

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение  
высшего образования  
«ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ  
Кафедра социально-экономической географии и природопользования

РЕКОМЕНДОВАНО К ЗАЩИТЕ  
В ГЭК И ПРОВЕРЕНО НА ОБЪЕМ  
ЗАИМСТВОВАНИЯ

И.о. заведующей кафедрой

К.г.н., доцент

 И.Д. Ахмедова  
 2018 г.

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

**ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА  
СИБИРСКИХ УВАЛОВ**

05.04.06 Экология и природопользование

Магистерская программа «Геоэкология нефтегазодобывающих регионов»

Выполнила работу  
студентка 2 курса  
очной формы обучения



Куликова  
Татьяна  
Сергеевна

Научный руководитель  
ведущий научный сотрудник,  
кандидат географических наук



Шейнкман  
Владимир  
Семенович

Рецензент  
старший научный сотрудник,  
кандидат геолого-  
минералогических наук



Устинова  
Елена  
Валерьевна

г. Тюмень, 2018

## АННОТАЦИЯ

Объём дипломной работы 69 страниц, на которых размещены 23 рисунка и 2 таблицы. При написании диплома использовалось 84 источника.

Ключевые слова: Западная Сибирь, палеопочвы, криолитогенез, микроморфология, поздний плейстоцен.

В выпускной квалификационной работе приводятся результаты полевых и различных лабораторных исследований особенностей седиментогенеза и педогенеза отложений Сибирских Увалов, а также изучены палеокриогенные процессы и явления, встречающиеся на данной территории. В исследуемых разрезах Сибирских Увалов древние почвенные профили были обнаружены во многих местах. Их происхождение указывает на то, что формирование почв на данной территории проходило закономерно. Извлеченная из палеопочв МИС 3 и МИС 5 информация характеризует процессы педогенеза в условиях, принципиально отличающегося от современного. К обнаруженным палеокриогенным признакам относятся псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, осложняющие строение разрезов. Эти признаки указывают на развитие на исследуемой территории многолетнемерзлых пород и связаны с криохронами МИС2 и МИС4.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |    |
|--|----|
| ВВЕДЕНИЕ .....   | 4  |
| ГЛАВА 1 ДИНАМИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ .....   | 8  |
| 1.1 Факторы и механизмы, влияющие на динамику природной среды в глобальном и региональном масштабе ..... | 9  |
| 1.2 История исследований севера Западной Сибири .....  | 19 |
| Вывод .....  | 20 |
| ГЛАВА 2. ПАЛЕОКРИОГЕННЫЕ И ПАЛЕОПОЧВЕННЫЕ ИНДИКАТОРЫ.....  | 21 |
| 2.1 Палеокриогенные процессы и явления.....  | 21 |
| 2.2 Палеопочвенные индикаторы природных обстановок .....   | 23 |
| 2.3 Палеокриогенные индикаторы педогенных процессов .....  | 25 |
| Вывод .....  | 26 |
| ГЛАВА 3 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ .....                                   | 27 |
| 3.1. Геологическое строение и история развития территории .....  | 27 |
| 3.2 Геоморфология.....   | 29 |
| 3.3 Климат.....  | 30 |
| 3.4 Почвы и растительность.....  | 31 |
| 3.5 Геокриологические условия .....  | 31 |
| Вывод .....  | 32 |
| ГЛАВА 4 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ .....  | 34 |
| 4.1 Полевые исследования .....   | 34 |
| 4.2 Лабораторные методы .....  | 40 |
| Вывод .....  | 42 |
| ГЛАВА 5 ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ.....  | 43 |
| Вывод .....  | 58 |
| ГЛАВА 6 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ .....   | 59 |
| Вывод .....  | 61 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....  | 62 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ .....   | 63 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ А .....   | 69 |

## ВВЕДЕНИЕ

Комплексный подход к изучению ландшафтов - необходимое условие для решения прикладных и фундаментальных задач, стоящих перед науками о Земле, требует познания пространственно-временных закономерностей организации и функционирования различных геосистем [49]. Применение метода актуализма для реконструкции прошлых условий природной среды на основе переноса данных о современных природных явлениях, дает возможность создавать более точные модели и сценарии. В этой связи анализ и расшифровка палеоклиматологических и палеогеоэкологических данных, в особенности в последние годы, является одной из наиболее актуальных и перспективных задач современного естествознания.

Для четвертичного периода характерны глобальные, контрастные и относительно быстрые климатические изменения, наиболее известные как ритмы крио- и термохрон. С ними связаны многократные перестройки экосистем, ландшафтов и направления деятельности экзогеологических процессов; сведения о них могут иметь большое значение для моделирования будущих изменений климата и ландшафтов, а также последствий этих изменений.

История эволюции природных условий на территории Западной Сибири в настоящее время является предметом острых научных споров. С северной ее частью связаны главные неразрешенные вопросы о событиях в позднем плейстоцене, которые являются объектом многолетних исследований многих, в том числе международных, коллективов. Остается спорным количество и характер ледниковых экспансий и морских трансгрессий на территорию современной суши Западной Сибири в течение Квартера.

В данной работе представлены результаты проведенных в последние годы исследований условий осадконакопления в районе Сибирских Увалов – уникального геологического объекта, в контексте палеореконструкций. Особенно интересным источником палеоинформации являются палеопочвы, поиск которых на данной территории до недавнего времени не производился, ввиду преобладающего влияния теории покровного оледенения на территории Западной Сибири. Изучения макро- и микроморфологических особенностей осадков позволяет детально интерпретировать многие параметры природной среды, существовавшие в прошлом, а полученные данные о возрасте отложений, дают возможность провести сравнительный анализ и корреляцию изученных объектов с другими, уже хорошо изученными в палеоклиматическом контексте. По определению М.А. Глазовской [15] почвы представляют собой один из наиболее информативных блоков ландшафтно-геохимической системы, в котором встречаются и взаимодействуют потоки вещества и энергии, связывающие воедино все компоненты ландшафта. С этой точки зрения особую актуальность приобретают исследования современных и древних почв, встречающихся в исследуемом районе.

### **Актуальность**

Несмотря на обширное освоение нефтегазоносных регионов в центральной и северной части Западно-Сибирской низменности, территория Сибирских Увалов остается недостаточно изученной. Мнения относительно истории развития севера Западной Сибири и происхождения Сибирских Увалов разнятся.

**Цель работы** – анализировать палеогеоэкологические условия на территории севера Западной Сибири в течении верхнего плейстоцена

**Для ее достижения были поставлены следующие задачи:**

1. Изучить механизмы, влияющие на динамику природной среды в глобальном и региональном масштабе.
2. Провести анализ литературных фондовых, компилятивных и других источников относительно проблемы событий на территории севера Западной Сибири в четвертичное время.
3. Изучить палеокриогенные и палеопочвенные индикаторы природных обстановок
4. Интерпретировать полученные результаты. Сделать вывод о происхождении Сибирских Увалов

### **Методика исследования**

В работе использовались такие методы теоретического уровня, как анализ, синтез, обобщение, метод актуализма;

Методика изготовления шлифов почв из образцов ненарушенного сложения, макро – и микроморфологическая диагностика почвенных и криогенных процессов

**Объект исследования** – Осадочно-почвенные комплексы позднего плейстоцена в строении восточной части Сибирских Увалов.

**Предмет исследования** – Особенности и характеристики седиментогенеза и педогенеза, палеокриогенные процессы и явления.

### **Практическая значимость**

Практическую значимость данной работы предлагается рассматривать в двух аспектах.

Теоретический аспект изучения и интерпретация отложений, слагающих Сибирские Увалы, предоставляет возможность сформировать новую генетическую модель, которая бы объяснила историю региона в четвертичное время. Выявление особенностей седиментогенеза на изучаемой территории в неоплейстоцене и влияющих на них климатических, тектонических и геоморфологических факторов в свете новейших данных, предоставит актуальную информацию для анализа изменений климата в различных временных масштабах – от быстрых флуктуаций до медленных эволюционных процессов, охватывающих внушительные отрезки геолохронологической шкалы.

В прикладном аспекте значимость работы определяется интенсивным хозяйственным освоением российского севера и арктического шельфа. Расположенные здесь крупнейшие месторождения углеводородов требуют развития территориальной и коммуникационной инфраструктуры. Для этого необходимы достоверные данные о геологическом строении верхней части осадочного чехла, непосредственного объекта любой хозяйственной и инженерно-строительной деятельности. Четвертичные отложения, находящиеся в сфере их практического использования в качестве естественных оснований для инженерно-технических сооружений: буровых платформ, трубопроводов и пр. Отсюда очевидна необходимость изучения закономерностей их пространственного распространения, мощности, изменчивости состава и свойств.

**Личный вклад автора.** В основу работы положены материалы, собранные автором в ходе экспедиционных исследований. Автор определял схему заложения осадочных комплексов, производил описание геологических разрезов и почвенных профилей, отбор образцов, пробоподготовку, проводил микроморфологические анализы и интерпретацию полученных данных.

**Апробация работы.** Основные положения выпускной квалификационной работы докладывались и обсуждались на следующих конференциях:

- Семнадцатая международная научная конференция студентов и аспирантов «Проблемы Арктического региона», Мурманск, 2018 г.
- Ежегодная, всероссийская с международным участием молодёжная конференция «Научная и производственная деятельность – средство формирования среды обитания человека», Тюмень, 2017 г.

Также в сборниках данных конференций были опубликованы тезисы по темам «Палеогеографические и палеопедологические условия формирования восточной части Сибирских Увалов в позднем Плейстоцене» и «Реконструкция природных обстановок Западной Сибири в четвертичное время» соответственно.

**Защищаемые положения:**

- Осадочный комплекс Сибирских Увалов содержит признаки воздействия криогенных процессов не ледникового происхождения.
- Сибирские Увалы представляют собой тектоническое поднятие, сложенное четвертичными осадками, вложенными в неогеновые отложения

**Структура работы:**

В состав ВКР входит введение, шесть глав, заключение.

Во введении раскрывается актуальность исследования по выбранному направлению, ставится проблема, цель и задачи исследования, определяются объект, предмет научных поисков, формулируется теоретическая, практическая значимости.

В главе первой представлен обзор и анализ факторов и механизмов, влияющих на динамику природной среды в глобальном и региональном масштабе, а также история исследования севера Западной Сибири.

Во второй главе представлен обзор палеокриогенных и палеопочвенных индикаторов, необходимых для палеоэкологических интерпретаций.

В третьей главе дается характеристика и описание района исследований. Непосредственные участки работ представлены двумя геологическими разрезами, расположенными в восточной части Увалов.

В четвертой главе приводятся используемые автором методы: полевые и лабораторные. Приводится подробное описание современных и древних почв. Описан метод изготовления шлифов для микроморфологического анализа.

В пятой главе дана палеоэкологическая интерпретация полученных данных.

В шестой главе обсуждаются полученные результаты

Заключение посвящено основным выводам и предложениям по включению педагогических условий в процесс обучения для подготовки нового набора студентов.

### **Благодарности**

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю к.г.н. Шейнкману Владимиру Семеновичу за помощь в постановке структуры работы и руководство в полевых исследованиях, профессору UNAM (Автономный национальный университет Мексики) к.б.н. Седову Сергею Николаевичу за консультации и помощь в проведении микроморфологических анализов, а также за ценные научные советы по написанию работы, профессору ТГУ д.г.-м.н. Парначеву Валерию Петровичу за консультацию при проведении петрографического анализа.

## ГЛАВА 1 ДИНАМИКА КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Современные изменения климата, а также постоянно возрастающее влияние человека на окружающую природную обстановку вызывают необходимость в установлении и оценки степени как естественного, так и антропогенного влияния человека на природную среду, а также выявлении ее естественных изменений.

Необходимость понимания величины воздействия общества на природу, а также установление доли влияния естественных причин на подобные изменения климата, приводит к увеличению научного интереса к данной проблеме. Повышенное внимание уделяется информации, полученной в результате палеоклиматологических и палеоэкологических исследований, особенно в последние годы, поскольку существуют определенные опасения относительно перспектив глобального потепления климата и, соответственно, его возможными последствиями.

Исследование и анализ климатических изменений проводятся в отношении различных временных и пространственных масштабов. Этот анализ основывается на разнообразных источниках информации – от метеонаблюдений до природных «палеоклиматических летописей». Одним из главных принципов прогнозирования и интерполяции как климатической системы в целом, так и процессов, протекающих в ней, является принцип актуализма, суть которого состоит в том, что раньше природные процессы проходили по тем же законам, что и сейчас. В качестве ведущего инструмента при реализации этого принципа используются разнообразные климатические модели, они полезны в исследованиях отдельных физических процессов, их взаимодействий и обратных связей между ними, и могут применяться в исследованиях палеоклимата, и наоборот – для проекции прошлых климатических событий как на современные условия, так и на будущее.

Палеоклиматические летописи насчитывают широкий перечень объектов, компонентов геологических систем, которые в прошлом испытали воздействие различных климатических факторов и отразили его в своих характеристиках. Изучение влияния «следов» разнообразных факторов, а также скорости и масштабах их изменений в недавнем геологическом прошлом способно предоставить полноценную картину закономерностей и циклов, имеющих место на планете Земля. Помимо этого исследования природных обстановок в их геологическом прошлом и сопоставление полученных результатов с современным состоянием природы в различных аспектах позволяют получить представления о роли человека в процессах преобразования окружающей среды, а также, а также выявить закономерности и причинно-следственные связи в области данных изменений.



Решением приведенных выше проблем занимается палеоэкология. Под палеоэкологией принято понимать науку, направленную на изучение особенностей древних окружающих природных обстановок, установление взаимоотношений древней биоты и среды обитания.

Существуют определенные закономерности и факторы, влияющие на изменение климата.

По наиболее распространенной классификации экологических факторов выделяют три основные группы:

- абиотические – факторы неживой природы. К ним относят температуру окружающей среды, влажность, её газовый состав, плотность атмосферного воздуха, и др.
- биотические – факторы живой природы. Они включают в себя различные формы взаимодействий между живыми организмами;
- антропогенные, обусловленные деятельностью человека.

В данной работе рассматривается природная среда в геологическом прошлом и, соответственно, большое внимание уделено палеоклиматическим и палеогеографическим условиям как наиболее доступным и информативным для рассматриваемой проблемы.

В свою очередь климатические изменения, оказывающие огромное влияние на облик Земли обусловлены космическими, астрономическими, геологическими и другими факторами.

### 1.1 Факторы и механизмы, влияющие на динамику природной среды в глобальном и региональном масштабе

Факторы, влияющие на циклические изменения климата, до последнего времени являлись предметом научных дискуссий. Признанно, что на протяжении миллионов лет огромное влияние на климат Земли оказывали периодические изменения ее орбиты. Основные доминирующие факторы, ответственные за естественные колебания температуры атмосферы, в первую очередь связаны с попадающей на земную поверхность прямой солнечной радиацией.

Теоретически обоснованные механизмы влияния астрономических циклов на климат были подробно описаны в начале XX века сербским геофизиком и астрономом М. Миланковичем [35], им была разработана теория цикличности периодов похолодания-потепления климата Земли, такие циклы известны как «циклы Миланковича». Миланкович предложил гипотезу о связи состояния климата с циклическими изменениями эксцентриситета (эллиптичности) земной орбиты, угла наклона оси вращения планеты и прецессией этой оси.

Циклы Миланковича описывают возникающие отклонения инсоляции полушарий от средней за большой временной промежуток. Различия в величине солнечного излучения на Земле вызваны следующими эффектами:

Лунно-солнечная прецессия, представляет собой поворот земной оси с периодом равным примерно 25 765 лет, в следствии чего меняется сезонная амплитуда интенсивности солнечного потока как на северном, так и на южном полушариях Земли; Долгопериодические колебания угла наклона земной оси к плоскости её орбиты, вызванные возмущающим действием других планет; Период этих колебаний составляет около 41 000 лет, Долгопериодические колебания эксцентриситета орбиты Земли длительностью цикла около 93 000 лет [6].

Данные факторы являются циклическими и поскольку периоды их воздействия различны, регулярно возникают довольно продолжительные эпохи. Эпохи, которые соответствуют холодным (ледниковым) периодам, возникают в том случае, когда эксцентриситет земной орбиты достигает умеренных и высоких значений, а время нахождения Земли в зоне перигелия близко ко времени зимнего солнцестояния в северном полушарии. В результате лето в северные полушария становится длиннее по продолжительности и более прохладным, что по выводам Миланковича способствует развитию ледников.

Эпохи же, соответствующие потеплению, возникают тогда, когда момент летнего солнцестояния совпадает с перигелием, при этом эксцентриситет орбиты не успеваает претерпеть существенные изменения. Такие условия приводят к тому, что лето в северном полушарии становится коротким и жарким, что, в свою очередь, ведёт к деградации ледников. Однако в южном полушарии устанавливаются условия, способствующие оледенению. Этого не происходит из-за того, что в умеренных и субантарктических широтах, где могли бы увеличиваться ледники, практически нет суши.

Теоретические выводы Миланковича подтверждаются в результатах исследования различных геологических объектов, которые дают информацию климатических условиях прошлого. Одним из основополагающих направлений этих исследований является составление так называемых в литературе «геологических летописей» - сопоставление информации о динамике климата и изменениях природной среды для континентов и океанов – континентальных, океанических и ледовых последовательностей. Детальное изучение этих объектов позволили получить довольно подробную информацию о циклических событиях в кайнозое.

Глобальные изменения климатических условий природной среды являются одними из важнейших и актуальных научных проблем. Факторы климатообразования, процессы их взаимодействия, влияние на природную среду можно установить, основываясь на проявлении в геологическом прошлом.

Изучение динамики изменения климата и, соответственно, древних природных условий позволяют судить об их направленности и периодичности, оценить чувствительность глобального климатического режима на изменения слагающих его факторов. Анализ палеоклиматических особенностей дает возможность, как понять закономерности климатических колебаний в пространстве и во времени, так и интерполировать процесс их развития в будущем.

Геологии уже на протяжении долгого времени известны объекты геосистем, указывающими на динамику климатических условий в течение времени. Специфическим способом записи информации, указывающей на существование ледниковых периодов, являются ледники. Отдельные ледяные слои регистрируют региональные и глобальные климатические условия, а также химический и пылевой состав атмосферы [73].

Однако исследование ледников вызывало и по настоящее время вызывает много дискуссий. Изучение широкого распространенного эрратического валунно-галечного материала (мегакластов) на равнинной территории северной Европы в первой половине 19 в. породило две гипотезы – дрифтовую и ледниковую. Согласно первой, перенос валунного материала осуществлялся плавучими льдами, второй – материковыми ледниками.

В 1837 году швейцарский геолог Л. Агассис, изучая сходство между эрратическими валунами равнинной Европы и булыжниками Альпийских предгорий, выдвинул теорию о существовании на Земле ледникового периода [65]. Гипотезу дрефта в течение нескольких десятилетий развивали известные английские ученые Ч. Лайель, Ч. Дарвин [18,31]. Их выводы основывались на материалах наблюдений за современным переносом валунов и галек морскими льдами. Так во время плавания на корабле «Биггль» в южной Атлантике, где много плавучих льдов, Ч. Дарвин (1831–1835 гг.), увидев льдину, переносившую каменную глыбу около 4 м в поперечнике, написал: «Если таким образом из тысяч или десятков тысяч айсбергов только один переносит валун, то дно южного полярного моря и берега его островов должны мало-помалу оказаться усеянными множеством чужеродных валунов, соответствующих эрратическим валунам северного полушария» [18].

Однако после долгих дискуссий дрифтовая теория уступила место ледниковой. Долгое время считалось, что на Земле было лишь одно покровное: ледник надвинулся, а затем отступил в свое нынешнее положение, оставив за собой моренные гряды, камовые холмы и зандровые поля.

Впоследствии были обнаружены следы многократных оледенений: погребенные между разновозрастными слоями морены слои торфа и даже гумусированные почвенные горизонты. Для формирования почв необходимы достаточно теплый климат и растительность, следовательно, ледниковые периоды должны были сменяться теплыми и наоборот.

Продолжалось исследование рельефа альпийских предгорий, где широко распространены террасы, сложенные водно-ледниковыми галечниками [74]. Было установлено, что древние галечные террасы с бортов альпийских речных долин формировались в ледниковые эпохи, в условиях, когда интенсивного морозного выветривания и отсутствия растительного покрова; а в теплые межледниковые периоды происходил их интенсивный размыв. А. Пенк и А. Брюкнер для территории Центральной Европы сопоставили основные террасы с четырьмя ледниковыми эпохами, названные по соответствующим альпийским рекам - гюнц, миндель, рисс и вюрм. Позже, на основании так называемой «альпийской» модели, была установлена сходная последовательность плейстоценовых событий для Восточной Европы - окское (лихвинское), днепровское, московское и валдайское оледенения, для Северной Америки - небраскское, канзасское, иллинойское и висконсинское [74].

На составленном Пенком и Брюкнером палеоклиматическом графике ледниковые эпохи отразились в виде коротких резких пульсаций, так же, как и на инсоляционных кривых Миланковича (Рисунок 1.1). Впоследствии картина чередований ледниково-межледниковых циклов оказалась гораздо более сложной, чем казалось в тридцатые-сороковые годы.

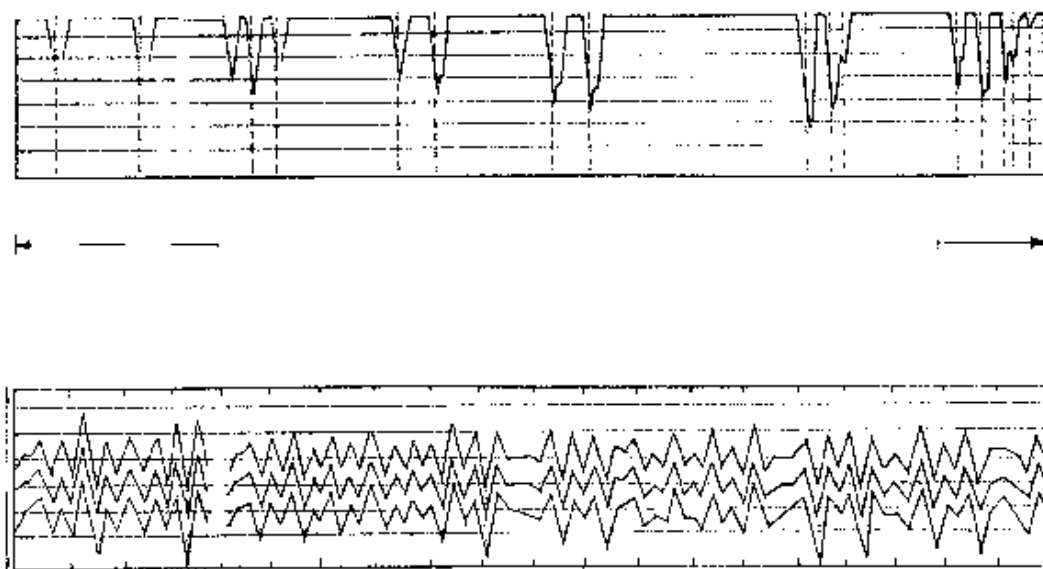


Рисунок 1.1 - Проверка теории Миланковича: сопоставление климатической истории Европы (вверху) с инсоляционными кривыми Миланковича, рассчитанными для 55, 60 и 65 (внизу). [21]

Так концепция множественности оледенений получила широкое признание, однако вопрос о количестве оледенений все еще остается открытым.

В качестве основного положения ледниковой теории принято, что во время оледенений происходило накопление галечников, транспортированных ледниками, тогда межледниковьям должны были отвечать промежуточные интервалы врезания рек. Для аргументации альпийской модели были привлечены материалы изучения межледниковых озерно-болотных осадков, в основном ресс-вюрмского возраста. В дальнейшем альпийская модель оледенения оказала существенное влияние на исследователей древнего горного оледенения.

Другие модели природных условий в четвертичное время в большей степени основывались на учете характера самих отложений и условий их залегания. После работ О. Торреля в Швеции, Д. Гейки в Шотландии и П.А. Кропоткина в Финляндии [29] постепенно все больше число исследований равнин севера Европы, а затем и Азии и Северной Америки в качестве главного фактора новейшего осадко- и рельефообразования стало признавать льды материковых оледенений. В конце XIX в. гряды дистальных морен на Среднеевропейской и Русской равнинах связывались с конкретными горизонтами ледниковых отложений. Особое внимание уделялось обнаруженным межморенным морским и континентальным осадкам. Для их изучения применялись методы микропалеонтологии, спорово-пыльцевой и диатомовый анализы, а при изучении самих морен - различные литологические методы (определение гранулометрического и минерального состава мелкозема, замеры ориентировки удлиненных обломков, анализ петрографического состава валунов и т.д.), В итоге проведенных работ удалось обосновать выделение нескольких крупных эпох материковых оледенений.

Огромное количество палеоклиматических записей было получено благодаря бурению глубоководных скважин; Развитие исследований глубоководных морских отложений началось в 50-х, и в особенности 60-х – 70-х годах 20 века; данные бурения позволили оценить климатические изменения, охватывающие несколько сотен тысяч лет.

Изотопная стратиграфия, входящая в состав хеомстратиграфии, исследует осадочные разрезы на наличие геохимических параметров для их корреляции. Основная цель получения геохимических данные - интерпретация палеоэкологических изменений, а также для выявления глобальных климатических и океанических изменений. Важнейшим методом, используемым в хеомстратиграфии, является геохимия стабильных изотопов.

Впервые изменения изотопного состава кислорода в планктонных фораминиферах, найденных в отложениях Карибского бассейна, были установлены Цезарем Эмилиани обнаружил [67]. Различия в изотопном составе кислорода он отобразил на вариативной кривой как палеотемпературные изменения, которые сгруппировались в ледниково-межледниковые циклы.

В хеомстратиграфии используются два изотопа кислорода  $^{16}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ . Абсолютные изменения этих изотопов с течением времени ничтожно малы, поэтому принято измерять от-

клонения отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в образцах к стандартному отношению V-PDB. Наиболее информативными объектами в отношении изотопного состава кислорода в морской воде являются планктонные, фиксирующие температуру и соленость воды, и бентосные фораминиферы, которые отражают образование или таяние ледников.

Отношение изотопов кислорода и углерода в карбонате раковин фораминифер соответствует отношению этих изотопов в морской воде, в месте их обитания. Изотопный состав кислорода морской воды в свою очередь находится в зависимости от количества открытого льда на планете и тем самым связан с глобальными параметрами климата. Эта зависимость обусловлена следующим механизмом, основанном на глобальном круговороте воды (рисунок): чем теплее климат, тем больше происходит испарение с поверхностных слоев морей и океанов. Изотоп кислорода  $^{16}\text{O}$ , как более легкий, испаряется в большем количестве, чем изотоп кислорода  $^{18}\text{O}$ , и при конденсации влаги в атмосфере и выпадении осадков, осаждаются на континентах (частично над морями и океанами). Далее, следуя круговороту воды, вместе со стоком возвращается в мировой океан, однако часть изотопов  $^{16}\text{O}$  задерживается ледниками, которые имеют меньший объем в теплые межледниковые периоды, что в свою очередь также служит индикатором палеоклиматических условий, о чем говорилось ранее. В более холодные периоды, с увеличением площади ледников, изотоп кислорода  $^{16}\text{O}$  улавливается ими в гораздо большем количестве, и, соответственно, в меньшем количестве возвращается в океан. Таким образом, в водах мирового океана при климатических условиях, соответствующих периодам похолодания, доля изотопа  $^{16}\text{O}$  значительно меньше, чем в периоды потепления климата.

Эмилиали в своих работах отметил, что максимальное содержание  $\delta^{18}\text{O}$  в Карибских и экваториальных Атлантических ядрах связано с минимумом инсоляции в летний период на  $65^{\circ}$  с.ш [66]. Эту широту Миланкович назвал критической для продвижения континентальных льдов [35]. Содержание изотопов кислорода показало тесную связь во времени с максимумом инсоляции и сменой ледниково-межледниковых циклов, соответствующих орбитальным циклам Миланковича.

Изотопная стратиграфия в сочетании с магнитостратиграфией позволили определить 22 изотопные стадии в течение последних 700 тыс. лет [78, 79] (Рисунок 1.2). В настоящее время эти стадии принято называть как морские изотопные стадии MIS, нумерация которых начинается с голоцена (MIS 1 и т.д.).

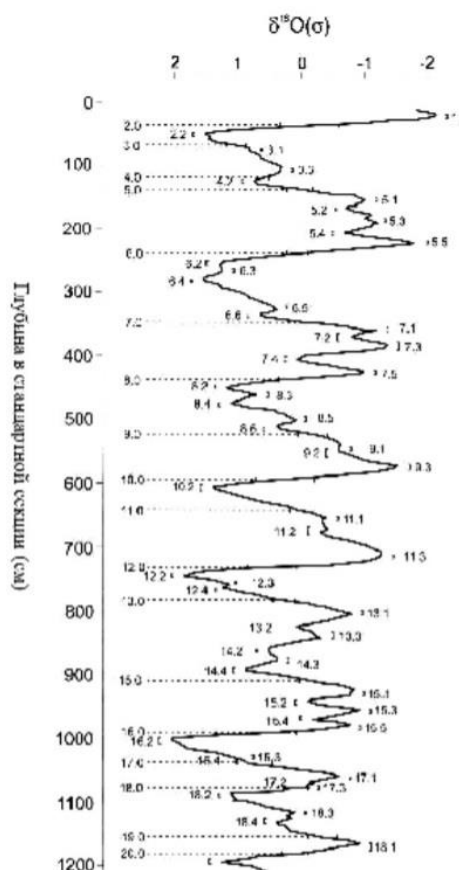


Рисунок 1.2 - Хроностратиграфическая схема изотопного сигнала в морских отложениях Межледниковые (более теплые циклы) соответствуют нечетными числам, ледниковые периоды – четными [21].

С другой стороны, из объектов другого происхождения были получены другие палеоклиматические летописи. С начала 1960 года на территории ледяных щитов Антарктики и Гренландии в результате бурения было получено множество ледяных кернов.

В первую очередь в извлеченном из скважины ледяном керне определяется содержание стабильных изотопов  $2\text{H}$  и  $18\text{O}$  по отношению к наиболее распространенным изотопам  $\text{H}$  и  $16\text{O}$ . Отношения  $2\text{H}/\text{H}$  и  $18\text{O}/16\text{O}$  выражаются величинами  $d$  в тысячных долях (‰) в сравнении со “стандартом средней океанической воды” (SMOW). Эти величины характеризуют климатические условия выпадения осадков, сформировавших исследуемый слой ледникового льда. Чем более низкая температура образования осадков, тем меньше значения этих показателей, и наоборот. Увеличение высоты выпадения осадков и расстояния от источника влаги до места их выпадения содействует уменьшению значений  $d$   $2\text{H}$  (или  $D$ ) и  $d$   $18\text{O}$  [64].

В меньшей степени изучены региональные континентальные серии осадконакопления, позволяющие судить о последовательности палеоклиматических, биотических и геоло-

гических событий, коррелируя их с морскими. Не достаточно полное изучение объектов палеогеографических исследований для многих регионов приводит к искаженному пониманию причинно-следственных связей формирования природной среды. Стратиграфия четвертичных отложений основывается в большинстве случаев на их палеоклиматических характеристиках. Четвертичные континентальные толщи образуют стратиграфические единицы, в последовательном ряду теплых и холодных циклов. Проблема исследования палеоэкологических объектов на континентах заключается в сложности корреляции событий с более детальным и универсальным набором данных для палеоклиматического анализа – графиками разности соотношения изотопов кислорода  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  с течением времени в разрезах низкоширотных океанских карбонатов. Эти данные невозможно напрямую использовать для большинства континентальных осадков. Поэтому важнейшим вопросом является поиск объектов на континентах, показывающих связь региональных климатических и возрастных данных с Международной хроностратиграфической шкалой, минимальной климатостратиграфической единицей которой принята морская изотопная стадия (МИС).

С этой климатической шкалой хорошо соотносятся такие горизонты как микулинский в европейской части России, казанцевский в Сибири, стрелецкий на Урале, карангатский в Причерноморье, земский в Западной Европе, сангамонский в Северной Америке. Эти отложения соответствуют завершающему этапу плейстоцена или неоплейстоцена.

Для восстановления полной картины природных обстановок в прошлом существует необходимость в изучении различных геологических разрезов: выявлении и интерпретации данных об отложениях, характера их накопления и дальнейшего преобразования, тем самым получая новые палеоклиматические записи для различных регионов.

Центральным объектом для изучения и корреляции палеоэкологических летописей в системе ледники – моря – континенты на суше стали плейстоценовые лёссово-почвенные серии. Некоторые, наиболее полные, имеющие мощность в несколько десятков метров, содержат 25 и более палеопочвенных уровней. Такое строение толщ должно быть обусловлено изменениями условий их накопления, носившими периодический характер.

Положенную В.А. Обручевым идея сопоставления лёссово-почвенных уровней с четвертичными оледенениями впоследствии обрела широкое развитие [36]. Значительные исследования были посвящены зависимости образования лёссово-почвенных серий с ледниково-межледниковыми циклами [10]. Эти исследования привели к заключению, что горизонты лёссовых отложения соотносятся с холодными и засушливыми условиями холодных периодов, а палеопочвенные уровни соответствуют теплым и влажным условиям.

После открытия морских изотопных стадий обнаружилась возможность их достоверной корреляции с лёссово-почвенными сериями. Четные МИС, соответствующие холодным



периодам, соотнеслись с лессовыми горизонтами, нечетные – с палеопочвенными уровнями. Датирования лессовых и палеопочвенных уровней люминесцентными, палеомагнитными и радиоуглеродными методами позволили составить хронологическую шкалу и повысили точность ее корреляции с морской (Рисунок 1.3).

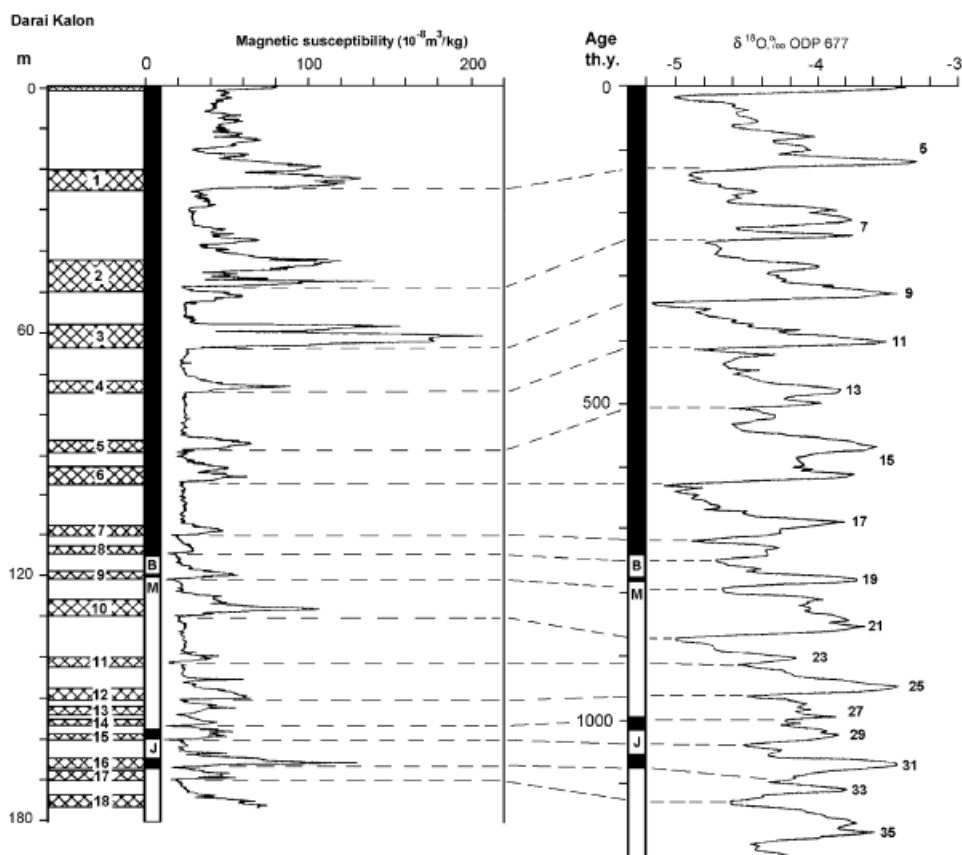


Рисунок 1. 3 - Пример корреляции лессово-почвенных серий и морской изотопной кривой: стратиграфия и магнитная восприимчивость профиля Дарай-Калон в Таджикистане и их соотнесение с морскими изотопными стадиями [70].

Таким образом, корреляция лессово-почвенных серий с морскими изотопными стадиями, а также ледовыми кернами позволила получить достаточно полную картину развития природных условий для некоторых регионов. В частности, для континентальных неоплейстоценовых отложений Западной Сибири достаточно полной стратиграфической шкалой являются лессово-почвенные последовательности. Их стратиграфические горизонты соотносятся с изотопно-кислородными стадиями океанических отложений, а также ледовых кернов Гренландии и Антарктиды (Рисунок 1.4)

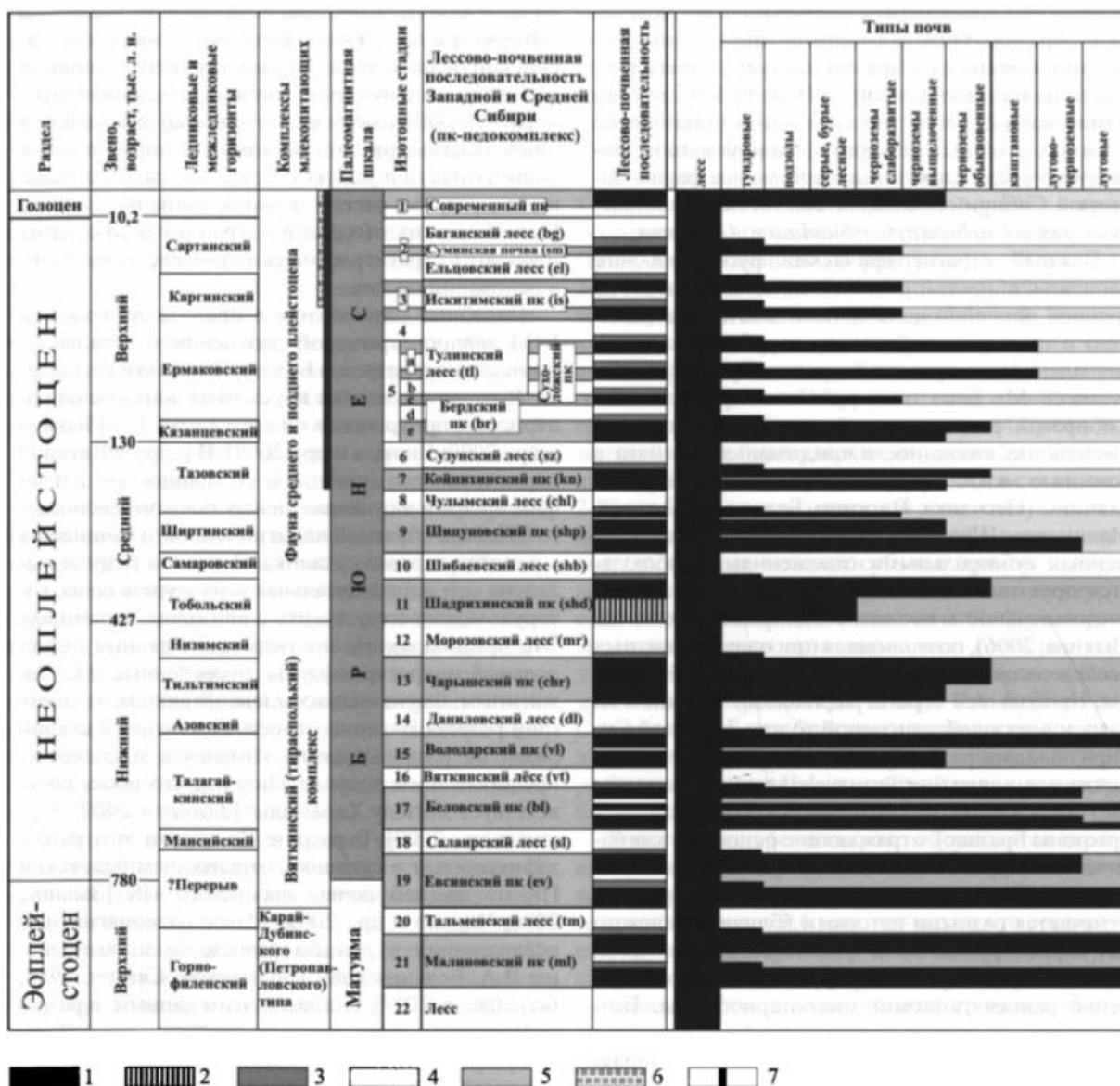


Рисунок 1.4 - Стратиграфическая схема лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной и Средней Сибири 1 - гумусовый горизонт почв; 2 - иллювиальный горизонт почв; 3 - криогенные образования; 4 - лессы; 5 - стадии потепления; 6 - интервал, имеющий радиоуглеродные даты; 7 - интервал, имеющий ТЛ даты. [22]

Палеоклиматические летописи насчитывают широкий перечень объектов, компонентов геологических систем, которые в прошлом испытали воздействие различных климатических факторов и отразили его в своих характеристиках. Изучение влияния «следов» разнообразных факторов, а также скорости и масштабах их изменений в недавнем геологическом прошлом способно предоставить полноценную картину закономерностей и циклов, имеющих место на планете Земля.

Не достаточно полное изучение объектов палеогеографических исследований для многих регионов приводит к искаженному пониманию причинно-следственных связей фор-

мирования природной среды. Для восстановления картины природных обстановок в прошлом существует необходимость в изучении различных геологических разрезов: выявлении и интерпретации данных об отложениях, характера их накопления и дальнейшего преобразования, тем самым получая новые палеоклиматические записи.

Однако для некоторых регионов недостаточно полное изучение объектов палеогеографических исследований приводит к искаженному пониманию причинно-следственных связей формирования природной среды. Так для севера Западной-Сибири вопрос о корреляции отложений по настоящее время остается открытым, поскольку эта территория традиционно считалась областью распространения древнего оледенения.

## 1.2 История исследований севера Западной Сибири

Идея центров древнего оледенения на севере Западной Сибири была впервые высказана В.А. Обручевым [37]. Позже П.С. Воронов установил надвигание плейстоценовых ледников с Ямала на Пай-Хой [13]. В. И. Астахов освещает в своих работах решающие, по его мнению, доказательства существования Карского ледникового щита [3]. В доказательство своему утверждению он приводит обнаруженные им следы надвигания древних ледников из низменности на окраину Средне-Сибирского плоскогорья [4].

По мнению С.А. Архипова [1], главными геологическими событиями позднего плейстоцена на севере Западной Сибири были зырянское, сартанское оледенения и три гляциоэвстатических трансгрессии: казанцевская, каргинская и позднеледниковая. Первоначально сартанское оледенение рассматривалось как заключительная рецессионная стадия (после каргинского межстадиала) позднеплейстоценового зырянского оледенения [30]. Распространение сартанских морен ограничивалось горными странами: плато Путорана, горами Бырранга и Северного Урала - гыданская (караульская) и ньяпанская стадии. К зырянскому гляциокомплексу относили все ледниковые образования, располагающиеся стратиграфически выше казанцевского межледникового горизонта [2]. Затем было обнаружено, что морена максимальной (караульской) стадии не подстилает, а залегает на каргинских отложениях [51]. В составе сартанского оказался почти весь зырянский гляциокомплекс, кроме докаргинских морен, залегающих на казанцевских морских слоях. Последние были отнесены к ермаковскому (раннезырянскому) ледниковью [1]. Пространственное распространение и тех, и других почти совпадает. В результате зырянская ледниковая эпоха оказалась расчлененной на две фазы: ермаковскую (раннезырянскую) и сартанскую (позднезырянскую), разделенные каргинским (среднезырянским) мегамежстадиалом [24]. С увеличением стратиграфического объема расширились и границы распространения сартанских ледников, к краевым образова-

ниям которых отошли ранее считавшиеся зырянскими (докаргинскими) караульские (гыданская) и ньяпанские маргинальные пояса [51].

По мнению А.И. Попова [39] центральные районы севера Западной Сибири вообще не перекрывались материковыми льдами, а были заняты водами далеко (до параллели 60°) выдающегося залива. Обломочный материал в центральные части залива приносился айсбергами, вдоль восточного побережья течения были направлены к югу, а вдоль западного – к северу. Это и предопределило разнос среднесибирского обломочного материала на большей площади, нежели уральского. М.М. Брызгалова пишет, что Повышение уровня моря в среднем плейстоцене (до современных отметок (20-30 м) привело к затоплению северных и придонных низменностей Гыданского и Тазовского полуостровов, расширению ингрессионных заливов и проникновению вдоль них моря далеко на юг, вероятно до Сибирских Увалов [5]. Также в последние годы продолжаются исследования, полностью отрицающие покровное оледенение на территории Западной Сибири [57,58, 80, 81].

#### Вывод

Представления о том, что оледенений в Западной Сибири не было, позволяют предположить наличие объектов неледникового происхождения, которые могли бы дополнить палеоклиматические записи для данной территории. В настоящее время интересным объектом для изучения остаются Сибирские Увалы – морфологически невысокая (абсолютные отметки менее 300 м.) [60] система возвышенностей, простирающаяся с запада на восток от Оби до Енисея (рис). Несмотря на обширное освоение нефтегазоносных регионов в центральной и северной части Западно-Сибирской низменности, территория Сибирских Увалов остается недостаточно изученной. Мнения исследователей относительно генезиса Сибирских Увалов разнятся. Изучение и интерпретация литологического состава Сибирских Увалов, а также исследование палеокриогенных и палеопочвенных процессов и их проявлений, дает основу для формирования новой палеоэкологической модели, объясняющую природную обстановку региона в четвертичное время. Касательно палеогеографических реконструкций следует сказать, что хронологическая структуризация четвертичных событий – важнейшая составляющая процесса обобщения накопленного опыта в науках о Земле, поскольку на основе временной шкалы строится системное упорядочивание данных

## ГЛАВА 2. ПАЛЕОКРИОГЕННЫЕ И ПАЛЕОПОЧВЕННЫЕ ИНДИКАТОРЫ

### 2.1 Палеокриогенные процессы и явления

Криогенные процессы относятся к категории внешних, экзогенных процессов, основным из них является процесс криолитогенеза, он включает в себя выветривание, седиментогенез, диагенез в условиях криолитозоны. В последние годы получило развитие новое направление исследований криогенных явлений и процессов – криотрассология, это понятие было введено в 2012 году В.П. Мельниковым [34], и возникло в результате собрания воедино научного знания и опыта в области мерзловедения, геофизики криолитозоны, геоэкологии и ряда других направлений. Криогенные объекты стали рассматриваться в качестве носителей экологической, биологической, а также археологической информации.

Криогенные области характеризуются климатическими показателями, структурно-текстурными признаками нарушения грунтов, специфическими криогенными формами рельефа. В зонах реликтового криолитогенеза льды замещены рыхлыми отложениями с характерной структурой и текстурой. На основе метода актуализации разработана классификация палеомерзлотных феноменов, занимающих определенное стратиграфическое положение, охарактеризованы палеоклиматические качественные и количественные параметры [7, 9, 11, 12].

Особая роль для палеогеографических реконструкций, особенно для верхнего кайнозоя, отводится псевдоморфозам по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ). Такие структуры в отложениях являются высокоинформативными индикаторами природных обстановок времени их формирования. ПЖЛ имеют клиновидную форму, и зачастую расширенную верхнюю часть, и сужающуюся нижнюю часть [40].

На границах заполнения характерно присутствие микросбросов и нарушений. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, встречающиеся в разрезах, свидетельствуют о распространении в прошлом многолетней мерзлоты, где температура мерзлых толщ опускалась до  $-3^{\circ}\text{C}$  и ниже, а средние годовые температуры воздуха при этом должны быть ниже минус  $6-8^{\circ}$  [23]. Размеры псевдоморфоз (вертикальные и размеры полигонов) напрямую соответствуют климатическим и мерзлотным показателям. Для зон распространения сплошной мерзлоты характерны крупные деформации, на условия прерывистой и островной мерзлоты указывают более мелкие клинья [23].

Впервые криогенные текстуры были классифицированы П. Кокконеном в 1926 г. [71], а описание текстурообразующих включений в мерзлых породах были даны еще в XIX в. [33]. Формирование криогенной текстуры происходит под действием выделения сегрегационного льда с сохранением формы структурных отдельностей грунта. Размеры, формы структурных

отдельностей в профилях определяются характеристиками выделений текстурообразующего льда, широким набором микрошлировых, шлировых, сетчатых криотекстур, отдельных агрегатов и линз льда, а также гранулометрическим составом основы. При смене климатической обстановки на более теплую происходит оттаивание ледяных шлиров, что приводит к образованию посткриогенных текстур, за счет неполного смыкания пор.

При этом, важнейшими внешними факторами являются температура и скорость оттаивания мерзлых пород - при быстротечном оттаивании посткриогенная текстура сохраняется, а при медленном – разрушается [20]. Соответственно можно делать выводы о скорости изменения климатических условий. Также, как и псевдоморфозы по ПЖЛ, посткриогенные текстуры отражают наиболее неблагоприятные климатические обстановки.

Описание криотекстур является одним их основных методов их изучения, особое внимание при этом уделяется характеристике геометрических параметров: форме, размерам, ориентировке ледяных включений и распределению их по глубине [43].

Криотурбации представляют собой морозное механическое перемещение одних почвенных масс относительно других в пределах горизонта или профиля в целом, сопровождающиеся образованием специфических криогенных форм.

Процесс перераспределения материала в профилях мерзлотных почв в ходе промерзания-простаивания происходит под влиянием совокупности криогенных процессов. Проявляется в формировании струйчатого, с завихрениями сложения материала горизонтов, нарушении их границ, формировании волнистой зоны перехода.

Криогенное выветривание представляет собой результат многократно повторяющегося сезонного промерзания-протаивания горной породы. Деятельный слой мерзлых грунтов испытывает многократные температурные колебания, в том числе наиболее разрушительные – при переходе через ноль градусов. Такие колебания температуры грунтов, приводят к изменению их состава и строения, что составляет основу криогенного выветривания [43,52].

В начале 30-х годов XX в. были предложены первые идеи о влиянии многократного промерзания-протаивания на состав отложений [38]. Последующие исследования показали, что длительное воздействие этих процессов на породу приводит к накоплению в гранулометрическом составе пылевой фракции. Распределение основных компонентов минерального вещества по гранулометрическому спектру в зоне прерывистого криогенеза получило количественное выражение в виде коэффициента криогенной контрастности (ККК) [27].

## 2.2 Палеопочвенные индикаторы природных обстановок

Палеопедологические исследования являются одними из основополагающих при реконструкции палеоклиматологических условий, палеопочвы при этом становятся одними из ключевых источников информации об изменении климата в четвертичное время. Для создания детальной глобальной палеоэкологической модели необходимы такие источники данных об эволюции природной среды на континентах., для сопоставления с уже имеющимися палеоэкологическими летописями водных систем – озерами, океанами, ледниками.

Являясь одним из важнейших компонентов литосферы, почвы отображают их историю и динамику развития. Почвы обладают так называемой «памятью». Памятью почв называют способность многофазной почвенной системы регистрировать экологические явления через педогенные процессы, действующие в каждой точке поверхности Земли, а также, саму запись информации об окружающей среде и процессах на твердофазных устойчивых носителях информации почв [50]. Характеристика твердой фазы почвенной системы позволяет судить о взаимодействии различных почвообразующих факторов: климата, биоты, материнской породы и рельефа.

Способность почв сохранять информацию об окружающей среде позволяет восстанавливать палеогеографические обстановки в различные временные периоды педогенеза и прогнозировать возможные варианты развития ландшафтов и изменения климата. Отсутствие покровного оледенения на территории Западно-Сибирской низменности позволяет допустить возможность формирования и сохранения плейстоценовых палеопочв.

Палеопочвы представляют собой древние, ископаемые почвы, сформированные в отличных от современных природных условий [19]. Одним из главных методологических принципов изучения палеопочв является концепция историзма почвообразования и сукцессии (последовательных смен стадий почвообразования и эволюции почв) [25]. Изучение почвообразования обычно включает в себя выявление скорости педогенеза, абсолютного возраста, сравнение возраста геоморфологической поверхности и степени выветривания генетический анализ почвенного профиля; сопоставляя свойства палеопочвы с современными факторами почвообразования можно сделать выводы о ее соответствии с современной природно-климатической обстановкой [45].

Как правило палеопочвы обнаруживаются при расчистках в пределах естественных обнажений берегов рек и озер. Древние почвы в ископаемом состоянии сохраняются относительно редко и имеют частичное, фрагментарное распространение. Несмотря на недостаточную сохранность палеопочвенный материал сохраняет обширную информацию относительно окружающих условий времен своего формирования и развития. Ниже будут рассмотрены

носители почвенной информации и специфические признаки, позволяющие судить о тех или иных условиях природной среды в прошлом.

Ориентация погребенной палеопочвы относительно современной, а также ее пространственное простираие характеризует положение древней поверхности в период почвообразования, которое может в значительной степени отличаться от современной. Наблюдаемые геоморфологические различия погребенной и современной почв и сравнительный анализ положения поверхностей почвообразования позволяют проследить эволюцию ландшафтной обстановки в данной природной зоне за период времени, соответствующий временному интервалу от формирования и захоронения палеопочвы до современности.

Метод морфологического анализа профиля является базисным для проведения полевых и лабораторных исследований как современных, так и древних почв и представляет собой основу для почвенной диагностики. Для идентификации морфологических признаков широко используются макро-, мезо- и микроморфологический анализы. При проведении макроморфологического анализа выявляются генетические горизонты почвенного профиля, определяется классификационное положение палеопочвы.

Морфологический анализ помогает выявить все доступные наблюдению признаки древних почвообразовательных процессов, а также установить их последовательность. Макро- и мезоморфологическое изучение палеопочв позволяет фиксировать сохранность педогенных признаков: фрагменты древесных углей, реликтовых признаков оглеения (ржавые и охристые пятна, разводы, железистые кутаны, пленки, железисто-марганцевые конкреции). Исследование микроскопических признаков в шлифах дает возможность с большой уверенностью идентифицировать набор и последовательность почвообразовательных процессов, различить литогенные, палеопедогенные признаки.

Большую информационную ценность представляют новообразования: глинистые натёки иллювиальных горизонтов, выделения гидроксидов железа связанные с оглеением, концентрация педогенных карбонатов.

Минеральный скелет почв, представленный крупной песчано-пылевой фракцией сохраняет информацию об обстановках изначальной локализации минералов, о процессах транспортировки и седиментации минералов (отражаются в общей конфигурации зерен, особенно в степени окатанности) и о процессах выветривания. Глинистый материал почв может служить источником информации реакций и механизмов, участвующих в процессе почвообразования. Признаки изменения глинистых пород как правило обладают достаточной устойчивостью и сохраняются в профиле на долгое время относительно других характеристик почвы. Глинистый материал почв как правило содержит информацию о составе почвенного раствора: концентрацию угольной кислоты, концентрацию органических кислот и концен-



трацию элементов кристаллической решетки минералов (Si, Al, Fe, Mg, K) [48]. Содержание и профильная дифференциация илистой фракции дает представление выветривании почв, глинообразовании, и иллювиировании глины. Определение состава первичных минералов позволяет выяснить степень их преобразованности выветриванием.

### 2.3 Палеокриогенные индикаторы педогенных процессов

Почвы представляют собой динамичную систему, являющуюся частью ландшафта, подверженную, в процессе своего формирования и развития, воздействиям многих факторов, в том числе и в области криолитозоны. Мерзлотные процессы во многом регулирует процессы педогенеза, оставляя специфические признаки в почвах. Погребенные почвы могут содержать информацию о древних криогенных обстановках, поскольку почвы способны сохранять следы воздействия криогенных процессов, в том числе в условиях изменения климатических условий. Следы криогенеза, встречающиеся в районах, расположенных южнее современной границы распространения многолетнемерзлых пород, изучаются и активно используются исследователями для палеоклиматических реконструкций. Большое внимание этим вопросам уделялось в работах А.А. Величко и др. [7, 8, 9, 10, 11, 12]

Выделяют две группы криопедогенных индикаторов. Первая группа включает в себя признаки криолитогенеза, которые напрямую влияют на процессы почвообразования. Такие индикаторы формируются под воздействием отрицательных температур и процессов, приводящих к образованию и модификации льда в составе почвенного материала. Вторая группа представляет собой косвенные, латентные признаки воздействия отрицательных температур. Почвенные процессы в таком случае могут развиваться безледных обстановках, но существенно модифицируются криолитогенезом [77].

Признаки, напрямую связанные с криогенезом: криотурбации, приводящей к пространственной деформации гумусового горизонта, формирование псевдоморфоз по ледяным жилам. Эти явления можно рассматривать как прямые индикаторы палеокриогенеза. Палеокриогенные структуры и текстуры являются одними из основных носителей палеоландшафтной памяти об изменении климата в четвертичном периоде [53]. Также большой информативностью обладают латентные индикаторы древних криогенных обстановок. Существенное морфологическое различие между современными почвами – автоморфными хорошо дренированными подзолами и палеопочвами говорит различных условиях их формирования.

## Вывод

Признаки мерзлотных деформаций, палеопочвы, характер седиментационных отложений, являются главными первичными индикаторами палеоэкологических обстановок, длительно сохраняющимися в педо-седиментационных толщах верхнеплейстоценовых разрезов на континентах. Различные индикаторы отражают неодинаковые, в некоторых случаях контрастные по климату периоды развития природной среды. Древние погребенные почвы свидетельствуют о достаточно длительной фазе стабильного развития геосистем, при котором скорость почвообразования выше скорости рельефообразования и выветривания, и являются индикаторами теплых климатических ритмов. Следы криогенных процессов, выражающиеся в нарушениях первичного залегания слоев или почв, а также в посткриогенных текстурах, служат характеристикой холодных климатических ритмов.

## ГЛАВА 3 ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Сибирские Увалы — протянувшаяся с запада на восток система холмистых возвышенностей на севере Западной Сибири, общая протяженность которой составляет 900 км [60]. В административном плане территория Сибирских Увалов охватывает Ханты-Мансийский и Ямало-Ненецкий автономный округ, частично Красноярский край. В данной работе, в качестве непосредственных объектов работ рассматриваются два разреза: один из них находится на южном склоне Сибирских Увалов, в 50 км от села Корлики Нижневартовского района, Ханты-Мансийского автономного округа — Югры (Рисунок 3.1); представляет собой естественное обнажения 40-метровой террасы реки Вах, второй располагается на северном склоне Сибирских Увалов в верховьях р. Таз.

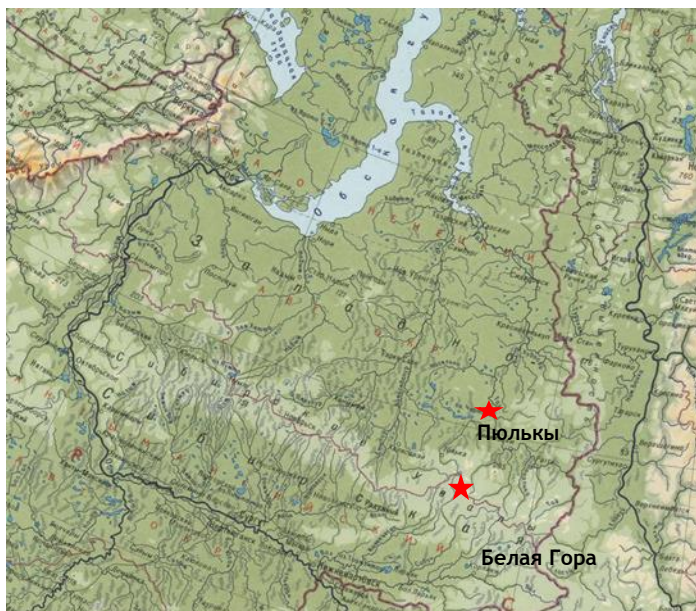


Рисунок 3.1 – Фрагмент физико-географической карты России. Расположение разрезов указано звездочкой

### 3.1. Геологическое строение и история развития территории

Геологическое строение Западно-Сибирской равнины является следствием её положения на одноименной плите молодой Урало-Сибирской (Центрально-Евразийской, Урало-Тяньшанской) эпипалеозойской платформы. Фундамент плиты представляет собой огромную депрессию с крутыми восточными и северо-восточными и пологими южными и западными болотами. Он состоит из допалеозойских, байкальских, каледонских и герцинских

блоков. Наиболее древний - Иртыш-Надымский средний массив. Фундамент разбит разновозрастными глубинными разломами. Наиболее крупные - Восточно-Зауральский и Омско-Пурский (Колтогорско-Уренгойский) субмеридиональные разломы. Поверхность фундамента плиты расчленена на Внешний прибортовой пояс и Внутреннюю область, которые сложены системой впадин и поднятий, отражающих его боковое строение.

Внешний пояс представлен склонами горно-складчатого обрамления, полого или более круто опускающимися к центральной части депрессии. Фундамент в его пределах залегает неглубоко (менее 2,5 км). Ближе всего к поверхности он подходит на крайнем юго-западе Кустанайской седловины (300-400 м). Внутренняя область разделена на две ступени. Южная ступень (Среднеобская мегантеклиза) характеризуется глубиной залегания фундамента от 2,5 до 4,0 км. Наиболее опущенная северная ступень плиты представляет собой Ямало-Тазовскую мегасинеклизу (8-12 км). От Среднеобской мегантиклизы Ямало-Тазовская мегасинеклиза отделена, по-видимому, субширотным глубинным разломом (Транссибирским), к северу от которого глубина залегания фундамента резко увеличивается от 4 до 6 км.

Между фундаментом и осадочным чехлом плиты залегает переходный комплекс триасово-нижнеюрского возраста. Его образование связано со сводообразным воздыманием и растяжением фундамента, следствием чего явилось формирование внутриконтинентальной рифтовой зоны с системой грабенообразных впадин. В этих впадинах происходило накопление осадочно-вулканогенных и осадочных угленосных континентальных толщ мощностью до 3-5 км. Магматические породы переходного комплекса представлены преимущественно базальтовыми лавами и туфами. Развитие Западно-Сибирской внутриконтинентальной рифтовой зоны не привело к образованию нового океана.

Общее погружение плиты и накопление осадочного платформенного чехла началось в наиболее северной части с верхнего триаса, а на остальной территории - со средней юры и носило дифференцированный характер. Формирование чехла в мезокайнозойское время протекало фактически непрерывно в условиях длительного устойчивого прогибания.

Чехол представлен переслаивающимися песчано-алевролитовыми прибрежно-континентальными отложениями и морскими глинистыми и песчано-глинистыми толщами мощностью 3-4 км в южной части и свыше 7-8 км - в северной. Морские отложения преобладают в нижней части разреза (до нижнего олигоцена включительно) и связаны с бореальными трансгрессиями. Максимальные трансгрессии, охватившие почти полностью территорию плиты, имели место в конце юры, начале позднего мела и палеогена.

С активизацией тектонических подвижек на платформенном этапе развития плиты связано возникновение многочисленных локальных структур, выраженных только в осадочном чехле. Установлено, что в приразломленных зонах количество локальных поднятий, яв-

ляющимися основными месторождениями нефти и газа, возрастает в 3-4 раза по сравнению с остальной территорией [42].

### 3.2 Геоморфология

Западно-Сибирская низменность представляет собой совокупность отдельных впадин и возвышенностей. Она состоит из двух чашеобразных котловин, разделенных невысокой возвышенностью (Сибирские Увалы). Долины крупнейших рек Сибири – Оби и Енисея, прорезают возвышенность и соединяют обе котловины. На всем остальном протяжении Сибирские Увалы являются водоразделом для более мелких рек. В центральной части Западно-Сибирской низменности абсолютные высоты междуречных пространств изменяются от 120 – 170 м, на территории Сибирских Увалов, высоты достигают 200 м [30].

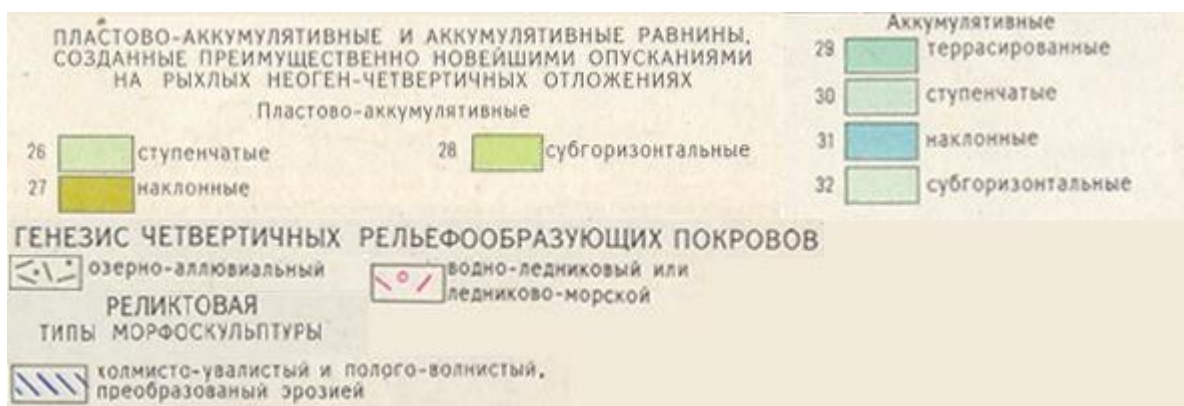
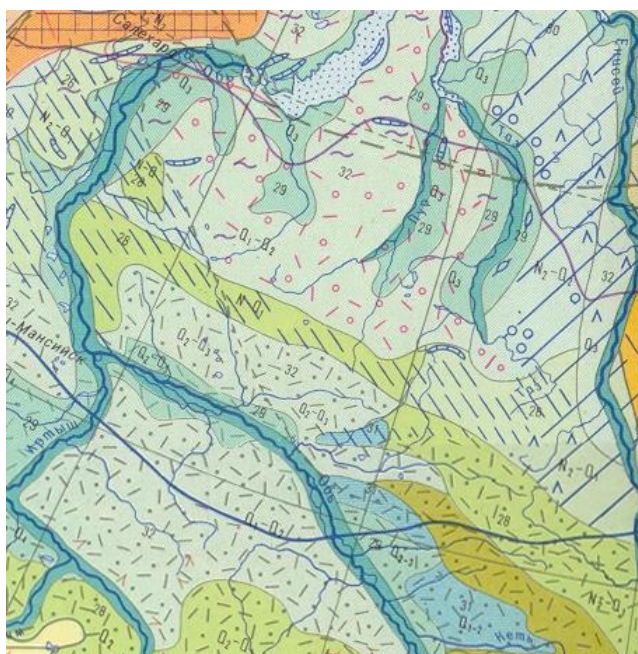


Рисунок 3.2 - Фрагмент геоморфологической карты СССР [60]

Анализ рельефа территории дал возможность понять, насколько западная часть долины Ваха является переуглубленной. В четвертичное время она являлась региональным приемником материала, несущегося с аллювиальными и флювиогляциальными (если они были) потоками на юго-запад. Сформирована эта переуглубленная депрессия отрицательными движениями земной коры (Рисунок 3.2).

### 3.3 Климат

Климат Западной Сибири - континентальный, достаточно суровый. Он более суров, чем климат Русской равнины, но мягче остальной территории Сибири. Континентальность нарастает к югу, по мере удаления от побережья Северного Ледовитого океана.

Большая меридиональная протяженность обуславливает значительные различия в количестве солнечной радиации между севером и югом равнины. Суммарная радиация изменяется от 70 до 120 ккал/см<sup>2</sup> в год, радиационный баланс - от 15 до 40 ккал/см<sup>2</sup> в год. Западно-сибирская равнина по сравнению с Русской получает на одних и тех же широтах больше солнечной радиации за счет увеличения прямой солнечной радиации вследствие меньшей повторяемости погоды, сопровождаемой облачностью.

Географическое положение обуславливает преобладание западного переноса воздушных масс, но значительная удаленность равнины от Атлантического океана способствует ослаблению влияния атлантических воздушных масс на формирование ее климата. Равнинность территории, ее открытость с севера и юга обеспечивают свободный меридиональный перенос, что сглаживает температурные и погодные различия.

Существенное влияние на важнейшие климатические показатели оказывает также характер подстилающей поверхности: большая заболоченность, заозерность

В теплый период над центральными районами Северного Ледовитого океана сохраняется повышенное давление. Над Западной Сибирью давление постепенно понижается к юго-востоку. С этим связано преобладание ветров с северной составляющей. Усиливается и роль западного переноса, так как над материком формируется обширная Азиатская депрессия. Однако барический градиент невелик, поэтому скорости ветра по сравнению с зимой уменьшаются.

### 3.4 Почвы и растительность

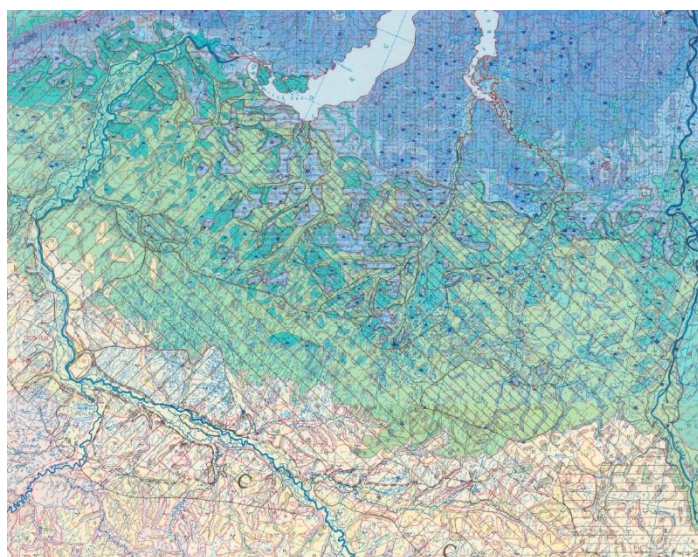
Почвенно-растительный покров Западной Сибири характеризуется двумя основными особенностями: хорошо выраженная зональность и высокая степень гидроморфизма. В пределах равнины располагаются следующие зоны: тундровая, лесотундровая, лесная, лесостепная и степная зоны с характерными для них почвами и растительностью. Соответствующие им зональные типы почв - подзолистые, дерново-подзолистые, черноземы и темно-каштановые - приурочены к относительно дренированным поверхностям, которые составляют от 23,7 до 74,7% площади зон. Полугидроморфные почвы формируются в условиях близкого залегания грунтовых вод и периодического переувлажнения либо почвенного профиля целиком либо его нижней части, что способствует развитию процессов оглеения [42].

Широкое распространение болот на территории западно-сибирской низменности определяет особенности формирования флоры, а также с увеличением континентальности и суровости климата. Основные лесообразующие породы представлены еловыми и сосновыми лесами. Широколиственные породы практически отсутствуют, исключение составляет липа встречается в подлеске до рек. Большие площади в Западной Сибири занимает пойменная растительность. Она преимущественно представлена луговыми и в меньшей мере кустарниковыми сообществами.

### 3.5 Геокриологические условия

Сибирские увалы располагаются на границе спорадического распространения мерзлых пород и сплошного распространения талых пород, что соответствует центральной и южной геокриологической зоне (Рисунок 3.3). В центральной зоне мощность реликтовых мерзлых пород, залегающих на глубине 100-200 м, уменьшается с востока на запад и с севера на юг до 100 м. Среднегодовая температура пород колеблется от -2, -3 °С на севере зоны до 1-2 °С на юге и юго-западе зоны (Рисунки) и являются довольно высокими. Этому способствует широкое развитие подмерзлотных и межмерзлотных криопэгов. В долинах крупных рек (Обь, Енисей) развиты сквозные талики, в долинах средних рек сквозные талики развиты только под участками русел, заложенных по разломам [26].

Район полевых исследований относится к южной геокриологической зоне. Среднегодовая температура талых пород изменяется от 0,5-1 до 2-4 °С, глубина сезонного промерзания изменяется соответственно от 2-2,5 до 1-1,5 м. В северной части реликтовый слой мерзлых пород, залегающий на глубине до 200 м, его сохранение связано в основном с распространением древних уровневых поверхностей; они отсутствуют в пойменной зоне речной зоне и редки на I и II надпойменных террасах рек [26].



| Распространение мерзлых и талых пород                                | Преимущественно сплошное распространение талых пород |        |        | Несплошное распространение мерзлых пород |                            |                     |
|--|--|--------|--------|--|----------------------------|---------------------|
|  | Перелетки мерзлых пород, возможны мелкие острова     |        |        | Редко-островное, до 20%                  | Массивно-островное, до 50% | Прерывистое, до 80% |
| Среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых колебаний, С | Доли %   | До 1 % | До 3 % |  |                            |                     |
|  | 12   | 13     | 14     | 15                                       | 16                         | 17                  |
|  | 1-5  |        |        |  |                            | -1 - (-5)           |
|  | 30   |        |        |  |                            | 31                  |

Мощность и глубина залегания реликтовых мерзлых пород

|  |   |
|--|---|
|  | Мощность 100-200 м; глубина залегания кровли от поверхности до 100м   |
|  | Мощность 100-200 м; глубина залегания кровли от поверхности 100-200 м |
|  | Мощность до 100 м; глубина залегания кровли от поверхности 100-200 м  |

Рисунок 3.3 - Фрагмент карты геокриологии СССР [20]

В результате проведенных работ были обследованы опорные разрезы Белая Гора и Пюльки (Рисунок 3.4), проведено их детальное геолого-морфологическое описание, произведен отбор образцов для аналитических исследований и последующего сопоставления полученной информации с имеющимися данными.

Первый и основной разрез Белая Гора (рисунок 3.4), находится на высокой террасе реки Вах в 50 км от села Корлики (Нижневартовский район, Ханты-Мансийский автономный округ — Югра (рисунок 5.1) и был выбран для изучения ввиду своей относительной доступности; это позволило провести работы в наиболее полном объеме. Подробная схема и описание разреза представлены в главе 4 и таблице А.1 приложения А

### Вывод

Физико-географические особенности территории севера Западной Сибири также являются предметом обсуждения при дискуссиях относительно правомерности той, или иной теории. Север Западной Сибири представляет собой слабо расчлененную равнину, откры-



тую для морских трансгрессий со стороны Северного Ледовитого океана. Эти наблюдения способствовали развитию теории маринизма. А геоморфологическая форма Сибирских Увалов и наличие валунно-галечного материала являются аргументами для сторонников теории покровного оледенения. Однако, полевые наблюдения показывают, что это типичная для речных террас система сменяющих друг друга обширных выровненных площадок с различной степенью расчлененности. У отдельных, более поднятых тектоникой блоков осадочных пород абсолютная высота поверхности вдвое больше и максимально достигает 285 м – эти блоки в составе Сибирских Увалов прилегают к Уралу и к долине Енисея.

## ГЛАВА 4 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе, в качестве непосредственных объектов работ рассматриваются два разреза: один из них находится на южном склоне Сибирских Увалов, в 50 км от села Корлики Нижневартовского района, Ханты-Мансийского автономного округа — Югры; представляет собой естественное обнажения 40-метровой террасы реки Вах, второй располагается на северном склоне Сибирских Увалов в верховьях р. Таз.

Из каждого горизонта были отобраны образцы пород для лабораторных анализов, как проводимых непосредственно автором, так и другими участниками экспедиций. Основные виды проведенных анализов: гранулометрический и минеральный состав, микроморфологический анализ почв, петрографический анализ пород, магнитная восприимчивость, содержание пыльцы и спор растений и др, также были отобраны образцы органического вещества палеопочв для радиоуглеродного и уран-ториевого датирования. Для изготовления шлифов и последующего проведения микроморфологического анализа были взяты образцы ненарушенного сложения из вертикальной стенки разреза согласно генетическому расчленению почвенных горизонтов.

### 4.1 Полевые исследования

Выбор места заложения разреза имеет самое непосредственное отношение к изучению морфологии почвы, имея в виду соотношение размеров и положений почвенных индивидуумов и соответствующих почвенных ареалов. Тщательный выбор места разреза и его оптимальные размеры служат гарантией обнаружения полного и репрезентативного профиля исследуемой почвы [44]. Правильному выбору места заложения разреза способствует изучение характера поверхности, которая должна быть относительно однородной, без случайных микровыступов, понижений или иных форм. Почвенные разрезы не должны закладываться вблизи дорог, рядом с канавами. Глубина разреза определяется мощностью исследуемой почвы, особенностями почвообразующих и подстилающих пород, наличием грунтовых вод, целью исследования и т. д.

После окончания морфологического анализа профиля и отбора образцов разрез следует закопать извлеченной почвенной массой в обратной последовательности, т. е. вначале сбрасывается почвообразующая порода, затем – нижние слои почвы. Гумусовые горизонты засыпаются в последнюю очередь. На залежных участках, где имеется дернина ее укладывают в естественном положении корнями вниз, стараясь выдержать уровень поверхности местности. Важным моментом при копке разреза является постоянное исследование морфологи-

ческих признаков в процессе этой работы. Прежде всего это касается особенностей сложения горизонтов. После того, как разрез выкопан, чистой и острой лопатой выравнивают и зачищают лицевую (переднюю) стенку и затем приступают к ее препарированию. Если переходы между горизонтами постепенные, то препарировывают лишь часть передней стенки (20-40 см ее ширины) на всю глубину разреза ножом для обнаружения естественной поверхности почвенных агрегатов. Вторая часть стенки должна оставаться гладкой, что дает более четкий профиль трещин, распространения корней, новообразований, внутренних частей агрегатов, корочек, границ между горизонтами.

Разрез современного иллювиально-гумусового подзола (Рисунок 4.2) находится на поверхности террасы левого берега реки Вах в 50 м от основного разреза. Абсолютные отметки составляют порядка 110-120 м. Почва является типичной для данного региона и включает следующие горизонты:



Рисунок 4.2 – Почвенный профиль. Подзол иллювиально-гумусовый  
(Фото Куликовой Т.С)

О 0-3 см. Лесная подстилка. Сухой, буровато-коричневый, пронизан корнями ( $\approx 30\%$ ). Хвоя, ризоиды лишайников слабой степени разложения. Верхняя часть подстилки сожжена, имеет черный цвет, обуглена. Граница ровная, переход по цвету и составу.

Е 3-40(69) Элювиальный горизонт. Белесый рыхлый песок мелкозернистый. Содержание корней до 20 см – 1%. Граница языковатая, переход по цвету и уплотненности.

Vh 40(69)-100 Иллювиальный горизонт. Кофейно-рыжий слабо уплотнённый песок. Уплотненность достигается за счет цементированных стяжений марганца и железа по языкам горизонта

Е. Нижняя часть горизонта не имеет ярко выраженной окраски, имеет кофейно-палевый цвет. Переход постепенный, граница неясная.

BCg 100-116(127) Ярко-охристый, свежий, уплотненный. Нижняя граница мощностью 1 см представлена ярко-охристой полосой в виде оксидов железа. Корней в составе нет. Переход по цвету и составу.

D 116(127)-150 Охристо-сизый уплотненный суглинок с шлировой структурой. Окраска неоднородная в виде охристых полос. Структура плитчато-оскольчатая с горизонтальной делимостью. Имеются мелкие корни (около 1%), образующие поры.

Второй почвенный профиль (Рисунок 4.3) был зачищен в пределах основного разреза Белая гора и представляет собой железистый подзол. Включает нижеперечисленные горизонты:

O 0-3 см. Лесная подстилка. Полуразложившаяся хвоя сосен, горизонт черный, вероятно от недавнего пожара, пронизан многочисленными корнями, идущими горизонтально. Переход между горизонтами определяется по цвету и составу. Граница ясная, резкая, прямая, горизонтальная.

E 3-8(57) Элювиальный горизонт. Белесый рыхлый песок среднезернистый, влажный. Содержание корней в верхней части горизонта значительно меньше, чем в вышележащем горизонте. Переход между горизонтами четкий. Граница неровная.

Vh Иллювиальный горизонт. Проходит по нижней границе вышележащего горизонта «Е». Мощность изменяется от 0 до 30 см и в среднем составляет 1-3 см, резко увеличивается под языком. Горизонт не сплошной и в левой части профиля прерывается. Все «языки» находятся в пределах СМС. Сложен среднезернистым песком кофейного цвета. Переход между горизонтами постепенный, определяется по цвету.

Vf 8-55 см. Также сложен среднезернистым рыхлым песком рыжеватого ржавого цвета. Обнаружены мелкие марганцевые стяжения. Подзолообразование также идет по ходам корней. Переход между горизонтами неясный. Граница местами волнистая, местами языковатая.

BC 55-92(120) см. Песок слоистый, слоистость подчеркивается бурыми оксидами железа. Окраска неравномерная по слоям, изменяется от светло-серой до бурого. Цвет горизонта преимущественно светло-серый с отдельными слоями бурого цвета. В горизонте обнаружены стяжения железа и марганца, а также дендритовидные стяжения марганца. В этом и в вышележащем горизонте присутствуют образования округлой формы, заполненные белесым песком, аналогичным материалу в горизонте «Е», окунтурены кофейным слоем, соответ-

ствующим горизонту «Вh» - предположительно по ходам корней. Присутствуют единичные корни.

С 92(120)-265 см. Песок слоистый среднезернистый, рыхлый, влажный. Цвет от светло-серого до бежевого с рыжеватыми прослоями.

Вся дифференциация почвенных горизонтов происходит по почвообразующим процессам.

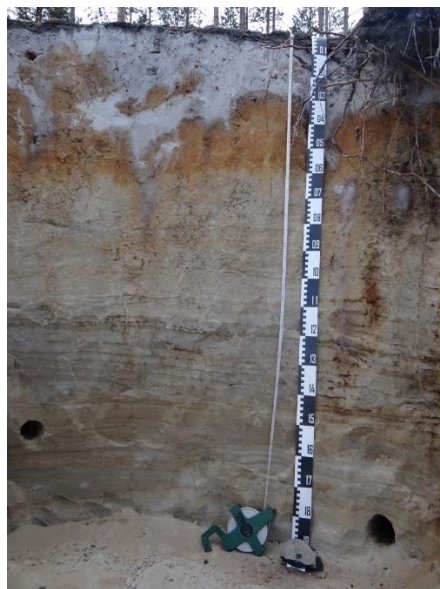


Рисунок 4.3 – Почвенный профиль в пределах геологического разреза «Белая Гора»  
(Фото Куликовой Т.С)

В верхней части профиля «языки» заполнены белым песком из горизонта «Е», что вполне соответствует глубине сезонного промерзания и соответствует современному климату. Длительная стабилизация поверхности, учитывая скорость почвообразования подзола, требует несколько тысячелетий. Исходя из хроностратиграфии, верхняя часть профиля занимает практически весь голоцен. Большая часть почвы сформировалась, вероятно, в течение голоценового оптимума. Приблизительно еще один метр песчаной породы ушел на почвообразование. Проникновение подзолистого процесса происходит по жилам и ходам корней.

Такого рода подзолы типичны для данных природно-климатических условий, они образуются на мономинеральных (кварцевых) песках, встречаются на равнинных территориях таежной зоны от западных до восточных границ России, а также в зоне тундры под мхово-лишайниково-кустарничковыми сообществами, иногда заходя в лесостепную зону. Подзолы приурочены к относительно континентальному климату или к «высоким» позициям в рельефе, очень хорошо дренируемым.

Первая палеопочва была обнаружена в ходе зачистки разреза на глубине 4 м от дневной поверхности. Она плохо сохранилась и представляет собой остатки гумусированного горизонта (Рисунок).

Сизо-серые (монтмориллонитовые) глинистые частицы образуются в результате гидролиза полевых шпатов, этот процесс соответствует времени затопления осадков. Такое преобразование характеризуется процессом гелеобразования: в условиях водного насыщения, в почве отсутствует кислород, оглеенние происходит не за счет растений, грибов и кислорода, а за счет деятельности анаэробных бактерий. Однако их деятельность малоактивна, поэтому в горизонте присутствуют неразложившиеся органические остатки.

Эти отложения могут иметь озерно-болотное происхождение, тем не менее, даже в самых нижних слоях горизонтов отсутствует слоистость, которая характерна для этого типа осадков. В отличие от слоистости, почвообразовательные процессы могли полностью уничтожить материнскую породу. Можно предположить, что сначала в аридных условиях сформировался лесс, последующая смена геологической обстановки привела к активизации процессов почвообразования. Почва образовалась в условиях низкого рельефа и высокой влажности, т.е. в условиях отличных от современного рельефа.

Окружающие палеопочву суглинки имеют сетчатую структуру, характерную для промерзающих глинистых пород. Также сама палеопочва загнута процессами криотурбации.



Рисунок 4.4 – Верхняя палеопочва разреза «Белая Гора» (Фото Куликовой Т.С)

Обнаруженный на глубине 16,7 м педокомплекс (Рисунок 4.4) представляет собой неоднородную толщу, включает в себя две индивидуальных палеопочвы. Первая представлена единственным сохранившимся горизонтом Bg.

Горизонт Bg – минеральный горизонт с признаками оглеенния: Верхние 15 см представляют собой чередование бурых, сизых и серых линз, представленных пылеватым суглинком, с петельчатой конфигурацией. Обнаружены следы криотурбации (Рисунок 4.5), что свидетельствует о преобразовании почвы мерзлотными процессами. Граница между гори-

зонтами резкая. Следующая палеопочва представлена двумя сохранившимися горизонтами: Т и АG.

Горизонт Т – торфяной горизонт: выраженная темная полоса. Мощность слоя составляет 1-3 см. В темном слое обильно присутствуют древесные остатки (Рисунок 4.5), под ним обнаружен захороненный слой дересных остатков.

Горизонт АG - глеевый горизонт, имеющий аквальное происхождение: Представляет собой темный сизо-серый оторфованный суглинок с элементами древесины. В отличие от горизонта Вg наличия деформации и криотурбации не отмечено.

Второй разрез – «Пюлькы» - расположен на правом берегу в приустьевой части одноименной реки в бассейне Таза. Имеет схожий набор особенностей с разрезом «Белая гора» (Таблица 4.1). Разрез «Пюлькы» находится на тех же абсолютных отметках, что и разрез «Белая Гора», представляет собой профиль таежной почвы, подстилаемый ржаво-бурым песчаным горизонтом Вf.

Таблица 4.1 - Литологический состав отложений разреза «Пюлькы»

| №  | Мощность, м     | Интервал глубин, м | Описание  |
|----|-----------------|--------------------|---|
| 1  | 0,04            | 0-0,04             | Дерновый слой   |
| 2  | 1,76            | 0,04-1,8           | Песок средний. Первые 10 см серый, далее - бурый до 55 см. Ниже цвет опять переходит к серому. Многочисленные следы ожелезнений   |
| 3  | 0,02-0,2 (0,1)  | 1,8-1,9            | Гравий и галька основного состава в среднем песке   |
| 4  | 0,05-0,3 (0,15) | 1,9-2,05           | Супесь сизо-серая. Сильно преобразована криогенными процессами и заполняет собой часть псевдоморфозы. Залегает несогласно. Окаймляется ожелезненным бурым песком  |
| 5  | 3,5             | 2,05-5,55          | Песок средний от темно-серого до бурого цвета. Субгоризонтальная слоистость   |
| 6  | 0,8             | 5,55-6,35          | Сильно несогласное залегание среднего серого ожелезненного песка с темно-серым ожелезненным суглинком и глиной. Нижние 12 см - переход в темно-серую глину с элементами почвообразования и остатками растений. Ниже 2 см - рудяковый горизонт |
| 7  | 0,5             | 6,35-6,85          | Песок серый средний неслоистый  |
| 8  | 0,2             | 6,85-7,05          | Суглинок от бурого до темно-серого цвета постепенно переходит в темно-серый слабослоистый песок, в нижней части сильно ожелезнен.   |
| 9  | 0,18            | 7,05-7,23          | Песок серый средний слабослоистый с линзами ожелезнений постепенно переходит (последние 2 см) в темно-серую супесь  |
| 10 | 0,55            | 7,23-7,78          | Песок серый слабослоистый с многочисленными включениями гальки и гравия основного состава с коркой ожелезнений на поверхности. Количество и размер обломочного материала уменьшается к подошве слоя. Нижние 10 см совсем не содержат камней   |
| 11 | 0,12            | 7,78-7,9           | Суглинок темно-серый с черными прослоями, содержащими органику. Кровля и подошва слоя (по 1 см) ожелезнена. В центральной части - песчаная линза (макс мощность 5см)  |
| 12 | 0,4             | 7,9-8,3            | Песок серый средний косослоистый. Нижние 10 см - переход в мелкий более темный песок, в котором имеется несколько тонкий ожелезненным прослоев  |
| 13 | 0,6             | 8,3-8,9 (урез)     | Песок крупный серый с многочисленными включениями гравия и редко гальки. В верхней части - прослой с ожелезнениями  |

## 4.2 Лабораторные методы

Микроморфологический анализ позволяет изучать взаимосвязи и взаимодействия между отдельными компонентами, частицами и порами, которые образуют почву.

Структурно ненарушенные почвенные блоки были взяты из отдельных горизонтов, где были обнаружены опознавания педогенеза MIS5-MIS3. Эти блоки были пропитаны кристаллической смолой в вакуумной камере и после затвердевания смолы использовали для получения тонких срезов в Лаборатории тонких срезов для почв и неконсолидированных отложений в Институте геологии Национального университета Мексики (UNAM). Микроморфологические наблюдения проводились под петрографическим микроскопом Olympus BX51, а описания были основаны на определениях и терминологии Bullock et al. [66]. Наблюдения были направлены на изучение характеристик основной массы, пор и пед, которые свидетельствуют о педогенетических процессах; были зарегистрированы также свидетельства седиментации.

Были отобраны ненарушенные образцы из различных горизонтов или слоев материала палеопочв, описанных в поле. Затем, в лаборатории, чтобы сохранить целостность различных компонентов в ненарушенном состоянии, образцы были высушены до воздушно-сухого состояния (Рисунок 4.5), затем залиты полиэфирной смолой для уплотнения отдельных частиц, но сохранили расположение почвенных пор, заполнителей и почвенного материала [72].



Рисунок 4.4 – Высушивание образцов в сушильном шкафу (Фото Куликовой Т.С.)

Изготовления шлифов для последующего изучения осуществляется в несколько этапов. Образцы помещаются в пластиковые мешки и заполняются цементирующей смесью. Смесью для пропитки образцов готовят из 700 мл. смолы и 300 мл, и при перемешивании до-



бавляют мл. катализатора. Подготовленные таким образом образцы помещают в вакуумный шкаф (Рисунок 4.5), далее образцы оставляют на двое-трое суток до полного затвердевания.



Рисунок 4.5 - Вакуумный шкаф (Фото Куликовой Т.С.)

Из застывших образцов на резальном станке вырезают пластинки под размер будущего шлифа. Затем срезанную поверхность полируют на шлифовальном диске при помощи бумаги разной степени абразивности (от 120 до 600 grit) до тех пор, пока поверхность образца не будет идеально ровной (Рисунок 4.6). После этого на поверхность образца наклеивают предварительно заматированное шлифовальным порошком стекло. Для крепления стекла используют смолу намазывают на образец и накладывают стекло. Если образуются пузырьки воздуха, необходимо их удалить слегка двигая стекло и нажимая на него. После этого образец продолжают обрабатывать, с другой стороны, на шлифовальном станке. Окончательную полировку образца проводят вручную шлифовальным порошком. Затем образцы можно исследовать на наличие признаков, связанных с различными почвенными процессами. Идентификация типов признаков, а затем их интерпретация в контексте с окружающей средой дает информацию о генезисе почвы.



Рисунок 4.6 – Подготовка образцов (Фото Куликовой Т.С.)

Для написания данной работы также были использованы данные, полученные в ходе экспедиций под руководством Шейнкмана В.С. в разные годы. Ниже приведено краткое описание используемых методов. Хронологическая шкала для изученных разделов основана на результатах двух инструментальных методов: радиоуглеродного датирования верхняя палеопочва Белой Горы и палеопочвы разреза Пюлькы,  $^{230}\text{Th} / \text{U}$  (урон-ториевый метод) для нижней палеопочвы Белой Горы.

Датировки радиоуглерода были получены в Институте географии РАН, Москва (Россия). Для синтеза бензола использовали катализатор  $\text{SrO}_3\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2$ . Пятикратный стандарт был подготовлен в Геологическом институте Академии наук (стандарт 1981 года GIN), добавив калибровочное количество бензола с  $^{14}\text{C}$ -метками в  $\text{C}$ -мертвый бензол. Специальная практика, используемая для датирования образцов, близких к дате радиоуглеродного датирования.

$^{230}\text{Th} / \text{U}$  датировка органических богатых осадков была выполнена в Лаборатории им. Кёппен, Санкт-Петербургский государственный университет, Россия. В целях повышения надежности радиоизотопного датирования нами была применена современная версия изохронного подхода, основанная на согласии изохронно скорректированных возрастов, полученных для набора тех же ровных образцов, проанализированных с использованием двух различных аналитических методов: (1) кислотная экстракция образца - метод одиночного фильтрата (L / L-модель) и (2) общий метод растворения образца (TSD-модель).

Мезоморфологическое исследование невозмущенных блоков из горизонтов палеопочв проводилось в Лаборатории кафедры почвоведения и экологии почв Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета с использованием бинокулярного MBS-10. Образцы для энтомологического и карпологического анализов просеивались с помощью почвенных сит 0,2 мм в соответствии со стандартными методами. Идентификация ископаемых насекомых и растений основана на энтомологической коллекции и гербарии музея Института экологии растений и животных Уральского отделения РАН.

## Вывод

Таким образом, изучение геологического строения и микроморфологии комплексов отложений Сибирских Увалов позволяет оценить условия их формирования и, благодаря полученным датировкам, соотнести время их образования со шкалой морских кислородно-изотопных стадий.

## ГЛАВА 5 ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Разрез «Белая Гора» был неоднократно изучен в процессе геологических съемок неогеновых отложений [30]. Эти описания касались неогенового основания и описывались как морские осадки, в которые вложена более чем 30-ти метровая пачка хорошо промытого песчаного аллювия, разделенного слоями глин и палеопочв. Схема разреза Белая Гора, раскрывающая его строение представлен на рисунке 5.1.



Рисунок 5.1 – разрез Белая Гора (Фото Куликовой Т.С.)

Разрез сформировался благодаря тому, что данная местность испытывает тектоническое поднятие, в результате которого р. Вах глубоко врезается в осадочную толщу. Аналогичные разрезы просматриваются повсеместно на территории Сибирских Увалов в местах врезания рек.

Возможность того, что врез реки обусловлен опусканием базиса эрозии в северном ледовитом океане исключается фактом отсутствия регрессивной эрозии, следы которой достигли бы верховья реки Вах через десятки тысяч лет. По данным датировок, о которых речь пойдет ниже, приповерхностные отложения террас очень молодые, следовательно, вероятнее всего произошло достаточно быстрое поднятие территории в позднем плейстоцене.



Рисунок 5.7 – Нижний педокомплекс разреза «Белая Гора» (Фото Куликовой Т.С)

Педокомплекс подстилается глиной (Рисунок 5.7). Ниже- и вышележащий горизонты представлены песком. Изменение осадконакопления могло происходить от речного (пески) до морского или озерного (глины), или же, происходило эоловое осадконакопление и образование лессовых отложений, которые впоследствии были преобразованы почвообразовательными процессами. Такой характер осадконакопления объяснил бы отсутствие слоистости в горизонтах.

Во всех экспозициях минеральные горизонты характеризуются очень сильным развитием глеев. Цвет фона бледно-серый, синий или зеленоватый, с интенсивными коричневыми и желтыми пятнами. Эта типичная глеевая цветовая палитра резко контрастирует с лежащими ниже и надлежащими отложениями, а также с горизонтами современной почвы на поверхности, которая демонстрирует лишь слабые функции глеев.

Наблюдаемые геоморфологические различия погребенной и современной почв и сравнительный анализ положения поверхностей почвообразования позволяют проследить эволюцию ландшафтной обстановки в данной природной зоне за период времени, соответствующий временному интервалу от формирования и захоронения палеопочвы до современности.

Эрратические (блуждающие) валуны представляют собой обломки горных пород, не встречающихся в той или иной местности в коренном залегании (Рисунок 5.8). Широко распространённые на равнинах умеренных широт, они явились причиной появления учения о материковых оледенениях. При обосновании этого учения не принимался во внимание тот факт, что мощным транспортным средством является плавучий лед рек. Неприятие ледово-речного способа транспортировки валунов явилось следствием слабой изученности этого

процесса. О том, что плавучий лед может переносить крупные обломки горных пород на большие расстояния известно давно. Тем не менее, сторонники оледенений априори считают, что количество и размеры переносимых этим льдом мегакластов не соизмеримы с действительным их содержанием в отложениях квартета. Исследования масштабов современной транспортировки валунного материала льдом по воде и сопоставление с их содержанием в исследуемых отложениях показывает ошибочность таких утверждений.



Рисунок 5.8 – Эрратические валуны (Фото Куликовой Т.С)

Мощная (более 3 м) песчаная толща, содержащая в себе вкрапленный грубообломочный эрратический материал (Рисунок 5.1), Обломки в поперечнике не превышают полуметра, хотя встречаются и более крупные, представлены в основном, по данным анализа, проведенного под руководством проф. В.П. Парначева (ТГУ) обломками базальтового состава. Происхождение данного материала свидетельствует о том, что он перенесен со Среднесибирского плоскогорья. Ниже приведет микроморфологический анализ валунно-галечного материала.

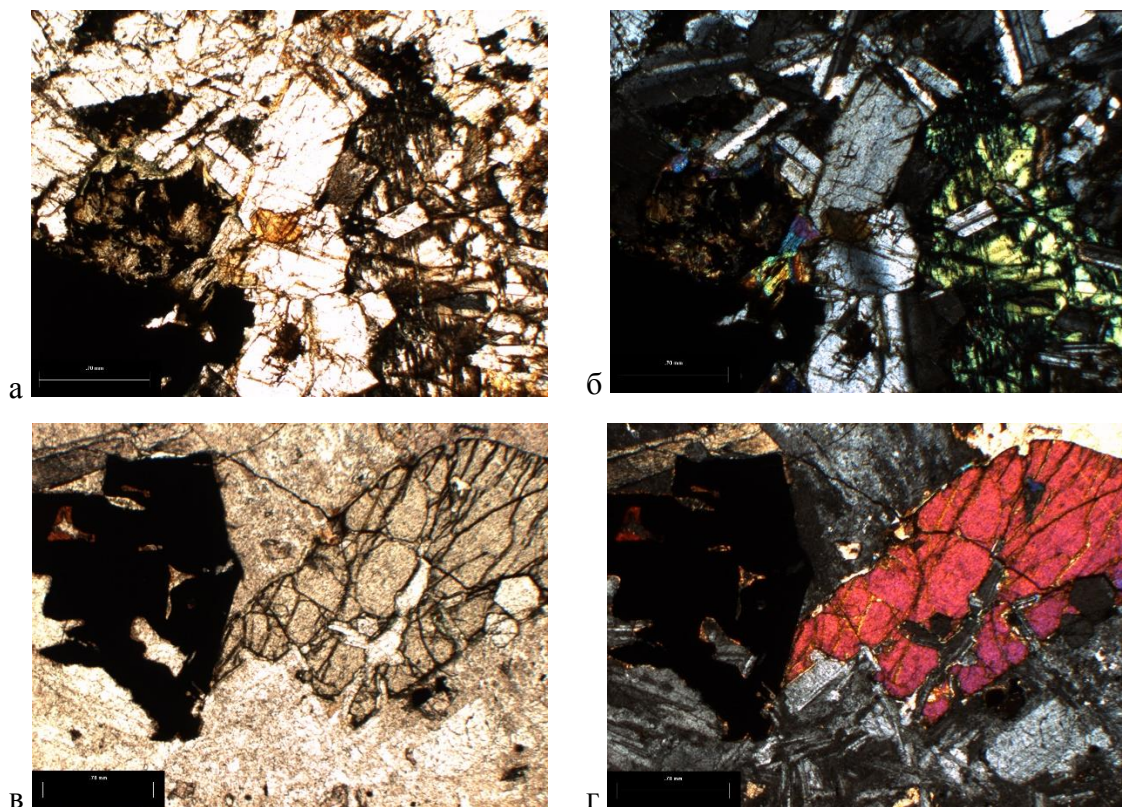


Рисунок 5.9 – Микроморфология шлифов валунно-галечного материала  
(Фото Куликовой Т.С.)

Шлиф 1. Гумусовый горизонт нижней палеопочвы состоит преимущественно из коричневого частично разложенного органического вещества. Фрагменты растительных тканей имеют параллельную ориентацию и образуют довольно компактную структуру (Рисунок 5.10; в). Другие растительные фрагменты обнаруживаются также в лежащем в основании горизонте, погруженном в иловато-глинистую основную массу.

Шлиф 2. Сохраняется плитчатая структура. материал более компактный, количество песчаного материала между плитками сокращается. Отмытый песчаный материал сохраняется только в порах, что было видно и при макроморфологическом описании. При скрещенных николях хорошо видно распределение кварцевых зерен. Важная особенность - в плитках тонкодисперсный глинистый материал окрашен железом в

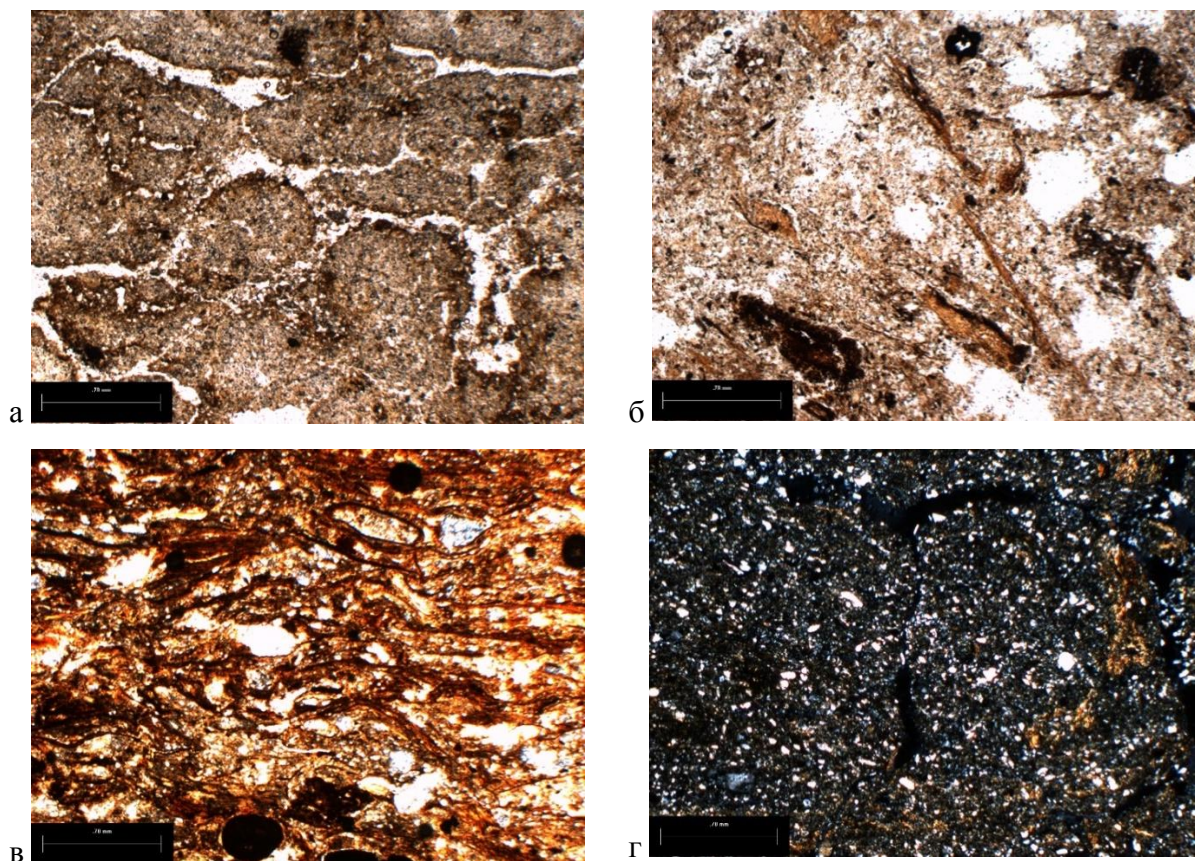


Рисунок 5. 10 - Микроморфология палеопочв профиля Белой Горы.  
 а, б - Верхний (MIS 3) палеопочвенный блок; в, г - нижняя (MIS 5) палеопочва.  
 (Фото Куликовой Т.С.)

У двух палеопочвенных горизонтов Белой Горы присутствуют совершенно разные микроморфологические особенности. В горизонте Bg верхней палеопочвы хорошо развита структура округлых блочных и линзообразных агрегатов (Рисунок 5.10; а). Тонкие железистые коагуляции, развитые на смежных краях агрегатов, являются специфической чертой этого горизонта. Тонкий гумусированный горизонт в средней части верхней палеопочвы имеет очень специфический микроскопический рисунок: обильные фрагменты частично разложившихся растительных остатков различной ориентации погружены в илово-глинистую грунтовую массу (Рисунок 5.10; б).

Гумусовый горизонт нижней палеопочвы состоит преимущественно из коричневого частично разложенного органического вещества. Фрагменты растительных тканей имеют параллельную ориентацию и образуют довольно компактную структуру (Рисунок 5.10; в). Другие растительные фрагменты обнаруживаются также в лежащем в основании горизонте, погруженном в иловато-глинистую основную массу (Рисунок 5.10; г).

Дальнейший анализ показал, что начало формирования палеопочв горизонта Ag4 (проба 4), соотносится с условиями холодного климата, близкого к условиям современной

арктической или типичной тундры (Рисунок 5.10). Это время предположительно соответствует периоду окончания тазовского криохрона МИС - 6. Позднее они формировались в условиях распространения ландшафтов типа современных среднетаежных лесов при климате аналогичном современному (проба 2). Для этой территории или даже более теплым (последнее показано исключительно по энтомологическим данным). Отложения, соответствующие уровню верхней палеопочвы (проба 1), формировались в условиях прохладного климата и распространения ландшафтов, аналогичных современным северотаежным лесам. Расхождение в интерпретации видового состава насекомых и растений (проба 2) не позволяет напрямую сопоставить с какой-либо подстадией МИС - 5, описанных для опорных местонахождений Западной Сибири (Зиновьев Е.В). Если видовой состав энтомофауны, определенный Зиновьевым Е.В для горизонта Ag2, соответствует фаунам МИС - 5е Западно-Сибирской равнины, то палеофлора из этого же образца соответствует региональным условиям подстадии МИС - 5с. Это делает затруднительным датировку горизонта Ag2 до подстадии МИС. Данный педокомплекс разреза «Белая Гора» представлен двумя толщами, которые были сформированы в принципиально разных условиях. Нижняя – может быть отнесена к МИС - 6, верхняя – к МИС - 5. Граница проходит по контакту горизонта Ag3 и G2.



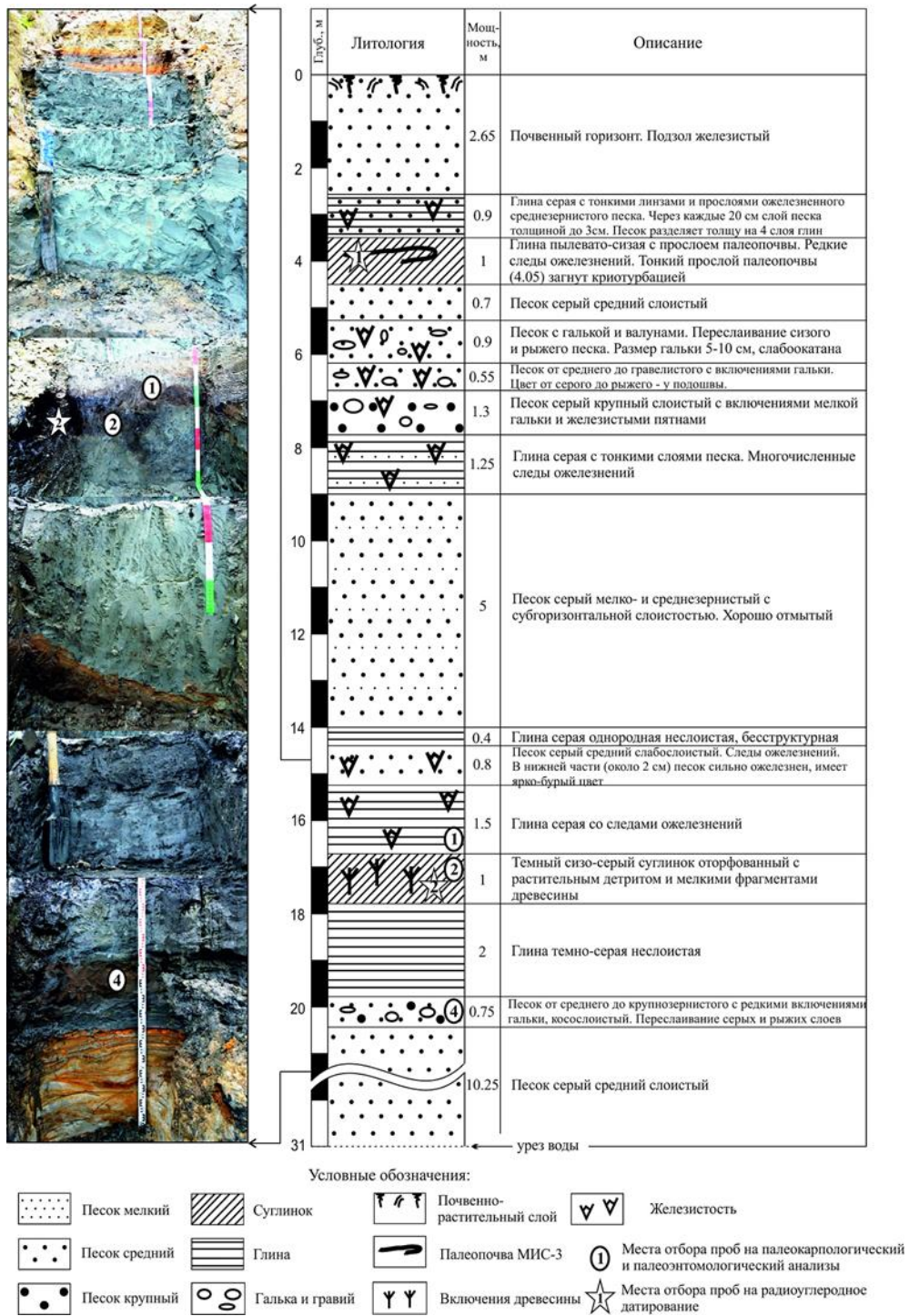


Рисунок 5.10 – Разрез «Белая Гора»

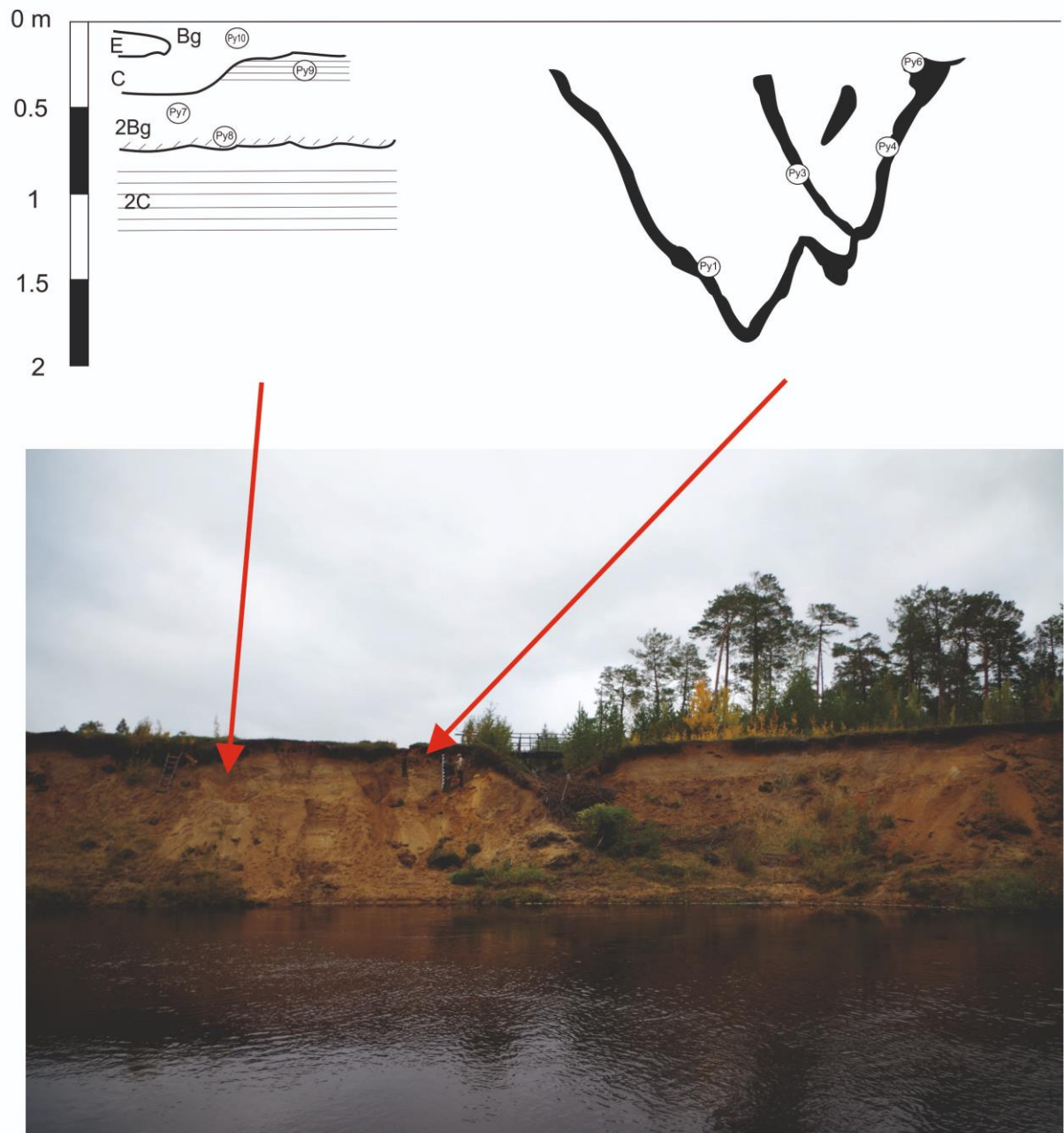


Рисунок 5.11 - Разрез «Пюльки»: слева сверху – профиль «Пюльки-б»; справа сверху – профиль «Пюльки-4»; снизу – общий план. (Фото Куликовой Т.С.)

Разрез «Пюльки» находится на тех же абсолютных отметках, что и разрез «Белая Гора», представляет собой профиль таежной почвы, подстилаемый ржаво-бурый песчаным горизонтом Bf. Наблюдается типичное для данной местности сочетание подбуря и подзола. Схема разреза представлена на рисунке 5.11. Этот разрез является основным объектом для морфологического исследования, проведенного автором. Для микроморфологического анализа были отобраны несколько образцов по всему периметру палеопочвы, оконтуривающей

клин псевдоморфозы по повторно-жильному льду. По методике, подробно описанной в предыдущей главе автором, были изготовлены шлифы для дальнейшего изучения палеопочв на микроморфологическом уровне.

Разрез «Пюлькы - 6» Представляет собой профиль таежной почвы, типичное сочетание подзола - подбура.

РҮ 10 - Под подстилкой рыжий, ржаво-бурый песчаный иллювиальный горизонт подбура Vf. На зернах пленки железа и гумуса, редки скопления (Рисунок 5.11, а)

РҮ 9 - Плитчатая структура, характерная для сезонно промерзающих пород (Рисунок 5.11, б). В плитчатых агрегатах, помимо песчаных зерен, наблюдается глинистый наполнитель. Между плитками, что хорошо просматривается при скрещенных николях (Рисунок 5.11, в) – отмытый песчаный материал. Такое строение свойственно элювиальным горизонтам. Наблюдаются процессы эллювиирования, а также процессы промерзания/протаивания.

РҮ 8 - Сохраняется плитчатая структура. материал более компактный, количество песчаного материала между плитками сокращается. Отмытый песчаный материал сохраняется только в порах, что было видно и при макроморфологическом описании (Рисунок 5.11, в). При скрещенных николях хорошо видно распределение кварцевых зерен (Рисунок 5.11, д). Важная особенность - в плитках тонкодисперсный глинистый материал окрашен железом в темно-бурые стяжения. Элювиально-глеевый процесс характерен для суглинистых почв Западной Сибири. Характеризует переход железа в 3х валентную форму (Рисунок 5.11, е).

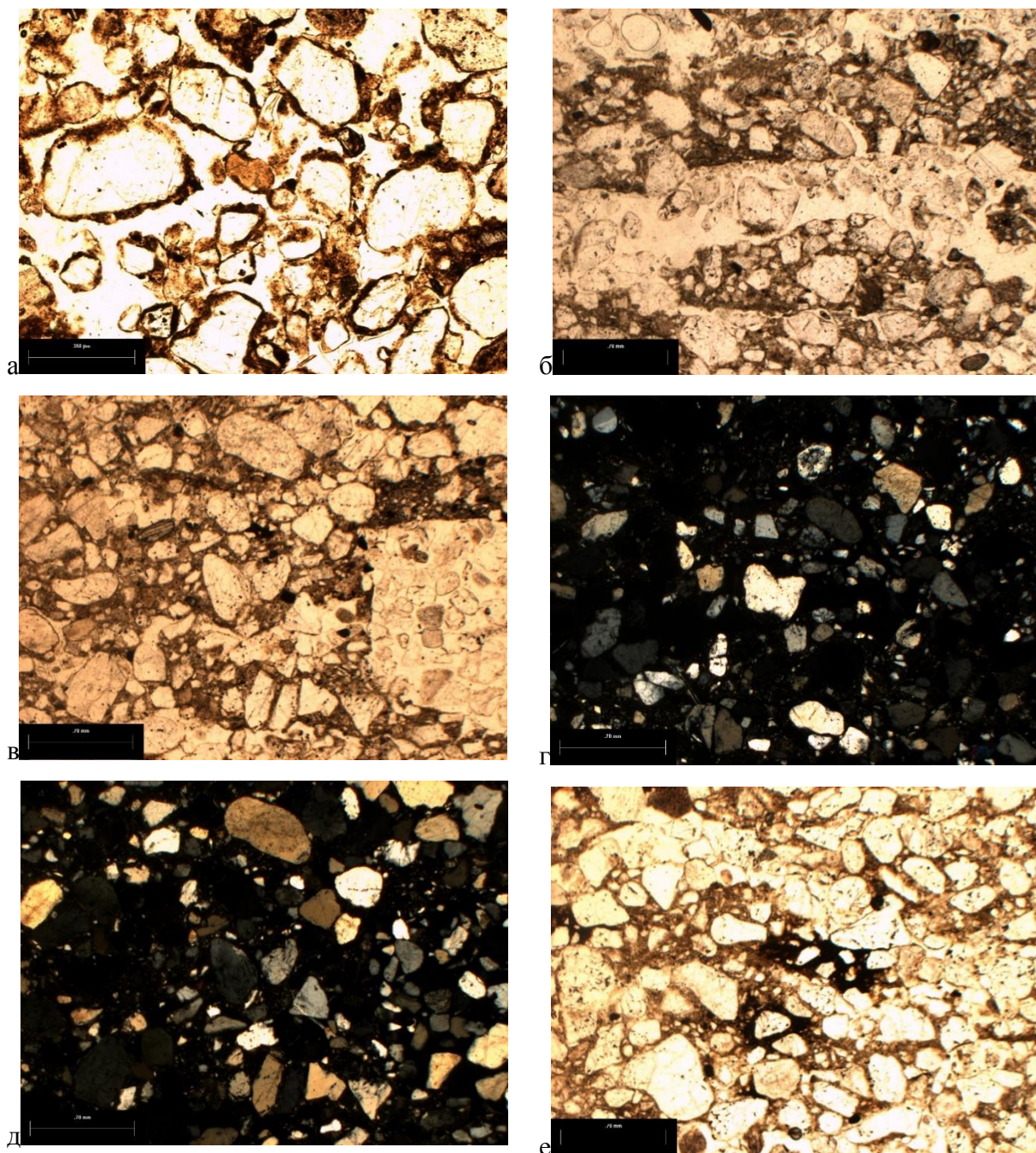


Рисунок 5.11 – Микроморфология разреза «Пюльки – 6»

(Фото Куликовой Т.С.)

Разрез «Пюльки - 4» (Рисунок 5.11) представлен осадочной песчаной толщей, осложнен наличием псевдоморфозы по повторно-жильному льду и гумусовым горизонтом по контуру жилы.

РУ 1 - Образец из ржавой окантовки клина. При сравнении характера ожелезнения с предыдущим разрезом (современной почвой) был поставлен вопрос имеет ли этот процесс глеевое или подзолистое происхождение. По сравнению с предыдущим разрезом железо образует скопления, но они не образуют сплошного фронта, что указывает скорее на глеевое его осаждение. Морфологически соответствует погребенной почве. Можно предположить

здесь разные фазы ожелезнения, эта более древняя, случилась вскоре после образования псевдоморфозы, соответствует ее окантовке (Рисунок 5.12, а).

РУ 2 - Самый низ клина. Определение этого горизонта как эллювиированный железистый горизонт либо как провалившийся в клин горизонт А, влияет на датирование: если это горизонт А, то возраст его ранний или одновременный возрасту псевдоморфозы, смытый гумус – более поздний. Как и в предыдущем – железистые пятна, следовательно, глеевая миграция железа, кроме этого, тонкодисперсное серое гумусово-глеевое вещество имеет характер пленок и мостиков (подзол), не имеет характер глеев. Похоже на гумусированный горизонт А, следовательно возраст близкий к формированию псевдоморфозы (Рисунок 5.12, б).

РУ 3 - За пределами темных пятен пятнисто-сетчатый характер распределения вещества соответствует глеевому процессу. (Рисунок 5.12, в). Железо наблюдалось в отраженном свете и при скрещенных николях, светятся первичные минералы. Комбинация проходящего и отраженного света при скрещенных николях подсвечивает железо красным (Рисунок 5.12, г). Образец взят в пределах черных пятен клина. По этому горизонту была получена датировка. Обнаружены очень сильно разложившиеся остатки растений, с характерной волокнистой структурой растительных тканей (Рисунок 5.12, д).

РУ 4 – Также является частью окантовки. Содержит кварц, полевые шпаты. Также обнаружены удлиненные кристаллы плагиоклаза - фрагмент основной породы выделяется из основной массы. Соответствует излившимся породам траппового плато (Рисунок 5.12, е.)

РУ 6 – Растительные остатки. Образец из самой верхней, правой части клина. Наблюдается темноцветное заполнение, смытый гумус (Рисунок 5.12, ж)

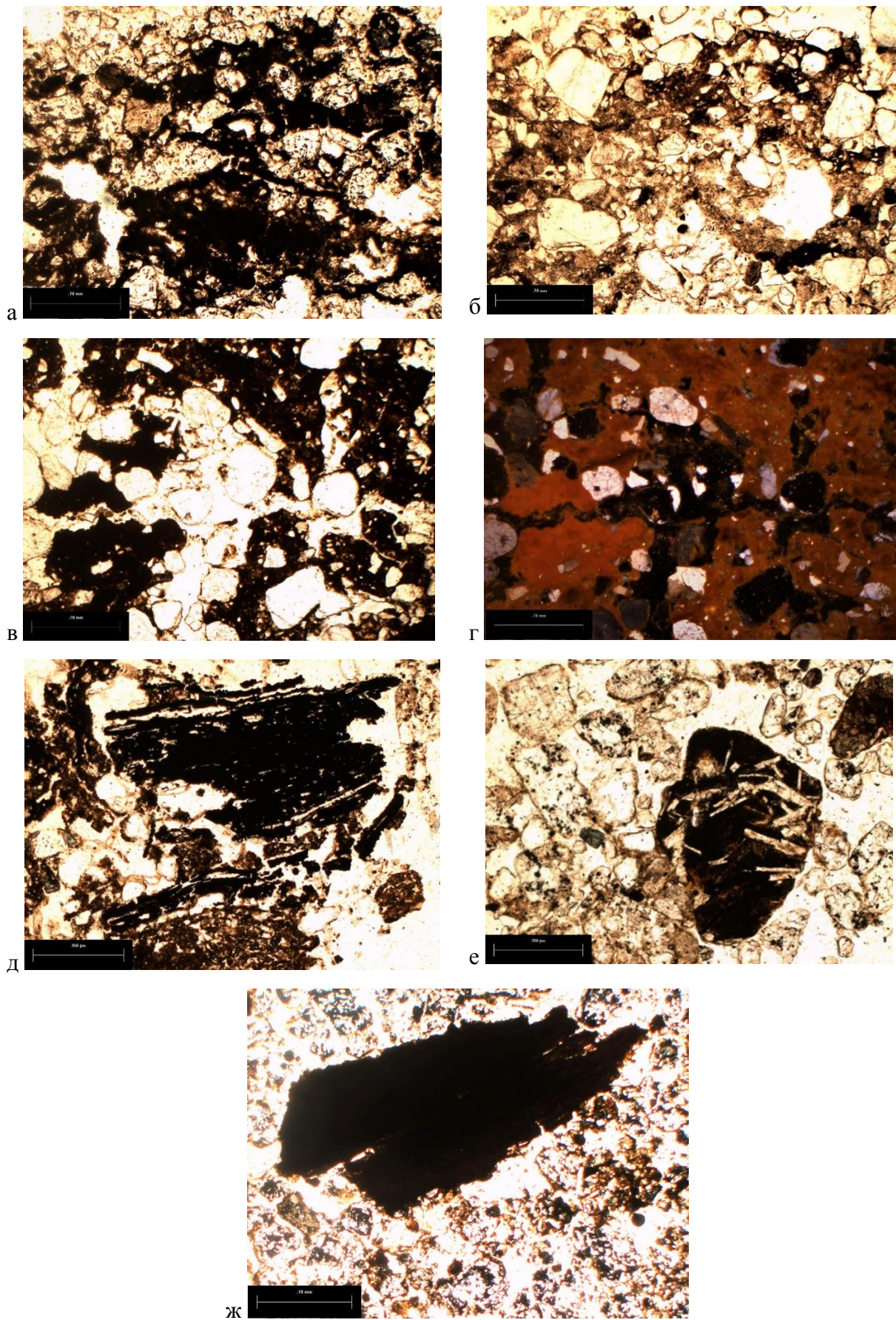


Рисунок 5.12 – Микроморфология разреза Пюльки 4  
(Фото Куликовой Т.С.)

Полученная из датировка органического вещества из бурой окантовки клина показала возраст 9520 +/- ВР. Были рассмотрены разные типы заполнения, чтобы понять какие почвенно-осадочные процессы происходили. В шлифах из горизонтов палеопочв замечено обилие слабо- и среднеразложившихся растительных остатков, частично сохранивших клеточное строение. Они встречаются и в минеральных горизонтах, в которых наблюдаются процессы оглеения, при этом часто деформированы. Минеральный скелет этих горизонтов характеризуется неравномерным распределением частиц разного размера: скопления песчаных зерен (часто имеющие кольцевую форму) соседствуют с микрозонами, обогащенными тонкодисперсным пылеватоглинистым материалом. Довольно многочисленны железистые новообразования разнообразной формы: микроконкреции, стяжения, пятна и полосы. Эти новообразования иногда деформированы

Результаты радиоуглеродного датирования органического вещества показали возраст  $35170 \pm 350$  лет для верхней палеопочвы Белой Горы, что позволяет соотнести ее со второй половиной Морской Изотопной Стадии (МИС) 3 – каргинскому термохрону. Нижняя палеопочва Белой Горы имеет запредельную для радиоуглеродного метода датировку. Поэтому для нижней палеопочвы была получена датировка уран-ториевым методом и составила 105 000 лет, Также получены данные, спорово-пыльцевых спектров из данного уровня (Л. Шумиловских) [80], которые указывают на присутствие относительно «теплых» таежных растительных сообществ.

При интерпретации разреза было отмечено полное отсутствие слоев с классическими признаками ледникового осадконакопления позднеплейстоценового возраста. Выделяется ряд признаков, непосредственно связанных с криогенезом, часть которых сосредоточена в палеопочвенных уровнях. Это такие прямые признаки криогенных процессов как деформация гумусового горизонта за счет криотурбаций, формирование псевдоморфоз по ледяным жилам, а также криогенная разделение зерен скелета, деформация растительных остатков и их перемешивание с минеральным скелетом почвы, заметные на микроуровне. Эти явления можно рассматривать как эвидентные индикаторы палеокриогенеза.

Ряд других педогенных характеристик палеопочв были рассмотрены как латентные индикаторы древних криогенных обстановок. Полевое макро- и мезоморфологическое исследование демонстрирует резкое различие между современными почвами – автоморфными хорошо дренированными подзолами и палеопочвами. Последние характеризуются содержанием слаборазложившихся растительных остатков и оглеением в минеральных горизонтах (пятнистая окраска, железистые новообразования). Этот комплекс макро- и микроморфологических признаков характерен для переувлажненных (гидроморфных) почв, формирующихся в условиях плохого дренажа. Таким образом необходимо объяснить механизм формиро-

вания гидроморфных палеопочв в неблагоприятных для этого геоморфологических условиях высоких дренированных террас, а также резкое различие погребенных и поверхностных почв (подзолов без признаков гидроморфизма). Причина может быть в том, что древние почвы формировались при наличии многолетнемерзлого водоупора по суглинкам в более холодных климатических условиях, чем современные. Наличие льдистой мерзлоты могло оказаться препятствием для фильтрации влаги, что способствовало созданию условий для гидроморфного педогенеза в хорошо дренированных позициях – как это происходит и в настоящее время в зоне многолетнемерзлых пород, где формируются оглеенные тундровые и мерзлотно-таежные почвы.

Палеопочвы (Белая гора) характеризуются наличием слабо разложившихся растительных остатков и оглеением в минеральных горизонтах (пятнистая окраска, железистые новообразования). Эти признаки характерны для переувлажненных (гидроморфных) почв, формирующихся в условиях затрудненного дренажа, в то время как современные почвы находятся на высоких дренированных террасах и не обладают признаками гидроморфизма. Причиной формирования гидроморфных палеопочв могло служить наличие многолетнемерзлого водоупора по суглинкам в более холодных климатических условиях, чем современные. Мерзлота могла быть препятствием для просачивания влаги и создавать условия для гидроморфного педогенеза даже в хорошо дренированных позициях. В настоящее время в зоне распространения многолетнемерзлых пород, за счет мерзлотных водоупоров формируются оглеенные тундровые и мерзлотно-таежные почвы.

Подобная интерпретация ранее была предложена для оглеенных позднеплейстоценовых палеопочв в лессовых разрезах Австрии [83]. В случае палеопочвы соответствующей МИС5 фаза холодного гидроморфизма могла иметь место в поздних более «холодных» подстадиях, составляющих переход к МИС4 – зырянскому криохрону. К его началу относятся вышеупомянутые крупные псевдоморфозы по жильному льду, которые секут нижний педокомплекс в разрезе Белая Гора. Исследование палеопочв, таким образом, выявило сочетание эвидентных и латентных криопедогенных индикаторов.

Также интересным маркирующим горизонтом является слой, включающий в себя валунно-галечный материал, благодаря которому сторонники ледниковой теории приписывали Сибирским Увалам роль конечной морены. Проведенный макроанализ валунно-галечного материала, под руководством профессора Томского Государственного Университета В.П. Парначева, говорит о соответствии данного каменного материала породам траппового плато.

К обнаруженным палеокриогенным признакам относятся псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, осложняющие строение разрезов. Эти признаки указывают на развитие на исследуемой территории многолетнемерзлых пород и связаны с криохронами



МИС2 и МИС4. Хорошо сохранившиеся псевдоморфозы с гумусовой окантовкой обнаружены в верхней части разреза Пюлькы, описание которых дано выше.

Морозобойное растрескивание – процесс образования трещин (поверхностных и внутренних) в результате действия напряжений, возникающих в массиве мерзлого грунта вследствие его сжатия при охлаждении [10]. Трещины обычно возникают на поверхности и проникают вглубь массива. В плане они выглядят как полигоны. Многократное повторение процесса морозобойного растрескивания мерзлого массива пород приводит к появлению особых форм рельефа [20]. Такой рельеф характерен для Чарской котловины, где полигональные структуры замечены на террасе правого берега реки Чара, а также для севера Западной Сибири. Для районов с континентальным климатом характерны размеры сторон полигонов от 0,5-2 до 10-12 м. Трещины глубоко проникают в мерзлые породы, их глубина может достигать 3-4 м и более. Ширина трещин на поверхности обычно не превышает 5-10 см. Результатом морозобойного растрескивания в данном регионе является образование повторно-жильных льдов (Рисунок 5.13).

Развитие на изучаемой территории повторно-жильных льдов в плейстоцене также указывает отсутствие покровного оледенения, причем псевдоморфоза в разрезе «Пюлькы» находится в среднезернистых песках, что подразумевает очень низких температурах воздуха и грунтов в период формирования. Полученная датировка показывает, что повторно-жильные льды в террасе реки Пюлькы образовывались в сартанском криохроне,. Обнаруженная псевдоморфоза в разрезе на реке Вах, залегающая на глубине 18 метров, заполнена палеопочвой казанцевского возраста. В любом случае повторно-жильные льды не могут образовываться под ледниками, развитие которых как раз приходится на эпохи климатического похолодания



Рисунок 5.13 - Полигонально-жильный лед. Правый берег реки Чара. Забайкальский край  
(Фото Куликовой Т.С.)

По облику псевдоморфозы и данным полученным из палеопочвы можно предположить, что обстановка Сарганского времени на территории Сибирских Увалов была примерно такой же, как в районе Чарской котловины - среднегодовая температура воздуха  $-6,9^{\circ}\text{C}$ , по данным сайта <http://www.pogodaiklimat.ru/>. Проведенный автором микроморфологический анализ палеопочв позволил определить их генезис, выявить следы криогенного воздействия.

### Вывод

Изучение и интерпретация литологического состава Сибирских Увалов, а также исследование палеокриогенных и палеопочвенных процессов и их проявлений, дает основу для формирования новой палеоэкологической модели, объясняющую природную обстановку региона в четвертичное время.

## ГЛАВА 6 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный автором анализ литературных фондовых, компилятивных и других источников показывает, что история развития севера Западной Сибири является предметом для споров даже в изложении официальных мнений геологических организаций, проводящих на данной территории государственную съемку. Можно выделить три подхода к эволюции данной территории

Изначально считалось, что вся территория севера Западной Сибири находилась под воздействием трансгрессий со стороны Северного Ледовитого океана. Теория ледово-морского переноса объясняет происхождение четвертичного чехла осадочных пород и разнос отдельных скоплений валунно-галечного материала посредством транспортировки их айсбергами. Параллельно с этой теорией развивалась концепция материкового оледенения Западной Сибири [2, 3, 68] как аналог существовавшего Скандинавского щита в Европе. Эти две концепции сосуществовали до настоящего времени, хотя большая часть геологов придерживались ледниковой концепции [1, 2, 3, 4]. Тем не менее теория маринизма в последние годы усилила свои позиции. Она была освещена в фундаментальных трудах многих исследователей Шполянская, Стрелецкая, Чвардинский [54, 59].

В настоящее время сотрудниками ИКЗ СО РАН и ТюмГУ разрабатывается новый подход к вопросу о событиях на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене. С этой позиции исследуемая территория рассматривается как результат саморазвития речной сети и формирования мощной седиментационной толщи при фоновом многолетнем промерзании горных пород. Наличие валунного материала такая концепция объясняет ледово-речным разносом – процессом, описанным еще в в. М.В. Ломоносовым для сибирских рек [32]. Этот процесс представляется возможным из-за регулярных высоких (до 20, а иногда до 30 метров) паводков Енисея. Поэтому такие льдины могут транспортировать каменный материал с правого берега Енисея и переносить его через невысокий водораздел на левом берегу согласно схеме В.С. Шейнкмана [56].

Автором были проработаны данные концепции при непосредственном участии в вышеозначенных экспедициях под руководством В.С. Шейнкмана. В результате анализа всего материала и проработки полученных данных наиболее правомерной служит концепция, освещенная в последних работах В.С. Шейнкмана, С.Н. Седова и их коллег [55, 56, 57, 58, 77]. В ее пользу указывают следующие данные.

В геоморфологическом плане Сибирские Увалы представляют собой невысокую гряду, протягивающуюся в субширотном направлении от Урала до Енисея. В составе отложений изредка встречается валунно-галечный материал, который описывался сторонниками мате-

риковых оледенений как морена древнего ледника. Север Западной Сибири представляет собой слабо расчлененную равнину, открытую для морских трансгрессий со стороны Северного Ледовитого океана. Эти наблюдения способствовали развитию теории маринизма. В основании большинства террас, находятся неогеновые морские осадки, об этом свидетельствуют найденные в них остатки микроорганизмов. Тем не менее вопрос о том насколько оправданы эти два подхода остаются спорными по ряду положений.

- 1) По данным актуальных полевых наблюдениям гряда Сибирских Увалов сложена комплексом типичных аллювиальных наносов. Валунный материал вкраплен в верхнюю часть террас и видимо проявляется только на косах при вымывании его временными водотоками.
- 2) В теле террас постоянно обнаруживались объекты, отражающие тектоническую структуру. Также глубокий врез речной сети может быть объяснен неотектоническим поднятием территории.
- 3) Макро и микроморфологический анализ палеопочв указывает на то, что данные почвы подвергались воздействию криогенеза, вызванного наличием в определенные геохронологические промежутки многолетнемерзлых пород.

В ходе исследования следов морских и ледниковых отложений обнаружено не было. Отдельно автор считает необходимым остановиться на обнаруженных палеопочвах, которые впервые были обнаружены вышеупомянутой экспедицией и стали сенсационной находкой, поскольку в условиях превалирования ледниковой концепции наличие и сохранность древних почв возможным не представлялось. Хорошо изученные палеопочвы описаны в работах Закиных [22], но находятся гораздо южнее. Также широко известны палеопочвы южной части Сибири, в среднем течении р. Обь, в изучении которых автор также принимал участие в период прохождения школы по палеопочвоведению под руководством М.И. Дергачевой.

В исследуемых разрезах Сибирских Увалов древние почвенные профили были обнаружены во многих местах, в опорном разрезе Белая Гора обнаружено несколько педокомплексов обозначенных в предыдущей главе. Их происхождение указывает на то, что формирование почв на данной территории проходило закономерно. Извлеченная из палеопочв МИС 3 и МИС 5 информация характеризует процессы педогенеза в условиях, принципиально отличающегося от современного (в условиях спорадической мерзлоты). Непосредственно на участке работ мерзлота встречена не была.

В верховьях реки Таз, на тех же абсолютных отметках, при зачистке разреза Пюлькы были обнаружены аналогичные холодные гидроморфные почвы, окаймляющие поверхность хорошо выраженной псевдоморфозы по маломощным повторно-жильным льдам, предположительно сартанского возраста, на что указывают полученные аналитические данные, дати-

ровки палеопочв. По облику псевдоморфозы и данным полученным из палеопочвы можно предположить, что обстановка Сартанского времени на территории Сибирских Увалов была примерно такой же, как в районе Чарской котловины. Проведенный автором микроморфологический анализ палеопочв позволил определить их генезис, выявить следы криогенного воздействия.

### Вывод

Автором были проработаны данные концепции при непосредственном участии в вышеозначенных экспедициях под руководством В.С. Шейнкмана. В результате анализа всего материала и проработки полученных данных наиболее правомерной служит концепция ледово-речного разноса, которая рассматривает Сибирские Увалы как систему речных террас, образованную в результате неотектонического поднятия

Чтобы усилить эту гипотезу, следует провести более продолжительные палеопедологические, палеокриогенные и другие исследования в этом еще недостаточно изученном регионе. В продолжении этой работы автором будут проводиться исследования по выявлению педогенных индикаторов криогенеза в других районах Сибирских Увалов, для воссоздания полной и убедительной картины событий позднего плейстоцена на территории севера Западной Сибири.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результатом выполненной работы стали следующие выводы и утверждения:

- 1) Сибирские Увалы - сложно построенная система Обских террас. Основная их часть была сформирована в результате субширотного неотектонического поднятия блока земной коры на правом берегу Средней Оби в конце позднего плейстоцена.
- 2) Эратический материал, включенный в отложения Сибирских Увалов, соответствует породам траппового плато
- 3) Проведенный анализ палеокриогенных и палеопочвенных индикаторов природных обстановок указывает на отсутствие на данной территории покровного оледенения
- 4) В позднеплейстоценовых осадочных толщах Западной Сибири хорошо сохранились палеопочвы, соответствующие МИС3 и МИС5, что подтверждается датами  $C14$  и  $U / Th$ .
- 5) Палеопочвы содержат признаки воздействия криогенных процессов, а также оглеения, обусловленное вечной мерзлотой.

Изучение и интерпретация литологического состава Сибирских Увалов, а также исследование палеокриогенных и палеопочвенных процессов и их проявлений, дает основу для формирования новой палеоэкологической модели, объясняющую природную обстановку региона в четвертичное время.

Касательно палеогеографических реконструкций следует сказать, что хронологическая структуризация четвертичных событий – важнейшая составляющая процесса обобщения накопленного опыта в науках о Земле, поскольку на основе временной шкалы строится системное упорядочивание данных.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6, с. 792-799.
2. Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Доклады Академии наук СССР. 1976. Том 231. № 5. С.1178-1181.
3. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 69, 2009, с. 8-24.
4. Астахов В.И., Файнер Ю.В. Следы движения плейстоценовых ледников в Приенисейской Сибири, ДАН, 1975 т. 224, № 5, 1145 с.
5. Брызгалова М.М., Биджиев Р.А. История морских бассейнов севера Западной Сибири в плейстоцене // Известия АН СССР, сер. географ., 1986, № 1, с. 81-93
6. Бялко А.В. Наша планета — Земля. — М.: «Наука», 1983. — С. 192 — 199. — 208 с.
7. Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Динамика палеокриогенной зоны Европы в позднем плейстоцене // Общее мерзловедение. Но восибирск, Наука, 1978, с. 249– 255.
8. Величко А.А., Нечаев В.П. Методы палеоклиматических реконструкций // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М., ГЕОС, 1999, с. 8–20.
9. Величко А.А. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, О.М. Порожнякова. М., Наука, 1996
10. Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. 1975. С. 7-25.
11. Величко А.А. Развитие мерзлотных процессов в верхнем плейстоцене // Лесс–перигляциал–палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., ИГАН, 1969, с. 429–438.
12. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Современное состояние концепции покровных оледенений // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, вып. 3, с. 21–33.
13. Воронов П.С. Новые данные об оледенении и четвертичных отложениях Центрального Пай-Хоя. «Тр. НИИГА», т. 19, Л., 1951.
14. Герасимов И. П. Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М., «Наука», 1976.
15. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов. М.: Высшая школа, 1988. 328 с.

16. Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Аникина Н.Ю., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Куприянова Н.В., Максимов Ф.Е., Полякова Е.И., Пушина З.В., Степанова Г.В., Облогов Г.Е. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС 5) Енисейского севера // Геология и геофизика. 2016. № 4. С. 743-757.
17. Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707-710.
18. Дарвин Ч. Заметка о валуне, который видели на айсберге под 61 градусом южной широты / Сочинения. Т.2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939, С. 565-566.
19. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. М.: Владос, 2001. 384 с
20. Ершов Э.Д. Деформации и напряжения в промерзающих и оттаивающих породах. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985.167с.
21. Еськов К.Ю. История Земли и жизни на ней: От хаоса до человека. М.: НЦ ЭНАС, 2004. 312 с.
22. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене // Новосибирск: Академическое издательство «Гео», - 2012. - 477 с.
23. Каплина Т.Н., Романовский П.Н. О псевдоморфозах по полигональному льду // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Наука, 1960, с. 47–59.
24. Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М., Наука, 1974, 255 с.
25. Ковда В.А., Розанов Б.Г. (ред.) Почвоведение. Часть 1 Почва и почвообразование. М.: Высш. школа, 1988. - 400 с.
26. Кондратьева, Дунаева, и др. Объяснительная записка к геокриологической карте масштаба 1:2500000/ Министерство геологии СССР ПГО «Гидроспецгеология», 1991, - 126 с.
27. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1994, 135 с.
28. Котляков В.М. Криосфера и климат // Экология и жизнь, – 2010. - № 11. – С. 51-60.
29. Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде / Зап. РГО. Т.7, 1876, 905 с
30. Кузин И.Л. Мифы и реалии учения о материковых оледенениях. С-Пб., Издательство СЗНИИ “Наследие”, 2013, 178 с.
31. Лайель Ч. Основные начала геологии / пер. с англ. А. Мин — М.: Изданиекниготорговца А. И. Глазунова, 1866. — в 2-х т.



32. Ломоносов М. В. О слоях земных // Первые основания металлургии или рудных дел. СПб: тип. ИАН, 1763. Прибавление 2. С. 237—416.
33. Лопатин И.А. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири. «Зап.АН», 1876, т. XXIX, прилож. № 1.
34. Мельников В.П. Новейшие явления, концепции, инструментарий как фундамент для старта к новым горизонтам криологии // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI, № 4. С. 3–9.
35. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ; Ред. техн.-теорет. лит., 1939
36. Обручев В. А. Избранные работы по географии Азии. — М., 1951. — Т. 3.
37. Обручев В.А. Оледенение Северной Азии // Природа. 1930. № 5. Стлб. 459-472 : карт.
38. Писарев Г.Ф., Датский Н.Г. Вечная» мерзлота и условия строительства в Усинской лесотундре Северного края // Л.: Изд-во АН СССР. 1934.126 с.
39. Попов А.И. Четвертичный период Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., 1959, С. 360-384.
40. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология М.: Изд-во МГУ, 1985. - 239 с
41. Попов А.П. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд.1. МГУ, 1967, с.304.
42. Раковская Э.М., Давыдова М.И. Физическая география России. Часть 2. Азиатская часть, Кавказ и Урал. М., 2001.
43. Рогов В.В. Основы криогенеза. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 203 с.
44. Розанов Б.Г. Морфология почв. Издательство: МГУ, 1983 г. УДК: 577.4. 320 стр.
45. Самойлова Е.М., Толчельников Ю.С. Эволюция почв. М.: Изд. МГУ, 1991. 89 с.
46. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. JL, М., Водтрансиздат, 1953, 627 с.
47. Седов С.Н., Шейнкман В.С. Палеопедологическая криотрасология: почвенные индикаторы позднеплейстоценового криолитогенеза в Европе и Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции. Под ред. В.П.Мельникова и Д.С.Дроздова. – Тюмень: Изд-во Эпоха, - 2015. - С. 341-344.
48. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах Тула: Гриф и К, 2005. - 336 с.
49. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1978.— 320 с.

50. Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва-память и почва-момент // Математическое моделирование в экологии. М., Наука, 1978, с. 17–33.
51. Троицкий С.Л. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения // Мат. к обоснованию стратиграф. схемы четвертичных отложений Зап.-Сиб. низменности. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1967, с. 8-19.
52. Тумель, Н. В. Геоэкология криолитозоны : учебное пособие для бакалавриата и магистратуры / Н. В. Тумель, Л. И. Зотова. — 2-е изд., испр. и доп. — М. : Издательство Юрайт, 2018. — 220 с. — (Серия : Бакалавр и магистр. Академический курс). — ISBN 978-5-534-04227-6.
53. Фотиев С.М. Криохроны и термохроны юга Сибири за последние 5 миллионов лет (палеогеокриологическая интерпретация результатов исследований донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 1, с. 13–27.
54. Чувардинский В.Г. Было ли материковое оледенение? Мифы и реальность. Lambert Academic Publishing. 2014. 284 с.
55. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири в сибирской системе природных льдов // География и природные ресурсы, - 2014. - № 3. - С. 22–31
56. Шейнкман В.С., Седов С.Н. Сибирские Увалы – ключ к пониманию событий позднего плейстоцена в Западной Сибири // Лед и снег, 2014
57. Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Четвертичное оледенение Сибири и особенности его формирования в условиях криолитозоны // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований, Ростов-на-Дону, изд-во ЮНЦ РАН, 2013, с. 696-698.
58. Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначёв В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западной Сибири в квартере // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484.
59. Шполянская Н.А. Палеогеография плейстоцена Российской Арктики на основе анализа подземных льдов // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 2. С. 12-25.
60. Атлас СССР. – М.: ГУГК, 1983.
61. Геокриологический словарь. М.: ГЕОС, 2003, 140 с.
62. Позднеплейстоценовые энтомокомплексы разреза Белая Гора (Западная Сибирь, р. Вах) и их экологическая характеристика / Е. В. Зиновьев [и др.] // Евразийский энтомологический журнал. - 2016. - Т. 15, вып. 5. - С. 483-498.

63. Сибирские Увалы // Словарь современных географических названий / Рус. геогр. о-во. Моск. центр; Под общ. ред. акад. В. М. Котлякова. Институт географии РАН. — Екатеринбург: У-Фактория, 2006.
64. Agassiz L, 1837. Des glaciers, des moraines, des blocs erratiques. Act. S. Helv., Verh. Schweiz. Naturf. Ges., 32(20): 10–48.
65. Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerius, G. Stoops, T. Tursina, and U. Babel. . Handbook for Soil Thin Section Description. 1985 Waine . Research Publication, Wolverhampton. 152 p
66. Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. J. Geol. 63, 538–578.
67. Grosswald, M.G., Hughes, T.J., 2002. The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 21, 121–146.
68. Murchison R.I., Sedgwick A. On the structure and relations of the deposits contained between the Primary rocks and the Oolitic Series in the north of Scotland // Trans. Geol. Soc. London. 1829. Vol. 3. P. 125-160.
69. Учебное пособие по дисциплине «Палеоклиматология» КРАСНОЯРСК 2007
70. Dodonov, A. E., Sadchikova, T. A., Sedov, S. N., Simakova, A. N., & Zhou, L. P. (2006). Multidisciplinary approach for paleoenvironmental reconstruction in loess-paleosol studies of the Darai Kalon section, southern Tajikistan . Quaternary International, 152–153(3), 48–58
71. Kokkonen P. Beobachtungen über die Struktur des Bodenfrostes. «Acta forestialiafinnica», 1926, vol. 30, Nr. 3.
72. Murphy, C.P., 1986. Thin Section Preparation of Soils and Sediments. A B Academic Publishers, Herts, UK
73. Petit, J.R. et al., Paleoclimatological implications of the Vostok core dust record. Nature, 343: 56-58, 1990.
74. Penck A, Brückner E, 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Tauchnitz, volume 1–3.
75. Rusakov A., Sedov S. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, linkages to the landscape evolution // Quaternary International, - 2012. - V.265. – P. 126–141.
76. Saks, V.N., 1953. Четvertichniy period v Sovetskoy Arktike. Gidrometeoizdat, Moscow – Leningrad, p. 627.
77. Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // Catena, - 2016. - № 146, - P. 38-47.
78. Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and a 106 year scale. Quaternary Research, 3, 39-55.

79. Shackleton, N.J. (1977). The oxygen isotope stratigraphic record the late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 280, 169-179.
80. Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinoviev E., Golyeva A. First results from the Late Pleistocene paleosols in the North of Western Siberia: indicators of pedogenesis and records of environmental change // *Quaternary International*, - 2016.
81. Sheinkman V.S. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quaternary International*, - 2016.
82. Svendsen J.I., Alexandersson H., Astakhov V., Demidov J., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjaer K., Larsen E., Lokrantz H., Luunka E.P., Lysa A., Mangerud J., Maslenikova O., Matioushkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Saarnisto M., Siegert M., Stein R., Spielhagen R. Ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, - 2004. – V. 22, - P. 1229-1271.
83. Terhorst, B., Sedov, S., Sprafke, T., Peticzka, R., Meyer-Heintze, S., Kühn, P., SolleiroRebolledo, E., 2015. Austrian MIS 3/2 loess–palaeosol records — key sites along a west–east transect. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 418, 43–56..
84. Van Vliet-Lanoë, B., 2010. Frost Action. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation Of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, pp.81–108.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А.1 – Геологическое описание горизонтов отложений разреза Белая Гора.

| №      | Горизонт | Мощность, м | Интервал глубин, м      | Описание   |
|--------|----------|-------------|-------------------------|--|
| 1      | I (O)    | 0,03        | 0-0,03                  | Лесная подстилка. Полуразложившаяся хвоя сосен. Цвет черный от пожара двухлетней давности. Много корней, идущих горизонтально. Переход резкий, граница ровная  |
|        | II (E)   | 0,05-0,49   | 0,03-0,08(0,57)         | Песок белый средний рыхлый. Меньшее количество корней в нижней части. Переход четкий. Граница неровная, языковатая   |
|        | III (Bh) | 0-0,3       |                         | Песок средний. Повторяет границы вышележащего слоя, имеет кофейный цвет. Под языками мощность наибольшая. Иногда прерывается   |
|        | IV (Bf)  | 0,47        | 0,08-0,55               | Песок средний бурый. Переход неясный. Граница волнистая, местами мелко-языковатая. Мелкие марганцевые стяжения   |
|        | V (Bc)   | 0,37-0,65   | 0,55-0,92(1,20)         | Песок средний слоистый. Окраска неравномерная от светло-серого до буроватого. Отдельные слои бурого цвета. Повсеместно встречаются железо-марганцевые стяжения. Единичные корни. Белые пятна, оконтуренные каймой кофейного цвета  |
|        | VI (C)   | 1,73        | 0,92-2,65               | Песок средний слоистый однородный  |
| 2      | VII      | 0,90        | 2,65-3,55               | Глина серая с тонкими линзами и прослоями ожелезненного среднезернистого песка. Через каждые 20см слой песка толщиной до 3см. Песок разделяет толщу на 4 слоя глин. С каждого слоя глин взяты образцы, а также один образец из песка между глиной 3 и 4.                           |
|        |          |             |                         | VII. 1   |
|        |          |             |                         | VII. 2   |
|        |          |             |                         | VII. 3   |
|        |          |             |                         | VII. 3-4   |
| VII. 4 |          |             |                         |  |
| 3      | VIII     | 1,00        | 3,55-4,55               | Глина пылевато-сизая с прослоем палеопочвы. Редкие следы ожелезнений. Тонкий прослой палеопочвы (4,05) загнут криотурбацией  |
| 4      | IX       | 0,70        | 4,55-5,25               | Песок серый средний слоистый   |
| 5      | X        | 0,90        | 5,25-6,15               | Песок мелкий с галькой и валунами. Переслаивание сизого и рыжего песка. Размер гальки 5-10 см, слабоокатана  |
| 6      | XI       | 0,25        | 6,15-6,40               | Песок серый средний с гравием, редко галькой   |
| 7      | XII      | 0,30        | 6,40-6,70               | Песок гравелистый рыжий с включениями мелкой гальки  |
| 8      | XIII     | 1,00        | 6,70-7,70               | Песок серый крупный слоистый с включениями мелкой гальки и железистыми пятнами   |
| 9      | XIV      | 0,05        | 7,70-7,75               | Песок крупный темно-серый с гравием  |
| 10     | XV       | 1,25        | 7,75-9,00               | Глина серая с тонкими слоями песка и суглинка. Многочисленные следы ожелезнений  |
| 11     | XVI      | 5,00        | 9,00-14,00              | Песок серый мелкий с субгоризонтальной слоистостью   |
| 12     | XVII     | 0,40        | 14,00-14,40             | Глина серая однородная неслоистая  |
| 13     | XVIII    | 0,80        | 14,40-15,20             | Песок серый средний слабослоистый. Следы ожелезнений. В нижней части (около 2 см) песок сильно ожелезнен, имеет ярко-бурый цвет  |
| 14     | XIX      | 1,50        | 15,20-16,70             | Глина серая со следами ожелезнений   |
| 15     | XX       | 1,00        | 16,70-17,70             | Педокомплекс. (15см - Bg) Чередование бурых, серых и сизых линз пылеватых суглинков с петельчатой конфигурацией. Нижняя граница резкая. (1-3см - 2Т) Черный торф. (Остальное - AG) Темный сизо-серый суглинок оторфованный с растительным детритом и мелкими фрагментами древесины |
| 16     | XXI      | 2,00        | 17,70-19,70             | Глина темно-серая неслоистая   |
| 17     | XXII     | 0,75        | 19,70-20,45             | Песок от мелкого до крупнозернистого с редкими включениями гальки, косослоистый. Переслаивание серых и рыжих слоев   |
| 18     | XXIII    | 10,25       | 20,45-30,70 (урез воды) | Песок серый мелкий слоистый  |