценовой почвы, минимальные

для L1 лёсса. Средние значения для L1 лёсса составляют 3.9 %. Для S1 ПК значения ППП 550 варьируют от 3.2 до 5.7 %, что несколько превышает фоновые показатели.

ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах от 1.9 до 10.1 %, при среднем 5.1 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов В почв. В нижней части голоценовой почвы ППП $\Delta 950$ достигают 6.4 %. Для L1 лёсса характерны незначительные вариации в интервале 3.0–6.5 %. Максимальные значения ППП $\Delta 950$ наблюдаются для горизонта В L1SS1 палеопочвы, достигая 10.1 %. Высокие значения (до 8.4 %) приурочены также к горизонту В S1SS3 палеопочвы.

Pm. ППП 550 изменяется в диапазоне 2.1–6.2 %, при среднем значении в 3.7 % (рисунок 70). Наибольшие значения он приобретает в голоценовой почве, минимальные – в лёссе L1 на глубине 6.3 м. Также небольшие пики наблюдаются на глубинах, соответствующих горизонтам А палеопочв педокомплекса S1 на глубинах 11.9; 13.2; 12.7 м.

ППП $\Delta 950$ изменяется в пределах от 1.5 до 8.9 %, среднее значение составляет 4.5 %. Наибольшие значения приурочены к В горизонту голоценовой почвы на глубине 1.1 м. Наименьшие значения встречаются в А горизонте голоценовой почвы – 0.6 м. Другое увеличение значения ППП $\Delta 950$ мы видим в В горизонтах палеопочв S1SS2 и S1SS3 на глубинах 12.1 и 13.8 м соответственно.

5.3. Ключевые участки «Андрющенко (An)», «Ясенская (Ys)» и «Беглица (Bg)» (Приазовье)

5.3.1. Местоположение

Ключевой участок Андрющенко (скважина An: 46.216° с.ш., 39.442° в.д., $H_{abc}=52,4$ м, Азово-Кубанская низменность) располагается в 12 км к юго-востоку от центра станицы Ленинградская на плосковершинном междуречье. Ключевой участок Ясенская (скважина Ys: 46.378° с.ш., 38.137° в.д., $H_{abc}=18$ м, Азово-Кубанская низменность) располагается в 10 км западнее станицы Ясенская на плосковершинном междуречье, над абразионным клифом Азовского моря. Ключевой участок Беглица (разрез Bg: 47.081 с.ш., 38.311 в.д., $H_{abc}=14,2$ м, Миусский полуостров, Азово-Кубанская низменность) располагается на северном побережье Таганрогского залива (рисунок 71).

Среднегодовое количество осадков в Западном Предкавказье составляет 400–600 мм в год (Мильков и Гвоздецкий, 1976). Растительность равнины является продолжением южно-российских степей и относится к провинции причерноморских разнотравно-типчаково-ковыльных степей (Шифферс, 1953). Современные почвы на междуречьях – чернозёмы южные и обыкновенные (Урусевская, 2018).

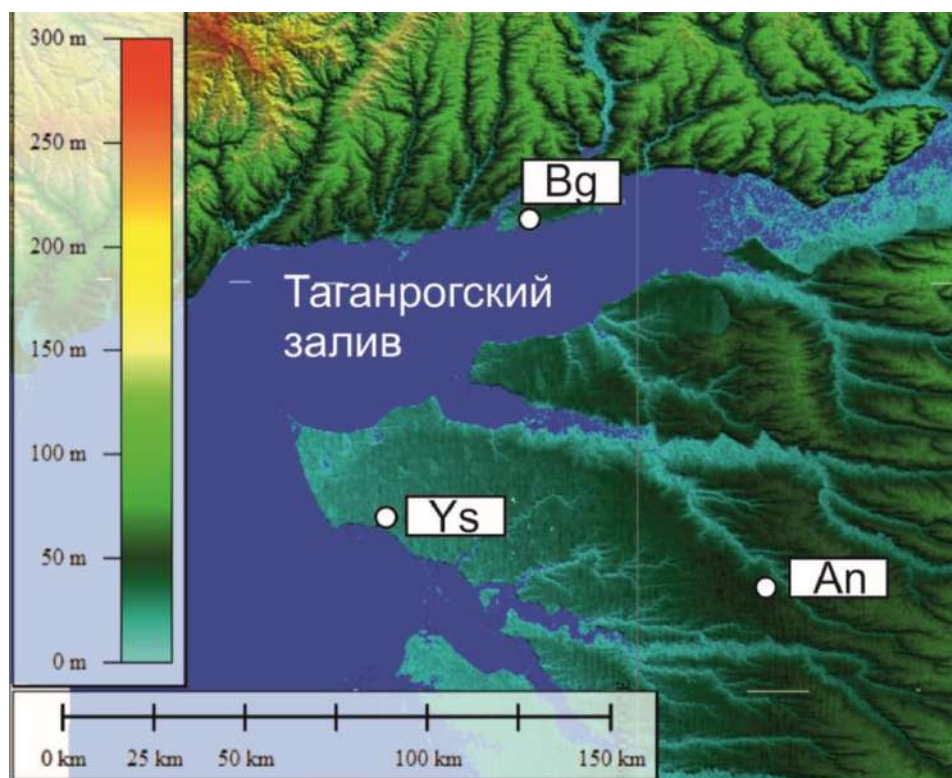


Рисунок 71. Приазовье. Расположение скважин на модели рельефа SRTM

5.3.2. Строение разрезов

В колонке **An** по результатам полевого описания и аналитических исследований вскрывается:

S0 (0.0–0.8 м) – темно-серый средний суглинок, к нижней части становится светлее, гумусированный. Нижняя граница нечеткая. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.26 до $0.44 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.32 \cdot 10^{-3}$ СИ. Показатель ППП 550 изменяется от 7.0 до 8.0 % при среднем 7.5%. Показатели ППП $\Delta 950$ от 2.1 до 2.7 %, при среднем 2.3 %. Содержание песка от 5 до 22 %, при среднем 16 %. Содержание глины колеблется от 10 до 15 %, при среднем 12 %. МРЗ от 17 до 30 мкм, при среднем 25 мкм [Горизонт А современной почвы].

L1 (0.8–3.8 м) – палево-серо-коричневый лёссовидный средний суглинок, с пятнами рыхлых карбонатов до 2 мм в диаметре. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.13 до $0.35 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.21 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержания песка колеблется от 3 до 9 %, при среднем 6 %. Содержание глины изменяется от 13 до 18 %, при среднем 15 %. МРЗ изменяется от 14 до 23 мкм, при среднем 19 мкм. ППП 550 изменяется в диапазоне от 3 до 8 %, при среднем 5 %. ППП $\Delta 950$ от 3 до 8 %, при среднем 6% [Лёсс, в верхней части проработанный горизонтом Вк современной почвы].

S1SS1 (3.8–4.5 м) – палево-серо-коричневый лёссовидный средний суглинок. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.16 до $0.28 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.21 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержание песка от 6.8 до 9.1 %, при среднем значении 8.1 %. Содержание глины изменяется от 15.3 до 17.2 %, при среднем значении 16.2 %. МРЗ меняется от 19.8 до 21.1 мкм, при среднем 20.3 мкм. Показатели ППП 550 от 4.0 до 4.9 %, при среднем 4.4 %. Показатели ППП $\Delta 950$ в верхней части от 3 до 5%, при среднем 4 % [Лёсс, слабо переработанный процессами почвообразования].

S1LL1 (4.5–5.2 м) – палево-серо-коричневый лёссовидный средний суглинок, нижняя граница четкая по цвету. Показатели магнитной восприимчивости колеблются от 0.21 до $0.36 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.28 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песка от 5 до 11 %, при среднем 9 %. Доля глины от 12 до 19 %, при среднем 15 %. МРЗ от 18 до 25 мкм, при среднем 21 мкм. Показатели ППП 550 от 3.8 до 4.9 %, при среднем 4.4 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 3.6 до 6.4 %, при среднем 5.4 % [Лёсс].

S1SS2 (5.2–6.0 м) – буровато-коричневый средний суглинок, гумусированный, на глубине 5.8 м скопление карбонатов в виде псевдомицелий, граница нечеткая по цвету. Показатели магнитной восприимчивости меняются от 0.28 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.33 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 4 до 10 %, при среднем 8 %. Доля глины от 12 до 15 %, при среднем 13 %. МРЗ колеблется от 17 до 23 мкм, при среднем 21 мкм. Показатели ППП 550 колеблются от 4.7 до 5.6 %, при среднем 5.1 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 2.8 до 3.9 %, при среднем 3.4 % [Палеопочва].

S1SS3 (6.0–6.4 м (видимая глубина)) – темно-коричневый средний суглинок, гумусированный в верхней части, на глубине 6.2 м повышенное содержание карбонатов в виде псевдомицелий. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.23 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.31 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 3 до 16 %, при среднем 9 %. Доля глины от 13 до 17 %, при среднем 15 %. МРЗ от 15 до 24 мкм, при среднем 21 мкм. Показатели ППП 550 от 4.1 до 5.9 %, при среднем 5.4 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 2.8 до 6.6 %, при среднем 3.4 % [Палеопочва].

В колонке **Ys** по результатам полевого описания и аналитических исследований вскрывается:

S0 (0.0–0.8 м) – темно-серый средний суглинок к нижней части становится светлее, гумусированный. Нижняя граница нечеткая. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.26 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.31 \cdot 10^{-3}$ СИ. Показатель ППП 550 изменяется от 7.0 до 8.9 %, при среднем 8.2 %. Показатели ППП $\Delta 950$ меняются от 1.6 до 3.7 %, при среднем 2.3 %. Содержание песка от 5 до 20 %, при среднем 13 %. Содержание глины от 12 до 17

%, при среднем 14 %. Показатели МРЗ от 18 до 26 мкм, при среднем 22 мкм [Горизонт А современной почвы].

L1 (0.8–3.4 м) – суглинок средний к тяжелому, палевый, с рассеянными карбонатными новообразованиями, граница нечеткая. Магнитная восприимчивость изменяется от 0.13 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.31 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержания песка от 2 до 10 %, при среднем 4 %. Содержание глины изменяется от 13 до 18 %, при среднем 16 %. МРЗ изменяется от 14 до 23 мкм, при среднем 17 мкм. ППП 550 изменяется от 3 до 7 %, при среднем 5 %. ППП $\Delta 950$ от 4 до 7 %, при среднем 5 % [Лёсс, в верхней части проработанный горизонтом Вк современной почвы].

S1SS1 (3.4–3.7 м) – суглинок средний к тяжелому, палевый, граница нечеткая. Показатели магнитной восприимчивости от 0.20 до $0.26 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.24 \cdot 10^{-3}$ СИ. Содержание песка от 2.8 до 3.0 %, при среднем 2.9 %. Содержание глины от 16.7 до 17.2 %, при среднем 16.9 %. МРЗ меняется от 14.8 до 15.1 мкм, при среднем 14.9 мкм. Показатели ППП 550 от 4.9 до 5.1 %, при среднем 5.0 %. Показатели ППП $\Delta 950$ в верхней части от 4 % до 8 %, при среднем 4.8 % [Лёсс слабо переработанный процессами почвообразования].

S1LL1 (3.7–4.0 м) – суглинок средний к тяжелому, палевый, нижняя граница четкая по цвету. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.27 до $0.37 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.32 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песка до 3 %. Доля глины до 16.5 %. МРЗ до 15 мкм. Показатели ППП 550 не превышают 5 %, показатели ППП $\Delta 950$ до 5.5 % [Лёсс].

S1SS2 (4.0–4.5 м) – буровато-коричневый тяжелый суглинок, гумусированный, с карбонатной пропиткой, граница нечеткая по цвету. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.32 до $0.43 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.38 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 3 до 10 %, при среднем 6 %. Доля глины от 15 до 17 %, при среднем 16 %. МРЗ от 15 до 23 мкм, при среднем 18 мкм. Показатели ППП 550 от 3.3 до 5.6 %, при среднем 4.7 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 3.6 до 6.5 %, при среднем 4.7 % [Палеопочва].

S1SS3 (4.5–5.3 м (видимая глубина)) – темно-коричневый тяжелый суглинок, гумусированный. Показатели магнитной восприимчивости изменяются от 0.32 до $0.45 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем $0.38 \cdot 10^{-3}$ СИ. Доля песчаной фракции от 3 до 10 %, при среднем 7 %. Доля глины от 14 до 17 %, при среднем 15 %. МРЗ от 15 до 23 мкм, при среднем 19 мкм. Показатели ППП 550 от 3.2 до 5.9 %, при среднем 5.0 %. Показатели ППП $\Delta 950$ от 3.8 до 7.1 %, при среднем 5.1 % [Палеопочва].

В разрезе **Bg** наблюдалось следующее строение:

S0 (0.0–1.2 м) – суглинок темно-серый со слабым коричневым оттенком, осветляется книзу. Структура зернистая, встречаются кротовины, заполненные материалом из вышележащих и нижележащих слоев (прямые и обратные).

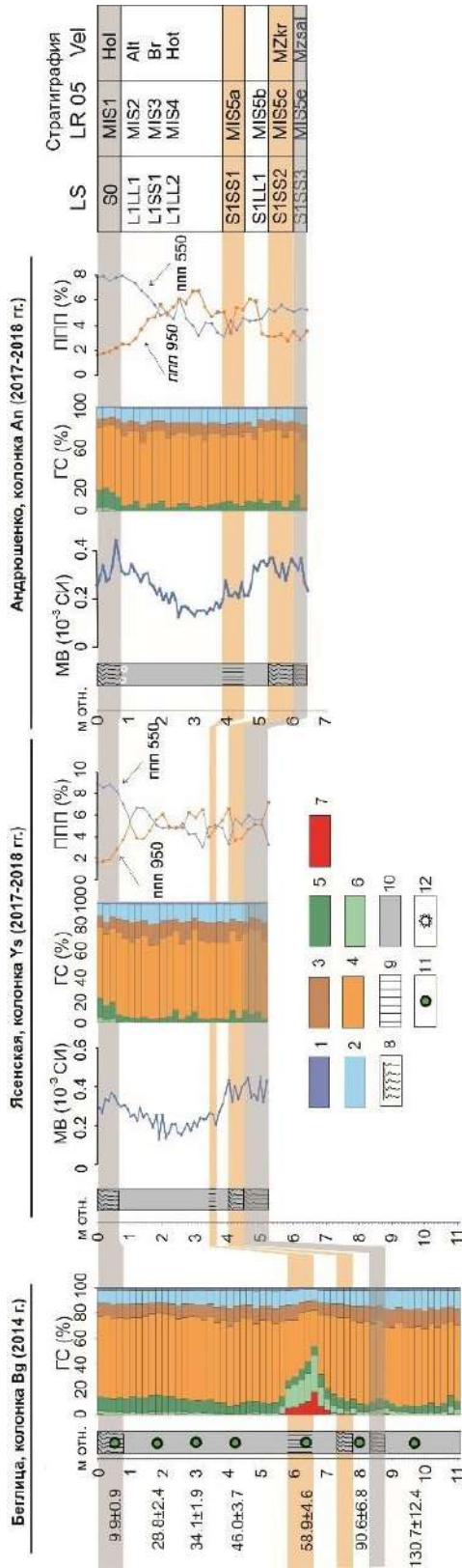
L1 (1.2–5.8 м) – суглинок легкий серовато-палевый, лёссовидный, в верхней части встречаются карбонатные конкреции. Нижняя часть немного темнее верхней.

S1SS1 (5.8–6.6 м) – супесь серо-коричневая слабогумусированная; в нижней части более светлая, с включениями пылеватых карбонатов. Встречаются кротовины.

S1LL1 (6.6–7.3 м) – супесь светло-палевая с сероватым оттенком, насыщенная пылеватыми карбонатами.

S1SS2 (7.3–8.3 м) – верхний уровень почвообразования. Суглинок темно-коричневый с сероватым оттенком, гумусированный. В нижней части (нижние 40 см) материал более светлый, чем вышележащий, насыщен мелкими скоплениями карбонатов.

S1SS3 (8.3–8.8 м) – нижний уровень почвообразования. Суглинок легкий темно-серый с коричневатым оттенком, сильногумусированный.



Аналитические характеристики: MB – магнитная восприимчивость, GC – гранулометрический состав, ППП – потери при прокаливании
Гранулометрические фракции: 1 – мелкая глина (<0.001 мм), 2 – крупная глина (0.001-0.005 мм), 3 – мелкий алеврит (0.005-0.01 мм), 4 – крупный алеврит (0.01-0.05 мм), 5 – тонкий песок (0.05-0.1 мм), 6 – мелкий песок (0.1-0.25 мм), 7 – средний песок (0.25-0.5 мм).
Условные обозначения к колонкам: 8 – полнопрофильные «зрелые» почвы; 9 – слои со слабыми признаками почвообразования; 10 – лёсс; 11 – люминесцентные даты PeKing University; 12 – карбонаты; LR04 – Lisiecki, Raymo, 2005; Vel – стратиграфическая схема по Величко и Морозова., 2015; Hol – голоценовая почва; Alt – алтыновско-деснинский лёсс; Br – брянская палеопочва; Hot – хотылевский лёсс; MZkr – крутицкая палеопочва; Sev – севский лёсс; MZsal – салынская палеопочва.

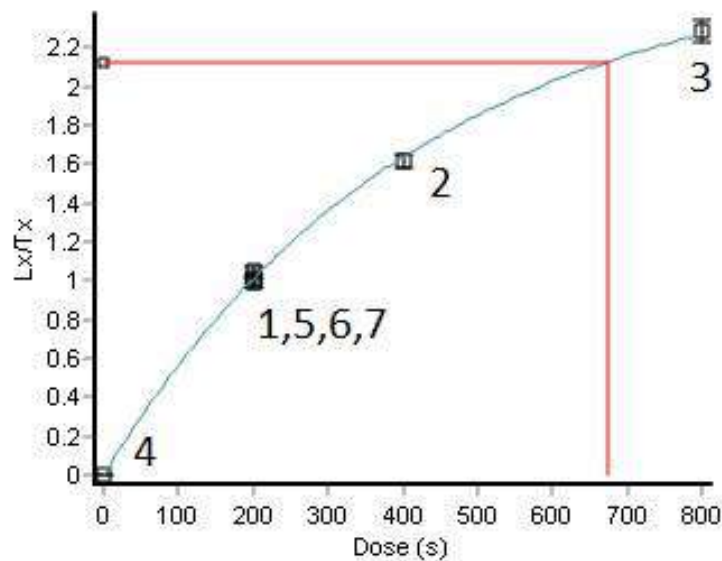
Все люминесцентные даты на рисунке – в формате «тысяч лет назад»

Рисунок 72. Строение и аналитические характеристики ЛПС в колонках An, Bg и Ys

5.3.3. Возраст отложений

В рамках подготовки автором магистерской диссертации в 2018 г. была получена серия из 8 люминесцентных дат, представленных в таблице 10 и на рисунке 72. Первые 5 датировок сверху, наиболее молодые, были выполнены по кварцу по десяти аликвотам со

средним покрытием их образцом, последние 3 снизу сначала были получены по полиминеральным аликвотам, а затем повторены и подтверждены датированием по полевому шпату. Датировки по кварцу имеют классические показатели для ОСЛ датирования, такие как: резкое падение кривой, нормальное распределение по аликвотам, резкий рост кривой (рисунок 73), что говорит о том, что материал пригоден для датирования. Датирование по полевому шпату осуществлялось по 3 аликвотам с большим покрытием их образцов с применением пост-ИКСЛ протокола. Для датирования были выбраны частицы полевого шпата и кварца размером от 90–180 мкм.



Кривая роста показывает, что зерна кварца в образце не достигли полного насыщения. Повторные точки измерения 1, 5, 6, 7 показывают высокую сходимость, что говорит о пригодности материала для датирования

Рисунок 73. Измеренная кривая роста SAR протокола образца Veg – 15

Таблица 11. Результаты люминесцентного датирования разреза Беглица. Выполнено в рамках стажировки автора в августе 2016 года в Пекинском государственном университете в лаборатории Современных геологических процессов под руководством профессора Джоу Липина. Даты получены в рамках магистерской диссертации под руководством Т.А. Яниной и Р.Н. Курбанова

#	Лабораторный номер	Номер пробы при отборе	Глубина, м	Минерал	Водонасыщение, %	Размер зерен, мкм	Количество аликвот	U, ppm	Th, ppm	K, %	Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Эквивалентная доза, Гр	Возраст, т.л.н. В скобках – после коррекции/симуляции
1	L3226	Beg 2	0.74	Q	20±5	90-180	8	2.15±0.09	9.66±0.28	1.77±0.06	2.70±0.11	26.8±2.2	9.9±0.9
2	L3227	Beg 5	1.85	Q	20±5	90-180	8	2.33±0.09	8.82±0.26	1.73±0.06	2.63±0.10	75.8±5.6	28.8±2.4
3	L3228	Beg 9	3.03	Q	20±5	90-180	8	2.94±0.11	10.8±0.30	1.78±0.06	2.90±0.11	99±3.8	34.1±1.9
4	L3231	Beg 15	4.28	Q	20±5	90-180	8	2.7±0.10	8.81±0.26	1.72±0.06	2.65±0.11	122.1±8.5	46±3.7
5	L3233	Beg 25	6.48	Q	20±5	90-180	8	2.05±0.09	8.65±0.26	1.66±0.05	2.43±0.10	143.2±9.8	58.9±4.6
6	L3234	Beg 29	8.12	Fs	20±5	90-180	3	1.89±0.08	7.05±0.23	1.41±0.05	2.55±0.19	231.8±1.7	90.6±6.8
7	L3237	Beg 33	9.76	Fs	20±5	90-180	3	2.29±0.09	10.20±0.29	1.82±0.06	3.17±0.20	413.7±28.9	130.7±12.4
8	L3239	Beg 36	12.1	Fs	20±5	90-180	3	2.07±0.09	9.12±0.26	1.72±0.06	2.65±0.11	602.1±49.4	227.5±20.8

Первичная подготовка образцов проходила в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии неоплейстоцена географического факультета МГУ. Оптико-стимулированный люминесцентный анализ производился в рамках стажировки в августе 2016 года в Пекинском государственном университете в Лаборатории современных геологических процессов (Пекин) под руководством профессора Джоу Липина в ходе подготовки магистерской диссертации под руководством Т.А. Яниной и Р.Н. Курбанова. Для всех образцов производился «тест чистоты», который показал отсутствие дополнительно сигнала от полевого шпата при измерении люминесцентных свойств кварца. Для одного из образцов был выполнен «тест восстановленной дозы», а также «тест нагрева». Данный тест показал, что наиболее близкое значение между заданной и измеренной дозой наблюдается при температуре 220°C. В результате образцы кварца измерялись при предварительном нагреве в 220°C.

На основе полученных дат была построена возрастная модель линейной интерполяции с использованием пакета clam для R-studio, представленная на рисунке 74. С помощью данной модели была рассчитана скорость осадконакопления (рисунок 75). Наиболее высокие темпы осадконакопления (более 20 см/тыс. л) приходятся на МИС 3. Наиболее низкие – на МИС 5 (4 см/тыс. л.). Аномально низкими оказались значения темпов аккумуляции в МИС 2 (6 см/ тыс. л), что является более низкими значениями темпами, чем в голоцене (7.5 см/ тыс. лет). Возможно, такие низкие значения связаны с перерывами в осадконакоплении.

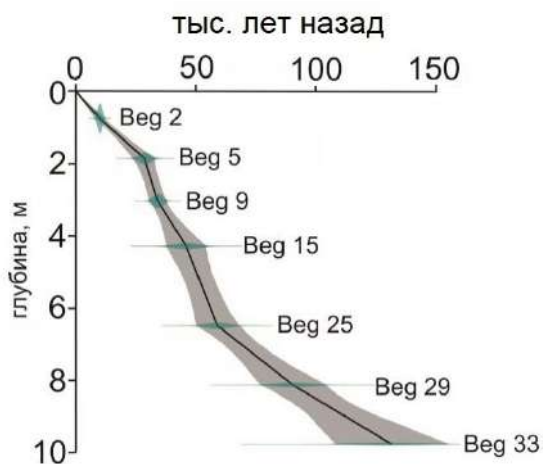


Рисунок 74. Возрастная модель, построенная методом линейной интерполяции по разрезу Беглицы

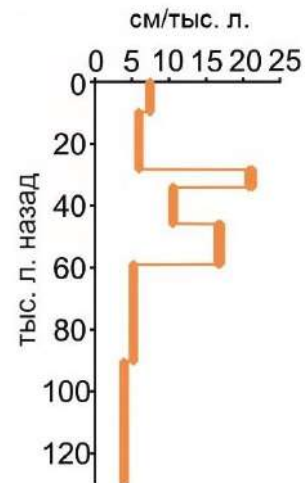


Рисунок 75. Темпы осадконакопления, реконструированные на основе модели линейной интерполяции по разрезу Беглицы

5.3.4. Литологические характеристики

Гранулометрический состав.

Ус. В отложениях преобладает фракция алеврита, содержание которой меняется от 68 до 80 %, среднее значение 78 % (рисунок 72). Доля глинистой фракции колеблется от 12 до 18 %, среднее значение 15 %. Совокупная доля песка, представленного в скважине *Ус* тонкой и мелкой фракциями, изменяется от 2 до 20 %, среднее значение 6 %. Максимальных значений доля песка достигает в интервалах 0.0–0.4 м, 2.4–3.0 м, 4.2–5.0 м. Распределение глинистой фракции равномерное по глубине. Медиана колеблется от 0.014 до 0.026 мм, ее среднее значение составляет 0.018 мм. По всей глубине разреза гранулометрический состав характеризуется унимодальным распределением с модой в крупном алеврите. *УС-1*.

Ал. Преобладает фракция алеврита 66 до 82 %, при среднем значении 77 %. Глинистая фракция колеблется в диапазоне от 9 до 10 %, при среднем значении в 9.5 %. Доля песка изменяется от 3 до 19 %, при среднем значении в 8 %. Наибольшая доля песка приурочена к почвам: в голоценовой его доля составляет 19.6 %, в *S1SS3* – 15.3 %. Медиана варьируется от 0.014 до 0.027 мм, при среднем значении в 0.021 мм.

Вг. Механический состав характерен для лёссовых отложений с преобладанием фракции крупного алеврита (0.01–0.05 мм) – около 65 %. Содержание мелкой глины (0.0001–0.001 мм) не превышает 3 %. Содержание крупной глины (0.001–0.005 мм) около 12 %. Тонкого (0.05–0.1 мм) и мелкого песка (0.1–0.5 мм) не более 12 %. Выделяется уровень, который отмечался в описании как супесчаный, что подтверждается аналитическим способом. В нем содержание песка возрастает до 60 % на глубине 6–7 м.

Магнитная восприимчивость.

Ус. Значения *МВ* изменяются в пределах $0.133\text{--}0.452 \cdot 10^{-3}$ СИ, при среднем значении $0.282 \cdot 10^{-3}$ СИ (рисунок 72). Высокие значения *МВ* также приурочены к почвенным горизонтам. Максимумы они достигают в ПК *S1*: $0.452 \cdot 10^{-3}$ СИ на глубине 8.4 м. Для голоценовой почвы значения *МВ* в среднем составляют $0.300 \cdot 10^{-3}$ СИ, а для *L1* лёсса уменьшаются до $0.200\text{--}0.230 \cdot 10^{-3}$ СИ.

Ал. Показатели *МВ* колеблются в диапазоне от 0.126 до $0.2445 \cdot 10^{-3}$ СИ, со средним значением $0.261 \cdot 10^{-3}$ СИ. Наиболее высокие значения приурочены к горизонтам *A* почв: голоценовая (0.4 м) и ПК *S1* (4.0; 5.5 и 6.2 м).

ППП.

Ус. *ППП 550* изменяются в пределах от 3.0 до 8.9 %, при среднем значении 5.6 % (рисунок 72). Максимальные показатели характерны для гумусового горизонта голоценовой почвы, минимальные – для нижней части *L1* лёсса. Средние значения для

последнего составляют 5. Для S1 ПК ППП 550 варьируют от 3.3 (горизонт Вк) до 6 % (гумусовый горизонт).

ППП $\Delta 950$ изменяются в пределах 1.6–7.1 %, при среднем значении 4.6 %. Высокие значения ППП $\Delta 950$ характерны для горизонтов почв В (5.0–7.1 %), низкие — для гумусовых горизонтов (1.6–5.3 %). Для горизонта Вк современной почвы ППП $\Delta 950$ достигает 5.3 %, а для горизонта В S1SS3 палеопочвы – 7.1 %.

Ал. ППП 550 изменяется в пределах 3.1 и 8.0 %, при среднем значении 5.4 %. Наибольшие значения приурочены к гумусовым горизонтам почв А. Голоценовая почва (0.8 м), S1SS2 (5.8 м).

ППП $\Delta 950$ колеблется в диапазоне 1.7 и 6.7 %, при среднем значении 4.1 %. Минимальные значения наблюдается в горизонте А современной почвы. Наивысшие значения в лёссе L1 на глубинах 3.0–3.2 м и 4.8–5.0 м.

5.4. Гранулометрический и геохимический состав поверхностных проб ЛПС междуречий Предкавказья

С целью выявления пространственной изменчивости гранулометрического и элементного состава с двух уровней (0.0 м – современная почва и 2.0 м – подстилающий почву лёсс) отобраны образцы в 16 точках на автономных геоморфологических позициях, равномерно распределенных по региону исследования. Определено содержание макроэлементов и доля песчаной фракции. На рисунках 76–83 представлены результаты анализов. Расположение точек отбора проб представлено на рисунке 62.

Концентрация алюминия (рисунок 76), как для уровня 0.0 м, так и для уровня 2.0 м, изменяется в пределах от 8.6 до 14.7 %. Основной тренд увеличения концентрации алюминия наблюдается при движении с юго-востока на северо-запад. При этом на поверхности концентрация алюминия превышает концентрацию на уровне 2.0 м (не более чем на 0.5 %).

Схожим образом ведет себя концентрация железа (рисунок 77), минимальные концентрации наблюдаются на юго-востоке региона в скважине Step (1.85 %) на обоих уровнях отбора. Максимальные концентрации установлены на северо-западе региона в скважине V-4 (6.5 %). Такая закономерность связана с тем, что концентрация алюминия и железа будет увеличиваться при удалении от источника, поскольку данные элементы привязаны к феллосиликатам, которые сорбируются более мелкими частицами лёсса, и, соответственно, способны уноситься дальше (Muhs et al., 2007).

Со схожей закономерностью меняет свою концентрацию титан (рисунок 79) (на юго-востоке региона концентрация 0.3 %, на северо-западе – 0.7 %). Стоит заметить, что

практически во всех изучаемых скважинах результаты колеблются не слишком сильно – в диапазоне 0.6–0.8 %. И только в скважине Step концентрация оксида титана падает до 0.3 %. Вероятно, это связано с малой концентрацией таких минералов как рутил, ильменит и титаномагнетит, с которыми ассоциируется титан (Muhs et al., 2007).

Обратную закономерность показывает концентрация натрия (рисунок 78) и содержание песчаной фракции. Так, натрий имеет минимальную концентрацию на северо-западе (7.7 %) и максимальную на юго-востоке (22.2 %). Стоит отметить, что, в целом, концентрации натрия на уровне 2.0 м несколько выше, чем на уровне 0.0 м, что особенно заметно на скважинах юга региона (Kz и Sb). Так, на уровне 0.0 м концентрация составляет 12.8 и 8.4 %, а на уровне 2.0 м – 17.4 и 10.2 % соответственно.

Концентрация кремния (рисунок 80) постепенно падает в направлении с юго-востока на северо-запад. Максимальное значение наблюдается в скважине Step и составляет 78.6 % на глубинах отбора 0.0 и 2.0. Минимальное значение на глубине 0.0 составляет 58.3 % и наблюдается в скважине Pt. На глубине 2.0 минимальная концентрация отмечена в скважине Pt и составляет 54.0 %.

Содержание песка имеет более высокую изменчивость (рис. 81). Пиковые значения в поверхностном уровне наблюдаются в скважине Step (Степное) – 25.3 %. А минимальная доля песка (3.4 %) с глубины 0.0 м – в скважине Pt (Петровка). Для уровня 2.0 м пик содержания песка наблюдается в скважине Bud (Буденновск) (34.5 %). Минимальные значения на уровне 2.0 м характерны для разреза Chk (2.5 %).

На уровне 2.0 м амплитуда колебаний содержания песка более высокая, чем на уровне 0.0 м. Просматривается четкий тренд при движении с юго-востока на северо-запад региона: в этом направлении доля песка падает.

Для проб 0.0 м четкого тренда не наблюдается. Так, на участках Bg (Беглица), Kz (Казанская), An (Андрющенко) на уровне 0.0 м содержание песка превышает 15 %, что выше, чем содержание песка в поверхностных пробах на юго-востоке региона, за исключением скважины Step.

Таким образом, выявлен тренд изменения содержания макроэлементов и песка по направлению юго-восток – северо-запад (рисунки 82–83). Так, концентрация Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад, а содержание песка, и Na_2O и SiO_2 , напротив, падает. Тренд изменения содержания элементов имеет не линейный вид (рисунки 82–83). Так, наиболее резкие изменения наблюдаются на востоке региона, по мере приближения к Прикаспийской низменности.

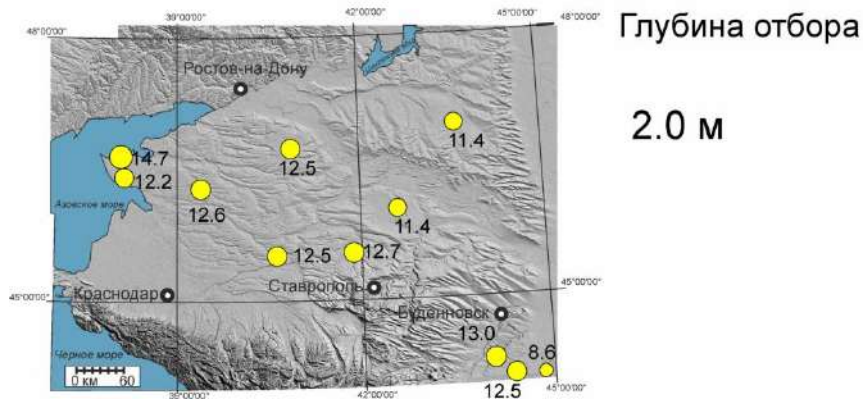
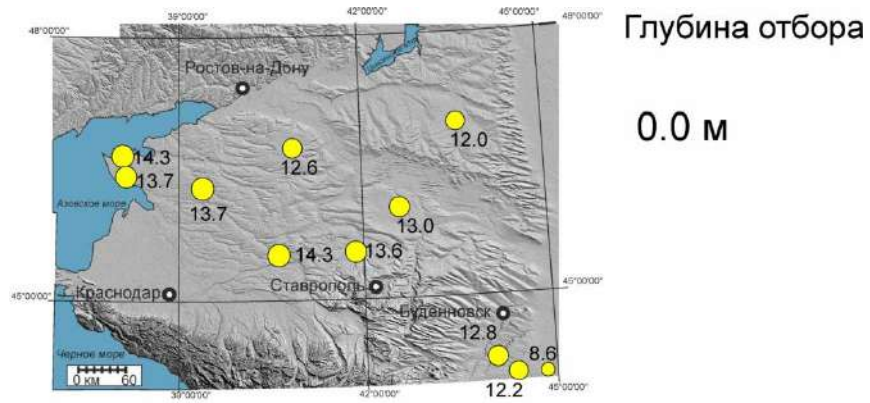


Рисунок 76. Содержание Al_2O_3 в ЛПС, %

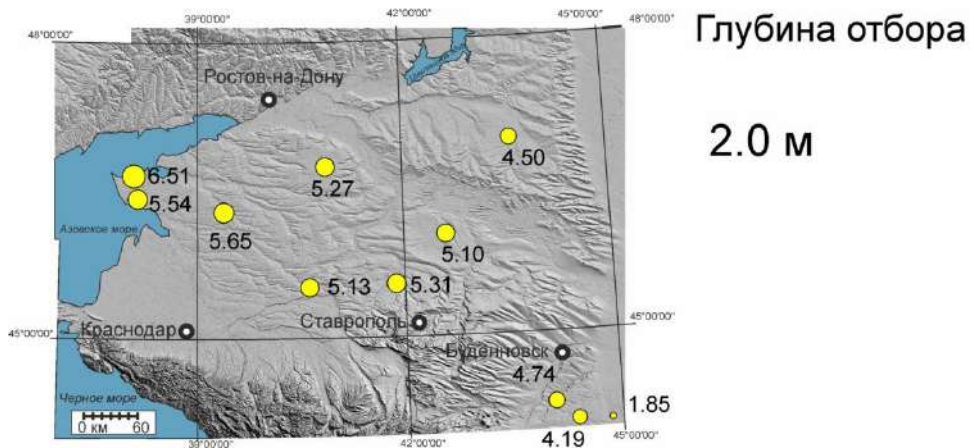
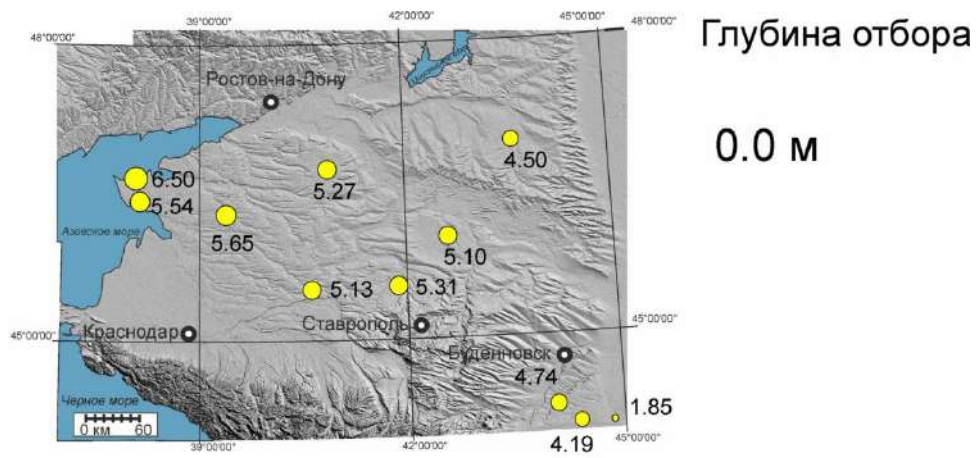


Рисунок 77. Содержание Fe_2O_3 в ЛПС, %

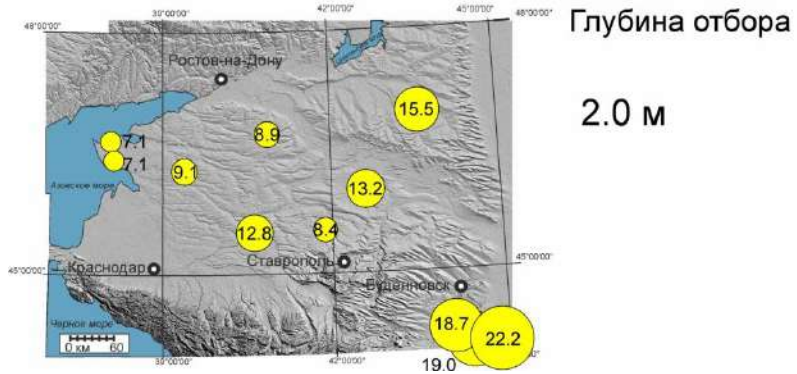
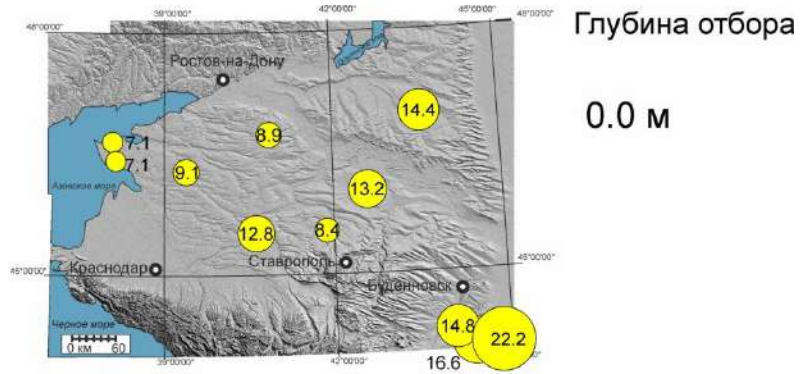


Рисунок 78. Содержание Na₂O в ЛПС, %

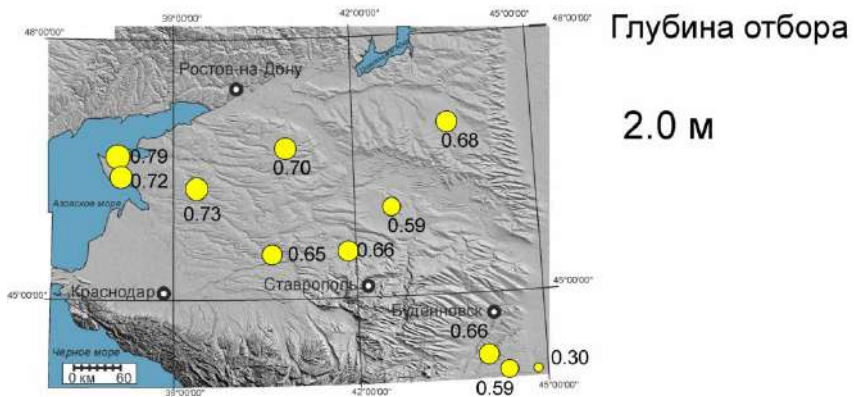
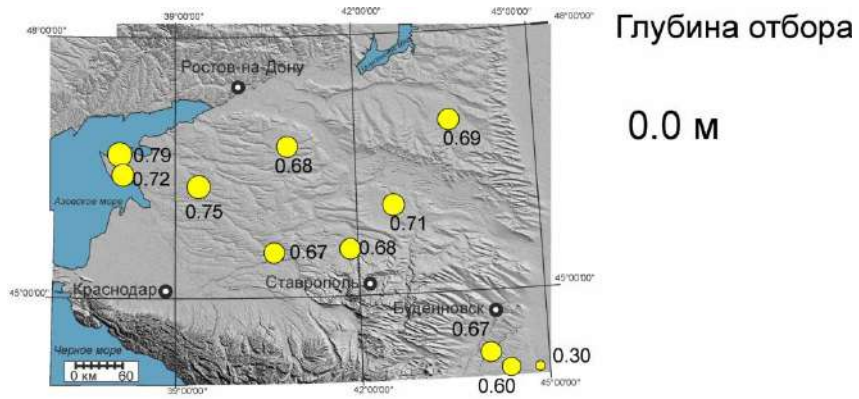


Рисунок 79. Содержание TiO₂ в ЛПС, %

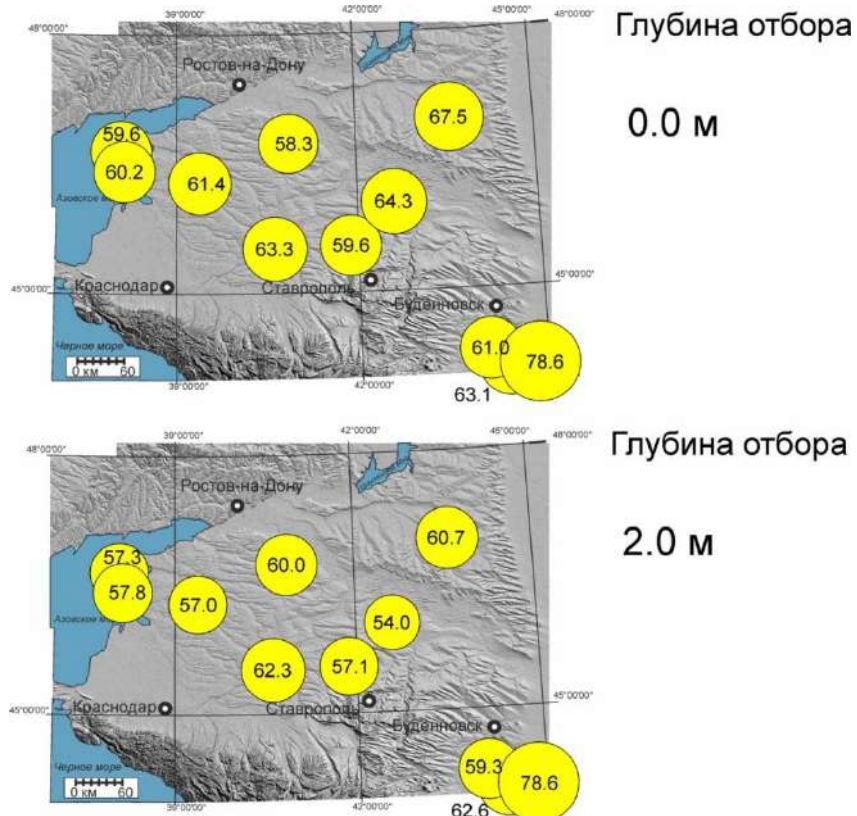


Рисунок 80. Содержание SiO_2 в ЛПС, %

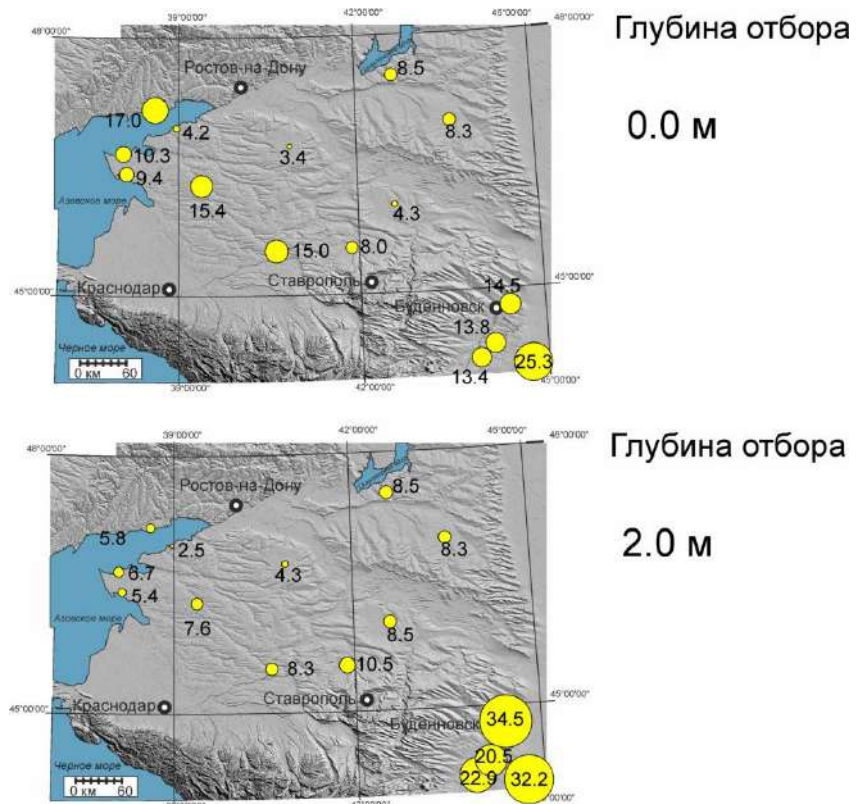


Рисунок 81. Содержание песчаной фракции (>50 мкм) в ЛПС, %

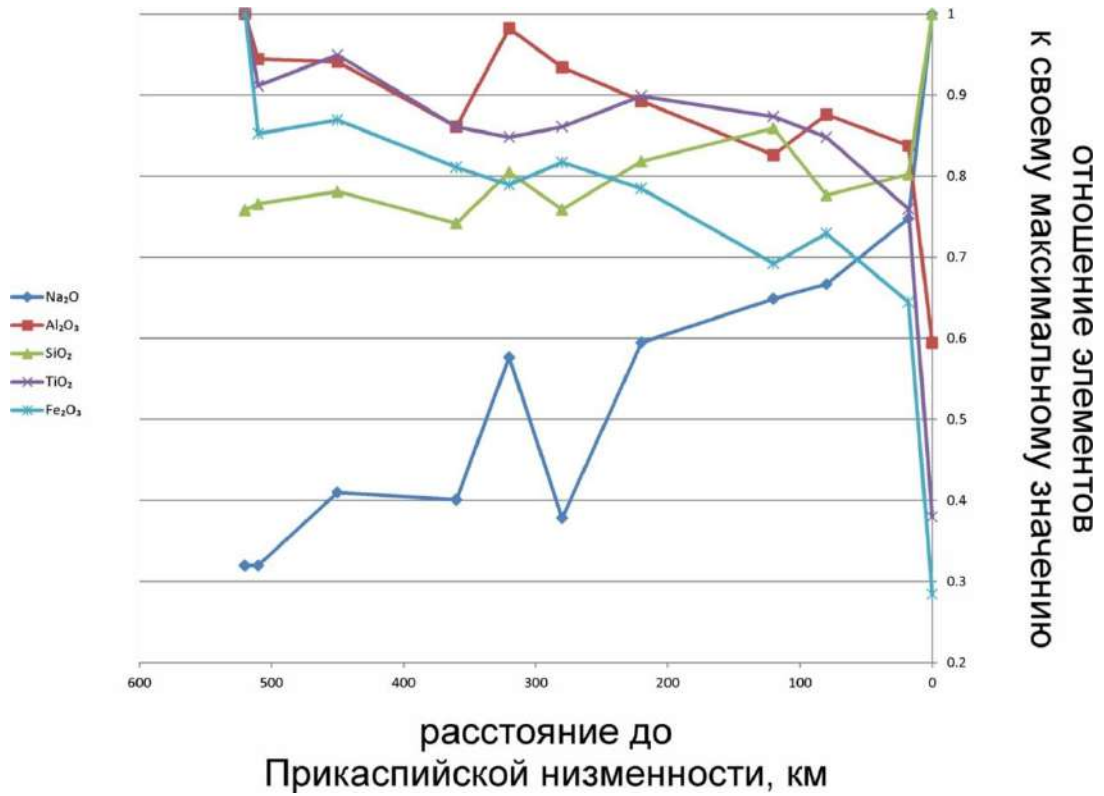


Рисунок 82. Связь содержания макроэлементов в ЛПС с расстоянием до Прикаспийской низменности, %. Глубина отбора 0.0 м

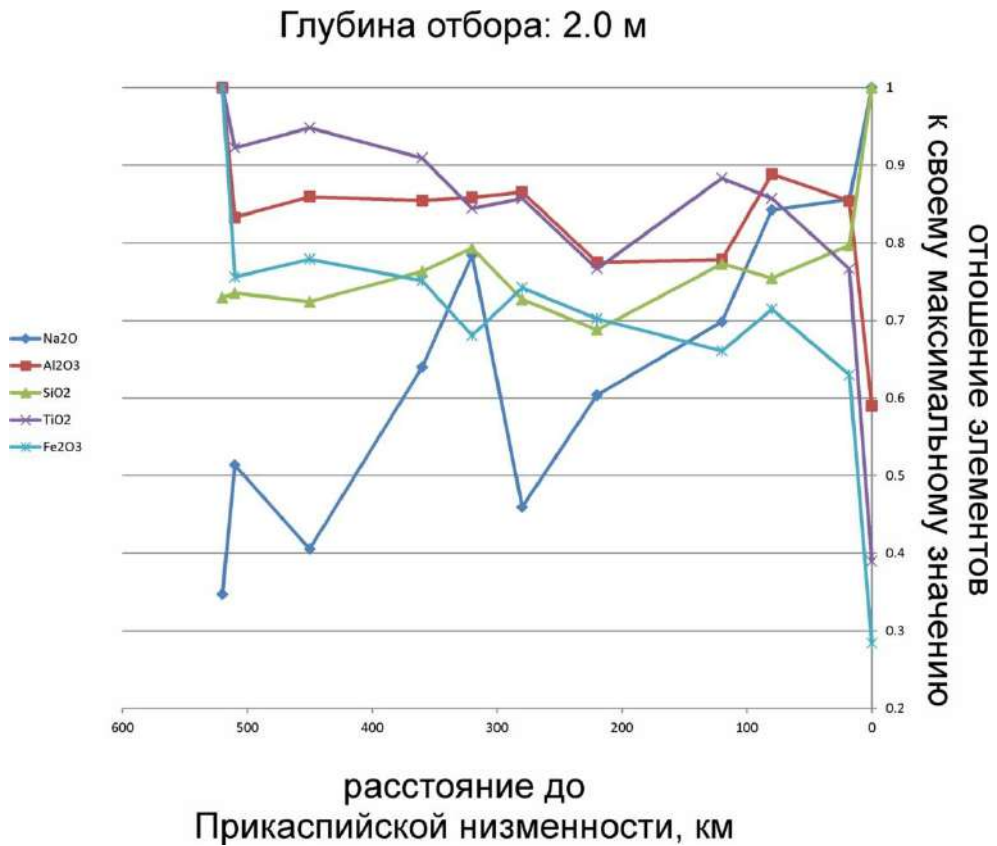


Рисунок 83. Связь содержания макроэлементов в ЛПС с расстоянием до Прикаспийской низменности, %. Глубина отбора 2.0 м

Глава 6. Хронология и палеогеографические обстановки формирования верхнечетвертичных ЛПС Предкавказья

6.1. Хроностратиграфия и корреляция

6.1.1. Восточное Предкавказье

Как было показано выше, для Восточного Предкавказья, где наблюдаются максимальные мощности ЛПС, существует дискуссия относительно стратиграфического положения верхнего плейстоцена и применимости схемы А.А. Величко (Величко и Морозова, 2015). Серия люминесцентных дат, полученных в ходе диссертационной работы для колонки ОТ, позволила решить проблему возраста отложений. Показана высокая сходимость со схемой А.А. Величко, в которую, вместе с тем, были внесены дополнения.

Исходя из строения и состава отложений, а также возрастных определений, полученных на основе МЛИ (рисунок 67), автором работы предлагается следующая хроностратиграфическая схема колонки ОТ (снизу вверх) (рисунок 84):

S1SS3 (20.5–23.0 м) – салынская полнопрофильная палеопочва, МИС 5e, возраст подошвы – 123.2 (112.8–133.7)¹ т.л.н.

S1LL2 (19.5–20.5 м) – севский лёсс, МИС 5d, возраст подошвы – 102.4 (94.1–110.7) т.л.н.

S1SS2 (18.4–19.5 м) – крутицкая полнопрофильная палеопочва, МИС 5c, возраст подошвы – 93.5 (86.2–100.9) т.л.н.

S1LL1 (17.5–18.4 м) – лёсс над крутицкой почвой, МИС 5b, возраст подошвы – 86.6 (80.0–93.3) т.л.н.

S1SS1 (15.7–17.5 м) – слабовыраженная палеопочва, не выделяемая в схеме А.А. Величко, МИС 5a, возраст подошвы – 81.3 (75.2–87.4) т.л.н.

L1LL2 (12.4–15.7 м) – хотылевский лёсс, МИС 4, возраст подошвы – 70.7 (65.7–75.7) т.л.н.

L1SS1 (9.6–12.4 м) – брянская «палеопочва», МИС 3, возраст подошвы – 51.2 (48.2–54.3) т.л.н. Представлена лёссом, слабо переработанным процессами почвообразования.

L1LL1 (1.2–9.6 м) – алтыново-деснинский лёсс, МИС 2, возраст подошвы – 34.7 (33.3–36.0) т.л.н.

S0 (0.0–1.6 м) – позднеледниково-голоценовая черноземновидная почва, МИС 1, возраст подошвы – 15.3 (14.8–15.7) т.л.н.

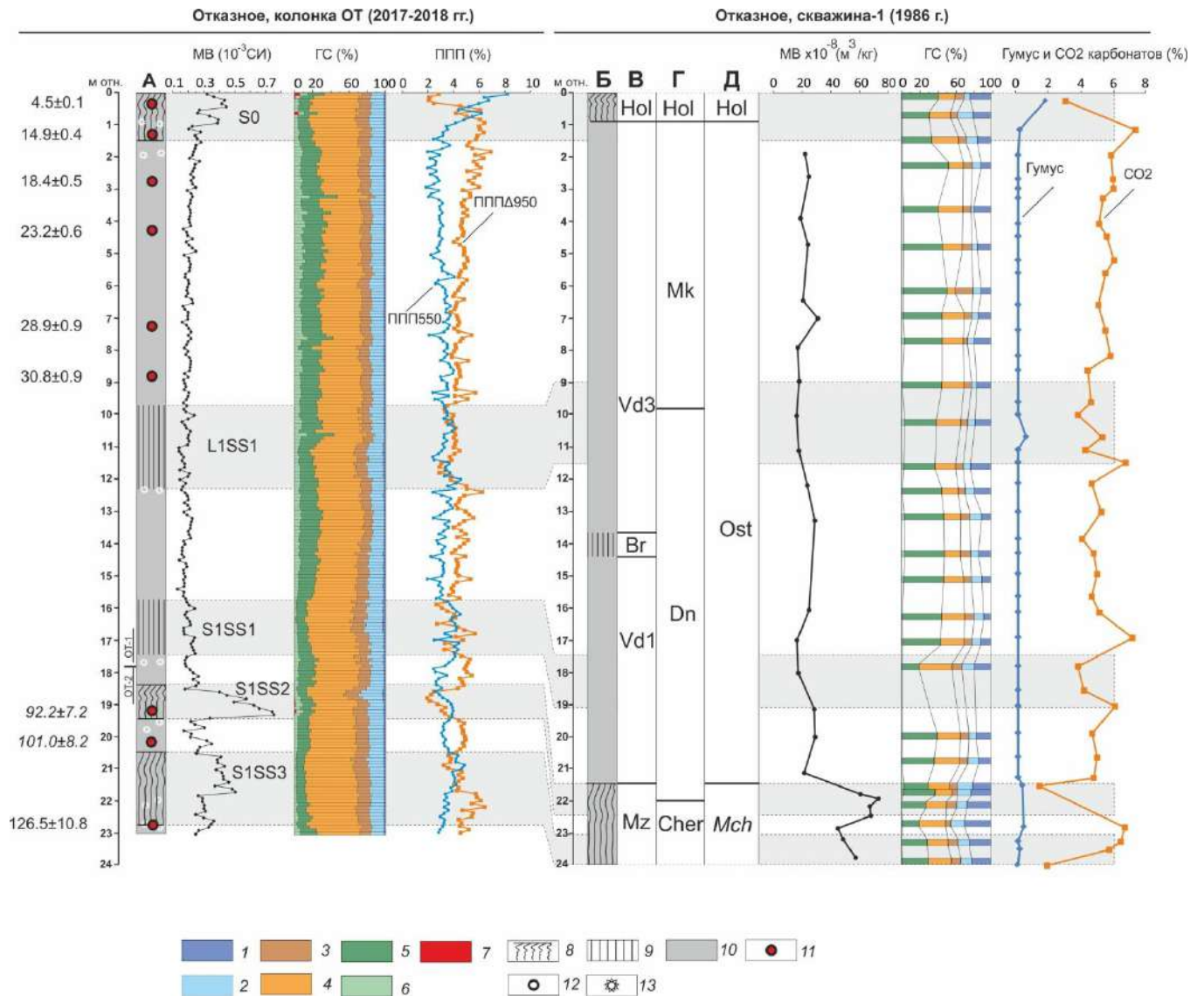
¹ Возраст здесь и далее в формате «среднее (минимум - максимум)»

Расчетный возраст границ стратиграфических подразделений в колонке ОТ хорошо согласуется с возрастными границами МИС (таблица 8), что говорит об отсутствии крупных перерывов в ЛПС. Также это свидетельствует о высокой корреляции почвенных уровней с субглобальными термохронами, а уровней «чистых» лёссов с криохронами.

С целью определения воспроизводимости (повторяемости) строения плакорных ЛПС в Терско-Кумской низменности была предпринята попытка корреляции авторской колонки ОТ и Скважины-1 1986 года (Ударцев и др., 1989; Вирина и др., 1990; Болиховская, 1995; Андреева и др., 2008). Скважины располагаются на расстоянии 4.7 км друг от друга (рисунок 63). Разница в абсолютных высотах составляет 11 м (234 м абс. – ОТ и 245 м абс. – Скважина-1).

Согласно результатам литолого-почвенного изучения керна Скважины-1 пара ярко выраженных палеопочв расположена в интервале глубин 21.5–24.0 м под мощным валдайским лёссом, что на 3 м глубже, чем нижняя пара палеопочв в колонке ОТ. Палеопочвенная стратиграфия подкрепляется результатами измерения магнитной восприимчивости (Virina et al., 2000). Мы можем наблюдать схожую структуру пиков магнитной восприимчивости в нижней части колонок – максимальные значения у почвы S1SS2 (крутицкая), значения у почвы S1SS3 (салынская) несколько ниже. Наблюдаются согласованные вариации гранулометрического состава, которые ярче всего проявляются в изменении содержания песчаной фракции по глубине (рисунок 84). Высокое содержание песка характерно для лёссовых горизонтов (L1LL1 и L1LL2), а низкое для почв – S0, S1SS1, S1SS3. В почвах также заметно растет содержание глинистой фракции. Схожую структуру имеют кривые ППП $\Delta 950$ в колонке ОТ и CO_2 в Скважине-1, которые отражают распределение карбонатов по глубине.

Таким образом, у сравниваемых колонок, расположенных в относительной территориальной близости и в одинаковых геоморфологических условиях, наблюдается схожая лёссово-почвенная стратиграфия и согласованные вариации литологических характеристик. Все это указывает на стратиграфическое единство двух сопоставляемых колонок и преобладание регионального палеогеографического сигнала в осадочной летописи плакорных ЛПС Терско-Кумской низменности. Небольшое расхождение по глубинам между колонками объясняется слабой локальной неравномерностью осадконакопления.



Условные обозначения:

А – стратиграфия по Сычеву и др., 2022 (с изменениями); Б – литология по В.П. Ударцеву и др. (1989); В – стратиграфия по В.П. Ударцеву и др. (1989); Г – стратиграфия по Н.С. Болиховской (1995); Д – стратиграфия по Б.Ф. Галаю (1992). Стратиграфические подразделения: Hol – голоцен; Ost – остаишковский; Mch – молодо-шекснинский; Mk – микулинский; Dn – днепровский; br – брянская палеопочва; Mzkr – мезинский педокомплекс, крутицкая палеопочва; Mzkr – мезинский педокомплекс, салынская палеопочва; Cher – черепетьевский; Vd1 – ранневалдайский лёсс; Vd3 – поздневалдайский лёсс.

Другие условные обозначения см. на рис. 65

Рисунок 84. Строение и аналитические характеристики ЛПС в колонке ОТ (2017-2018 гг.) и Скважине-1 (1986 г.)

Результаты люминесцентного датирования позволяют частично согласиться со стратиграфической схемой В.П. Ударцева и др. (1989), который относит верхнюю часть (24 м) отказненского разреза к верхнему неоплейстоцену и голоцену. Вместе с тем, полученные нами данные позволяют провести более детальное деление нижнего

педокомплекса – нами выделено три палеопочвы внутри мезинского педокомплекса. Это согласуется с предложенным ранее трехчленным делением педокомплекса S1 для ЛПС Предкавказья и Прикаспия (Янина и др., 2017; Makeev et al., 2021; Mazneva et al., 2021). Согласно нашим результатам, брянский интервал в Отказном имеет более высокую мощность (2.8 м) и более сложную структуру, чем представлялось ранее (Андреева и др., 2008; Ударцев и др., 1989). Данный интервал представлен не палеопочвой, а уровнем лёсса со слабыми признаками почвообразования.

В пределах Восточного Предкавказья ЛПС была подробно изучена также в разрезе Буденновск (Галай, 1992; Шелкопляс и др., 1987), расположенном в 60 км к северо-востоку от Отказного. Результаты термолюминесцентного датирования, палеомагнитных исследований и палеопочвенной стратиграфии позволяют отнести верхние 33 м разреза Буденновск к верхнему неоплейстоцену и голоцену (Шелкопляс и др., 1987). Это дает дополнительное подтверждение тезису, что на плакорах Терско-Кумской низменности ЛПС верхнего неоплейстоцена обладают необычайно высокой мощностью.

Сходная с колонкой ОТ схема расчленения лёссово-почвенной серии сделана С.А. Сычевой (Sycheva et al., 2021) по Александровскому карьере (Курская область) (рисунок 85). В данной схеме также выделяются три палеопочвы, относящиеся к МИС 5. Отличием стратиграфии С.А. Сычевой является выделение двух почвенных уровней, коррелянтных брянскому интерстадиалу. Это может объясняться тем, что Александровский карьер вскрывает ЛПС в палеобалке, а не в автономной междуречной позиции, поэтому является осадочным палеоархивом другого типа.

OT LR 04 Sycheva et al., 2021

S0	MIS1	HOL
L1LL1	MIS2	vl
L1SS1	MIS3	BR
		tu
		AL
L1LL2	MIS4	sl
S1SS1	MIS5a	ST
S1LL1	MIS5b	ml
S1SS2	MIS5c	KU
S1LL2	MIS5d	sm
S1SS3	MIS5e	RY

OT – авторская по разрезу Отказное; Sycheva et al., 2012 – Александровский карьер; LR 04 – Lisiecki and Raymo, 2005

Условные обозначения: HOL – голоценовая почва, vl – поздневалдайский лёсс, BR – брянская палеопочва, tu – тускарский лёсс, AL – александровская почва, sl – селиховодворский лёсс, ST – стрелецкая почва, ml – млодательский лёсс, KU – кукуевская почва, sm – сеймский лёсс, RY – рышковская почва

Рисунок 85. Сопоставление стратиграфических схем

Сопоставление колонки OT с лёссовыми разрезами Центральной и Восточной Европы показывает (рисунок 86), что верхнеплейстоценовая ЛПС Терско-Кумской низменности является одной из наиболее мощных и полных в Европе. Стоит отметить, что в европейских разрезах, как правило, не выделяется трехстадийный педокомплекс внутри МИС 5. Исключение составляют разрезы западной части Украины – Вязивок, Старые Кайдаки и Роксоланы.

Принимая в расчет чрезвычайно высокую мощность отложений, полноту геологической летописи и наличие серии люминесцентных датировок, предлагается рассматривать колонку OT в качестве опорного лёссового разреза позднего плейстоцена и голоцена юга Восточно-Европейской равнины.

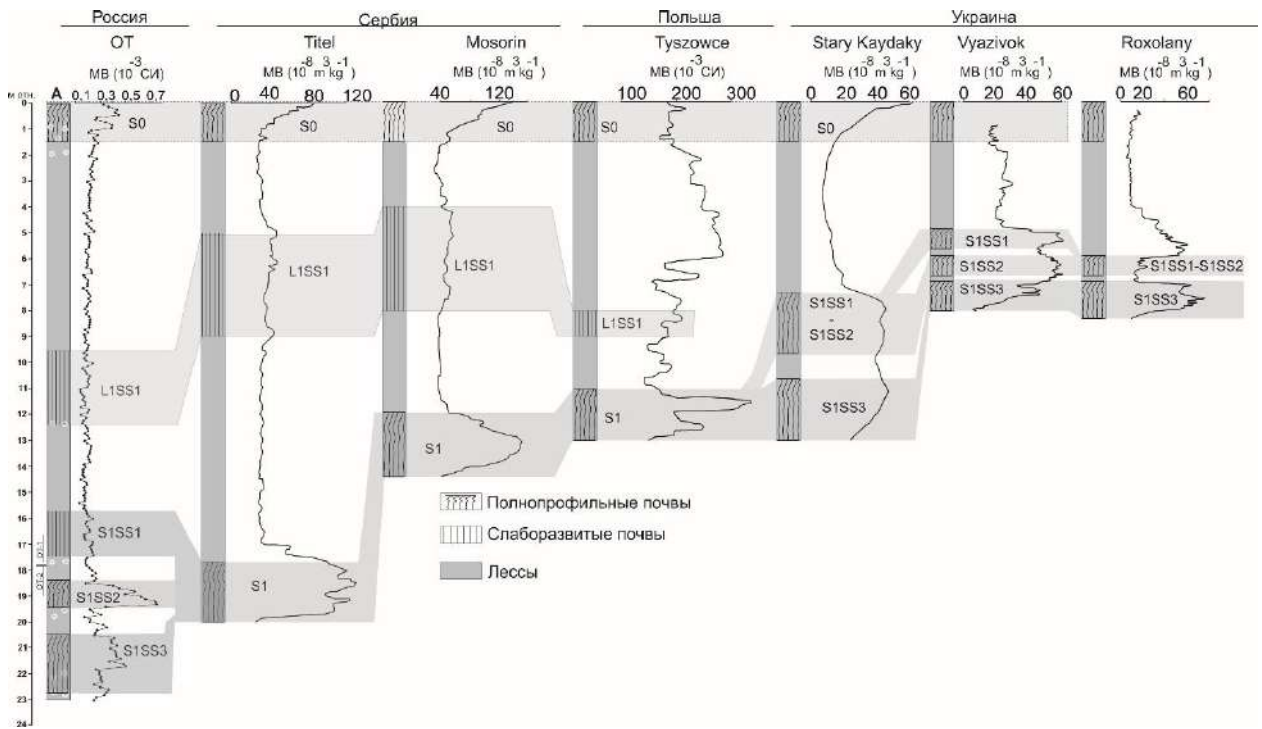


Рисунок 86. Корреляция разреза OT с наиболее полными разрезами ЛПС Европы по данным (Marković et al., 2008; Jary, 2009; Chen et al., 2022)

6.1.2. Западное Предкавказье

Существующие на сегодняшний день люминесцентные даты из разрезов Западного Предкавказья (СНК, Вг, V-8) в целом подтверждают схему А.А. Величко (Величко и Морозова, 2015) для верхнего неоплейстоцена. Обоснована корреляция мезинского педокомплекса с МИС 5. Не противоречит датировкам корреляция салынской палеопочвы (S1SS3) с MIS 5e и крутицкой палеопочвы (S1SS2) с МИС 5c (таблица 11).

Однако есть основания для пересмотра стратиграфического положения палеопочвы в разрезе Беглица в интервале глубин 5.8–6.6 м. А.А. Величко и др. (2012, 2017) интерпретировали эту палеопочву, как брянскую. Палеопочва была отнесена к МИС 3 на основании корреляции с разрезами в центре Восточно-Европейской равнины и одной радиоуглеродной даты (29.3 ± 1.5 ^{14}C т.л.н.; Величко и др., 2017в). Стоит отметить, что брянская палеопочва не выделяется в других разрезах Приазовья, ее выделяли исключительно в разрезе Беглица.

Люминесцентные даты по разрезу Беглица, представленные в работе Дж. Ченя (Chen et al., 2018), а также авторские даты, представленные в настоящей работе, дают основание полагать, что т.н. брянская почва в разрезе Беглица имеет более древний возраст и относится в действительности к МИС 5a. А интервал МИС 3 в разрезе Беглица представлен лёссом со слабовыраженными признаками почвообразования.

Серия люминесцентных дат дает основание говорить, что в разрезе Беглица отсутствует слой, отвечающий МИС 2. Это свидетельствует о перерыве в осадконакоплении в данный период в Западном Предкавказье, что может объясняться усилением дефляции. Это гипотеза согласуется с данными, полученными А.Л. Захаровым (2018) по строению дефляционных форм рельефа на Ейском полуострове: этап активизации ветровой эрозии и образование аккумулятивных эоловых гряд у западного борта западин относится к интервалу МИС 2–4.

6.1.3. Центральное Предкавказье

На ключевом участке Sb строение ЛПС верхнего неоплейстоцена схоже с разрезом Беглица. В интервале 5.5–9.7 м выделяются три сближенные палеопочвы, которые автор работы связывает с педокомплексом S1. Люминесцентный возраст материнского лёсса под верхней палеопочвой (S1SS1) составляет 83 ± 7 т.л.н., что позволяет сопоставить эту почву с МИС 5a. Возраст лёсса ниже педокомплекса S1 показывает возраст старше 140 т.л.н. Колонка Pm имеет схожее строение и также охарактеризована двумя люминесцентными датами: для палеопочвы S1SS1 – 62 ± 3 т.л.н. и для палеопочвы S1SS3 – 102 ± 7 т.л.н.

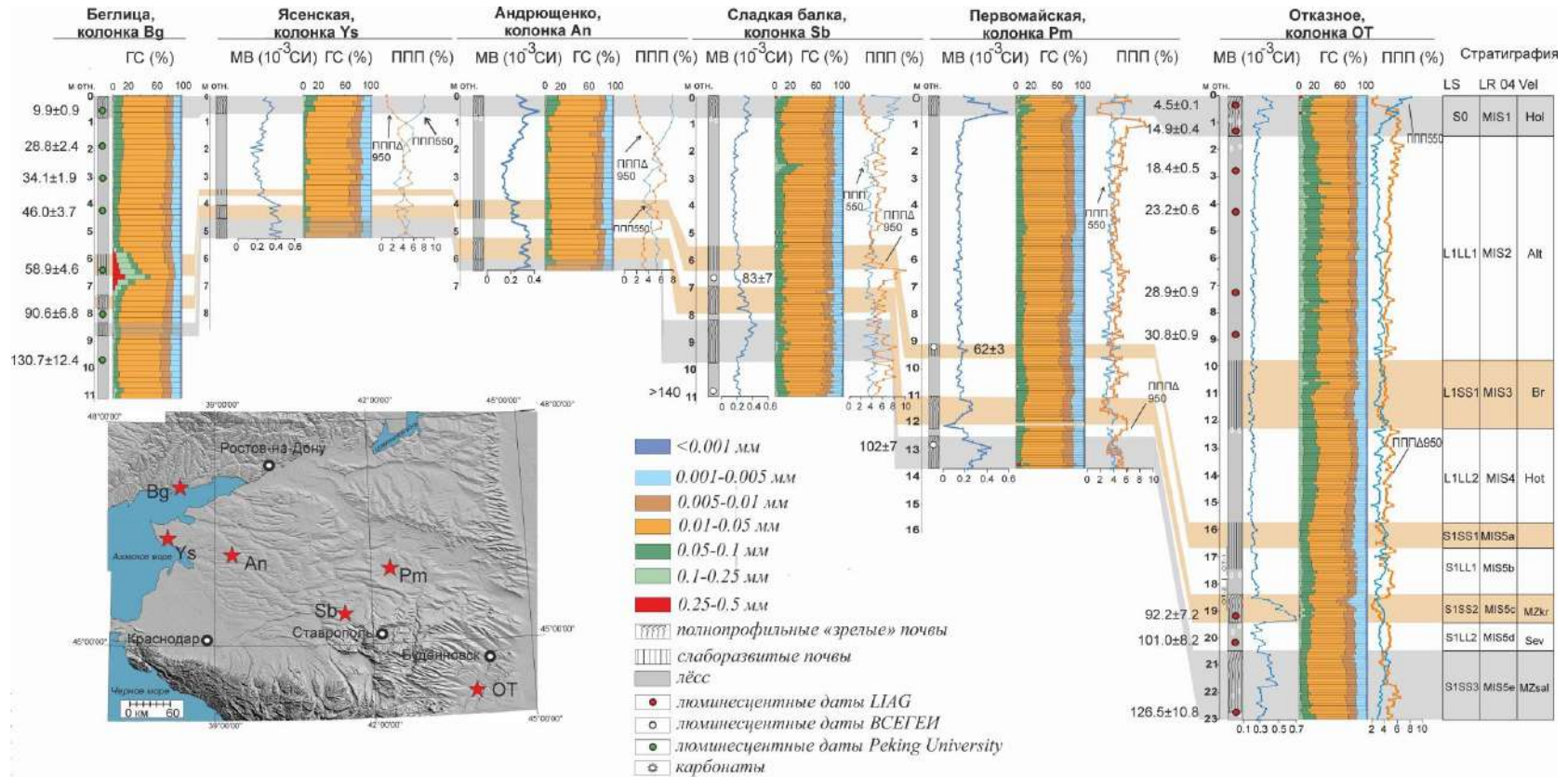
Таким образом, возрастные характеристики указывают на верхненеоплейстоценовый возраст исследуемых ЛПС Центрального Предкавказья. В строении ЛПС обнаружены общие черты, которые, вероятно, имеют региональное значение. Педокомплекс S1 (мезинский) состоит из хорошо выраженной S1SS3 (сальнской) черноземовидной почвы в основании и двух залегающих выше слаборазвитых сухостепных почв – S1SS2 (крутицкой) и S1SS1 (без названия). Интервал МИС 4 – МИС 2 представлен в обеих колонках нерасчлененным лессом. Однако малое количество дат по этим колонкам не позволяет детализировать хроностратиграфическую схему по Центральному Предкавказью.

6.1.4. Корреляция ЛПС Предкавказья

Результаты люминесцентного датирования создали основание для корреляции между ЛПС Западного, Центрального и Восточного Предкавказья (рисунок 87). Из схемы видно, что общее строение ЛПС верхнего неоплейстоцена на плакорных участках характеризуется устойчивостью – последовательность палеопочв и лессов повторяется на всей исследуемой территории. Однако общая мощность и выраженность стратиграфических подразделений увеличиваются с северо-запада на юго-восток. Наблюдаются закономерности в вариациях литологических характеристик по глубине, даже в значительно удаленных друг от друга колонках. Так, рисунок кривой MB по

глубине во всех колонках имеет схожий облик: с высокими значениями в межледниковых палеопочвах, средними в интерстадиальных и низкими в лёссовых горизонтах. Наблюдаются пики содержания песчаной фракции в уровнях в S1LL1 и середине L1. Характерным является увеличение глинистой фракции и уменьшение доли песка в почвенных уровнях, а пики карбонатов приурочены к В-горизонтам почв.

Таким образом, есть основания полагать, что три фазы почвообразования внутри педокомплекса S1 являются региональной закономерностью. Время образования этих почв (S1SS1, S1SS2 и S1SS3) примерно соответствует термохронам в пределах МИС 5 – 5а, 5с, 5е. Палеопочва, ранее считавшаяся брянской в разрезе Беглица, вероятно, является верхней фазой педокомплекса S1, т.е. сформировалась во время МИС 5а (рисунок 87). Брянскому интерстадиалу (МИС 3) в исследованных разрезах отвечает горизонт лёссов со слабыми признаками педогенеза, а не выраженный палеопочвенный профиль как считалось ранее.



MB – магнитная восприимчивость, ГС – гранулометрический состав, ППП – потери при прокаливании
LR04 – Lisiecki and Raymo, 2005; Vel – Величко и Морозова, 201
Hol – голоценовая почва; Alt – алтыновско-деснинский лёсс; Br – брянская палеопочва; Hot – хотылевский лёсс; MZkr – крутицкая палеопочва; Sev – севский лёсс; MZsal – салынская палеопочва
 Рисунок 87. Корреляционная схема строения ЛПС на Ключевых участках

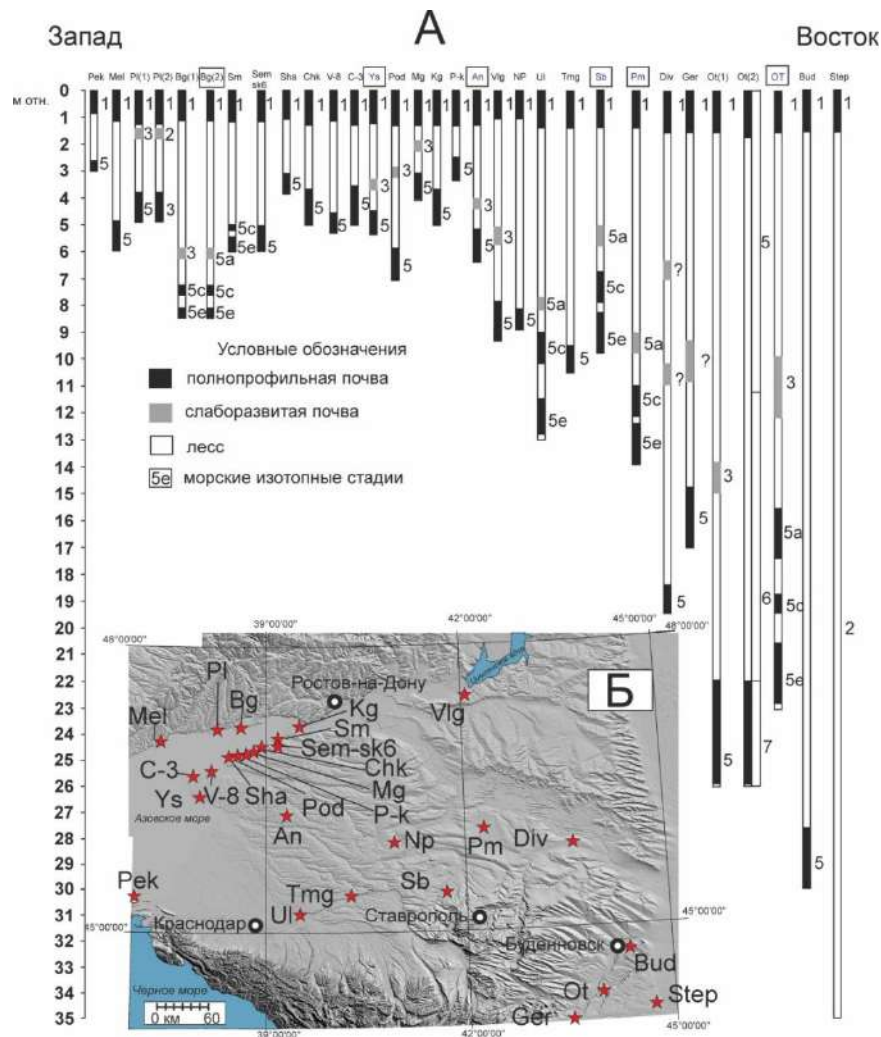
6.2. Источники и направление переноса минеральной пыли на территории Предкавказья в позднем неоплейстоцене и голоцене

6.2.1. Основной тренд переноса минеральной пыли

Результаты сопоставления исследованных колонок показывают уменьшение мощности ЛПС верхнего неоплейстоцена и голоцена с востока на запад, а также уменьшение крупности частиц в том же направлении. Так, суммарная мощность отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена на участке ОТ составляет 23.0 м, Pm – 13.6 м, Sb – 9.7 м, An – 6.4 м, Ys – 5.3 м. При этом падение мощности происходит нелинейно, темпы падения снижаются по мере удаления от участка ОТ в северо-западном направлении. Среднее содержание песчаной фракции уменьшается в том же направлении: ОТ – 22.9 %, Pm – 9.8 %, Sb – 12.6 %, An – 8.4 %, Ys – 6.4 %. При относительном постоянстве доли глинистой фракции, среднее содержание алеврита, напротив, возрастает с юго-востока на северо-запад (рисунок 87).

Выявленная закономерность по изменению мощности плакорных ЛПС увязывается с ранее опубликованными результатами. На основании синтеза собственных и литературных данных была составлена схема строения плакорных ЛПС верхнего неоплейстоцена, в которой все колонки выстроены по мере удаления от Прикаспийской низменности (рисунок 88). На схеме четко виден тренд уменьшения мощности плакорных ЛПС Предкавказья при движении с юго-востока на северо-запад. Этот тренд подтверждает достоверность результатов, полученных в ходе диссертационного исследования. В тоже время, видно, что ряд колонок выбивается из данного тренда – Ul, Nr, Div, Bg, Tmg, Vlg. Примечательно, что «аномальные» колонки приурочены к крупным речным долинам – таким как Кубань, Дон, Миусс.

Выявлен четкий тренд в изменении элементного состава лёссов Предкавказья с юго-востока на северо-запад. В этом направлении растет содержание алюминия и железа, что связано с увеличением доли глинистой фракции. Натрий, напротив, показывает уменьшение концентрации, что может объясняться ассоциацией с морскими солями и засоленными почвами Прикаспийской низменности (Зубкова и др., 2014; Semenkov et al., 2020). Альтернативное объяснение – уменьшение доли натриевого полевого шпата. Содержание кремния также уменьшается при движении с юго-востока на северо-запад, что объясняется падением доли песчаной фракции.



А. Структура колонок. Б. Схема расположения

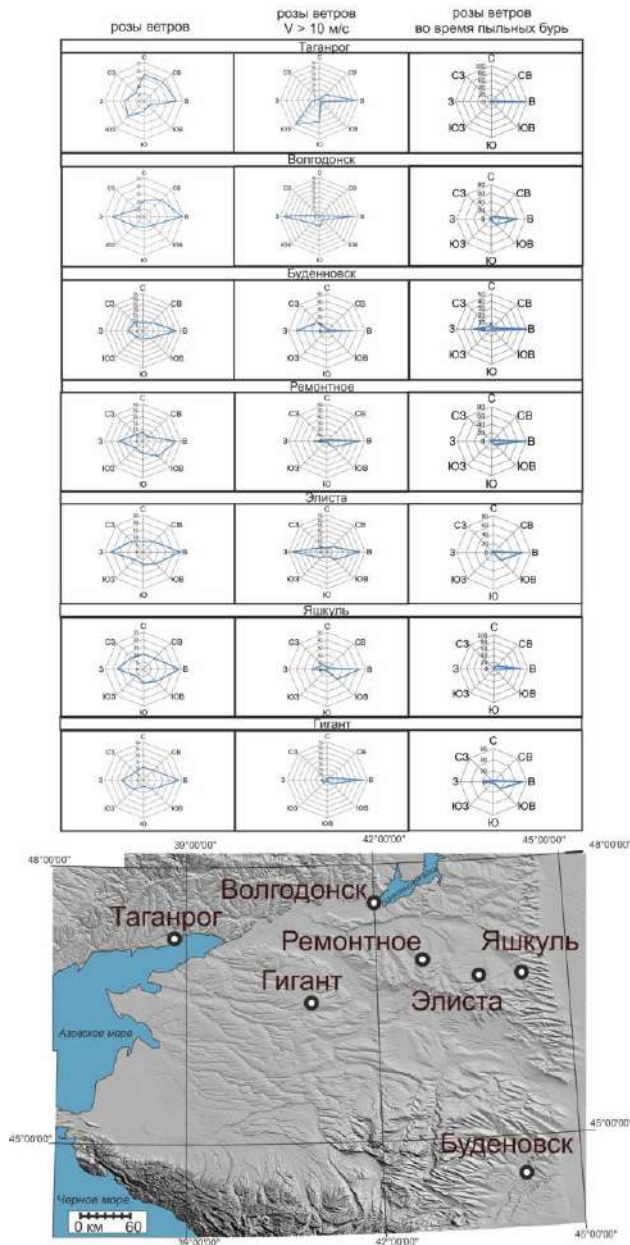
Условные обозначения: *Sm* – Семибалки (Величко и др., 2009); *Sha* – Шабельское (Величко и др., 2009); *Mel* – Мелекино (Величко и др., 2012); *Bg(1)* – Беглиця (Величко, 2014); *Bg(1)* – Беглиця (Mazneva et al., 2021); *Chk* – Чумбур-коса (Tesakov et al., 2007); *V-8* – Воронцовка (Mazneva et al., 2021); *Vlg* – Волгодонск (Андреева и др., 2008); *Np* – Новопокровское (Андреева и др., 2008); *UL* – Усть-Лабинск (Андреева и др., 2008); *Ot(1)* – Отказное (по Ударцеву и Величко, 1990); *Ot(2)* – Отказное (по Болиховской, 1995); *Bud* – Буденновск (Шелкопляс и др., 1987); *Sem-sk6* – скважина на плакоре, южнее Семибалок (Konstantinov et al., 2018); *Ger* – Георгиевск (Шелкопляс и др., 1987); *Div* – Дивное (Балаев и Царев, 1964); *Pek* – Пекла (Dodonov et al., 2006); Timireva et al., 2022); *Pl(1)* – Платово (Dodonov et al., 2006); *Pl(2)* – Платово (Разрез новейших., 1976); *Pod* – Подлюдки (Tesakov et al., 2007); *Step* – Степное (Балаев и Царев, 1964); *Mg* – Маргаритово (Tesakov et al., 2007); *Kg* – Кагальник (Tesakov et al., 2007); *P-k* – Порт-Катон (Величко и др., 2009); *C-3* – Червоная Падь (Захаров и Константинов, 2019); *Tmg* – Темижбекская (Лебедева, 1963). Колонки автора показаны в рамках: *Bg* – Беглиця, *An* – Андриющенко, *Ys* – Ясенская, *Sb* – Сладкая-Балка, *Pm* – Первомайская, *OT* – Отказное

Рисунок 88. Структура верхнечетвертичной ЛПС во всех известных изученных плакорных разрезах Предкавказья

Установленные тренды изменения литологических характеристик ЛПС Предкавказья указывают на главное направление переноса минеральной пыли – с юго-востока на северо-запад. Этот вывод, в частности, согласуется с морфологией дефляционных котловин равнин Восточного Приазовья (Захаров, 2018; Захаров и Константинов, 2019; Константинов и др., 2023). Аккумулятивные гряды валдайского возраста в западной части этих котловин указывают на преобладание восточных ветров с высоким потенциалом к дефляции во время последнего криохрона.

Для понимания механизмов переноса минеральной пыли в Предкавказском регионе были проанализированы современные метеорологические данные – направление и скорости ветра и их связь с пыльными бурями. Данные получены с сайта ВНИИГМИ-МЦД по 7 метеостанциям Предкавказья с 1966 по 2019 год. Построены три типа роз-диаграмм частоты ветров (рисунок 89): учитывающие направления ветра с любой скоростью, учитывающие направления ветра со скоростью более 10 м/с (скорость ветра, способная переносить песчаную фракцию) и учитывающие направления ветра во время пыльных бурь.

Согласно полученным результатам, западные и восточные направления ветра являются преобладающими для всех метеостанций. При этом доля ветров северных и южных румбов не превышает 10–20 %. При анализе направлений ветра со скоростью более 10 м/с было выявлено, что доля ветров северных и южных румбов сокращается и не превышает 5–10 %. Во время пыльных бурь преобладающим становится восточное направление, доля которого составляет более 80 %. Единственным исключением является метеостанция в Буденновске, где так же наблюдается существенная доля западных ветров – 30 %. Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что пыльные бури в Предкавказье связаны с восточными ветрами (рисунок 89), а большая часть переносимого минерального аэрозоля в современных условиях поступает с востока.



Столбец слева показывает розу частоты всех ветров, по центру – со скоростями ветра более 10 м/с, справа – частоту направления ветров во время пыльных бурь

Рисунок 89. Розы частоты ветров по станциям Предкавказья (данные из ВНИИГМИ-МЦД)

Схожий механизм эолового транспорта, вероятно, действовал и в валдайскую эпоху. Скорее всего, его роль была еще выше, поскольку мы наблюдаем высокий контраст в механическом составе и мощности валдайских отложений между востоком и западом региона.

Таким образом, полученные результаты показывают, что основной поток минеральной пыли в позднем неоплейстоцене и голоцене был направлен с юго-востока на

северо-запад Предкавказья. В переносе минеральной пыли значительную роль, вероятно, играли пыльные бури, ассоциированные с сильными восточными ветрами.

6.2.2. Источники минеральной пыли

Как было показано выше (глава 1.1), важнейшими факторами дефляции является литологический состав поверхностных отложений, уровень грунтовых вод и густота растительного покрова. Области распространения дефлируемых песчаных и супесчаных отложений привязаны к долинам крупнейших рек региона, особенно к их низовьям (Терек, Кума, Волга, Дон, Кубань). Участки лёссового покрова, расположенные вблизи этих областей, отличаются повышенным содержанием песчаной фракции и повышенными скоростями осадконакопления. Всё это указывает на то, что нижние звенья крупных флювиальных систем являются основными источниками минеральной пыли в регионе, то есть областями сноса или питающими провинциями (рисунок 91).

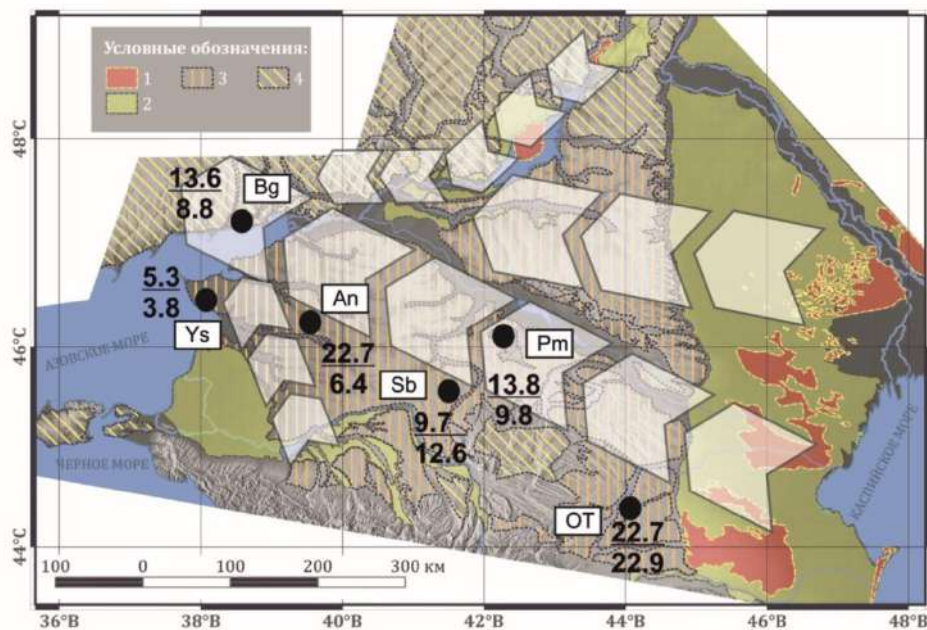
Среди всех источников резко выделяется Прикаспийская низменность (рисунок 90) с огромными по площади массивами аллювиальных песков и супесей в долинах Терека, Кумы и Волги. Древние дельты и палеоруслы этих рек стали территориями развития эолового рельефа – дюнных полей и грядовых песков (Федорович, 1960). Данные эоловые формы, описанные в разделе 3.4, как правило, имеют ориентацию с востока на запад. Лёссы Терско-Кумской низменности, примыкающие непосредственно к юго-западной окраине Прикаспийской низменности, отличаются экстремально высокими показателями мощности и содержания песка, причем эти показатели убывают в западном направлении, по мере удаления от источника. Этот тренд прослеживается в лёссах Предкавказья для всех хроносрезов (рисунки 87 и 88). Наблюдения за современными пылевыми бурями показывают (Mazneva et al., 2021), что Прикаспийская низменность и сегодня остается основным источником минеральной пыли в Предкавказье.

ЛПС, примыкающие к долинам Дона, Кубани и Миусса, несколько выбиваются из общего тренда падения мощности и доли песка с юго-востока на северо-запад. Вблизи этих долин ЛПС характеризуются повышенным содержанием песка и несколько повышенными мощностями. Заметное влияние речных долин на состав и мощность лёссового покрова прослеживается лишь на удалении в первые десятки километров (менее 50 км) от них. Эти особенности указывают на то, что донская и кубанская питающие провинции имеют важное, но второстепенное для региона значение с точки зрения объемов продуцируемой минеральной пыли. Их влияние лишь немного искажает главный региональный тренд – перенос с юго-востока на северо-запад. Относительно небольшой

вклад этих источников показывает, что объёмы сноса минеральной пыли тесно связаны с площадями слабозакрепленных песчаных и супесчаных грунтов, содержащих мобилизованный для дефляции материал.



Рисунок 90. Зона дефляции в Прикаспийской низменности, в 18 км к сз от н.п. Артезиан, Лаганского района Республики Калмыкия (фото Д.Г.Сычевой)



Условные обозначения: 1 – незакрепленные эоловые пески; 2 – закрепленные и погребенные верхнечетвертичные пески и супеси; 3 – лёссы сплошного распространения; 4 – лёссы прерывистого распространения (Константинов и др., 2022)

В числителе дроби показана мощность в метрах, в знаменателе – содержание песка в %. Стрелками показано преобладающее направление переноса минеральной пыли в позднем неоплейстоцене и голоцене

Рисунок 91. Эоловый перенос минеральной пыли в Предкавказье в позднем неоплейстоцене и голоцене

6.3. Условия формирования лёссово-почвенной серии Предкавказья в позднечетвертичное время

6.3.1. Факторы, потенциально влияющие на лёссообразование в Предкавказье

Анализ пространственной и временной неоднородности литологических характеристик и темпов накопления минеральной пыли в Предкавказье дает информацию о некоторых аспектах условий осадконакопления: направлении и относительной скорости ветра, питающих провинциях, интенсивности педогенеза, относительной аридности климата.

В воздушном потоке происходит сортировка материала. Далеко от источника, на десятки и сотни километров, улетают преимущественно мелкие частицы алеврита (0.005–0.05 мм) и глины (<0.005 мм), которые поднимаются высоко в воздух во время пылевых бурь. Относительно крупные песчаные частицы (размером от 0.05 до 2 мм) редко отрываются высоко от поверхности. Как правило, они перемещаются на относительно небольшие расстояния путем сальтации (скачкообразно) или волочения по поверхности (Pye, 1995). Большое влияние на содержание песка оказывают скорость и направление приземных ветров (Pye, 1987), которые, в свою очередь, определяются рельефом и климатическими условиями. Таким образом, доля песка в лёссе определяется, с одной стороны, расстоянием от источника (песчаного массива, подвергаемого дефляции), с другой – силой и направлением приземного ветра.

Средние темпы аккумуляции лёсса также связаны с расстоянием от источника пыли. По мере приближения к области дефляции скорость осадконакопления возрастает нелинейно, быстро увеличиваясь вблизи источника (Muhs, 2007).

Темпы лёссонакопления в областях преимущественной аккумуляции сильно связаны с коэффициентом увлажнения климата в областях дефляции, который влияет на устойчивость поверхности через влажность грунта и густоту растительного покрова (Pye, 1995). Аридизация климата способствует расширению областей дефляции, что провоцирует рост объемов транспорта минеральной пыли и, как следствие, роста лёссонакопления в областях аккумуляции. На интенсивность пылеобразования влияет и состав субстрата области дефляции (Pye, 1995). Например, аллювиальные пески представляют собой податливый субстрат для ветровой эрозии, при которой в воздух поднимаются огромные пылевые массы. А вот глинистая или соляная корка, наоборот, блокируют дефляцию, снижая интенсивность пылеобразования.

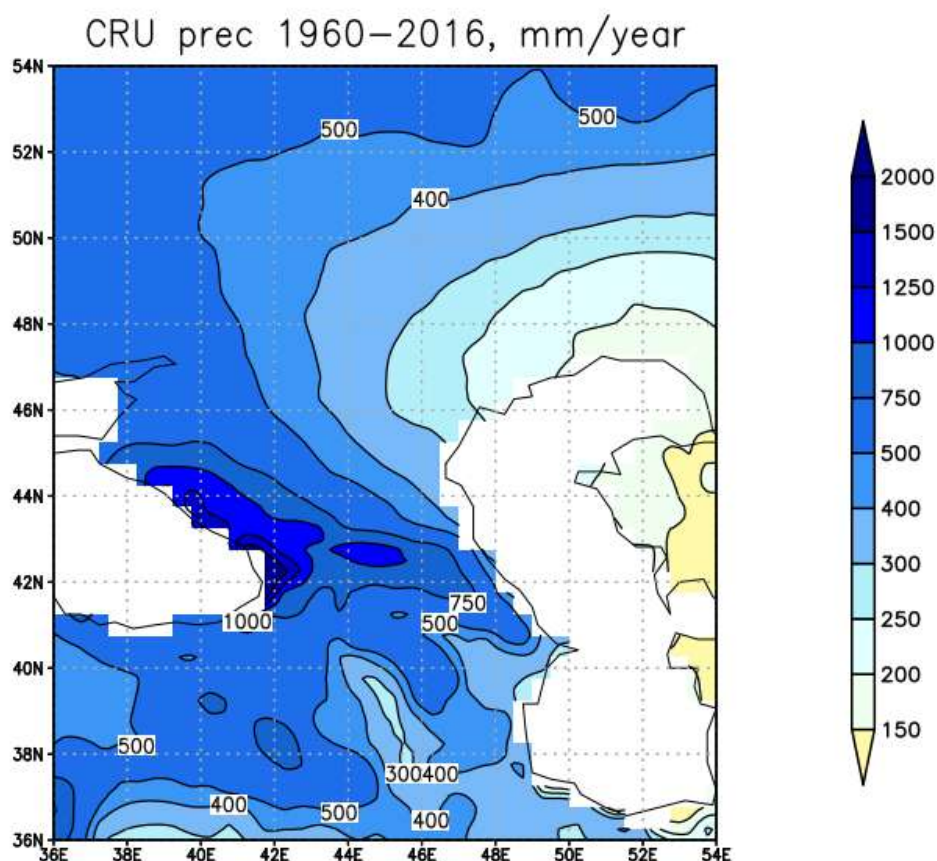
Состояние поверхности в области аккумуляции – критически важный фактор для лёссонакопления, так как эоловый материал должен закрепиться, чтобы превратиться в

стабильный осадок (Руч, 1987). Закреплению минеральной пыли способствует развитый растительный покров и слаборасчлененный рельеф.

Наиболее мощные позднечетвертичные плакорные ЛПС наблюдаются в юго-восточной части Восточного Предкавказья в районе городов Буденновск и Зеленокумск. Севернее, в Калмыкии, несмотря на близость источников минеральной пыли (рисунок 91), подобных мощных ЛПС не было выявлено ни в ходе полевых работ 2017–2022 гг., ни в ходе анализа опубликованных данных. Вероятно, это связано с более аридными условиями в Калмыкии, при которых возрастает роль дефляции в балансе наносов.

В восточной части Предкавказья количество осадков возрастает с северо-востока на юго-запад (рисунок 92). Вслед за осадками изменяются и ландшафты: от полупустынных до типичных степных. В пределах Терско-Кумской низменности условия более гумидные, чем в Калмыкии. Частицы, попавшие сюда эоловым путем, задерживаются более густой растительностью либо не вовлекаются в дальнейший эоловый транспорт из-за «смачивания» материала более частыми и интенсивными атмосферными осадками.

Таким образом, прослеживается связь между условиями увлажнения и интенсивностью аккумуляции минеральной пыли на участках, расположенных вблизи крупных источников эолового материала, таких как Прикаспийская низменность. Вероятно, в Отказном на протяжении всего позднего неоплейстоцена и голоцена сохранялся стабильный растительный покров, способствующий улавливанию минеральной пыли.



GrADS/COLA

2022-08-17-20:46

Рисунок 92. Карта среднегодового количества осадков на юге России за период 1960-2016 гг. (составлена П.А. Морозовой по данным Harris et al., 2020)

Колебания уровня морских бассейнов (рисунки 42, 95) – один из специфических региональных факторов, который потенциально влияет на площади источников минеральной пыли и, как следствие, на объёмы её продукции.

Другим важным фактором, влияющим на лёссовобразование, являются скорости и направления ветров. Согласно модельным расчетам (модель INMCM4.8), общая схема атмосферной циркуляции в ПЛМ не изменялась (Morozova et al., 2020) по сравнению с голоценом. Однако в ПЛМ могли немного возрастать скорости приземного ветра, что согласуется с общим небольшим увеличением крупности частиц в лессе L1LL1 (МИС 2).

6.3.2. Пространственная и временная изменчивость темпов осадконакопления и механического состава ЛПС Предкавказья

Интенсивность аккумуляции и дефляции минеральной пыли на отдельных этапах позднего неоплейстоцена и голоцена не была одинакова. В таблице 12 и рисунке 94 представлены результаты расчетов темпов осадконакопления для отдельных временных срезов, которые получены на основании хроностратиграфических моделей по ключевым колонкам ЛПС Предкавказья (глава 5).

В криохроны МИС 4 и МИС 2 средние темпы осадконакопления в 1.5 и 2.5 раза соответственно превышали средние темпы, установленные для термохронов (МИС 5, МИС 3 и МИС 1). Наиболее высокие темпы осадконакопления в целом наблюдаются для МИС 2. Максимальные – зафиксированы для границы МИС 3 и МИС 2 в колонке ОТ (80 см/тыс. лет). Высокие темпы осадконакопления в криохроны, вероятно, связаны с ростом аридизации, которая провоцировала расширение площади источников пыли (областей дефляции) за счёт деградации растительного покрова и иссушения субстрата. Увеличение объемов продукции минеральной пыли в областях дефляции влекло за собой повышение темпов осадконакопления в областях аккумуляции. Этот вывод согласуется с данными палеоклиматического моделирования (модель INMCM4.8) (Morozova et al., 2020), которое показывает увеличение площади источников и массы минерального аэрозоля в атмосфере для хроносреза 21 т.л.н.

В лёссах, формировавшихся в криохроны (МИС 4 и МИС 2), содержание песка (таблица 13, рисунок 94) в среднем в 1.3 раза выше, чем в лёссах термохрона МИС 5. Увеличение доли песчаной фракции в криохроны объясняется деградацией растительного покрова в связи с общей аридизацией климата, а также ростом продолжительности и интенсивности восточных ветров, обеспечивающих формирование пыльных бурь в регионе. Аномально высокие значения доли песчаной фракции в поверхностном слое (МИС 1) объясняются техногенным фактором – распашкой полей и массовым строительством.

Термохронам соответствуют горизонты осадка, сильно переработанные почвообразованием. Темпы осадконакопления в этих горизонтах значительно ниже, чем для горизонтов лёссов. Эти различия между почвами и лёссами нарастают с запада на восток, что характеризует обстановку осадконакопления на востоке региона как в целом более изменчивую и более чувствительную к климатическим колебаниям.

В криохроны возрастал контраст в темпах осадконакопления между западом и востоком региона. Так, в термохрон МИС 5 отношение темпов осадконакопления на участках ОТ и Ys составляло 3.9, а в криохрон МИС 4–2 – 5.3. Это, вероятно, связано с ростом объемов минеральной пыли, поступающей с юго-востока в криохроны.

Таблица 12. Сравнение темпов лёссонакопления в различных колонках Предкавказья, см/тыс. лет

Стратиграфические подразделения		Bg		Ys		An		Sb		Pm		OT		
МИС 1		5.2		5.2		4.5		5.2		4.5		10.4		
МИС 4-2	МИС 2	9.0		4.8		7.4		8.3		15.2		25.4		41.2
	МИС 3													16.9
	МИС 4													16.9
МИС 5	МИС 5a	5.5	3.4	4.9	8.3	8.9	13.3	7.5	1.8	6.6	8.4	4.7	16.9	
	МИС 5b							11.3	7.5	13.2	11.3	28.3	16.9	
	МИС 5c							8.6	7.2	11.5	14.4	17.3	15.9	
	МИС 5d							4.4			2.2	3.3	11.2	
	МИС 5e							2.4	3.3	1.9	8.1	5.7	10.5	
Поздний неоплейстоцен и голоцен		9.0		4.3		5.2		7.9		11.1		18.6		

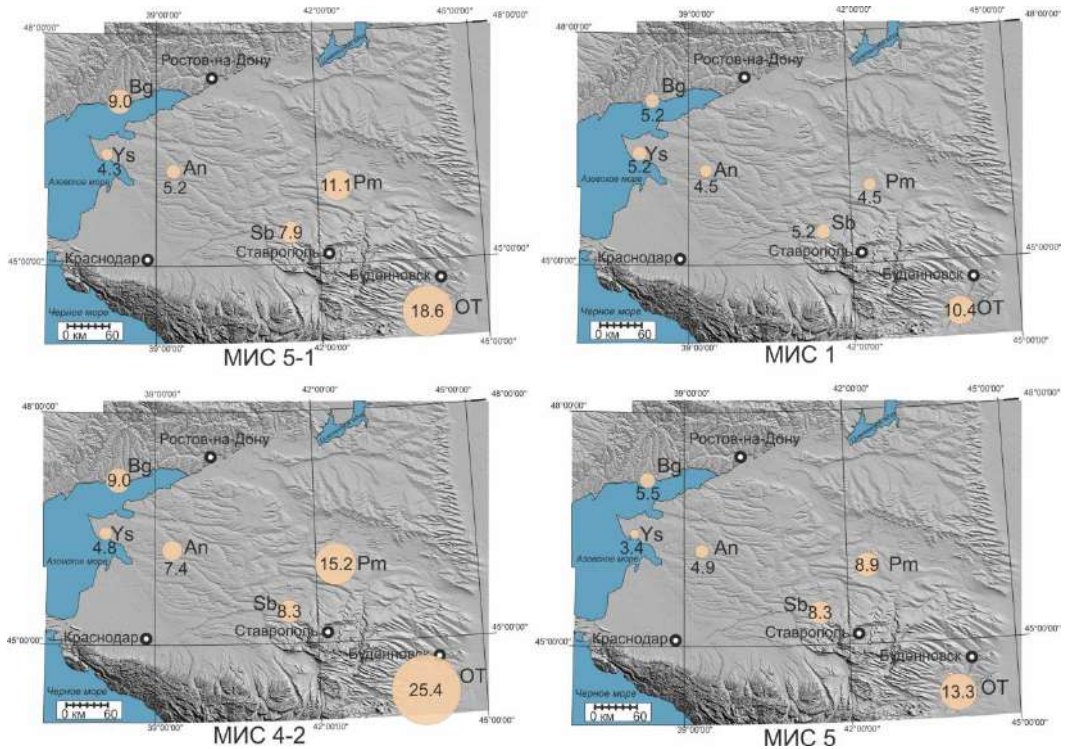


Рисунок 93. Сравнение темпов лёссонакопления на ключевых участках для различных временных срезов

Таблица 13. Сравнение содержания песка (>50 мкм), % для основных хроносрезов в исследованных колонках						
Стратиграфическая Единица	Bg	Ys	An	Sb	Pm	OT
МИС 1	13.4	12.6	15.6	13.8	13.7	19.6
МИС 4-2	11.4	4.6	6.6	13.9	9.6	27.7
МИС 5	15.2	8.3	6.5	12.1	11.0	16.0
Поздний неоплейстоцен и голоцен	13.6	6.5	8.4	13.1	10.4	23.5

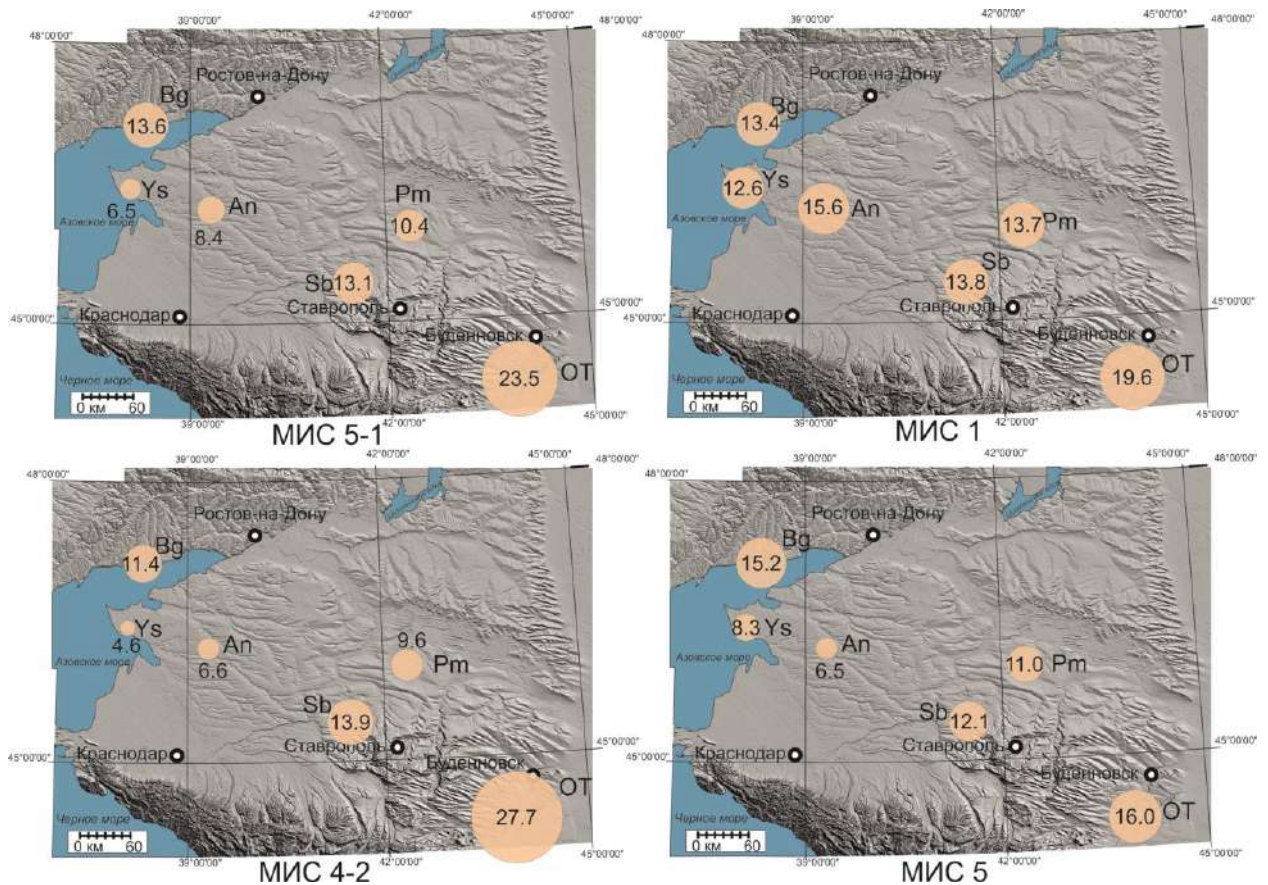


Рисунок 94. Сравнение содержания песка в ЛПС на ключевых участках по различным временным срезам

6.3.3. Влияние региональных и субглобальных факторов на ЛПС в Предкавказье

Для выявления ранга палеоклиматического сигнала в ЛПС Предкавказья сделана попытка корреляции опорных колонок OT и Bg с рядом наиболее полных глобальных и региональных палеозаписей и палеореконструкций: обобщенной морской изотопно-кислородной кривой LR 04, гренландским ледниковым керном NGRIP (Kindler et al., 2014, Simonsen et al., 2019), ЛПС Восточной Европы (Peric et al., 2022), керном морских

отложений из южной части Черного моря (Shumilovskikh et al., 2016), кривой колебания уровня Каспийского моря (Makshaev and Tkach, 2022).

Как было показано выше, на границе МИС 3 и МИС 2 в ЛПС Восточного Предкавказья наблюдаются максимальные темпы осадконакопления и пиковые значения МРЧ. В термохроны МИС 5 и МИС 1 темпы осадконакопления в ЛПС низкие, как и значения МРЧ. Схожие закономерности наблюдаются (рисунок 95) в серии лёссовых разрезов Восточной Европы (Peric et al., 2022).

Наблюдается согласование вариаций МРЧ колонки ОТ с концентрацией пыли и палеотемпературами в NGRIP. Так, для МИС 2 и МИС 4 отмечаются ярко выраженные максимумы содержания минеральных частиц в гренландском ледниковом керне, а для МИС 5, МИС 3 и МИС 1 – минимумы. Несколько выбивается из общего тренда только пик МРЧ в МИС 5b, что, вероятно, связано с региональной спецификой ЛПС Предкавказья.

В керне донных отложений из Черного моря в конце МИС 3 отмечается наибольшее количество пыльцы ксерофитных биомов и наименьшее количество пыльцы умеренных биомов (Shumilovskikh et al., 2016). Это согласуется с пиковыми значениями темпов осадконакопления в колонках ОТ и Bg.

В истории Каспийского бассейна в конце МИС 3 отмечается начало крупнейшей трансгрессии – хвалынской (Makshaev and Tkach, 2022). Вероятно, уровень Каспия и условия осадконакопления Предкавказских лёссов напрямую не связаны. Однако не исключено, что на них влияли общие глобальные климатические факторы. Так, начало трансгрессии могло быть связано с уменьшением испарения в Каспийском бассейне из-за понижения температур (Свиточ, 2014; Yanina, 2014). В это же время в ЛПС Восточного Предкавказья наблюдается рост темпов осадконакопления, который косвенно может быть связан с понижением глобальной температуры, ставшей ключевым фактором в общей аридизации климата.

Для верификации связи между глобальными климатическими колебаниями и изменчивостью в ЛПС Предкавказья были использованы методы статистической корреляции. Была построена матрица корреляций, представленная в таблице 14. Для анализа использовались литологические характеристики колонки ОТ: МРЧ, МВ, ППП. Эти показатели тестировались на предмет линейной связи с содержанием минеральной пыли в гренландском ледниковом керне NGRIP (Simonsen et al., 2019) и реконструированной для Гренландии температурой (Kindler et al., 2014). С целью приведения рядов данных к одному размеру был выбран шаг в 2.5 т.л., который вычислен

на основании шага временного разрешения, доступного для колонки ОТ. Итоговые корреляции построены по 45 точкам.

Выявлена отрицательная статистически значимая связь МВ в колонке ОТ с содержанием пыли в керне NGRIP (-0.42, $p < 0.01$) и положительная связь с реконструируемой температурой (0.47, $p < 0.01$). Значения МВ растут при усилении почвообразующих процессов, которые, как правило, связаны с уменьшением активности эоловых процессов и стабилизацией поверхности. Снижение МВ происходит при затухании процессов почвообразования, что связано с ростом темпов осадконакопления в условиях аридизации климата.

Таблица 14. Матрица корреляций. Температура и концентрации пыли получены по ледниковому керну NGRIP (Simonsen et al., 2019). Остальные параметры получены по скважине ОТ. МРЧ – медианный размер частиц, МВ – магнитная восприимчивость, ППП – потери при прокаливании. Цветом выделены ячейки со статистически значимой связью

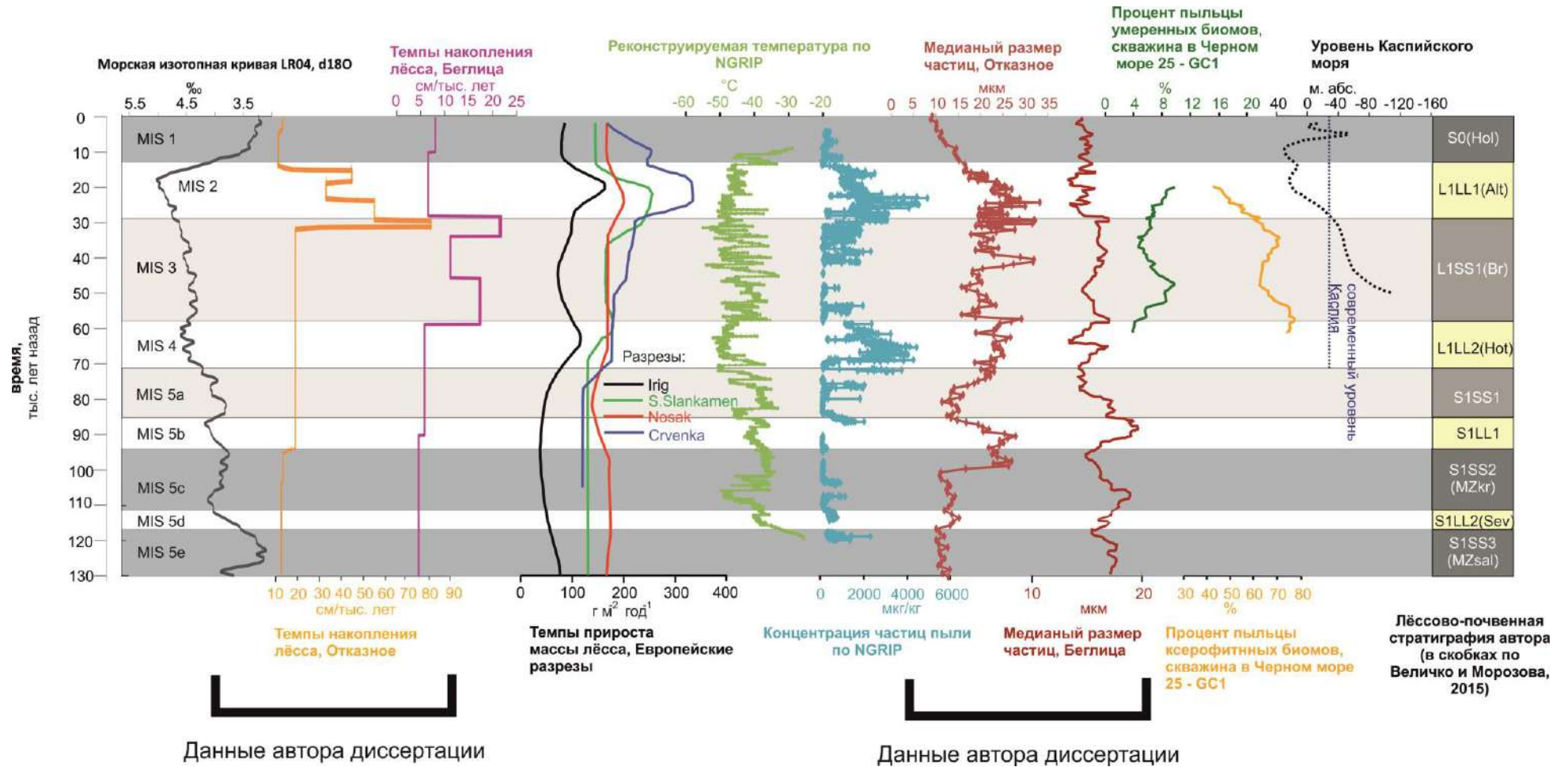
	Концентрация пыли NGRIP	Реконструируемая температура NGRIP
Темпы аккумуляции в колонке ОТ	0.55	-0.50
МРЧ в колонке ОТ	0.43	-0.55
Концентрация пыли NGRIP	1.00	-0.70
Реконструируемая Температура NGRIP	-0.70	1.00
МВ в колонке ОТ	-0.42	0.47
ППП 550 в колонке ОТ	-0.24	0.18
ППП Δ950 в колонке ОТ	0.043	0.30

Установлена положительная статистически значимая связь МРЧ в колонке ОТ с концентрацией пыли в керне NGRIP (0.43, $p < 0.01$) и отрицательная с температурой (-0.55, $p < 0.01$). Темпы осадконакопления в колонке ОТ показывают статистически значимую связь с данными, полученными из ледникового керна NGRIP. Положительную (0.55, $p < 0.01$) с концентрацией пыли и отрицательную (-0.50, $p < 0.01$) с реконструируемой температурой.

Показатели ППП 500 и ППП Δ950 не показали статистической значимой связи с концентрацией пыли и реконструируемой температурой по NGRIP.

Связь литологических характеристик в ЛПС Отказного с концентрацией пыли в NGRIP объясняется влиянием общих субглобальных факторов на формирование этих седиментационных палеоархивов. Пики содержания пыли в ледниковых ядрах Гренландии, вероятно, связаны с периодом наиболее аридных условий в позднем неоплейстоцене. Кроме того, в криохроны неоплейстоцена вместе с общим похолоданием и аридизацией климата происходило падение уровня мирового океана, что приводило к росту площади суши и дополнительной глобальной эмиссии минеральной пыли (Maher et al., 2010; Simonsen et al., 2019).

Как было показано выше, изменение темпов осадконакопления и размеров частиц в плакорных ЛПС Предкавказья связано, прежде всего, с колебаниями аридности климата в регионе. Результаты корреляции с гренландскими кривыми позволяют увязать изменения региональной аридности с субглобальной климатической ритмикой. Таким образом, можно сделать вывод о наличии сильной связи между колебаниями засушливости климата внетропического пространства северного полушария и процессами формирования ЛПС в Предкавказье в позднем неоплейстоцене и голоцене.



Условные обозначения: Hol – голоценовая почва; Alt – алтыново-деснинский лёсс; Br – брянская палеопочва; Hot – хотылевский лёсс; MZkr – крутицкая палеопочва; Sev – севский лёсс; MZsal – салынская палеопочва

Рисунок 95. Сопоставление графиков скорости осадконакопления и медианного размера частиц для исследованных колонок OT и Bg с различными региональными и субглобальными палеоиндикаторами: реконструируемой температурой и количеством минеральной пыли по кернам NGRIP (Kindler et al., 2014; Simonsen et al., 2019), морская изотопная кривая LR 04 (Lisiecki and Raymo, 2005), темпы прироста массы лёсса по ЛПС Центральной Европы (Peric et al., 2022) и пыльцевые данные по ксерофитным и умеренным биомам в Черном море (Shumilovskikh et al., 2016), уровни Каспийского моря (Makshaev and Tkach, 2022)

6.3.4. Основные этапы и обстановки формирования ЛПС Предкавказья в позднечетвертичное время

Таким образом, исходя из результатов, полученных в данной работе, а также опубликованных данных, можно выделить несколько основных этапов смены обстановок формирования ЛПС Предкавказья:

1. МИС 5. Этап относительно медленных темпов осадконакопления как на востоке, так и на западе региона. На востоке темпы выше (13.3 см/тыс. лет и 3.4 см/тыс. лет соответственно). В МИС 5e на плакорах были развиты черноземовидные почвы, ландшафты похожи на современные. В МИС 5d наблюдался этап аридизации, ландшафты трансформировались в более холодные и сухие, характерен слабый рост темпов осадконакопления. В западной части региона этому этапу не отвечают горизонты лёссов, а салынская и крутицкая палеопочвы наложены друг на друга. В МИС 5c начинали развиваться каштановидные почвы, характерные для более аридных по сравнению МИС 5e ландшафтов – сухих степей. Темпы лёссонакопления оставались относительно высокими. В МИС 5b наблюдалось повышенное содержание доли песка в лёссах. Вероятно, это было связано с резкой аридизацией климата, в результате чего большие площади песчаных массивов Прикаспия и низовьев Дона стали подвержены дефляции. Другим возможным фактором стало падение уровня Черного моря, вследствие чего были осушены поверхности террас Дона, Миусса и Кубани, которые стали дополнительным источником песка в западной части Предкавказья. В МИС 5a наблюдались процессы слабого почвообразования. В ключевом участке Беглица образовывались дерновые слаборазвитые почвы под разнотравно-дерновинно-злаковыми степями. Кроме того, в данный этап выявляется замедление темпов лёссонакопления, характерное для всех ключевых участков, за исключением ключевого участка Отказное.
2. МИС 4–2. Этап наиболее интенсивного осадконакопления. В МИС 4 темпы не отличались от темпов в конце МИС 5. Однако на плакорах всех исследованных участков отсутствовали процессы интенсивного почвообразования. Таким образом, вероятно, данный этап характеризуется еще более холодными и аридными условиями. МИС 3 отличается сложным устройством. Начальным этапам МИС 3 в разрезах Беглица и Отказное отвечает горизонт лёсса со слабыми признаками почвообразования. При этом данный этап характеризуется повышенным

осадконакоплением, достигающим максимума для всего позднего неоплейстоцена к концу МИС 3 как для востока, так и для запада Предкавказья. Интервал МИС 2 на востоке региона характеризуется очень высокими средними темпами осадконакопления, а также повышенным содержанием доли песчаной фракции. В западной части региона (разрез Беглица) данному этапу отвечает перерыв в осадконакоплении, связанный, вероятно, с экстрааридными условиями, в результате которых процессы дефляции преобладали над процессами аккумуляции. Ландшафты в данный этап представляли собой сухие степи с разреженной растительностью, особенно на западе Предкавказья. В Терско-Кумской низменности, несмотря на аридные условия, густоты растительного покрова хватало для сохранения положительного баланса наносов – преобладания аккумуляции над дефляцией.

3. МИС 1. Этап относительно слабого осадконакопления. На плакорах формируются современные черноземовидные и каштановые почвы. Увеличение доли песчаной фракции в верхней части отдельных разрезов, вероятно, связано с антропогенной деятельностью, в частности, с распашкой полей.

Заключение

В результате исследования строения и состава верхнечетвертичной ЛПС Предкавказского региона удалось сделать следующие выводы:

1. Засушливость климата – главный фактор, изменявший темпы лёссонакопления в Предкавказье на протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена. Рост аридизации в криохроны провоцировал расширение площади источников пыли за счёт деградации растительного покрова и иссушения субстрата. Увеличение объемов продукции минеральной пыли в областях дефляции влекло за собой повышение темпов осадконакопления в областях аккумуляции.

2. В горизонтах ЛПС Предкавказья, формировавшихся в криохроны (МИС 4 – МИС 2), средние темпы осадконакопления превышали средние темпы, установленные для термохрон (МИС 5 и МИС 1) до 1.8 раз. Высокие темпы осадконакопления для разрезов с достоверной хронологией отмечаются в начале МИС 2, а наивысшие – в конце МИС 3. Это коррелирует с наиболее аридным глобальным периодом в позднем неоплейстоцене по данным ледникового керна NGRIP.

3. Содержание песчаной фракции в горизонтах криохрон в среднем в 1.3 раз выше, чем в горизонтах термохрон. Увеличение доли песчаной фракции в криохроны объясняется расширением площади источников минеральной пыли и небольшим ростом скоростей приземного ветра. Увеличение доли песчаной фракции в голоценовых почвах отдельных разрезов, вероятно, связано с антропогенной деятельностью, в частности, с распашкой полей.

4. Педокомплекс S1 (мезинский) имеет в своем строении три почвы, соответствующие МИС 5а, МИС 5с и МИС 5е, что дополняет стратиграфическую схему А.А. Величко (Величко и Морозова, 2015). Такая структура мезинского педокомплекса является типичной для плакорных ЛПС Предкавказья и обнаруживается в большинстве разрезов.

5. В плакорных верхнечетвертичных ЛПС Предкавказья наблюдается направленное изменение механического состава и мощности отложений с юго-востока на северо-запад. Чья мощность в Терско-Кумской низменности составляет 23.0 м, на северо-западе Ставропольской возвышенности – 10.0–13.0 м, в восточном Приазовье – 5.5–9.0 м. Среднее содержание песчаной фракции 23 %, 10–13 %, 6–12 %, соответственно. Пространственное распределение механического состава и мощности верхнечетвертичной ЛПС Предкавказья дает основание полагать, что основной источник эоловой пыли, поступающей на территорию Предкавказья, расположен на

востоке – в пустынях Прикаспийской низменности. Направление приземного потока минеральной пыли «юго-восток – северо-запад» доминировало на протяжении всего позднего неоплейстоцена и голоцена. Второстепенный источник – долины рек Дона, Миусса, Кубани.

6. Лёссовые палеоархивы, расположенные в Восточном Предкавказье, лучше отражают динамику климатических изменений в регионе, чем западные. Это связано с более высоким временным разрешением палеогеографической записи и более высокой чувствительностью палеоиндикаторов к климатическим флуктуациям, что выражается в высокой амплитуде колебаний механического состава, магнитной восприимчивости, содержания органического вещества и карбонатов.

7. Условия осадконакопления на западе Предкавказья были более однородными на всем протяжении позднего неоплейстоцена и голоцена по сравнению с условиями осадконакопления на востоке региона.

Список сокращений

- БМ – байесовская модель
- ВЕР – Восточно-Европейская равнина
- ВНИИГМИ-МЦД – Всероссийский научно исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных
- ГНСС – глобальная навигационная спутниковая система
- ГС – гранулометрический состав
- ИГ РАН – Институт географии Российской академии наук
- ИКСЛ – Стимулированная инфракрасным светом люминесценция
- КПШ – калиевый полевой шпат
- ЛПС – лёссово-почвенная серия
- МВ – магнитная восприимчивость
- МИС – морская изотопная стадия
- МЛИ – модель линейной интерполяции
- МРЧ/З – медианный размер частиц/зерна
- ОСЛ – оптико-стимулированная люминесценция
- ПК – педокомплекс
- ППП – потери при прокаливании
- РД – скорость накопления радиационной дозы
- РФА – рентгенофлуоресцентный анализ
- ТЛ – термолюминесценция
- ЭД – эквивалентная доза
- СИ – система измерения
- ПЛМ – последний ледниковый максимум

Литература

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. – АН СССР. – 1938. – 206 с.
2. Астахов В.И., Пестова Л.Е., Шкатова В.К. Лёссовиды Российской Федерации: распространение и возраст //Региональная геология и металлогения. – 2021. – №. 87. – С. 42–60.
3. Атаев З.В., Братков В.В. География и региональные особенности пространственной дифференциации и селитебной освоенности ландшафтов Северного Кавказа //Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. – 2013. – №. 2 (23). – С. 85–95.
4. Атлас СССР. Главное Управление Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР. Москва. – 1983. – 252 с.
5. Атлас Ставропольского края. Главное Управление Геодезии и Картографии при Совете Министров СССР. Москва. – 1968. – 40 с.
6. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет //Водные ресурсы. – 1988. – Т. 6. – С. 54.
7. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна //Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука. – 1989. – Т. 42. – С. 32
8. Барбот-де-Марни Н. Геолого-орографический очерк Калмыцкой степи и прилежащих к ней земель (с геологической картой) //Записки Императорского Русского географического общества (Спб.). – 1862. – С. 128.
9. Балаев Л.Г., Царев П.В. Лессовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. – Наука. – 1964. – 246 с.
10. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии //М.: Изд-во МГУ. – 1995. – 270 с.
11. Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2015. – №. 1. – С. 55–70.

12. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии:(По млекопитающим) // К X Конгрессу INQUA, (Бирмингем, 1977). – Наука. – 1977. – 421 с.
13. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Тимирева С.Н. Моделирование эоловой обработки песчаных зерен //Литология и полезные ископаемые. – 1997. – №. 4. – С. 431–439.
14. Величко А.А., Тимирева С.Н. Проблема генезиса лёссового материала по данным изучения морфоскопии песчаных кварцевых зерен //Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова. Товарищество научных изданий КМК. – 2005. – С. 76–89.
15. Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению //Квартер-2005. Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар. – 2005. – С. 64–66.
16. Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Тимирева С.Н. Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья //Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2017. – №. 1. – С. 74–83.
17. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук".– 2009. – Т. 428. – №. 6. – С. 815–819.
18. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. Основные подходы к хроно-стратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации Восточного Приазовья //в сб.: Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. Г.Г. Матишов (ред). – Ростов-на-Дону. – 2010. – С. 52–64.
19. Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация //Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. – М.: – ГЕОС. – 2015. – С. 321–337.
20. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н.

- Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук". – 2012. – Т. 445. – №. 4. – С. 464–465.
21. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Тимирева С.Н. Две модели развития лёссово-почвенно-криогенной формации на Восточно-Европейской равнине // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М-лы V Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. – М.: ГЕОС. – 2007. – С. 57–59.
22. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лёссово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. – М.: Изд-во Ин-та географии РАН. – 1992. – С. 115–139.
23. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – №. 2. – С. 84–102.
24. Величко А.А. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария // Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография. М.: Геос. – 2009. – 261 с.
25. Вирина Е.И., Ударцев В.П. Палеомагнитная стратиграфия лёссово-почвенных отложений Предкавказья // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия, экология: Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. Таллинн. – 1990. – Т. 1. – С. 19–20.
26. Галай Б.Ф. Генетический и палеогеографический анализ просадочных толщ Северного Кавказа // Инж. геология. – 1989. – №. 3. – С. 33–45.
27. Галай Б.Ф. Литогенез и просадочность эоловых лёссов (на примере Центрального Предкавказья). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. Наук. – М. – 1992. – 38 с.
28. Галай Б.Ф. Литогенез и просадочность эоловых лёссов // Инженерно-геологические особенности цикличности лёссов. – М.: – Наука. – 1987. – С. 79–82.
29. Галай Б.Ф., Сербин В.В., Плахтюкова В.С., Галай О.Б. Генетический анализ покровных суглинков г. Ставрополя // Наука. Инновации. Технологии. – 2016. – №. 1. – С. 93–106.
30. Галай Б.Ф., Скоробогач Т.В. Вулканогенный материал в лёссах Предкавказья // ДАН СССР. – 1989. – Т. 306. – №4. – С. 930–934.

31. Галай Б.Ф., Шелкопляс В.Н., Куликова Л.С. Инженерно-геологические особенности цикличности лёссов //М.: – Наука. – 1987. – С. 109–114.
32. Гвоздецкий Н. А. Кавказ. – М.: Гос. изд-во географической лит-ры. – 1963. – 260 с.
33. Геоморфологическая карта Кавказа. Масштаб 1:3000000. 1937 г. //Большой советский атлас мира. Том 1. Редакторы (общ. ред.): Горкин А.Ф., Шмидт О.Ю., Мотылев В.Е., Никитин М.В., Шапошников Б.М. Научно-издательский институт Большого Советского Атласа Мира (БСАМ) при ЦИК СССР. – 1937.
34. Герасимов И.П. Лессообразование и почвообразование //М.: – Изв. АН СССР. – Сер. геогр. – 1962. – №2. – С. 3–7.
35. Глушко А.Я., Разумов В.В., Рейхани М.Д. Негативное влияние переувлажнения земель юга европейской части России //Юг России: экология, развитие. – 2015. – Т. 5. – №. 2. – С. 167–171.
36. Горецкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртасский века //Вопр. географии. – 1953. – Т. 33. – С. 190–221.
37. Гричук В.П. Основные результаты микропалеоботанического изучения четвертичных отложений Русской равнины //Материалы по четвертичн. периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР. – 1952. – №. 3. – С. 6–24.
38. Громов В.И. Материалы к изучению террас р. Терека между Орджоникидзе и Моздоком //Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол. – 1940. – №. 33. – С. 6–24.
39. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) //Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. – 1948. – №. 64. –521 с.
40. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: – ГЕОС. – 2002. – 232 с.
41. Добродеев О.П., Судакова Н.Г. Схема разреза новейших отложений Приазовья //Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М.: Изд-во Моск. ун-та. – 1962. – С. 114–118.
42. Дубинский А. Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое //Сов. геология. – 1962. – №. 6. – С. 52–83.
43. Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. // М.: . – Мирос. – 2010. – 192 с.

44. Захаров А.Л., Константинов Е.А. Строение крупных западин лёссовых междуречий восточного Приазовья (на примере «Червоной пади») //Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2019. – №. 4. – С. 85–96.
45. Зубкова Т. А., Ташнинова Л. Н., Котенко М. Е., Ташнинова А. А. Почвы равнин Западного Прикаспия и проблемы их использования //Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. – 2014. – Т. 5. – №. 1–2. – С. 8–16
46. Захаров А.Л. Крупнозападинный рельеф Восточного Приазовья: морфология, генезис, история развития: автореф. //дис. Кан. Геогр. Наук. – М. – 2018. – 22 с.
47. Каламкаргов Л.В. Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран //Издательство Нефть и газ. – М. – 2005. – 570 с.
48. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности //Почвоведение. – 2011. – №. 12. – С. 1436–1456.
49. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимический подход к исследованию происхождения лёссовых отложений юго-востока Русской равнины //Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. – 2013. – №. 2. – С. 53–60.
50. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000. Первое издание. Лист L(3637) . – "ВСЕГЕИ". – "Госгеолкарта СССР". – 1986.
51. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000. Первое издание. Лист L(3738) . – М.: – ВСЕГЕИ, МПР РФ. – Аэрогеология. – 2000.
52. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000. Первое издание. Лист L(3839) . – М.: – ВСЕГЕИ. – Роскомнедра, Аэрогеология. – 1993.
53. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000. Первое издание. Лист M(38)39. – М.: – ВСЕГЕИ. – Госгеолкарта. – 1988.
54. Карта четвертичных образований. Масштаб 1:1000000. Первое издание. Лист M(37)38. – М.: – ВСЕГЕИ, МПР РФ. – Аэрогеология. – 2001.
55. Константинов Е.А., Мазнева Е.А., Сычев Н.В., Захаров А.Л., Филиппова К.Г. Закономерности пространственной изменчивости позднеплейстоценовых и голоценовых лёссов Предкавказья //География и природные ресурсы. – 2020. – №. 3. – С. 98–107.
56. Константинов Е.А., Захаров А.Л., Селезнева Е.В., Филиппова К.Г. Морфометрический анализ крупнозападинного рельефа на юге Восточно-Европейской равнины //Геоморфология и палеогеография. – 2023. – Т. 54. – №. 1. – С. 99–111.

57. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой //М.: Наука. – 1965. – 295 с.
58. Курбанов Р.Н., Семиколенных Д.В., Янина Т.А., Тюнин Н.А., Мюррей Э.С. Новые данные о возрасте карангатской трансгрессии Черного моря //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2020. – №. 6. – С. 139–145.
59. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. – М.: – Изд-во МГУ. – 1993. – 200 с.
60. Ларионов А.К., Быкова В.С., Ананьев В.П., Минервин А.В. Лёссовые породы Русской платформы //Лёссовые породы СССР. – Том II. М.: – Недр. – 1987. – С. 3–48.
61. Лебедева Н.А. Геологические условия местонахождения мелких млекопитающих в антропогене Приазовья //Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: – Наука. – 1965. – С. 111–140.
62. Лебедева Н.А. Континентальные Антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами: М.: – Издательства Академии Наук СССР. – 1963. – 104 с.
63. Лебедева Н. А. Антропоген Приазовья //Тр. ГИН АН СССР. – 1972 . – 112 с.
64. Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. Под ред. А.А. Величко. М. : – 1997. – 144 с.
65. Лидов В.М., Ромашкевич А.И. Процесс водной эрозии на территории Ставропольской возвышенности //Почвоведение. – 1961. – №7. – С. 35–45.
66. Марков К.К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932-1933 гг. //Труды ледниковых экспедиций 2 Международного полярного года. Вып. 1: Памир. Л. – 1936. – С. 248–267.
67. Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю. Экосистемы Восточной Европы в эпоху максимального похолодания валдайского оледенения (24-18 тыс. лет назад) по флористическим и териологическим данным //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2002. – Т. 386. – №. 5. – С. 681–685.
68. Мацуи В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.М. Субаэральные отложения Северного Приазовья. Киев. – Наукова Думка. – 1981. – 152 с.
69. Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР: Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ. – Изд. 4. испр. и доп. – 1976. – 448 с.
70. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: – Изд-во АН СССР. – 1965. – 392 с.

71. Панов В.Д., Базелюк А.А., Лурье П.М. Реки Черноморского побережья Кавказа: Гидрография и режим стока// Ростов-на-Д. – Донской издательский дом. – 2012. – 605 с.
72. Попов Б.Н., Черных В.И. Геоморфология// Государственная Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 10000000 лист L-(37), (38) – Ростов-на-Дону. Объяснительная записка. С.-П. Издательство ВСЕГЕИ. – 2000. С. 103–112.
73. Попов Б.Н., Черных В.И. Четвертичная система //Государственная Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 10000000 лист L-(37), (38) – Ростов-на-Дону. Объяснительная записка. С.-П. Издательство ВСЕГЕИ. – 2000. С. 62–76.
74. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов //М.: – Наука. – 1983. – 216 с.
75. Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. Под ред. ак. К.К. Маркова //М.: – Изд. Московского Университета. –1976. – 161 с.
76. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Эоловый морфогенез и современный климат Евразии (ст. 1. Динамика атмосферы, блокирующие и эоловые процессы) //Геоморфология. – 2012. – №. 3. – С. 10–20.
77. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Эоловый морфогенез и современный климат Евразии (ст. 2. Катастрофические эоловые процессы, динамические различия эоловых процессов современной и ледниковой эпох) //Геоморфология. – 2013. – №. 2. – С. 3–15.
78. Сафронов И. Н. Геоморфология западного и центрального Предкавказья //Вопросы геогр. С-З Кавказа и Предкавказья. Изд-во Кубанского государственного ун-та. Краснодар. – 1973. – С. 4–39.
79. Сафронов И.Н. Рельеф //Геология СССР. – М.: – Наука. – 1968. – С. 23–26.
80. Семиколенных Д.В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене. //автореф. дис. Кан. Геогр. Наук. – М.: – 2022. – 27 с.
81. Сергеев Е.М., Комиссарова Н.Н. Генезис и постгенетические изменения лёссовых пород //Лёссовые Породы СССР. – Том 1. – М.: – Недра. – 1986. – С. 4–27.
82. Свиточ А.А. Хвалынская трансгрессия Каспия и Новозёвксинский водоем Черного моря //Водные ресурсы. – 2008. – Т. 35. – №. 2. – С. 175–180.
83. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Издательство Московского университета – 2014. – 272 с.
84. Соколов А.А. Гидрография СССР //Гидрометеиздат. – Л.: – 1952. – 432 с.
85. Тесаков А.С., Письменная Г. А. Новые данные по ископаемым млекопитающим из верхнеплиоценовых отложений восточного Ставрополя //В.М. Подобина (Ред.).

- Эволюция жизни на Земле. Томский государственный университет, Томск. – 2005. – С. 309–314.
86. Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Европейского региона России/ Андреева Т.В. Трофимов В.Т. Шаевич Я.Е. / Опорные инженерно-геологические разрезы лессовых пород Северной Евразии //М.: КДУ. – 2008. – С.172–315
87. Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И. Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лёссовых толщ Предкавказской лёссовой области //Инженерная геология лёссовых пород: Тез. докл. Всесоюз. сов. Кн. – 1989. – Т. 2. – С. 102–103.
88. Урусевская И.С., Алябина И.О., Шоба С.А. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Масштаб 1: 8 000 000. – Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. – Факультет почвоведения М.: – 2019.
89. Фёдоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия //Наука. – М.: – 1978. – 165 с.
90. Федорович Б.А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии //Происхождение песчаного рельефа и лёсса. – 1960. – С. 96–117.
91. Хаин В.Е. Тектоническое районирование //Геология СССР. – М.: – Наука. – 1968. – С. 566–572.
92. Шелкопляс В.Н., Куликова Л.С., Галай Б.Ф. Геохронология лёссовых толщ Центрального Предкавказья по термолюминесцентным и палеомагнитным данным //Инженерно-геологические особенности цикличности лёссов. М.: – Наука. – 1987. – С. 109–114.
93. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене //Изменения уровня моря. М.: – 1982. – С. 189–194.
94. Шифферс Е.В. Растительность Северного Кавказа и его природные комовые угодья //Л.: – 1953. – 400 с.
95. Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2017. – №. 1. – С. 20–28.

96. Янина Т.А. Эволюция природной среды Понто-Каспия в условиях глобальных изменений климата в позднем плейстоцене //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2013. – №. 1. – С. 3–16.
97. Aitken M. J. Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence //Clarendon Press. – 1998. – С. 1–321.
98. Aitken M. Thermoluminescence Dating //Academic Press. – Orlando/London. –1985. – 351 с.
99. Alexandrova M., Macho L. Plasma corticosterone during postnatal ontogenesis in rats: comparison of protein-binding and fluorometric method //Endokrinologie. – 1976. – Т. 68. – №. 1. – С. 66–73.
100. Antoine P., Rousseau D.D., Moine O., Kunesch S., Hatté C., Lang A., Tissoux H., Zöller L. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany //Quaternary Science Reviews. – 2009. – Т. 28. – №. 25–26. – С. 2955–2973.
101. Astakhov V., Pestova L., Shkatova V. Loessoids of Russia: Varieties and distribution //Quaternary International. – 2022. – Т. 620. – С. 24–35.
102. Berg L. Loess as a Product of Weathering and Soil Formation //Israel Program. – Jerusalem: – 1964. – Т. 1 – 207 с.
103. Bettis III E. A., Muhs Roberts H., Wintle A. Last glacial loess in the conterminous USA //Quaternary Science Reviews. – 2003. – Т. 22. – №. 18-19. – С. 1907–1946.
104. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins //Contributions to mineralogy and petrology. – 1986. – Т. 92. – №. 2. – С. 181–193.
105. Bokhorst J., Vandenberghe P., Łanczont M., Sümegi P., Gerasimenko N.P., Marković S.B., Frechen M., Matviishina Z.N. Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records //Quaternary International. – 2011. – Т. 234. – №. 1-2. – С. 62–74.
106. Bolikhovskaya N.S., Faustov S.S., Markova A.K. Pleistocene climatic stratigraphy and environments of the Terek-Kuma Lowland (NW Caspian Sea region) inferred from palynological, paleomagnetic and rodent records of the long Otkaznoye sediment sequence //Quaternary International. – 2016. – Т. 409. – С. 16–32.
107. Buggle B., Hambach U., Kehl M., Marković S.B., Zöller L., Glaser B. The progressive evolution of a continental climate in southeast-central European lowlands during the Middle Pleistocene recorded in loess paleosol sequences //Geology. – 2013. – Т. 41. – №. 7. – С. 771–774.

108. Busacca A.J., Begét J.E., Markewich H.W., Muhs D.R., Lancaster N., Sweeney M.R. Eolian sediments //Developments in Quaternary Sciences. – 2003. – T. 1. – C. 275–309.
109. Chen J., Yang T., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P., Fan Z., Titov V.V., Borisova O.K., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kononov Y.M., Kurbanov R.N., Panin P.G., Chubarov I.G. A luminescence dating study of loess deposits from the Beglitsa section in the Sea of Azov, Russia //Quaternary International. – 2018a. – T. 478. – C. 27–37.
110. Chen J., Yang, T.B., Matishov G.G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P.H. Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia //Journal of Mountain Science. – 2018b. – T. 15. – №. 3. – C. 504–518.
111. Chen J., Stevens T., Yang T.B., Qiang M., Matishov G.G., Konstantinov E.A., Shi P.H. Revisiting Late Pleistocene Loess–Paleosol Sequences in the Azov Sea Region of Russia: Chronostratigraphy and Paleoenvironmental Record //Frontiers in Earth Science. – 2022. – T. 9. – C. 312–340
112. Dare-Edwards A.J. Aeolian clay deposits of south-eastern Australia: parna or loessic clay? //Transactions of the Institute of British Geographers. – 1984. – C. 337–344.
113. Dean W.E. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods //Journal of Sedimentary Research. – 1974. – T. 44. – №. 1. – C. 242–248.
114. Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L., Finaev A., Han J.M., Wang G.A. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess //Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – T. 200. – №. 3–4. – C. 387–400.
115. Dodonov A.E. The stratigraphic transition and suggested boundary between the Early and Middle Pleistocene in the loess record of northern Eurasia //Geological Society, London, Special Publications. – 2005. – T. 247. – №. 1. – C. 209–219.
116. Dodonov A.E., Zhou L.P., Markova A.K., Tchepalyga A.L., Trubikhin V.M., Aleksandrovski A.L., Simakova A.N. Middle–Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the northern Black Sea coastal area //Quaternary International. – 2006. – T. 149. – №. 1. – C. 44–54.
117. Dodonov A.E., Baiguzina L.L. Loess stratigraphy of Central Asia: palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects //Quaternary Science Reviews. – 1995. – T. 14. – №. 7–8. – C. 707–720.

118. Dodonov A.E. Loess records| central Asia //Encyclopedia of quaternary science. – 2007. – C. 1418–1429.
119. Donghuai S., Bloemendal J., Rea D.K., An Z., Vandenberghe J., Lu H., Liu T. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications //Catena. – 2004. – T. 55. – №. 3. – C. 325–340.
120. Eden D.N., Qizhong W., Hunt J.L., Whitton J.S. Mineralogical and geochemical trends across the Loess Plateau, North China //Catena. – 1994. – T. 21. – №. 1. – C. 73–90.
121. Eyre J.K. Frequency dependence of magnetic susceptibility for populations of single-domain grains //Geophysical Journal International. – 1997. – T. 129. – №. 1. – C. 209–211.
122. Fenn K., Prud'Homme C. Dust deposits: loess //Treatise on Geomorphology. – 2022. – C. 320–365.
123. Frechen M., Oches E.A., Kohfeld K.E. Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period //Quaternary science reviews. – 2003. – T. 22. – №. 18-19. – C. 1835–1857.
124. Frye J.C., Willman H.B., Rubin M., Black R.F. Definition of Wisconsinan stage. //US Government Printing Office. – 1968. – C. 52–123.
125. Gallet S., Jahn B., Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications //Chemical geology. – 1996. – T. 133. – №. 1-4. – C. 67–88.
126. Ge Z., Guo D., Zhao Y., Zhang T., Wang L., Yi C., Deng C. Spatial variations in paleowind direction during the last glacial period in north China reconstructed from variations in the anisotropy of magnetic susceptibility of loess deposits //Tectonophysics. – 2014. – T. 629. – C. 353–361.
127. Gibbard P., Cohen K. M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years //Episodes Journal of International Geoscience. – 2008. – T. 31. – №. 2. – C. 243–247.
128. Gillette D.A., Adams J., Muhs D., Kihl, R. Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1982. – T. 87. – №. 11. – C. 9003–9015.
129. Gobejishvili R., Lomidze N., Tielidze L. Late Pleistocene (würmian) glaciations of the Caucasus //Developments in Quaternary Sciences. – 2011. – T. 15. – C. 141–147.
130. Goudie A.S. Dust storms in space and time //Progress in physical geography. – 1983. – T. 7. – №. 4. – C. 502–530.

131. Grimley D.A., Follmer L.R., McKay E.D. Magnetic susceptibility and mineral zonations controlled by provenance in loess along the Illinois and central Mississippi River valleys // *Quaternary Research*. – 1998. – T. 49. – №. 1. – C. 24–36.
132. Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Jäger K.D. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1: 2,500,000 // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – T. 26. – №. 9-10. – C. 1301–1312.
133. Harris I., Osborn T.J., Jones P., Lister D. Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset // *Scientific data*. – 2020. – T. 7. – №. 1. – C. 109–130.
134. Hatté C., Antoine P., Fontugne M., Lang A., Rousseau D.D., Zöller L. $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation // *Quaternary Research*. – 2001. – T. 55. – №. 1. – C. 33–38.
135. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of paleolimnology*. – 2001. – T. 25. – C. 101–110.
136. Hu J., Lü Y., Fu B., Comber A.J., Harris, P. Quantifying the effect of ecological restoration on runoff and sediment yields: a meta-analysis for the Loess Plateau of China // *Progress in Physical Geography*. – 2017. – T. 41. – №. 6. – C. 753–774.
137. Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., Thewalt M.L.W. Optical dating of sediments // *Nature*. – 1985. – T. 313. – №. 5998. – C. 105–107.
138. Huffman G.G., Price W.A. Clay dune formation near Corpus Christi, Texas // *Journal of Sedimentary Research*. – 1949. – T. 19. – №. 3. – C. 118–127.
139. Jary Z. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess – palaeosol sequences in Poland and Western Ukraine // *Quaternary International*. – 2009. – T. 198. – №. 1–2. – C. 124–135.
140. Jeong G.Y., Hillier S., Kemp R.A. Quantitative bulk and single-particle mineralogy of a thick Chinese loess–paleosol section: implications for loess provenance and weathering // *Quaternary Science Reviews*. – 2008. – T. 27. – №. 11–12. – C. 1271–1287.
141. Jovanović M., Gaudenyi T., O'Hara-Dhand K., Smalley I. Karl Caesar von Leonhard (1779–1862), and the beginnings of loess research in the Rhine valley // *Quaternary International*. – 2014. – T. 334. – C. 4–9.
142. Kalinin P.I., Alekseev A.O. Geochemical characterization of loess-soil complexes on the Terek-Kuma Plain and the Azov-Kuban'Lowland // *Eurasian Soil Science*. – 2011. – T. 44. – №. 12. – C. 1315–1334.

143. Kars R.H., Reimann T., Ankjærgaard C., Wallinga J. Bleaching of the post-IR IRSL signal: new insights for feldspar luminescence dating //Boreas. – 2014. – T. 43. – №. 4. – C. 780–791.
144. Keilhack K. Das Ratsel der Loessbildung //Zeitschrift der Deutschen Geologische Gesellschaft. – 1920. – T. 72. – C. 146–161.
145. Kindler P., Guillevic M., Baumgartner M., Schwander J., Landais A., Leuenberger M. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core //Climate of the Past. – 2014. – T. 10. – №. 2. – C. 887–902.
146. Költringer C., Stevens T., Kurbanov R. Potential source areas for Lower Volga loess: provenance analysis using detrital zircon U-Pb ages //E3S Web of Conferences. – EDP Sciences, 2019. – T. 99. – C. 23–45.
147. Költringer C., Bradák B., Stevens T., Almqvist B., Banak A., Lindner M., Snowball I. Palaeoenvironmental implications from Lower Volga loess-Joint magnetic fabric and multi-proxy analyses //Quaternary Science Reviews. – 2021. – T. 267. – C. 107–132.
148. Költringer C., Stevens T., Lindner M., Baykal Y., Ghafarpour A., Khormali F., Kurbanov R. Quaternary sediment sources and loess transport pathways in the Black Sea-Caspian Sea region identified by detrital zircon U-Pb geochronology //Global and Planetary Change. – 2022. – C. 13–34.
149. Konert M., Vandenberghe J.E.F. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction //Sedimentology. – 1997. – T. 44. – №. 3. – C. 523–535.
150. Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., Zakharov A.L. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region //Quaternary International. – 2018. – T. 465. – C. 72–84.
151. Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C. G., Wesselingh F.P. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution //Earth-Science Reviews. – 2019. – T. 188. – C. 1–40.
152. Kroonenberg S.B., Kasimov N.S., Lychagin M.Y. The Caspian Sea, a natural laboratory for sea-level change //Geography, environment, sustainability. – 2008. – T. 1. – №. 1. – C. 22–37.
153. Kukla G.J. Pleistocene land—sea correlations I. Europe //Earth-Science Reviews. – 1977. – T. 13. – №. 4. – C. 307–374.
154. Kukla G. The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. – 1978. – 36 c.

155. Kukla G. Loess stratigraphy in central China // *Quaternary Science Reviews*. – 1987. – T. 6. – №. 3-4. – C. 191–219.
156. Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. – 2021. – T. 50. – №. 1. – C. 134–146.
157. Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter S., Schulte P., Sprafke T., Jary Z., Hambach U. Loess landscapes of Europe—Mapping, geomorphology, and zonal differentiation // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – T. 215. – C. 103–146.
158. Li Y., Shi W., Aydin A., Beroya-Eitner M.A., Gao, G. Loess genesis and worldwide distribution // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – T. 201. – C. 34–56.
159. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. – 2005. – T. 20. – №. 1. – C. 1–17.
160. Liu C.Q., Masuda A., Okada A., Yabuki S., Zhang J., Fan Z.L. A geochemical study of loess and desert sand in northern China: implications for continental crust weathering and composition // *Chemical geology*. – 1993. – T. 106. – №. 3-4. – C. 359–374.
161. Liu X., Liu T., Xu T., Liu C., Chen M. The Chinese loess in Xifeng, I. The primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu province // *Geophysical Journal International*. – 1988. – T. 92. – №. 2. – C. 345–348.
162. Liang Y., Yang T.B., Velichko A.A., Zeng B., Shi P.H., Wang L.D., He Y., Chen J., Chen, Y. Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since marine isotope stage 11 // *Journal of Mountain Science*. – 2016. – T. 13. – C. 985–999.
163. Lozek V. Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken // *E&G Quaternary Science Journal*. – 1965. – T. 16. – №. 1. – C. 61–75.
164. Ložek V. Molluscs in loess, their paleoecological significance and role in geochronology—Principles and methods // *Quaternary International*. – 1990. – T. 7. – C. 71–79.
165. Lyell C. *Principles of Geology* // *British Library*. – London. – 1832. – 832 c.
166. Machalett B., Oches E.A., Frechen M., Zöller L., Hambach U., Mavlyanova N.G., Endlicher W. Aeolian dust dynamics in central Asia during the Pleistocene: Driven by the long-term migration, seasonality, and permanency of the Asiatic polar front // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2008. – T. 9. – №. 8. C. 1–23.
167. Maher B.A., Prospero J.M., Mackie D., Gaiero D., Hesse P.P., Balkanski Y. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the

- present day and at the last glacial maximum //Earth-Science Reviews. – 2010. – T. 99. – №. 1–2. – C. 61–97.
168. Maher B.A., Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols //Quaternary research. – 1995. – T. 44. – №. 3. – C. 383–391.
169. Maher B.A., Thompson R., Zhou L.P. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach //Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – T. 125. – №. 1–4. – C. 461–471.
170. Maher B. A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1998. – T. 137. – №. 1–2. – C. 25–54.
171. Makeev A., Lebedeva M., Kaganova A., Rusakov A., Kust P., Romanis T., Kurbanov R. Pedosedimentary environments in the Caspian Lowland during MIS5 (Srednaya Akhtuba reference section, Russia) //Quaternary International. – 2021. – T. 590. – C. 164–180.
172. Makshaev R.R., Tkach N.T. Chronology of Khvalynian Stage of the Caspian Sea According to Radiocarbon Dating //Doklady Earth Sciences. – Moscow: Pleiades Publishing. – 2022. – T. 507. – №. 1. – C. 51–62.
173. Markovic S., McCoy D., Oches E., Savic S., Gaudenyu T., Jovanovic M., Stevens T., Wather R., Ivanisevic P., Galic Z. Paleoclimate record in the Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Petrovaradin brickyard (Vojvodina, Serbia) //Geologica Carpathica. – 2005. – T. 56. – №. 6. – C. 545–552.
174. Marković S.B., Bokhorst M.P., Vandenberghe J., McCoy W.D., Oches E.A., Hambach U., Machalett B. Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia //Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association. – 2008. – T. 23. – №. 1. – C. 73–84.
175. Marković S.B., Stevens T., Kukla G.J., Hambach U., Fitzsimmons K.E., Gibbard P., Svirčev Z. Danube loess stratigraphy—Towards a pan-European loess stratigraphic model //Earth-Science Reviews. – 2015. – T. 148. – C. 228–258.
176. Marković S.B., Stevens T., Mason J., Vandenberghe J., Yang S., Veres D., Lehmkuhl F. Loess correlations—Between myth and reality //Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. – 2018. – T. 509. – C. 4–23.
177. Mason J.A. Transport direction of Peoria Loess in Nebraska and implications for loess sources on the central Great Plains //Quaternary Research. – 2001. – T. 56. – №. 1. – C. 79–86.

178. Mazneva E., Konstantinov E., Zakharov A., Sychev N., Tkach N., Kurbanov R., Murray A. Middle and Late Pleistocene loess of the Western Ciscaucasia: Stratigraphy, lithology and composition //Quaternary International. – 2021. – T. 590. – C. 146–163.
179. Morozov D. Micromorphological Features of Pleistocene Soil Formation in the Eastern Ciscaucasia //Bulletin of V.V. Dokuchaev Institute of Soils. – 1989. – T.51. – C. 21–24.
180. Morozova P.A., Volodin E.M., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Ushakov K.V., Semenov V.A., Mazneva E.A., Sychev N.V. The spatial distribution of loesses of the Ciscaucasia (south of Russia) at the late pleistocene and its possible relationship with caspian sea level fluctuations //PMIP2020 Nanjing Conference, 26-30 October 2020, Nanjing, China. – C. 56–62.
181. Muhs D.R., Budahn J.R., Prospero J.M., Carey S.N. Geochemical evidence for African dust inputs to soils of western Atlantic islands: Barbados, the Bahamas, and Florida //Journal of Geophysical Research: Earth Surface. – 2007. – T. 112. – №. F2. C. 1–15.
182. Muhs D.R., Bettis III E.A., Aleinikoff J.N., McGeehin J.P., Beann J., Skipp G., Benton R. Origin and paleoclimatic significance of late Quaternary loess in Nebraska: evidence from stratigraphy, chronology, sedimentology, and geochemistry //Geological Society of America Bulletin. – 2008. – T. 120. – №. 11–12. – C. 1378–1407.
183. Muhs D.R. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia //Geomorphology. – 2004. – T. 59. – №. 1–4. – C. 247–269.
184. Muhs D.R. The geochemistry of loess: Asian and North American deposits compared //Journal of Asian Earth Sciences. – 2018. – T. 155. – C. 81–115.
185. Muhs D.R., Arthur Bettis III E. Geochemical Variations in Peoria Loess of Western Iowa Indicate Paleowinds of Midcontinental North America during Last Glaciation. – 2000. – T. 53. – №. 1. – C. 49–61.
186. Murray A.S., Wintle A.G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol //Radiation measurements. – 2000. – T. 32. – №. 1. – C. 57–73.
187. Nickling W.G., Gillies J.A. Emission of fine-grained particulates from desert soils //Paleoclimatology and Paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport. – 1989. – C. 133–165.
188. Nickling W.G., Neuman C.M. K. Aeolian sediment transport //Geomorphology of desert environments. – 2009. – C. 517–555.

189. Obreht I., Hambach U., Veres D., Zeeden C., Böskén J., Stevens T., Marković S.B., Klasen N., Brill D., Burow C., Lehmkuhl F. Shift of large-scale atmospheric systems over Europe during late MIS 3 and implications for Modern Human dispersal //Scientific Reports. – 2017. – T. 7. – №. 1. – C. 58–68.
190. Obruchev V.A. Loess types and their origin //American Journal of Science. – 1945. – T. 243. – №. 5. – C. 256–262.
191. Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Y.M., Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) //Catena. – 2018. – T. 168. – C. 79–101.
192. Panin A., Borisova O., Konstantinov E., Belyaev Y., Eremenko E., Zakharov A., Sidorchuk, A. The Late Quaternary evolution of the upper reaches of fluvial systems in the southern East European Plain //Quaternary. – 2020. – T. 3. – №. 4. – C. 31–43.
193. Pécsi M. Loess is not just the accumulation of dust //Quaternary international. – 1990. – T. 7. – C. 1–21.
194. Pendleton R.L., Jenny H. Factors of soil formation: a system of quantitative pedology //Courier Corporation. – 1994. – C. 1–18.
195. Perić Z.M., Stevens T., Obreht I., Hambach U., Lehmkuhl F., Marković S.B. Detailed luminescence dating of dust mass accumulation rates over the last two glacial-interglacial cycles from the Irig loess-palaeosol sequence, Carpathian Basin //Global and Planetary Change. – 2022. – T. 215. – C. 78–92.
196. Péwé T.L., Journaux A. Origin and character of loesslike silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, USSR // US Government Printing Office. – 1983. – №. 1262.
197. Péwé T.L. Quaternary geology of Alaska. – US Government Printing Office. – 1975. – T. 835. – C. 15-36
198. Porter S.C. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle //Earth-Science Reviews. – 2001. – T. 54. – №. 1–3. – C. 115–128.
199. Porter S.C., Zhisheng A., Hongbo Z. Cyclic Quaternary alluviation and terracing in a nonglaciated drainage basin on the north flank of the Qinling Shan, central China //Quaternary Research. – 1992. – T. 38. – №. 2. – C. 157–169.
200. Prescott J.R., Hutton J.T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations //Radiation measurements. – 1994. – T. 23. – №. 2–3. – C. 497–500.
201. Pye K. Aeolian dust and dust deposits //Academic Press. – 1987. – 334 c.
202. Pye K. Loess //Progress in Physical Geography. – 1984. – T. 8. – №. 2. – C. 176–217.

203. Pye K. The nature, origin and accumulation of loess //Quaternary Science Reviews. – 1995. – T. 14. – №. 7–8. – C. 653–667.
204. Pye K., Zhou L.P. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in north China and the northwest Pacific Ocean //Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1989. – T. 73. – №. 1–2. – C. 11–23.
205. Rea D.K., Leinen M. Asian aridity and the zonal westerlies: Late Pleistocene and Holocene record of eolian deposition in the northwest Pacific Ocean //Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. – 1988. – T. 66. – №. 1–2. – C. 1–8.
206. Richthofen B.F.II. On the mode of origin of the loess //Geological Magazine. – 1882. – T. 9. – №. 7. – C. 293–305.
207. Rózycki S.Z., Nauk P.A. Loess and loess-like deposits: evolution of views on the genesis of loess. Classical loess provinces. Loess of the warm zone. – Ossolineum. – 1991. – 187 c.
208. Ruhe R.V. Quaternary paleopedology //The Quaternary of the US. – Princeton University Press. – 2015. – C. 755–764.
209. Russell R.J. Lower Mississippi valley loess //Bulletin of the Geological Society of America. – 1944. – T. 55. – №. 1. – C. 1–40.
210. Rychagov G.I. Holocene oscillations of the Caspian Sea, and forecasts based on palaeogeographical reconstructions //Quaternary International. – 1997. – T. 41. – C. 167–172.
211. Schaffernicht E.J., Ludwig P., Shao Y. Linkage between dust cycle and loess of the Last Glacial Maximum in Europe //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2020. – T. 20. – №. 8. – C. 4969–4986.
212. Schevtschenko A., Nikiforova K. Key complexes of small mammals from Pliocene and lower Anthropogene in the south-western part of the Russian Plain //Stratigraphic Significance of Anthropogene Fauna of Small Mammals. – 1965. – №. 1. – C. 7–57.
213. Semenov, I., Konyushkova M., Heidari A., Nukhimovskaya Y., Klink G. Data on the soilscape and vegetation properties at the key site in the NW Caspian sea coast, Russia //Data in Brief. – 2020. – T. 31. – C. 105972.
214. Shumilovskikh L., Fleitmann D., Nowaczyk N., Behling H., Marret F., Wegwerth A., Arz H. Orbital-and millennial-scale environmental changes between 64 and 20 ka BP recorded in Black Sea sediments //Climate of the Past. – 2014. – T. 10. – №. 3. – C. 939–954.

215. Sidorova M.V., Yasinsky N.S. The influence of regional climatic changes on the flood regime in European Russia in the 21st Century //IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2021. – T. 834. – №. 1. – C. 20–32.
216. Simonsen M.F., Baccolo G., Blunier T., Borunda A., Delmonte B., Frei R., Vallelonga P. East Greenland ice core dust record reveals timing of Greenland ice sheet advance and retreat //Nature communications. – 2019. – T. 10. – №. 1. – C. 44–60.
217. Smalley I.J. The interaction of great rivers and large deposits of primary loess //Transactions of the New York Academy of Sciences. – 1972. – T. 34. – №. 6 Series II. – C. 534–542.
218. Smalley I.J., Krinsley D.H. Loess deposits associated with deserts //Catena. – 1978. – T. 5. – №. 1. – C. 53–66.
219. Smalley I.J., Vita-Finzi C. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of " desert'loess //Journal of Sedimentary Research. – 1968. – T. 38. – №. 3. – C. 766–774.
220. Smalley I., Gaudenyi T., Jovanovic M. Charles Lyell and the loess deposits of the Rhine valley //Quaternary International. – 2015. – T. 372. – C. 45–50.
221. Smith G.D. Illinois loess //University of Illinois, Agricultural Experiment Station, Bulletin. – 1942. – T. 490. – C.12 – 48
222. Soergel W. Löss, eiszeiten und paläolithische kulturen: eine gliederung und altersbestimmung der lösse. – G. Fischer. – 1919. – 145 c.
223. Song Y., Chen X., Qian L., Li C., Li Y., Li X., An Z. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia //Quaternary International. – 2014. – T. 334. – C. 61–73.
224. Song Y., Shi Z., Fang X., Nie J., Naoto I., Qiang X., Wang X. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau //Science China Earth Sciences. – 2010. – T. 53. – №. 3. – C. 419–431.
225. Stevens T., Buylaert J. P., Lu H., Thiel C., Murray A., Frechen M., Zeng, L Mass accumulation rate and monsoon records from Xifeng, Chinese Loess Plateau, based on a luminescence age model //Journal of Quaternary Science. – 2016. – T. 31. – №. 4. – C. 391–405.
226. Sprafke T., Schulte P., Meyer-Heintze S., Händel M., Einwögerer T., Simon U., Peticzka R., Schafer C., Lehmukuhl F., Terhorst B. Paleoenvironments from robust loess stratigraphy using high-resolution color and grain-size data of the last glacial Krems-Wachtberg record (NE Austria) //Quaternary science reviews. – 2020. – T. 248. – C. 106602.

227. Stone A., Fenn K. Dating aeolian deposits //Treatise on Geomorphology. – 2022. – C. 120–168.
228. Sümegi P., Gulyás S., Molnár D., Sümegi B.P., Törőcsik T., Almond P.C., Smalley I., Zhou L., Galovic L., Pál-Molnár E., Hao Q., Molnár M., Koloszar L. Periodicities of paleoclimate variations in the first high-resolution non-orbitally tuned grain size record of the past 1 Ma from SW Hungary and regional, global correlations //Aeolian Research. – 2019. – T. 40. – C. 74–90.
229. Sun J. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau //Earth and planetary science letters. – 2002. – T. 203. – №. 3–4. – C. 845–859.
230. Sun Y., Tada R., Chen J., Liu Q., Toyoda S., Tani A., Isozaki Y. Tracing the provenance of fine-grained dust deposited on the central Chinese Loess Plateau //Geophysical Research Letters. – 2008. – T. 35. – №. 1. C. 1–14.
231. Svitoch A.A., Makshaev R.R. Incompleteness of the geological record in Middle-Upper Pleistocene key sections of the Northern Caspian Lowland //Quaternary International. – 2020. – T. 540. – C. 78–96.
232. Sycheva S.A., Khokhlova O.S., Pushkina P.R. Structure of the Late Pleistocene Climate Rhythm Inferred from the Detailed Soil-Sedimentation Archive of the Extraglacial Region of the East European Plain (Aleksandrov Quarry) //Stratigraphy and Geological Correlation. – 2021. – T. 29. – №. 3. – C. 368–387.
233. Tao M., Chen L., Xiong X., Zhang M., Ma P., Tao J., Wang, Z. Formation process of the widespread extreme haze pollution over northern China in January 2013: Implications for regional air quality and climate //Atmospheric environment. – 2014. – T. 98. – C. 417–425.
234. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. – 1985. – 312 c.
235. Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia //Quaternary International. – 2007. – T. 160. – №. 1. – C. 57–69.
236. Thiel C., Buylaert J.P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol //Quaternary International. – 2011. – T. 234. – №. 1–2. – C. 23–31.
237. Timireva S.N., Kononov Y.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Kurbanov R.N. Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence:

- Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla //Quaternary International. – 2022. – T. 620. – C. 36–45.
238. Újvári G., Kok J.F., Varga G., Kovács J. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies //Earth-Science Reviews. – 2016. – T. 154. – C. 247–278.
239. Velichko A.A., Catto N.R., Kononov M.Y., Morozova T.D., Novenko E.Y., Panin P.G., Tesakov A.S. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region //Quaternary International. – 2009. – T. 198. – №. 1–2. – C. 204–219.
240. Virina E.I., Faustov S.S., Heller F. Magnetism of loess-palaeosol formations in relation to soil-forming and sedimentary processes //Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy. – 2000. – T. 25. – №. 5. – C. 475–478.
241. Westin F.C. Quaternary Landscapes in Iowa: By Robert V. Ruhe. Iowa State University Press, Ames, Iowa. – 1969. – 255 c.
242. Wintle A.G., Murray A.S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols //Radiation measurements. – 2006. – T. 41. – №. 4. – C. 369–391.
243. Wintle A.G., Packman S.C. Thermoluminescence ages for three sections in Hungary //Quaternary Science Reviews. – 1988. – T. 7. – №. 3–4. – C. 315–320.
244. Yanina T.A. The Ponto-Caspian region: environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene //Quaternary International. – 2014. – T. 345. – C. 88–99.
245. Zárate M.A. Loess of southern south America //Quaternary Science Reviews. – 2003. – T. 22. – №. 18–19. – C. 1987–2006.