

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт географии Российской Академии наук (ИГ РАН)

На правах рукописи



Уткина Анна Олеговна

**ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ ВОЛГИ В ЯРОСЛАВСКО-
КОСТРОМСКОМ РЕГИОНЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ**

Специальность 1.6.14. – Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
член-корреспондент РАН
доктор географических наук
Панин Андрей Валерьевич

Москва, 2025

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Представления о строении и развитии бассейна верхней Волги	8
1.1 Физико-географические условия развития бассейна	8
1.1.1. Общая характеристика	8
1.1.2. Структурный план и геологическое строение	9
1.1.3. Рельеф	13
1.2. Существующие представления об истории развития долины	17
1.2.1. Гипотезы происхождения долины	17
1.2.2. Озерные водоемы в бассейне верхней Волги	29
1.2.3. Влияние гляциоизостатических деформаций на развитие бассейна верхней Волги	33
1.2.4. Проблема положения и возраста максимальной границы Скандинавского ледникового покрова	42
1.2.5. Возможные механизмы формирования долин прорыва верхней Волги ...	47
Глава 2. Используемые методы	54
2.1. Геоморфологические и литологические методы	54
2.1.1. Полевые исследования	54
2.1.2. Камеральные методы.....	55
2.2. Методы геохронологии	58
2.2.1. Люминесцентное датирование: причины выбора и основы метода.....	58
2.2.2. Основные сложности люминесцентного датирования	62
2.2.3. Методика люминесцентного датирования.....	73
2.3. Компьютерное моделирование гляциоизостатических деформаций	77
2.3.1. Модель ICE.....	77
2.3.2. SELEN 4.....	80
Глава 3. Геолого-геоморфологическое строение долины верхней Волги	84
3.1. Долина Волги на участке Рыбинск-Тутаев.....	85
3.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика участка Рыбинск-Тутаев.	85
3.1.2. Строение долины Волги в районе г. Рыбинска	94
3.1.3. Строение долины Волги в районе г. Тутаева.....	113
3.2. Долина Волги на участке Кострома-Плёс	125
3.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика участка Кострома-Плёс.	125
3.2.2. Строение Ярославско-Костромской низины	127

3.2.3. Строение долины Волги на выходе из Ярославско-Костромской низины	130
3.2.4. Строение долины прорыва у г. Плёса.....	141
3.2.5. Строение долины Волги ниже г. Плёса	146
Глава 4. Гляциоизостатические деформации в бассейне Волги в последнюю ледниковую эпоху	149
4.1. Гляциоизостатические деформации по данным различных моделей	149
4.1.1. Модель ICE-5G и ICE-6G.....	149
4.1.2. Моделирование с использованием SELEN 4 без изменения параметров	153
4.2. Моделирование с использованием уточненных данных об оледенении	156
4.2.1. Актуализация данных о границе оледенения	156
4.2.2. Результаты моделирования с уточненными границами оледенения	157
Глава 5. Строение и история развития долины Волги в Ярославско-Костромском регионе.....	166
5.1. Возраст долины Волги.....	166
5.2. Генезис и возраст разновысотных террас в долине Волги	174
5.3. Люминесцентный возраст отложений и его соотношение со временем седиментации.....	182
5.4. Роль гляциоизостатических деформаций в развитии долины Волги	192
5.5. История формирования долины Волги на участке от г. Рыбинска до г. Кинешмы.....	196
Заключение	200
Благодарности	203
Список литературы.....	205
Приложения	229

Введение

Долина Волги, одной из крупнейших рек мира, на протяжении многих лет находится в центре внимания исследователей как один из наиболее важных объектов палеогеографического изучения Русской равнины. Несмотря на многолетнюю историю изучения, до сих пор существует большое количество дискуссионных вопросов, касающихся возникновения и эволюции долины Волги. В литературе принято подразделять бассейн Волги на три разновозрастные части: верхнюю, среднюю и нижнюю. Из этих частей наиболее молодой и, кроме того, наименее изученной является верхняя Волга. Верхней Волгой называют участок долины Волги от её истока и до устья р. Унжи. Предположений о её образовании существует много, однако в настоящее время достоверно известно, что на формирование долины верхней Волги оказали сильное влияние материковые оледенения севера Русской равнины в плейстоцене. Играя определяющую роль в формировании современного геоморфологического облика территории, плейстоценовые оледенения непосредственно затронули и формирование долины Волги.

Еще в 1930-е годы отмечалась возможность существования стока талых вод последнего оледенения по речной системе Волги и влияния этого процесса на формирование морфологии долины. Эти взгляды получили подтверждение и развитие, и в современных представлениях о развитии Волги существование спуска приледниковых озер по Волге и ее притокам является предметом дискуссий. Согласно представлениям, появившимся во второй половине XX века, и до сих пор поддерживающихся большинством ученых, в период максимальной стадии развития ледникового покрова, в перигляциальной зоне северной части центра Русской равнины в результате подпруживания ледником рек, имевших прежде направление стока к северу (прежде всего верховья Волги и другие крупные реки), возникла региональная система обширных подпрудных приледниковых озер. Ранее предполагалось, что окончательное формирование долины верхней Волги произошло в результате спуска вод приледникового озера, занимавшего на протяжении нескольких тысяч лет территорию ее современной долины. Согласно модели, этот прорыв произошел во время последней дегляциации (в бёллинге): воды озера «перепилили» местный водораздел, образованный моренной грядой

московского возраста, и были спущены на юг, в бассейн Оки. После того, как приледниковое озеро оказалось спущено, на его месте сформировалась речная долина верхней Волги. Предполагается, что это событие маркирует образовавшаяся на месте спуска вод озера долина прорыва у г. Плёса. Долинами прорыва называют те долины, которые были образованы в результате резко произошедшего события «перепиливания» водным потоком местного водораздела. По морфологии – это суженные участки долины с высокими коренными берегами и глубоко врезанным руслом, отсутствием террасовых уровней, пересекающие местный водораздел. На верхней Волге отмечаются две основные долины прорыва: в створе г. Тутаева (Ярославская обл.) и в створе г. Плёса (Ивановская обл.). В отличие от второй, гипотезы о времени и механизме формирования первой долины прорыва у г. Тутаева в литературе не приводится. До сих пор подробно не описано строение этих долин, не определены механизм, время формирования, а также влияние их образования на перестройки речной сети в бассейне верхней Волги.

Несмотря на популярность вышеописанной модели, последние исследования показывают, что наблюдается серьезный недостаток геолого-геоморфологических и геохронологических данных, которые бы подтверждали эту реконструкцию. На данный момент не существует подробного обоснования механизма прорыва, факторов, повлиявших на его образование, времени его формирования. Также отсутствуют достаточные доказательства существования в долине Волги приледниковых озер, достоверно не установлены их параметры, площади, а также пути стока и возможная связь с бассейнами речных систем. Кроме того, принятая в литературе модель формирования долины верхней Волги не подкреплена никакими геохронологическими данными: многочисленные радиоуглеродные даты, полученные в окрестностях долины верхней Волги, в основном были сделаны для микулинских отложений. Другие методы числового датирования в регионе не применялись. В современной палеогеографии выводы, не подкрепленные результатами датирования, зачастую признаются недостаточно обоснованными. В связи со всеми озвученными фактами вопрос о времени и механизме формирования долины верхней Волги остается открытым.

Из вышесказанного следует, что актуальность данного исследования обусловлена общим недостаточным обоснованием существующих

палеогеографических представлений о формировании и эволюции долины верхней Волги. Многие аспекты этого вопроса остаются не полностью изученными, и требуют отдельного внимания. Исследователями не принято определенной схемы эволюции приледниковых озер и стока ее вод по долине Верхней Волги и других крупных рек в связи с отсутствием четких доказательств. Тем не менее, с данными предположениями увязывается целый ряд палеогеографических концепций, в частности схемы изменения уровней Черного и Каспийского морей. Также с проблемой приледниковых озер связаны другие палеогеографические проблемы Русской равнины, одна из которых – установление максимальной границы последнего оледенения. Таким образом, решение обозначенной проблемы позволит не только установить механизм формирования долины Верхней Волги, но и ответить на некоторые вопросы палеогеографии региона в целом. Изучение вопросов истории развития долины дает ключ к пониманию того, какие процессы происходят в данный момент, как они происходят и как они будут происходить в будущем. Понимание механизмов этих процессов играет первостепенное значение для хозяйственного использования Волги, которое протекает очень активно и нуждается в новых данных для повышения эффективности – таким образом, актуальность этих исследований очевидна и с практической точки зрения.

Данная работа посвящена изучению участка верхней Волги, на котором расположены описанные выше долины прорыва – их связь с перестройками речной сети предполагает, что они должны являться ключевыми объектами при исследовании вопросов эволюции долины Волги. Таким образом, целью работы является установление возраста и реконструкция истории формирования долины Волги на участке от г. Рыбинска до г. Кинешмы. В задачи работы входит: 1) получение натурных данных о геолого-геоморфологическом строении долины на ключевых участках; 2) выполнение массовых количественных определений возраста отложений, слагающих долину, и установление на их основе возраста речных и озерных террас и других показательных форм рельефа; 3) оценка влияния гляциоизостатических движений земной коры на развитие долины; 4) реконструкция истории развития долины.

Работа состоит из пяти глав. В первой главе приводится обзор литературных источников, в которых рассматривается геолого-геоморфологическое строение

бассейна верхней Волги и то, какой, по представлениям исследователей, она была до последней ледниковой эпохи, а также вопросы существования и эволюции приледниковых озер. Во второй главе представлен обзор использованных методов, включая методику люминесцентного датирования. В главе 3 подробно рассматривается геолого-геоморфологическое строение долины на исследуемом участке по данным полевых исследований с привлечением архивных данных. В четвертой главе рассматриваются результаты моделирования гляциоизостатических деформаций. В главе 5 приводятся анализ и обсуждение результатов, а также подводятся итоги работы.

Для достижения указанных цели и задач в работе используются труды различных авторов, посвященных прежде всего непосредственно истории формирования и развития долины, а также отдельным ее аспектам: вопросам тектоники, геологии, геоморфологии исследуемого региона, палеогеографии Русской равнины в целом, на русском и английском языках. Также использованы фондовые материалы на ключевой участок долины и цифровые модели рельефа (ЦМР) для более подробной характеристики эволюции системы приледниковых озер и развития долины. В работе использованы результаты традиционных геолого-геоморфологических методов и методов геохронологических (преимущественно люминесцентного датирования).

Глава 1. Представления о строении и развитии бассейна верхней Волги

1.1 Физико-географические условия развития бассейна

1.1.1. Общая характеристика

Волга берёт начало на Валдайской возвышенности (Тверская область) и впадает в Каспийское море. Длина реки составляет 3530 км, площадь бассейна 1,361 млн км². По площади бассейна Волга занимает 1-е место в Европе и 5-е – в России. Участок реки от истока до устья Унжи традиционно называется верхней Волгой и является ключевым участком в данной работе. Основные притоки верхней Волги: Селижаровка, Тверца, Молога, Шексна, Унжа. Озерность бассейна верхней Волги составляет 6-10%. Река на этом участке зарегулирована, наиболее крупными водохранилищами являются Верхневолжское, Иваньковское, Угличское, Рыбинское (Хлевина, 2004).

Особенности географического положения изучаемой территории предопределили ее характерные черты. Территория верхней Волги располагается на Восточно-Европейской платформе (рис. 1.1). Климат верхней Волги умеренно континентальный, с холодной зимой и умеренно теплым летом. Здесь большое влияние оказывает западный перенос. В регионе более активна циклоническая деятельность, преобладают воздушные массы Атлантики, Арктического бассейна и сформировавшиеся в Европе. Это определяет неоднородность климатических условий и неоднозначность их динамики. Средняя температура января -12°C, июля – 18°C. Среднегодовая влажность 79%, осадков около 500–600 мм/год (максимум – летом). Температура воды реки Волги летом может достигать 18-20°C.

Волга относится к рекам с восточноевропейским типом водного режима: с весенним половодьем (апрель-июнь), низкой летней и зимней меженью и осенними дождевыми паводками (октябрь). Максимальные расходы воды проходят через 5–15 дней после начала половодья. Продолжительность половодья составляет в среднем 72 дня. В конце ноября Волга замерзает, а вскрывается в первой половине апреля. Среднегодовой расход воды на изучаемом участке составляет около 1110 м³/с. Среднегодовая мутность воды в верховьях Волги изменяется от 10 до 140 г/м³. Наибольшая мутность характерна для весеннего половодья, наименьшая – зимнего периода (Хлевина, 2004). Создание водохранилищ привело к значительному уменьшению мутности и стока взвешенных наносов (Беркович, 1992).

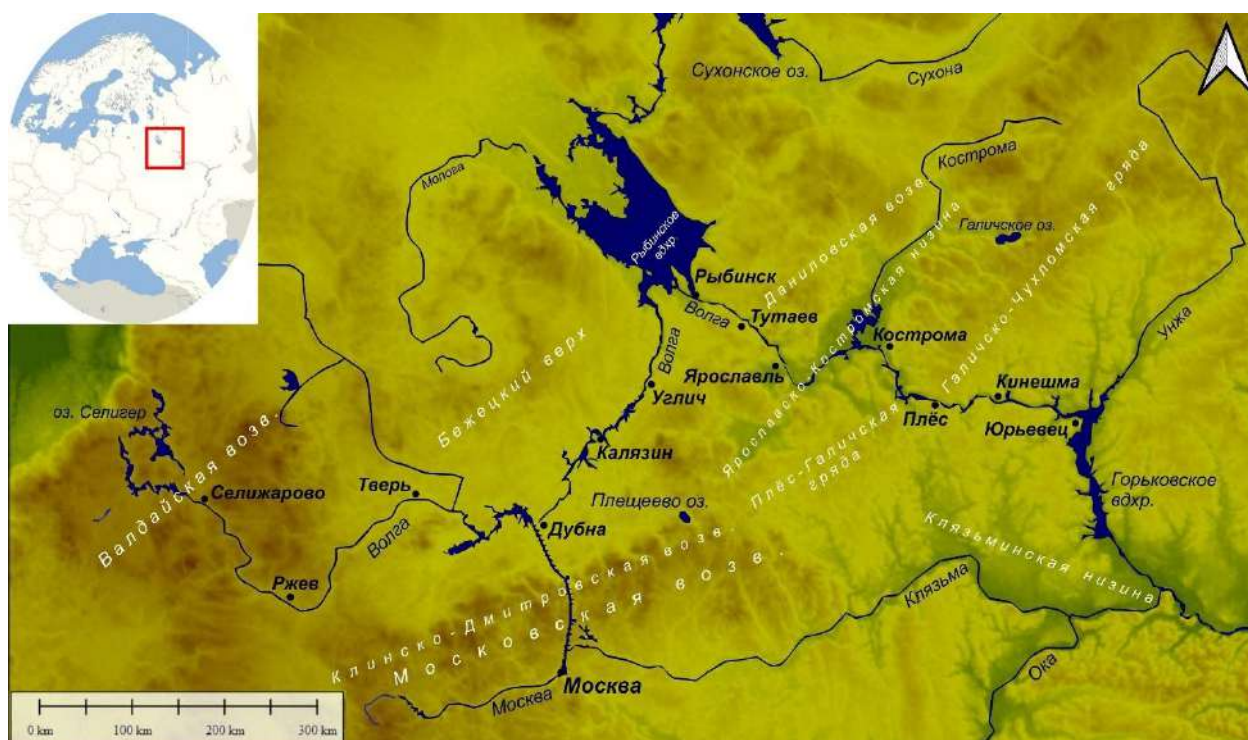


Рис. 1.1. Положение изучаемой части бассейна Волги.

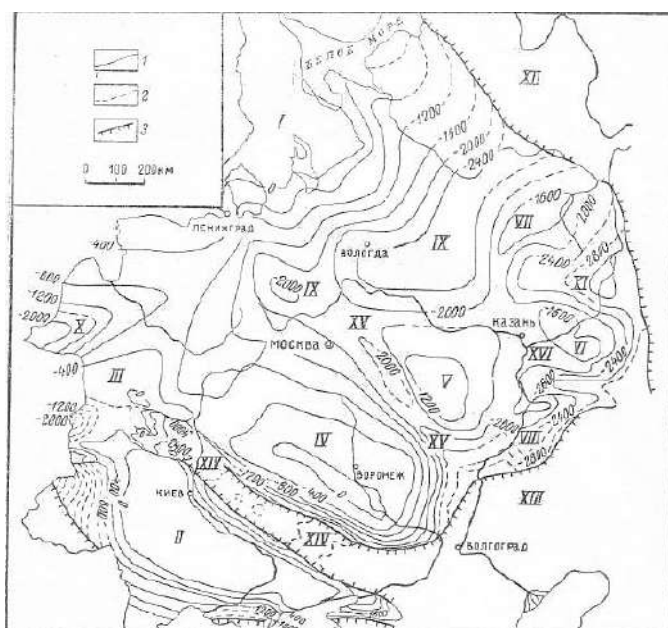
Большая часть бассейна Волги занята хвойными лесами и дерново-подзолистыми почвами. Южнотаёжные леса европейского типа протягиваются полосой от Валдая до северной части бассейна Камы (Хлевина, 2004).

1.1.2. Структурный план и геологическое строение

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы имеет блоковое строение, отражающееся в строении осадочной толщи и рельефе. Он сложен преимущественно архей-протерозойскими образованиями. Среди структур кристаллического фундамента, которые соответствуют долине верхней Волги, наиболее выделяется Московская впадина, общая площадь которой достигает 400–450 тыс. км². Кристаллический фундамент этой структуры сложен магматическими и метаморфическими породами архейского, ниже- и среднепротерозойского возраста (Геология СССР, 1971).

В современной структуре платформы выделяются несколько крупных положительных и отрицательных тектонических элементов (рис. 1.2). Долина верхней Волги расположена на территории одного из них – Московской синеклизы. Исток Волги находится в зоне ее крутого западного крыла (Обедиентова, 1977). Московская синеклиза является центральной частью депрессии Русской плиты. На северо-западе она ограничена Балтийским щитом, на юго-востоке – Воронежской и

Волго-Уральской антеклизой, на юго-западе – Белорусским выступом. Московская синеклиза осложнена валообразными зонами и подчиненными им локальными поднятиями. Западная ее часть осложняется Волго-Мстинской зоной поднятий, которая располагается в верховьях Волги. Центральная часть синеклизы осложнена Рыбинско-Сухонской, Ростовско-Костромской и Приволжской зонами поднятий (Геология СССР, 1971). Рыбинско-Сухонская зона осложнена несколькими поднятиями, располагающимися в районах Рыбинска, Чухломы, Солигалича и в среднем течении р. Сухоны. Приволжская зона осложнена Южно-Костромским поднятием, а также слабо выраженным осложнением осадочного чехла к югу от г. Плёса (Евсеенков, 1971).



1 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 2 – то же, предполагаемые; 3 – крутые склоны фундамента.

Рис. 1.2. Основные структурные элементы Русской плиты (Обедиентова, 1975 по А.Я. Дубинскому, А.И. Зоричевой, М.М. Толстихиной и др.)

I – Балтийский щит, II – Азовско-украинский кристаллический массив, III – Литовско-Белорусская антеклиза, IV – Воронежская антеклиза, V-VIII – Волго-Камская антеклиза, V – Токмовский свод, VI – Татарский свод, VII – Котельнический выступ, VIII – Жигулевско-Пугачевский свод; синеклизы: IX – Московская, X – Балтийская, XI – Верхне-Камская (Глазовская) впадина, XII – Печорская, XIII – Прикаспийская, XIV – Днепровско-Донецкий прогиб, XV – Рязанско-Саратовский прогиб, XVI – Восточно-Русский прогиб.

Некоторые авторы считают, что Молого-Шекснинская впадина имеет признаки унаследованно развивающейся морфоструктуры (Зыков, Полещук, Колодяжный, 2021). По мнению исследователей, на развитие впадины в четвертичное время оказали воздействие обрамляющие ее разломы. Они отмечают, что в Верхневолжье формируется Рыбинский морфоструктурный узел, который

является новейшим грабеном (Зыков, Полещук, Колодяжный, 2022). Однако, убедительные доказательства наличия тектонического прогибания в последние десятки и даже сотни тысяч лет на наш взгляд в данных работах не озвучены. Такими аргументами могли бы служить деформации маркирующих слоев платформенного чехла, однако таких данных авторы не приводят. В работе Panin et al. (2024) приводятся данные о присутствии на дне долины Волги в районе г. Рыбинска на небольшой глубине органогенных отложений возрастом порядка 350 тыс. л. Эти древние отложения находятся на уровне 5–7 м над современной Волгой (в естественном состоянии). С другой стороны, здесь же описано переуглубление долины более чем на 15 м ниже уровня реки, заполненное значительно более молодыми отложениями - возрастом порядка 130 тыс. л. (Borisova et al., 2022). Если бы в последние сотни тысяч продолжалось тектоническое прогибание, отложения возрастом более 300 тыс. л. не могли бы располагаться столь высоко относительно современной реки и более молодых отложений. Таким образом, по крайней мере, ниже г. Рыбинска оснований говорить о влиянии на развитие долины тектонических движений мы не видим. Из этого можно заключить, что на территории не выделяется каких-либо структур, тектонические движения в пределах которых могли бы оказать существенное воздействие на перестройку долины в эпоху последнего оледенения.

В пределах Московской синеклизы осадочные породы образуют четыре структурных яруса, различных по составу и возрасту. Нижний ярус складывается породами рифея, второй — венда, кембрия и ордовика, третий — отложениями девона, карбона, перми и триаса, и верхний — отложениями мезо-кайнозоя. Наиболее древними из отложений синеклизы являются осадочно-вулканогенные образования волынской серии вендского комплекса. Выше залегают валдайские отложения, выполняющие широкое синклинальное понижение между Балтийским щитом и Воронежским массивом. Меньшее развитие имеют отложения кембрия и ордовика. Все додевонские отложения несогласно перекрываются девонскими образованиями, выклинивающимися на склонах Балтийского щита и Воронежской антеклизы. Выше разрез синеклизы складывается комплексом терригенных и карбонатных отложений карбона, перми и триаса и залегающими на них

несогласно образованиями мезо-кайнозоя. Суммарная мощность отложений достигает 3000 м (Геология СССР, 1971).

В верховьях Волга размывает ледниковые отложения, и лишь у южного конца оз. Волго наблюдаются выходы известняков карбона, а при пересечении Старицкого поднятия Волга течет в узком известняковом каньоне (Обедиентова, 1977). В целом Волга пересекает территорию, сложенную ледниковыми и флювиогляциальными отложениями валдайского, а после впадения р. Селижаровка – московского возраста. Из выходов коренных пород наблюдаются только выходы карбоновых известняков, с которыми часто связаны пороги и перекаты в русле. До г. Твери Волга течет вдоль склона западного борта Московской синеклизы, также вскрывая известняки. В осевой зоне Московской синеклизы, расположенной восточнее, известняки карбона погружаются, в кровле коренных пород лежат верхнеюрские, а в районе г. Углич – меловые породы. Вся северо-восточная часть Верхневолжской низины характеризуется выходами коренных пород в долине Волги. На участках поднятий более древняя морена уступает место песчано-глинистым породам юры и мела. (Обедиентова, 1977).

Дочетвертичные отложения – нижнемеловые, верхнеюрские и триасовые – подверглись на отрезке от Рыбинска до Ярославля значительному размыванию. В коренных берегах Волги, т.е. выше ее уровня, юрские и частично нижнемеловые породы довольно хорошо сохранились только выше Рыбинска, а ниже по реке расположены под урезом (Хименков, 1956). В районе Ярославля бурением вскрыты значительная толща юрских глин и залегающих выше зеленоватых нижнемеловых песков. Костромская низина, где протекает Волга ниже Ярославля, развита на месте Костромского прогиба. Меловые отложения, выполняющие данный прогиб, довольно сильно размыты и замещены мощной и фациально разнообразной толщей четвертичных отложений. Дочетвертичные отложения залегают ниже меженного уровня и выходят над урезом воды приблизительно в 1,5 км выше Костромы (Хименков, 1956).

От Костромы до Плёса для долины наиболее характерным является наличие некоторого поднятия триасовой толщи, и, соответственно, довольно высокое положение в разрезе юрских и меловых пород. В результате дочетвертичные породы во многих местах располагаются выше уреза Волги, опускаясь только в

местах размыва. В силу указанных особенностей в русле Волги под аллювиальной толщей вскрывается триасовая глинистая толща (Евсеев, 1971). В районе Плёса коренные породы представлены красными и синими верхнепермскими мергелями и черными юрскими глинами (Гричук и Гричук, 1959).

Ниже Плёса происходит небольшое погружение триасовых пород ниже уреза Волги – это т.н. Кинешемская депрессия. Нижние горизонты юры, которые в районе Плёса занимают сравнительно высокое положение, ниже по течению также уходят под урез Волги, слагая на всем протяжении под аллювием ее дно. В берегах Волги развиты более верхние горизонты юры (нижне- и верхневолжский ярусы), а также нижнемеловые глинисто-песчаные осадки (Хименков, 1956).

В целом от Костромы до устья Унжи в берегах и русле встречаются мезозойские отложения от триаса до нижнего мела. Периодически коренные породы замещаются ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, которые образуют практически сплошной покров на поверхности.

1.1.3. Рельеф

Геоморфологическое своеобразие территории Верхневолжья предопределено позднеплейстоценовыми оледенениями. Расположение истока реки в пределах Валдайской возвышенности определяет ее орографический облик. Рельеф в целом холмистый, ниже устья р. Селижаровки он становится в основном плоским – Волга протекает по высокой Калининской равнине. До п.г.т. Селижарово Волга протекает по равнинной области, характеризующейся большим числом озер, долина имеет неясно выраженный характер, а ниже вырисовывается отчетливее, имея сравнительно прямолинейную форму. В основном исследуемая площадь слабо эродирована. Более резкие формы эрозионного рельефа появляются близ долины Волги и ее крупных притоков: рек Песочни, Б. и М. Коши. Район имеет отчетливо выраженный ледниковый аккумулятивный рельеф (Баранов, 2023).

Ниже г. Ржев русло перестает быть порожистым. Здесь река меняет направление с юго-восточного на северо-восточное, и сохраняет его до г. Твери. Ширина реки в створе Твери также составляет первые сотни метров, русло меандрирующее. Здесь Волга протекает по Верхневолжской низменности, которая характеризуется разнообразием форм ледникового рельефа: моренные, лимногляциальные, зандровые равнины (Обедиев, 1977). Озерные отложения

особенно широко распространены на левобережье – в Молого-Шекснинской низине, занятой в настоящее время Рыбинским водохранилищем. На правом берегу Волги также встречаются озерные отложения (Хименков, 1956).

Ещё Е.Н. Щукина (1933) отмечала пространственную неоднородность геоморфологического облика долины Волги в верхнем и среднем течении. Так, она отмечала, что от Рыбинска до Юрьевца-Половского [г. Юрьевец в Ивановской обл.] долина реки имеет почти симметричное строение. Долина узкая (за исключением участка Ярославль — Кострома), русло реки ровное, слабо изгибается, не образует рукавов и почти не имеет островов. Ниже Юрьевца река резко меняет свое направление с общего широтного на меридиональное, течет так же слабо изгибаясь, но образуя многочисленные рукава, старицы и острова. Долина приобретает резко ассиметричное строение: правый берег высокий, а левый низкий, занятый широкими террасами. Таким образом, можно заметить, что по геоморфологическому строению эти две части долины (по сути, расположенные выше и ниже Горьковского водохранилища) очень контрастные, что свидетельствует о различной истории их развития.

На территории Ярославской области Волга представляет собой каскад водохранилищ: Угличское, Рыбинское и Горьковское. На участке реки Волги от г. Рыбинска до г. Ярославля долина имеет четковидную в плане форму. Ниже Рыбинска Волга на протяжении 30–35 км течет среди узкой долины, имеет симметричные берега до 40–45 м высотой, близко подходящие к реке; только у небольших изгибов реки сохранилась прислоненная к коренному берегу 12–13 м терраса, в редких случаях достигающая ширины 0,5 км. Коренные берега на всем протяжении сложены ледниковыми образованиями, представляющими собой два горизонта морены, разделенные флювиогляциалом. Дно Волги сложено довольно мощной песчаной толщей, верхняя часть которой состоит из руслового аллювия. Аллювий подстилается или флювиогляциальными песками, или нижнемеловыми песками (Евсеенков, 1971). В районе г. Тутаева долина сильно сужается (участок носит название «Тутаевские ворота»), прорезая толщи триасового периода – глины и мергели, перекрытые глинами юры и ледниковыми отложениями плейстоцена.

Близ г. Ярославля долина Волги резко меняется. На этом участке река протекает по Ярославско-Костромской низине, где наблюдается пологое падение

русла. Ярославско-Костромская низина занимает огромное пространство по р. Костроме на севере и по Волге от Ярославля до Костромы на западе, охватывая частично бассейн реки Которосли, через долину которой соединяется с низиной оз. Неро. На востоке низина продолжается по Волге, в сторону Плёса. Характерно, что низина располагается параллельно Плёс-Галичской гряде, протянувшейся к СЗ от неё. Средние абсолютные высоты низины колеблются в пределах 80–100 м. Наибольшие абсолютные отметки свойственны периферии, где высоты достигают 120 м. Относительно уровня Волги эта поверхность поднимается до 30–40 м (Евсеев, 1971). В Заволжье, к востоку от Костромы, разбросано множество озер остаточного происхождения и практически повсеместно распространены болота. Местами на низине встречаются всхолмления.

Отрезок долины от Ярославля до Костромы характеризуется, прежде всего, большой шириной долины (рис. 1.3). Коренные берега Волги, наиболее сближающиеся около Ярославля и Костромы, на всем остальном протяжении отстоят один от другого на расстояние до 15–18 км. В русле Волги на этом участке под аллювиальными песками залегают ледниковые и озерно-ледниковые отложения (Хименков, 1956). На протяжении от Ярославля до Костромы долина характеризуется наличием трех террас, которые прослеживаются практически непрерывно (Щукина, 1933, Спиридонов, 1978). Е.Н. Щукина (1933) описывает три ступени террас Волги в Ярославско-Костромской низине: нижняя в 3–5 м достигает местами нескольких км ширины, за нею поднимается ступень в 13–16 м, часто с поверхности неровная вследствие «переваливания песков», и третья ступень поднимается на 20–25 м над уровнем Волги. Щукина отмечает, что те же три ступени террас отмечаются в долине р. Костромы.

Ниже Костромы долина остается довольно широкой, но террасы выражены слабее. Согласно фондовым материалам (Большакова, 1963), а именно – геоморфологической карте листа О-37-XXIV, комплекс междуречий характеризуется аккумулятивным рельефом с последующей переработкой эрозионно-денудационными процессами. Наиболее распространенный комплекс рельефа междуречий – полого-холмистая равнина основной морены (московской), на левом берегу также встречаются участки распространения плоской зандровой равнины московского оледенения.

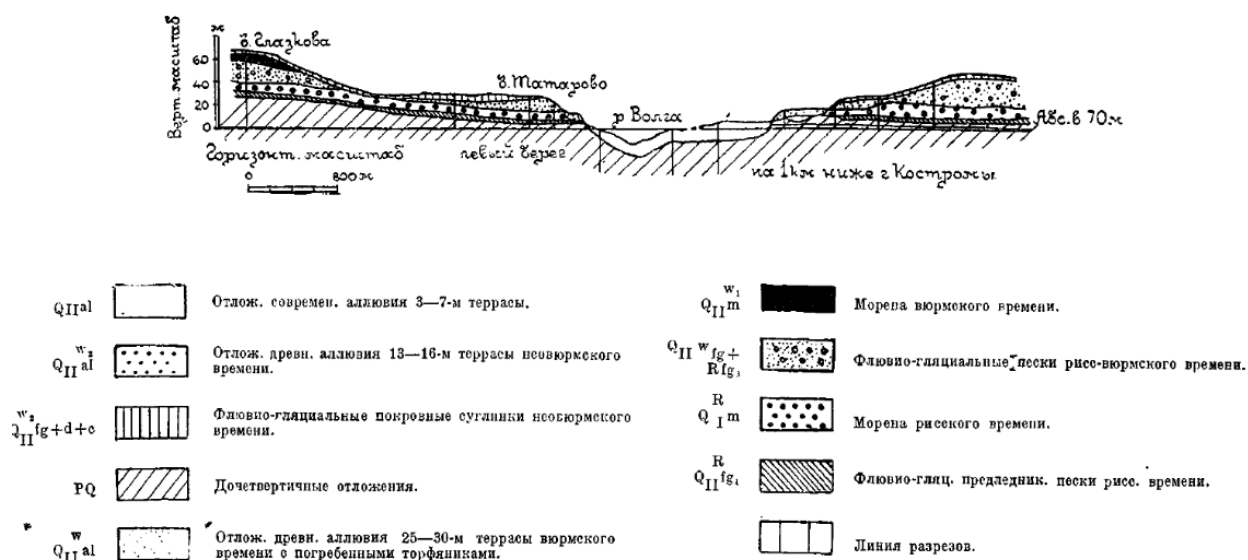


Рис. 1.3. Строение долины р. Волги у Костромы (Мирчинк, 1935, по Щукиной, 1933).

К г. Плёсу отмечается постепенное сужение долины. Долина приобретает характер узкой и симметричной, с высокими берегами, которые достигают наибольшей высоты у г. Плёса. В районе Плёса дно Волги сложено триасовыми породами, залегающими под очень небольшим слоем аллювиальных песков (мощностью от 1,5 до 5,0 м). Из них состоит и большая часть береговых склонов (Хименков, 1956). Коренные берега то круто, то более полого спускаются к реке. Высоты правого берега у бровки достигают 70–75 м над уровнем реки, и с удалением от нее на 1–2 км эти высоты поднимаются до 80–85 м. Высоты левого берега, почти такие же (55–70 м), несколько более полого спускаются к реке, образуя при этом небольшой перегиб склона на высоте 28–30 м. Как отмечается многими исследователями (Мирчинк, 1935; Обедиентова, 1977; Спиридонов, 1978; Большакова, 1963; Хименков, 1956), для этого участка долины Волги характерно отсутствие ясно выраженных террас, однако Е.Н. Щукина (1933) отмечает, что лишь у Плёса на коротком расстоянии прослеживается узкая (шириной до 100 м) 12-метровая терраса. Она и другие в связи с отсутствием выраженных террас характеризуют долину Волги на этом участке как долину прорыва, прорывающую здесь моренную гряду.

Ниже Волга вновь течет среди более широкой долины, достигающей 4–5 км ширины и имеющей те же три террасы, что описаны выше на Ярославско-Костромском участке. Наиболее характерным в морфологическом отношении

является наличие на береговых склонах многочисленных оползней, что обусловлено залеганием выше уреза реки значительной толщи глинисто-песчаных юрских и меловых пород и существованием в них обильного водоносного горизонта (Хименков, 1956). Морфологический облик долины Волги существенно не изменяется. Надпойменные террасы слабо выражены. В связи с изменением геологического строения берегов в очертаниях береговых склонов не наблюдается тех оползневых форм рельефа, какие нередко встречаются на отрезке реки у Наволок (Евсеенков, 1971).

Таким образом, морфологический облик Верхней Волги на всем ее протяжении предопределен оледенениями, о чем свидетельствуют четвертичные отложения и характер рельефа. Влияние оледенений проявлялось как непосредственно, так и путем воздействия на территорию флювиогляциальных потоков и приледниковых озер. Исток Волги приурочен к району с самым молодым рельефом, а вниз по течению его зрелость повышается. Русло Волги до Рыбинского водохранилища преимущественно меандрирует. Долина же Волги от Рыбинска до Юрьевца, за исключением участка, приуроченного к Ярославско-Костромской низине, узкая и симметричная, с высокими берегами, которые достигают наибольшей высоты у г. Плёса. Там же долина становится наиболее узкой и прямолинейной.

1.2. Существующие представления об истории развития долины

1.2.1. Гипотезы происхождения долины

Многолетняя история изучения Волги способствовала развитию многочисленных гипотез происхождения ее долины, в различной степени подкрепленных геолого-геоморфологическими и другими данными. Обособление верхней Волги из-за объективных отличий геоморфологии ее долины от более нижних по течению частей бассейна подчеркивалось исследователями даже в ранних работах по региону (Щукина, 1933). Первым исследователем, который предпринял попытку реконструкции истории развития долины, был Н.Н. Соколов. На основании того небольшого количества фактических данных, которые имелись в распоряжении исследователя в 1930-е года, он предположил, что долина верхней Волги — сложное образование из разнородных элементов, которая возникла в «последледниковое время», но ее отдельные элементы могут иметь

«межледниковый или доледниковый возраст». Соколов стал первым исследователем, предположившим, что долина верхней Волги — сравнительно молодое образование, состоящее из частей более древних долин. Он же первым обратил внимание на долину прорыва (сам он так ее не называл) у г. Плёса. По мнению Соколова, одним из существенных элементов системы Волги являются впадины, к которым для изучаемого нами региона относятся Костромская и Унженская. Обе эти впадины соединены «проливом» у Плёса. По мнению автора, в Костромском крае после отступления ледника образовался огромный бассейн, в котором произошло отложение покровных глин и лессовидных суглинков. При понижении уровня бассейна из-под воды вышли более высокие террасы, а Костромская низина еще долго оставалась озером.

Работа Е.Н. Щукиной (1933), по сути, стала первой подробной реконструкцией истории развития долины верхней Волги в течение двух последних оледенений. На всем протяжении изучаемого нами участка уже тогда были выделены очевидно разновозрастные части долины, которые, согласно их морфологическому облику, имели разные способы образования. Так, отмечается «молодость» прямолинейных узких участков долины в районе гг. Тутаева и Плёса, и более «взрослый» возраст расположенной между ними Ярославско-Костромской низины, в том числе реки Костромы. По мнению Щукиной, исследуемый нами участок бассейна верхней Волги перекрывался двумя оледенениями в «рисское» и «вюрмское» время. Рисс, согласно стратиграфической шкале Германии (German Stratigraphic Commission, 2016), относится к МИС 8–6, что позволяет в свою очередь провести корреляцию с днепровско-московским временем на Русской равнине. Вюрмское время можно отнести к валдайскому оледенению, границу которого Щукина проводила несколько северо-западнее принятой в настоящее время границы московского оледенения (Astakhov et al., 2016); современную долину Волги она пересекала в окрестностях Плёса по левым притокам р. Сунжи.

По мнению Щукиной, четвертичная история исследуемого нами участка верхней Волги начинается с днепровско-московского времени, а современные формы рельефа бассейна вырабатываются после ухода валдайского ледника. До отложения основной рисской морены талые воды наступающего ледника отложили толщи флювиогляциальных песков, частично заполнивших пологие, главным

образом меридиональные понижения доледникового рельефа, заложенные еще в доюрское время. В рисс-вюрмское (микулинское) межледниковое время в долине Волги происходил размыв с образованием не выраженного в рельефе 42–46-метрового террасовидного уступа. Вырабатываются долины Клязьмы, Оки, Волги ниже Балахны и Волги на отрезке ниже Юрьевца, выполненные древнеаллювиальными отложениями во время и в конце вюрмского (валдайского) оледенения. В вюрмское время Волга в пределах широкого участка от Плёса до Юрьевца еще не существовала (рис. 1.4). На месте Ярославско-Костромской низины располагался параллельно конечно-моренной гряде озеровидный бассейн подпруживания, впоследствии получивший сток, возможно, на север. Отрезка долины Волги выше Ярославля в вюрмское время также еще не существовало, только на месте современной долины Волги на ее участке от Углича до Рыбинска располагался широкий поток, продолжавшийся по долинам рр. Шексны и Мологи.



Рис. 1.4. Карта долины Верхней Волги с указанием участка, сформированного перед последним оледенением (по Щукиной, 1933, с дополнениями автора).

После ухода вюрмского ледника в области верхней Волги начинаются процессы размыва: Волга вырабатывает уступ 25–30-метровой террасы, отмечаемой Щукиной в долине в районе Ярославско-Костромского Поволжья. Во время «бюльской стадии» (первая стадия отступления вюрмского оледенения в Альпах (Криштофович, 2013)): флювиогляциал валдайского ледника спускается по

долинам рек, откладывая в них толщу древнего аллювия 13–16-метровой террасы, образующей широкое озеровидное расширение в бассейнах рр. Шексны, Мологи, в долине Волги от Ярославля до Костромы, в Костромской низине и в долинах Клязьмы и Оки. С дальнейшим исчезновением ледника происходит образование, в послебюльское послеледниковое время, уступа 13–16-метровой террасы.

Перепиливание моренной Плёс-Галичской гряды произошло, по мнению Щукиной, также после отступления валдайского ледника. В результате бассейн Ярославско-Костромского понижения был перехвачен одним из притоков Унжи, что привело к образованию современной долины Волги. В это же время произошло формирование долины на участке между Рыбинском и Ярославлем, и бассейн рр. Шексны и Мологи, протекавших раньше на север, получил сток на юг по долине Волги.

В 1935 году была издана работа Г. Ф. Мирчинка «Четвертичная история долины Волги выше Мологи», где автор, подытожив накопленный к тому времени богатый фактический материал, уделил основное внимание влиянию оледенений на перестройку долины Волги в четвертичном периоде. Мирчинк считал, что до днепровско-московского («рисского») времени Волги в современном виде не было. В первую половину четвертичного периода до днепровско-московского времени существовала т.н. Пра-Нерль (рис. 1.5), верховья которой располагались в области верховьев Шоши и Оршинских мхов; отсюда эта река направлялась через район Плещеева озера в долину Клязьминской Нерли к Суздалю и далее через Судогду к Оке. Далее она вливалась в древнюю ложбину стока Воронежа и Дона. Нижняя Ока текла в обратном направлении, в ее верховьях располагалась Унжа (Пра-Унжа). Волга являлась ее притоком и впадала в нее в районе Нижнего Новгорода. Кроме того, существовала некая долина в районе Костромы—Ярославля, дальнейшее направление которой Мирчинк не посчитал достаточно хорошо установленным.

Далее Мирчинк отмечает, что в днепровско-московское время под влиянием оледенения произошла значительная перестройка гидрографической сети Русской равнины. Древняя ложбина стока Пра-Нерли и Дона оказалась выполнена ледниковыми отложениями. К бассейну Камы присоединилась Пра-Унжа; на участке Нижний Новгород—Юрьевец – и сама Унжа. Изменилось направление Пра-Нерли, и она стала впадать в Клязьму, которая в это время приняла

современное направление. Верхняя Ока с Москвой-рекой, вероятно, тоже присоединились к создавшейся таким образом Волге. Эта новая гидрографическая сеть была широко использована для спуска талых ледниковых вод. Таким образом, Мирчинк отмечает, что на участке ниже Юрьевца долина Волги была сформирована после переработки рельефа днепровско-московским оледенением в ходе формирования системы спуска талых ледниковых вод.

Дальнейшее развитие гидросети происходило начиная с этапа отступления валдайского ледника. Когда от ледникового покрова освободилась территория между Плёмсом и верховьями р. Мологи, древняя Ярославско-Костромская ложбина послужила основой для заложения речной сети, направленной на ССЗ вверх по направлению нынешней Шексны. Этот участок реки, который повторял, в том числе, современную долину Волги от Рыбинска до Ярославля, Мирчинк называет Пра-Шексной (рис. 1.6).

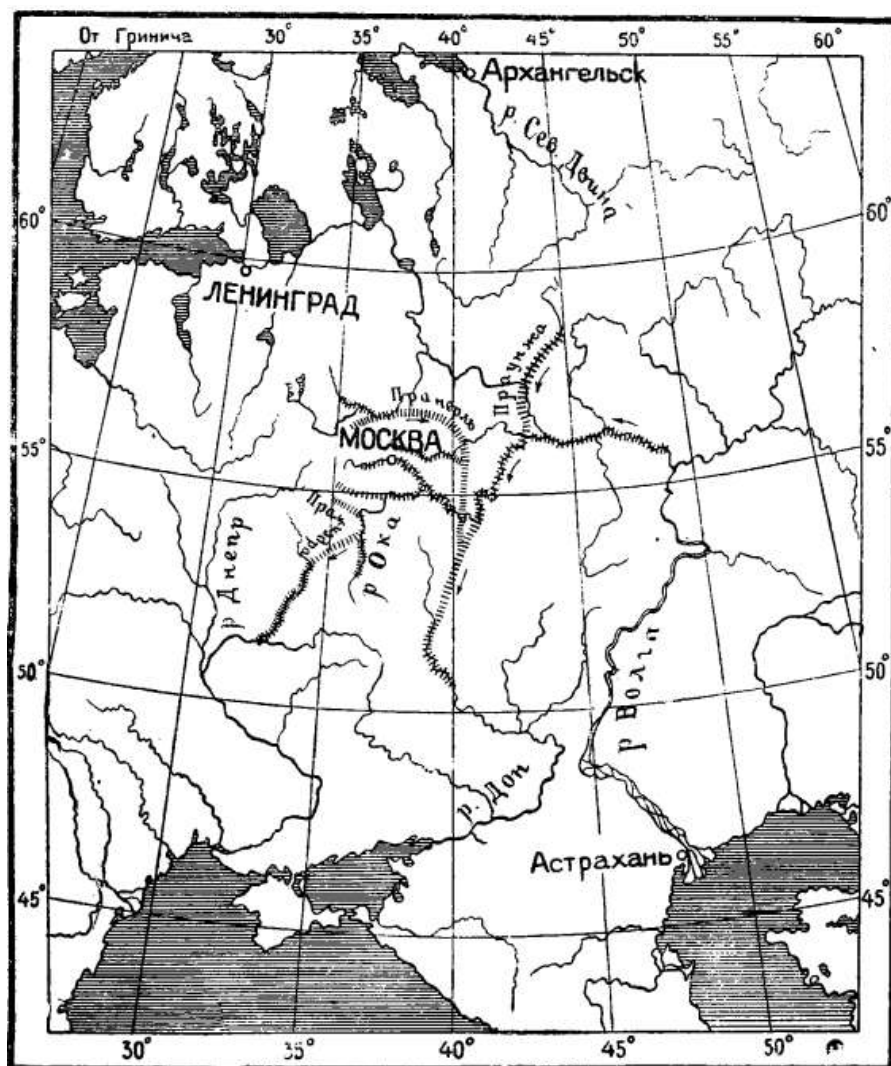


Рис. 1.5. Схема распределения гидрографической сети бассейна рр. Волги и Дона в миндель-рисское (окско-днепровско-московское) время (Мирчинк, 1935).

Сильно понизившийся для Унжи базис эрозии с присоединением ее к бассейну Камы создал благоприятную обстановку для регрессивной эрозии в верховьях притоков Унжи и, в частности, притока, впадавшего в Унжу справа у Юрьевца. Верховья этого притока перепилили конечно-моренную возвышенность Плёса времени максимума валдайского оледенения, подошли к Ярославско-Костромской низине и, наконец, перехватили верховья Пра-Шексны. Это, в свою очередь, присоединило к бассейну Камы не только верховья Пра-Шексны, но и ее приток, протекавший между Угличем и Мологой. Он, в свою очередь, стал расти и перехватил верховья Пра-Нерли. Еще позднее к бассейну Камы присоединился молодой участок нынешней Волги выше Твери. Таким образом Мирчинк реконструирует формирование современной долины верхней Волги в поздневалдайское время.

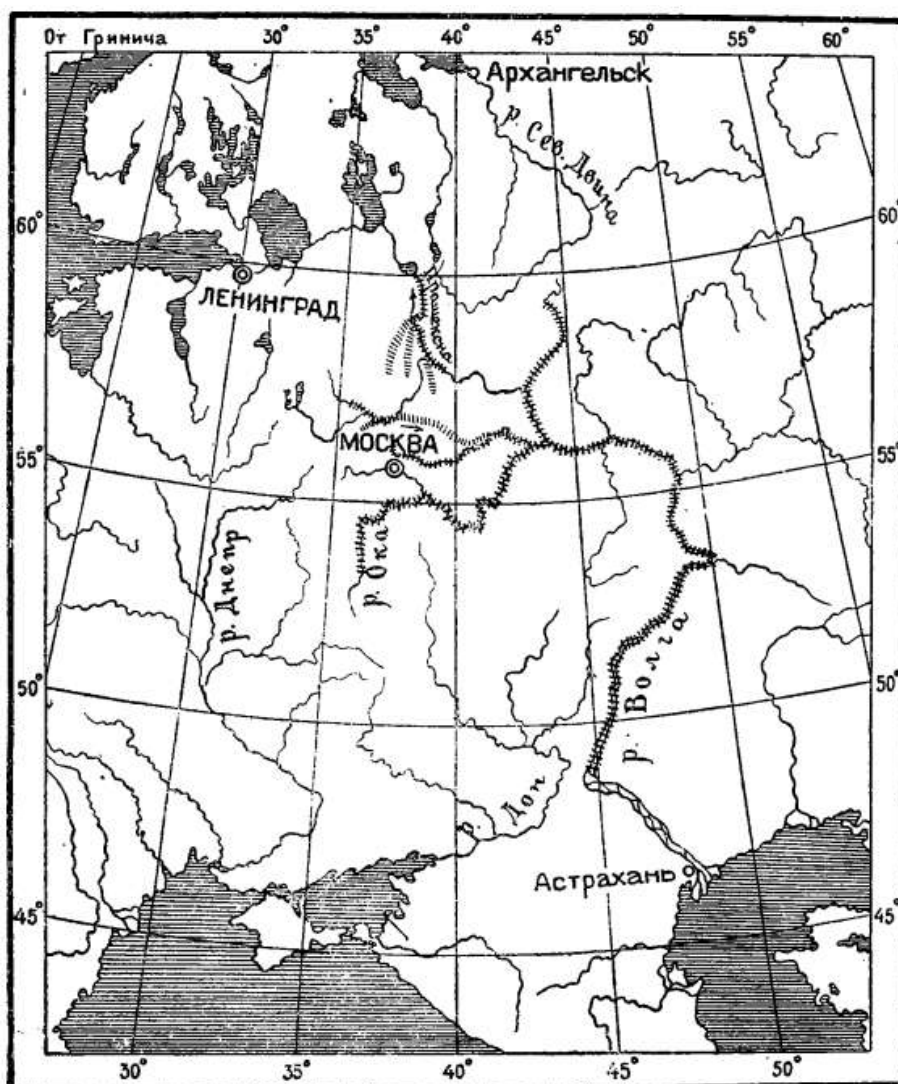


Рис. 1.6. Схема распределения гидрографической сети в бассейне р. Волги в рисс-вюрмское время (Мирчинк, 1935).

Учитывая, что и Мирчинк, и Щукина проводили границу валдайского оледенения гораздо южнее, чем принято сейчас, и фактически принимали отложения московского времени за отложения валдайского, можно считать, что они описывали развитие долины Волги не в поздневалдайское, а в позднемосковское время.

А. И. Москвитин в своих трудах в основном фокусировался на вопросах распространения оледенений, их количества и количества межледниковий (1965, 1967). Однако одна из его работ 1940-х годов посвящена Молого-Шекснинскому межледниковому озеру (1947). Москвитин отмечает, что в эпохи оледенений на месте Волги существовал пролив с рядом озеровидных расширений, связывавший Молого-Шекснинское озеро с большим озером, выполнявшим Ярославско-Костромскую впадину. В дальнейшем, при спаде вод и начавшемся похолодании, сток из Молого-Шекснинского озера был направлен на юг, вдоль современного течения Волги. В работах 1949, 1951 гг. Спиридонов А. И. также придерживался мнения существования этих озер, развивая представление о распаде ледникового покрова на отдельные поля мертвого льда при отступании.

А. И. Спиридонов (1954), кроме того, в статье «Развитие речных долин центра Русской равнины» приводит критику суждений Мирчинка, отмечая, что «нельзя согласиться с тем, что гидрографическая сеть центра Русской равнины за весьма малые отрезки времени испытывала значительную перестройку» (Спиридонов, 1954, стр. 97). Он соглашается, что оледенения вызывали перестройку («подпор со стороны ледника местами вызывал перетекание талых вод из одного бассейна в другой» (Спиридонов, 1954, стр. 97)), однако влияние ледников было временным: после их стаивания реки «нащупывали» (Спиридонов, 1954, стр. 97) ранее сформированные долины.

Критику работы Мирчинка приводит и Г.И. Горецкий (1964). Он утверждает, что «очень оригинальная и красочная» (Горецкий, 1964, стр. 6) реконструкция Мирчинка не подтверждается дальнейшими исследованиями, что связано с недостаточным количеством бурового материала, использованном при создании реконструкции, а также с неправильной интерпретацией материала.

В первой половине XX в. также большое внимание уделялось изучению древних ложбин в дочетвертичном рельефе с относительными глубинами до 40–80

м и более (Горецкий, 1964). В частности, Б.Л. Личков (1942) предпринял попытку восстановить контуры древних доднепровских речных размывов (рис. 1.7). На составленной им схеме речных размывов Личков подчеркивает консервацию доднепровского рельефа в области оледенений (в связи с гляциоизостатическим погружением территории под тяжестью ледника). Направление стока верхней Пра-Волги представлено в сторону бассейна Пра-Дона, в соответствии с реконструкцией Мирчинка (что не подтвердилось последующими изысканиями (Горецкий, 1964)). Также Личков реконструировал площади древних глубоких речных размывов Верхневолжского района (рис. 1.8). По северной части проходила Пра-Шексна, по южной – древняя Пра-Волга; их долины были параллельны современным долинам Шексны и Волги, что говорит об «удивительной... консервативности русла Волги» (Личков, 1942, стр. 87). На основании этого Личков приходит к выводу о значительной устойчивости направления речных долин. Несмотря на этот вывод, он все равно реконструировал значительные перестройки гидросети, в частности сток верхней Пра-Волги в бассейн Пра-Дона. Тем не менее он рисует путь стока значительно западнее, чем Мирчинк, от Ярославля на ЮВ – в направлении, не совпадающем с современными речными долинами, что также подразумевает сильное изменение речной сети.

Ссылаясь на его работу, Г.И. Горецкий (1964) подчеркивает, что эта реконструкция не обосновывается достаточным фактическим материалом и что многие из исследованных впадин не обязательно являются впадинами аллювиального происхождения, а скорее были сформированы в процессе ледниковой экзарации. Кроме того, при внимательном изучении отметок дна впадин получается, что сток из Шексны в южном направлении никак не мог происходить, потому что отметки там ниже, чем в соседних ложбинах.

Сам Г.И. Горецкий (1966) выделял влияние оледенений в числе трех важнейших факторов формирования долины Волги. Он также проводил границу между явно разновозрастными частями Волги в районе Юрьевца (выше устья Унжи). Он утверждал, что часть долины выше по течению от этого участка сформировалась преимущественно в позднечетвертичное и отчасти в среднечетвертичное время. Горецкий опубликовал материал, подтверждающий молодость системы верхней Волги: он установил почти полное отсутствие следов

среднечетвертичного аллювия Пра-Волги на отрезке волжской долины выше устья Унжи. В районе Кинешемского гидроузла (г. Кинешма) максимальная глубина речного вреза опускается на 8–12 м ниже меженного уровня воды в Волге, — следовательно, следы больших переуглублений отсутствуют. Он также предполагал, что древняя долина наследуется долиной современной р. Унжи. Именно в этой долине Г. И. Мирчинк (1935) искал следы Пра-Волги, имевшей, по его мнению, сток в р. Дон. Вероятно, именно здесь располагались истоки Волги в домосковское время.

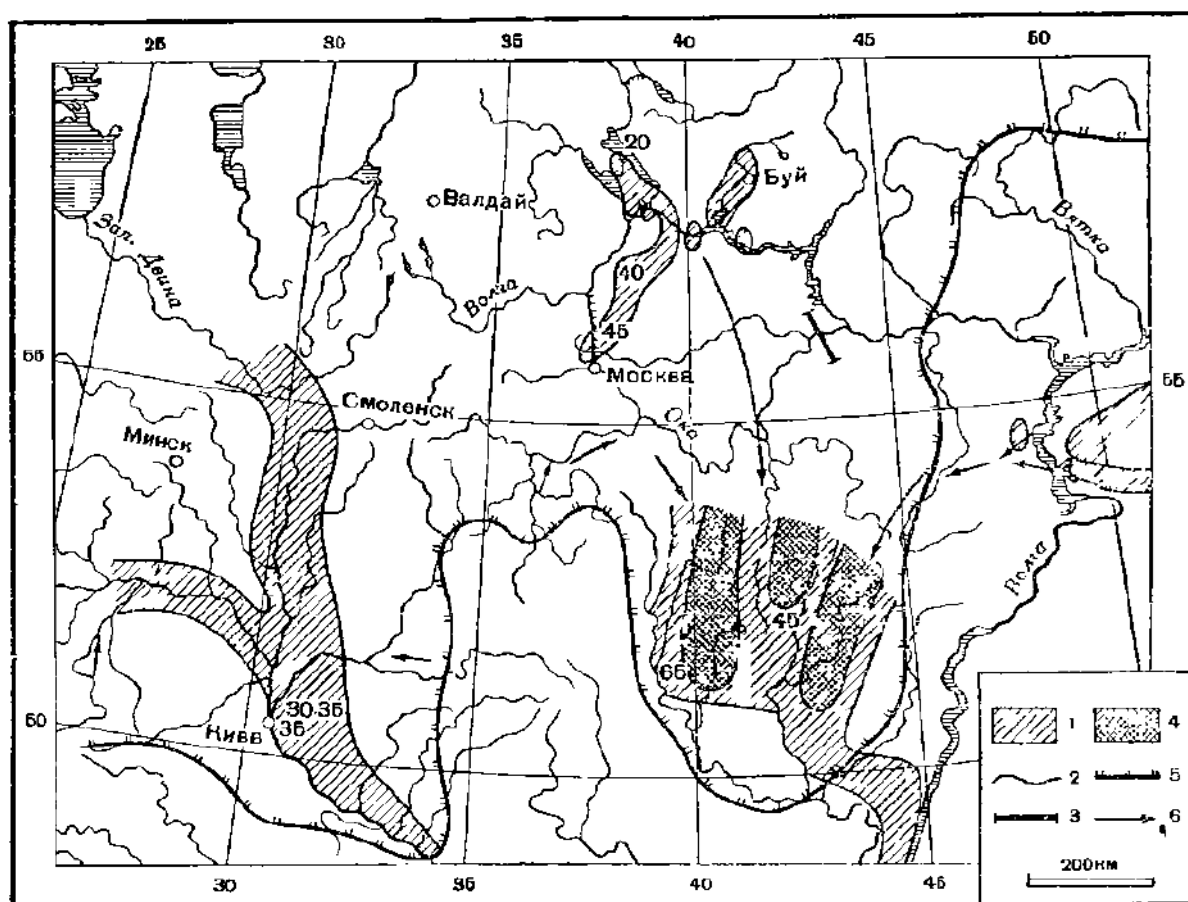


Рис. 1.7. Древние размывы на территории Русской равнины (Горецкий, 1964 по Личкову, 1942). 1 – древние размывы (на севере) и отвечающие им контуры речных долин высоких террас (на юге) в пределах бассейнов Днепра, Дона и Волги (цифрами показаны отметки дна размыва); 2 – предположительный контур размыва в районе устья Камы; 3 – вероятная граница бассейнов Волга – Кама и Волга – Дон; 4 – участки водоразделов между речными размывами, сложенными речными отложениями иного возраста; 5 – граница рисского оледенения (днепровский и донской языки); 6 – линии вероятного соединения участков размыва (направления рек).

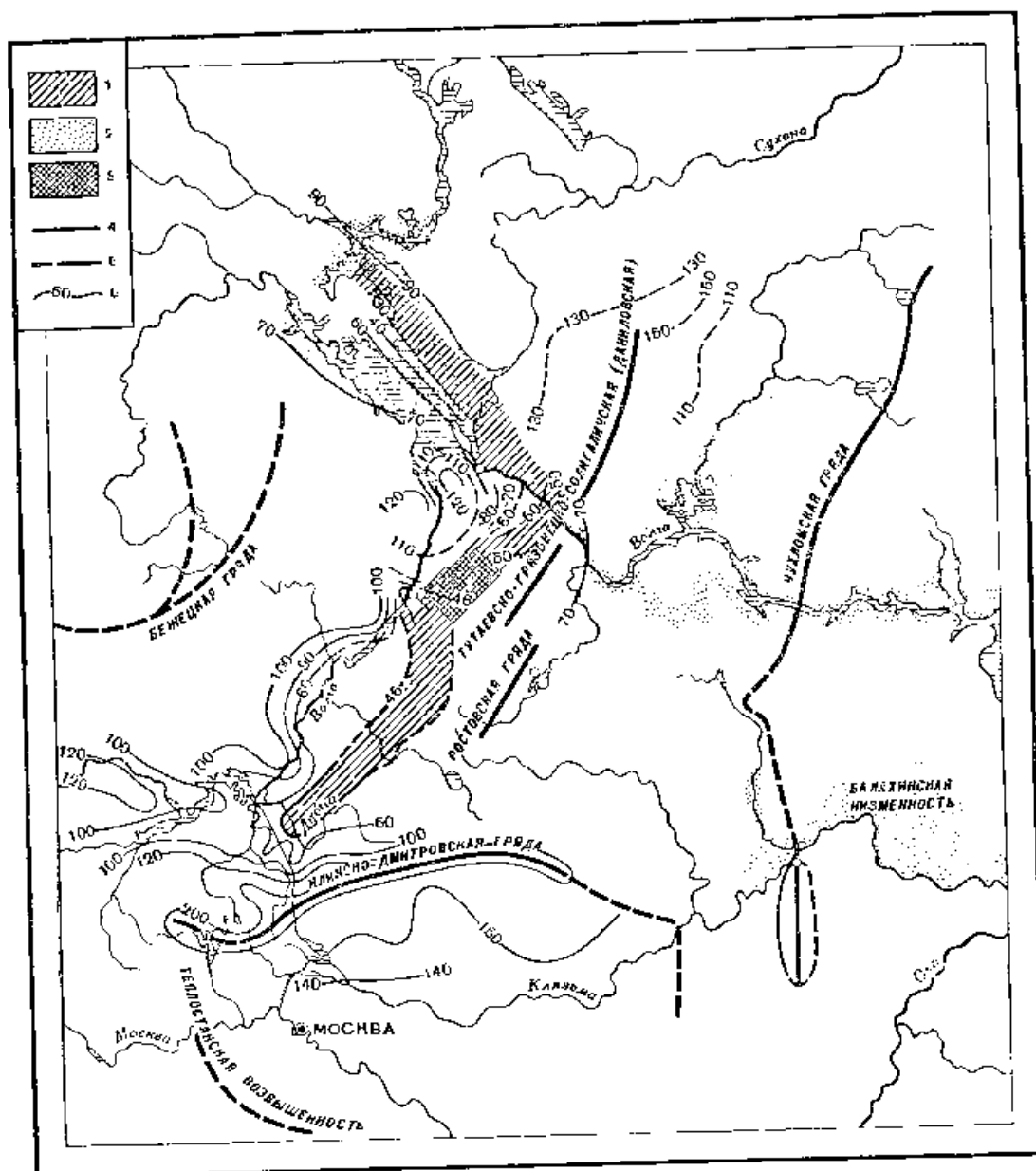


Рис. 1.8. Карта древних речных размывов Верхне-Волжского района (Горецкий, 1964 по Личкову, 1942). 1 – площади древних глубоких размывов; 2 – площади аллювиальных террасовых равнин; 3 – площади древних глубоких речных размывов (гипотетические); 4 – горизонталы поверхности коренных пород; 5 – гряды поднятий коренных пород; 6 – цифры показывают высоты поднятия коренных пород.

В работе 1964 г. Г.В. Обедиентова приводит реконструкцию стока на Русской платформе, начиная задолго до четвертичного времени. Так, она относит возникновение стока к началу формирования осадочного чехла кристаллического фундамента, т.е. к первому, докембрийскому, этапу геотектонического развития

платформы. К девону относится окончательное формирование стока Русской платформы юго-восточного направления. После обособления Московской синеклизы в ее осевой зоне сформировался основной водный поток, направлявшийся на восток, в зону наибольшего прогиба синеклизы. К этому потоку стекали реки с бортов синеклизы. Так был заложен будущий бассейн верхней Волги, очертания которого довольно точно совпадают с очертанием бортов западной части Московской синеклизы (Геренчук, 1960; Зеккель, 1947).

Началом формирования бассейна всей Волги является позднемеловое время. Именно тогда Московская синеклиза перешла на континентальный путь развития и Волга потекла из менее подвижной зоны в сторону интенсивно погружающейся Прикаспийской синеклизы. В конце мезозоя произошло объединение средней и нижней Волги, но оно не было окончательным. В кайнозое, как и в более ранние этапы мезозоя, были периоды разобщения их бассейнов. Формирование северного водораздела продолжалось до начала позднего плейстоцена. Общее направление стока Волги сохранялось в течение всего кайнозоя.

В целом Обедиентова (1964, 1977) придерживалась мнения о том, что генеральное направление стока на Русской равнине в течение четвертичного периода не менялось, и что долина Волги не подвергалась никаким значительным перестройкам за это время. Обедиентова предполагает, что исток доакчагыльской (т.е. примерно 3 млн л.н. (Свиточ, 2015)) Волги был близок к современному, так же, как и очертания ее бассейна. Она приводит следующие аргументы в пользу этой точки зрения: стабильность положения западного участка Главного водораздела, унаследованность направления стока Русской платформы, фрагментарные находки миоценовых и плиоценовых озерно-аллювиальных отложений в бассейнах Костромы и Унжи (Ауслендер и Гей, 1967; Писарева, 1965). Также Обедиентова (1964) отмечает, что в Кубено-Сухонской впадине вскрыта мощная толща (107 м) неогеновых отложений. В создании этой толщи озерно-аллювиальных песков должна была участвовать крупная река. Можно допустить, что это была Волга, впадавшая или протекавшая через озеро.

Также, согласно мнению Обедиентовой (1977), к началу четвертичного периода Верхняя Волга представляла собой слабо врезанную разветвленную

речную сеть. Известно, что талые воды днепровского оледенения осуществляли сток по широким долинам Волги, Днепра, Дона и Десны. Они выходили и за пределы русел, широко разливаясь на левобережьях. Граница подвижного льда установлена в районе низовий Ветлуги и Алатыря. Вятские Увалы, север Приволжской возвышенности были закрыты ледником. Выше Казани ледниковые воды образовали большие по площади зандры – здесь были истоки Волги в днепровское время (Обедиентова, 1977).

Речная система, существовавшая на месте Верхней Волги, после отступления ледника возродилась. Она продолжала свой путь по сглаженному днепровским оледенением рельефу. По мнению Г.В. Обедиентовой (1977), основное русло этой системы совпадало в плане с доднепровским: до Твери оно протекало по современному правому берегу Волги, вдоль северного склона Клинско-Дмитровской гряды через озеро Неро, а от Ярославля до Костромы соответствовало современной долине Волги.

Московское оледенение привело к нивелировке рельефа, перекрыв практически полностью отложения днепровского времени. В московское время старая долина Волги была деформирована: на ее месте возникли глубокие рытвины, после отступления ледника ставшие озерами. Эти озера определили формирование стока Волги в послемосковское время и, вероятно, перестройки долины до наступания нового ледника. На месте ледниковых озер (например, Костромского) в русле реки отмечаются коленообразные изгибы (Обедиентова, 1977).

Таким образом, перестройки долины Волги в результате воздействия оледенений и существования приледниковых озер, вероятнее всего, могли активно происходить не только в валдайское время, а и в течение оледенений и межледниковых эпох, предшествующих ему. К такому выводу нас приводят имеющиеся свидетельства существования приледниковых озер в среднем плейстоцене, предположение о сходстве процессов, происходящих в долине после деградации оледенений, а также тот факт, что зачастую исследования прошлых лет принимали формы московского оледенения за формы валдайского, т.е. заведомо омолаживали рельеф.

1.2.2. Озерные водоемы в бассейне верхней Волги

Ознакомившись с приведенными выше работами, нельзя не отметить, что у большинства крупных исследователей верхней Волги в работах возникали идеи о существовании в ее бассейне и/или долине озер, связанных своим происхождением с оледенениями. Своего полного идейного развития эта концепция достигла в работе Д.Д. Квасова (1975), который связал происхождение долины верхней Волги с существованием на ее месте системы приледниковых озер, образовавшейся в максимальную стадию последнего (валдайского) оледенения. В результате анализа большого количества геологических и геоморфологических материалов и топографических карт Квасовым был детально изучен реальный рельеф Верхневолжья. Это позволило ему воссоздать палеогеографическую обстановку приледниковой зоны, включая расположение сквозных долин и порогов стока. На основе этой информации Квасовым (1975) были реконструированы многочисленные подпрудные озера, для части из которых предполагалось наличие стока через водораздел в южные бассейны – в Оку, среднюю Волгу, Каму (рис. 1.9). Согласно Квасову, система приледниковых озер имела сток в южном направлении через долину р. Тезы (рис. 1.9, цифра 9) во время максимальной стадии развития ледника, потом он прекратился и возобновился только во время дегляциации. Этот факт – один из аспектов эволюции озер, которую Квасов описал с момента их возникновения до момента спуска системы. Формирование озер, согласно данной концепции, произошло в период максимальной стадии развития ледникового покрова в результате подпруживания ледником рек, имевших прежде направление стока к северу. Стоит отметить, что Квасов утверждал, что подпруженной оказалась не только Волга, но и другие крупные реки Русской равнины, в бассейнах которых также образовались подпрудные озера. Также эту идею поддерживали и другие исследователи (Гросвальд, Котляков, 1989).

Спуск системы озер Квасов (1975) связывал с событием «перепиливания» главного водораздела Русской равнины (который по его представлениям проходил через участок Галичско-Чухломской возвышенности) в районе г. Плёса около 14,5 тыс. л.н. Это произошло как следствие регрессивной эрозии этой части водораздела одним из притоков р. Унжи. В результате этого события система озер перестала

существовать, а на ее месте образовалась долина верхней Волги в близком к современному виде.

В течение своего существования система озер претерпевала изменения уровня, которые Квасов (1975) связывал с отступанием ледника к северу. Максимальный уровень озер им был сопоставлен с максимальной стадией валдайского оледенения – он составлял 145 м, далее он опустился до 130 м в вепсовскую стадию деградации ледника (17,5 тыс. л.н.), и еще позднее – до 120 м, в лужскую стадию (15 тыс. л.н.). Исследования потенциальных уровней подпрудных озер проводились и другими авторами. В некоторых работах указаны уровни озер около 98–122 м (Архангельский, 1960; Сомов, 1939; Спиридонов А.И., Спиридонова Н.А., 1951, Gey et al., 2001). Тем не менее, большая часть реконструкций называют отметки 140–162 м. абс. (Ауслендер, 1966а; 1966б; Гросвальд, Котляков, 1989; Квасов, 1975; Москвитин, 1947; Палеогеографическая основа..., 1994; Гей и др., 2000; Соколова, 1967; Хавин, 1962). Таким образом, вопрос уровней озер остается дискуссионным, как, впрочем, и другие аспекты этой теории.

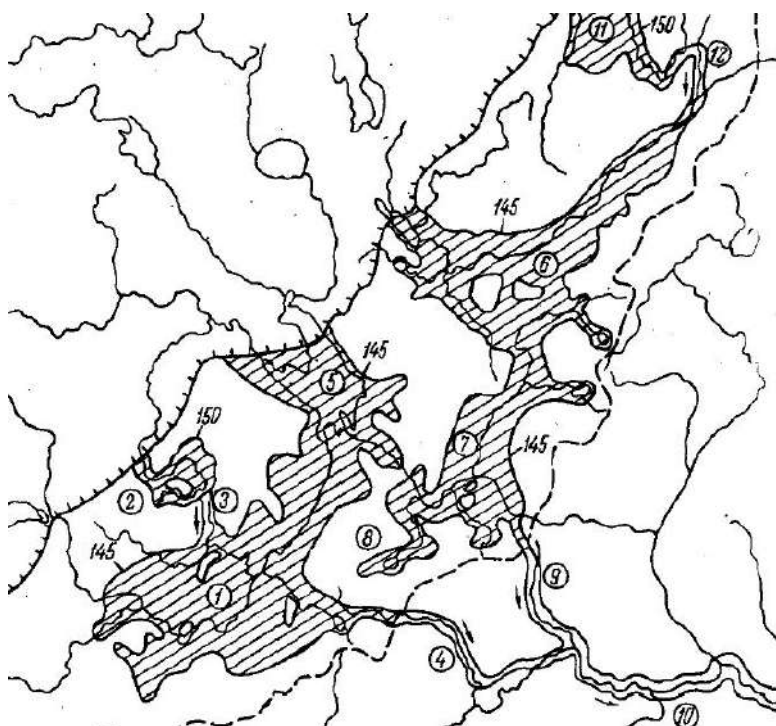


Рис. 1.9. Верхне-Волжская система приледниковых озер во время максимальной стадии валдайского оледенения (Квасов, 1975). Штриховая линия – водораздел, ограничивающий водосборный бассейн Верхне-Волжской системы. Сток по р. Тезе обозначен цифрой 9.

В долине верхней Волги и в пределах ее междуречий были обнаружены свидетельства существования локальных озерных водоемов. Положение известных скважин и разрезов, содержащих озерные отложения, показано на рис. 1.10. На четырех участках, расположенных на протяжении 30 км в западной части

субширотного отрезка долины (участки 7–9 и 11 на рис. 1.10), озерные отложения оптимальной фазы микулинского межледниковья, определенные по данным палинологического анализа, залегают на высотах 84–86 м над уровнем моря, что на 2–3 м выше современного летнего уровня воды в верхней Волге.

В западной части долины у г. Рыбинска (участок 7 на рис. 1.10) 8-метровый слой гиттии перекрывает озерные илы московского позднеледниковья, которые, в свою очередь, подстилаются ленточно-слоистыми глинами ледниково-озерного происхождения на глубине около 30 м (Гричук, 1989). Верхняя часть ленточных глин находится на высоте около 67 м над уровнем моря. Эти отложения свидетельствуют о существовании приледникового озера в бассейне бывшего Молого-Шекснинского озера, ныне частично занятого Рыбинским водохранилищем, где в период московского позднеледниковья накапливались терригенные осадки. Гиттия, образовавшаяся в микулинское межледниковье, перекрыта примерно 10-метровым слоем аллювиальных песков с эрозионным контактом (Гричук, 1989) (рис. 1.10).

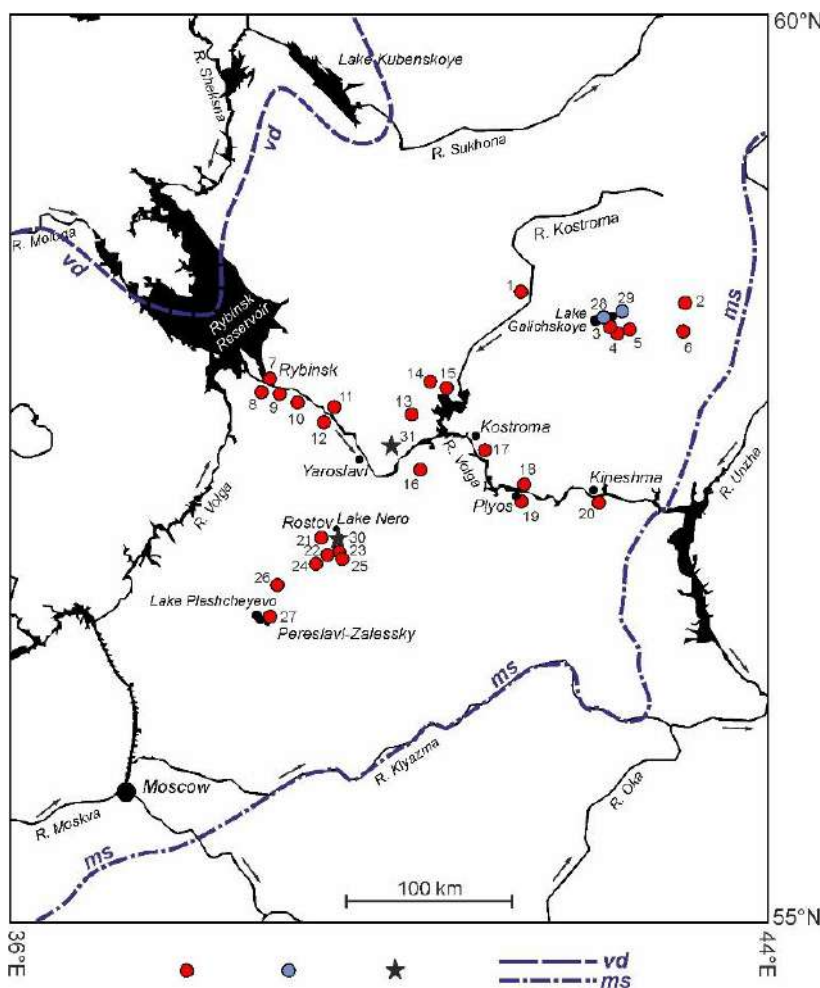


Рис. 1.10. Разрезы Ярославско-Костромской низины, отложения которых изучены спорово-пыльцевым методом. Красные точки – разрезы, где найдены отложения последнего межледниковья, синие – поздневалдайские и голоценовые отложения (Borisova et al., 2022).

На участке 8 (Черемуха) примерно 3 м гиттии залегают на эродированной неровной поверхности, сформированной на морене московского оледенения, и перекрыты аллювиальными песками толщиной около 7 м (Чеботарева и Макарычева, 1974). Термолюминесцентная дата из основания гиттии показала возраст 125 ± 10 тыс. лет (Судакова и др., 1996). На участке 9 (Черменино) палинологический анализ показал, что 6-метровый слой гиттии относится ко второй половине микулинского межледниковья (Чеботарева и Макарычева, 1974). Здесь гиттия подстилается песчанистым илом, залегающим на морене московского оледенения, также с эродированной неровной поверхностью. На участке 11 (Отмищево), расположенном в 30 км ниже по течению от участков 7–9, линза межледниковых озерных отложений встречается в составе аллювиальных отложений, также залегающих на эродированной поверхности морены московского оледенения. Термолюминесцентные даты этих торфянистых отложений находятся в диапазоне от 107 ± 11 тыс. лет (TLM-241) до 151 ± 24 тыс. лет (TLM-242), что подтверждает их возраст как последнего межледниковья (Судакова и др., 1996).

К востоку от Костромы отложения микулинского возраста обнаружены на трех ключевых участках (рис. 1.10). На участке 17 (Козловы Горы) в основной речной террасе обнажается мощный слой аллювиальных песков, перекрывающих морену московского оледенения (Щукина, 1933). В пределах аллювиальных песков залегает 0,75-метровый пласт очень плотного торфа, палинологический состав которого указывает на формирование во второй половине климатического оптимума микулинского межледниковья (Писарева и др., 1966). Верхняя часть морены московского оледенения в этом разрезе находится на высоте около 90 м над уровнем моря, что на ≥ 8 м выше, чем в западной части долины (рис. 1.10).

Далее к востоку на участке 18 у деревни Гореславка в обнажении речной террасы с поверхностью на 20 м выше современного летнего уровня Волги (или на 28 м выше летнего уровня до строительства Горьковского водохранилища) обнаружена 1,5-метровая линза отложений старичного озера и торфа (Гричук, 1964, неопубликованные данные, по Borisova et al., 2022). Палинологический анализ показал, что максимум пыльцы граба находится на высоте 93 м над уровнем моря в пределах этого слоя (рис. 1.10).

На участке 20 у Кинешмы в обнажении речной террасы с поверхностью на 100 м над уровнем моря на глубине 13 м залегает слой ила, интерпретированный как пойменные отложения (Зеликсон, 1984, неопубликованные данные, по Borisova et al., 2022). Палинологический анализ указывает на полную серию богатых органикой илов Микулинского межледниковья толщиной около двух метров, без признаков эрозии, перекрытых 5-метровым слоем песка. Максимум пыльцы граба находится на высоте около 94 м над уровнем моря (рис. 1.10).

На данный момент приведенные выше сведения являются одними из немногих подтвержденных свидетельств существования озерных отложений в долине верхней Волги и на междуречьях. В рамках этой работы мы проведем детальное исследование долины на предмет наличия в ней других осадков озерного происхождения.

1.2.3. Влияние гляциоизостатических деформаций на развитие бассейна верхней Волги

Среди процессов, влияющих на развитие рельефа приледниковых зон, следует особо отметить гляциоизостатические деформации (гляциоизостазия). Они представляют собой медленные разнонаправленные движения земной коры, вызванные нагрузкой крупных ледниковых масс. В периоды оледенения масса ледников оказывает значительное давление на литосферу, нарушая изостатическое равновесие и вызывая её прогиб в зонах распространения ледникового покрова. В эпохи поздне- и межледниковий в результате таяния ледников прогиб сменяется поднятием до исходного положения – этот процесс называется “postglacial rebound” («последледниковое восстановление») (Whitehouse, 2018). В русскоязычной терминологии для этого процесса нет отдельного термина – он включен в общее понятие «гляциоизостазия». Такие движения литосферы носят название гляциоизостатических, а все явления и процессы, связанные с этими движениями и обусловленные стремлением литосферы к достижению гидростатического равновесия при изменении ледниковой нагрузки, входят в понятие «гляциоизостазия» (Былинский, 1996).

Гляциоизостазия характеризуется довольно высокими скоростями в геологическом масштабе времени: в среднем это изменения уровня моря и поверхности суши в пределах сотни метров за несколько десятков тысяч лет. В

настоящее время скорости движения земной коры, последовавшие за таянием позднелейстоценовых ледников северного полушария, составляют более 10 мм/год (Lidberg et al., 2010; Sella et al., 2007). Это делает гляциоизостазию одним из немногих геофизических процессов, которые можно легко наблюдать в масштабах человеческой жизни без использования сложных научных методов измерения. Очевидно, что подобное явление должно оказывать значительное влияние на рельефообразующие процессы тех областей, где оно распространено. При этом важно учитывать, что гляциоизостатический «сигнал» может с определенной степенью уверенности быть реконструирован только для последнего оледенения. Это связано с возрастающей неопределенностью математических расчетов и наложением «сигнала» последней гляциоизостазии при попытках моделирования гляциоизостатических эффектов предыдущих оледенений.

История изучения гляциоизостазии насчитывает уже не первую сотню лет. Она началась с попыток объяснения изменения уровня моря, регулярные наблюдения за которым велись по крайней мере с начала XVIII века (Ekman, 2009). Первые расчёты, выполненные Цельсием (Celsius, 1743), показали, что уровень моря в Ботническом заливе снижается на 1,4 см в год, хотя причины этого оставались спорными: одни считали причиной падение уровня моря, другие — подъём суши (Ekman, 2009). В XIX веке Плейфэр (Playfair, 1802) и Лайель (Lyell, 1835) предположили, что различия в скорости изменения уровня моря в разных местах связаны с движениями суши. К середине XIX века Джеймисон (Jamieson, 1865) впервые выдвинул гипотезу, что прогибания земной коры могут быть вызваны ледниковым щитом. Им было сделано важное наблюдение, что хотя морские отложения рядом с побережьем могут залегать выше современного уровня моря, они не обнаруживаются в понижениях на удалении от береговой линии.

Следующий существенный прорыв произошёл благодаря работам Кролла (Croll, 1875), который предположил, что ледниковых циклов было несколько, и, следовательно, распределение масс на Земле неоднократно изменялось. Однако его теория считала деформации земной коры локальным эффектом и не связывала их с ледниковой нагрузкой. Кроме того, он не учел, что перераспределение масс на Земле повлияет на форму поверхности мирового океана — на этот момент обратил внимание Вудворд (Woodward, 1888) десятилетие спустя.

Интерес Вудворда к форме гравитационного поля Земли возник на фоне изучения береговых линий плейстоценового озера Бонневилл, а также других озер Северной Америки (Chamberlin and Salisbury, 1885; Gilbert, 1885a). Авторы исследований, посвященных этим темам, поддерживали гипотезу о том, что изменения нагрузки на поверхность Земли, вызванные водой, льдом или осадками, способны деформировать её, и сделали вывод, что реакция твёрдой Земли на такую нагрузку может объяснить их наблюдения (Gilbert, 1885b; Chamberlin and Salisbury, 1885). Эти учёные также задумывались, могло ли гравитационное притяжение, например, ледникового покрова, играть роль в объяснении их наблюдений. Вудворд развил эту идею, (Woodward, 1888) проведя детальные расчёты изменений формы геоида, вызванных перераспределением масс в результате появления или исчезновения ледникового покрова. Однако он не учитывал влияние ледников на деформацию самой поверхности Земли, что привело его к ошибочным оценкам объемов Лаврентийского ледникового щита.

Это упущение было исправлено Нансеном (Nansen, 1921), который использовал понятия изостазии и массового баланса для объяснения изменения уровня моря в период таяния ледников. Примечательным является то, что Нансен оценил величину связанных с оледенениями изменений уровня моря в 130 м, что почти совпадает с современными оценками (Lambeck et al., 2014). Он предположил, что изменения уровня моря могут быть результатом комбинации таяния ледников и деформации поверхности Земли. Нансен впервые определил, что Земля реагирует на изменения нагрузки как вязкая жидкость и будет продолжать деформироваться долгое время после перераспределения масс. Это означает, что изменения уровня моря будут продолжаться даже после стабилизации объёма океана. Кроме того, Нансеном впервые было отмечено, что прогибание поверхности Земли под ледниками должно вызывать латеральные перемещения материала мантии за пределы ледниковых щитов, в результате чего по их периферии формировались крупные компенсационные поднятия (приледниковые компенсационные валы – ПКВ). По мере таяния ледника валообразное поднятие мигрировало к центру ледникового щита в результате перемещения вещества астеносферы в обратном направлении. Таким образом, было установлено, что исследования вопросов

гляциоизостазии должны в том числе учитывать и аспекты вязкости мантии (Peltier, 2004).

Наконец, первые оценки вязкости вещества мантии (Haskell, 1935; $\sim 10^{21}$ Па для верхней мантии) и последующие исследования этого вопроса (McConnell, 1968; Peltier, 1974) привели к созданию глобальной модели гляциоизостазии, которая начала разрабатываться в 1970-е годы.

При моделировании гляциоизостатических процессов предполагается, что талые ледниковые воды мгновенно перераспределяются по мировому океану, следуя форме геоида, где геоид – это равнопотенциальная поверхность, которая определяет форму поверхности моря в отсутствии динамического воздействия атмосферной и океанической циркуляций (Whitehouse, 2018). Форма геоида зависит от распределения массы в Земной системе, поэтому изменения в ее распределении (например, сокращение массы ледников и увеличение массы океана) необходимо учитывать при расчетах изменений формы геоида, сопутствующей таянию ледников. Однако на самом деле ситуация сложнее, поскольку таяние ледниковых щитов и перераспределение воды в океан приводят к деформации как твердой поверхности Земли, так и ее внутреннего вещества. Эти процессы перераспределения массы в свою очередь также влияют на изменения формы геоида. В результате расчеты изменения уровня моря, связанные с таянием ледников, должны выполняться итерационно. Проблема усложняется еще и тем, что деформации Земли отражают и современные, и прошлые изменения массы, что обусловлено вязкоэластичными свойствами мантии (Cathles, 1975).

Принципиальная схема того, как устроена и как работает гляциоизостатическая модель, представлена на рис. 1.11. Входные данные модели – нагрузка от льда и океана вместе со свойствами Земли – управляют Земными деформациями. Изменения гравитационного поля определяют распределение талых вод по океану. Сравнение выходных данных модели с данными наблюдений позволяет проводить верификацию входных данных для достижения лучшего результата.

Таким образом, в основе модели гляциоизостазии лежат два основных компонента: история континентальных оледенений и реология твердой Земли (рис. 1.11). Эти неизвестные традиционно определяются при помощи итерационного

подхода с использованием различных данных. Определив эти неизвестные, мы получаем возможность оценить историю изменений относительного уровня моря.

Относительный уровень моря определяется как:

$$S = N - U \quad (1)$$

Где S – относительный уровень моря или глубина воды, N – абсолютный уровень моря, определяемый как высота поверхности воды над центром масс твердой Земли, U – высота поверхности дна океана, также определяемая относительно центра масс твердой Земли. Из Уравнения (1) видно, что изменения относительного уровня моря (ΔS) происходят в результате совокупного влияния изменений высот поверхности воды и морского дна. Их изменения происходят под действием изменений нагрузки от ледников и океана, что вычисляется при помощи т. н. уравнения уровня моря (sea-level equation, SLE), которое определяет гравитационно непротиворечивое перераспределение талых вод по мировому океану. SLE было предложено еще в 1970-х годах (Farrell & Clark, 1976), однако точная оценка изменения глобального уровня моря стала возможной только после работы Peltier and Tushingham (1989), которые впервые решили уравнение уровня моря, используя подходящее пространственное разрешение и основываясь на классических разработках Farrell & Clark (1976) и Clark et al. (1978):

$$\Delta S(\theta, \psi, t) = \frac{p_i}{\gamma} G_S \otimes_i I + \frac{p_w}{\gamma} G_S \otimes_0 \Delta S + C_{SL}(t) \quad (2)$$

Где $\Delta S(\theta, \psi, t)$ – изменение относительного уровня моря (или, что эквивалентно, глубины воды) в точке с колатитудой θ и долготой ψ между моментом времени t и некоторым эталонным временем t_0 ; I – пространственно-временная эволюция изменения толщины ледников по всему миру; p_i и p_w – плотности льда и морской воды соответственно; γ – ускорение свободного падения на поверхности Земли; G_S – функция Грина, описывающая изменения смещения твёрдой поверхности Земли и гравитационного потенциала в результате поверхностной нагрузки. Она строится с использованием вязкоупругих чисел Лава для нагрузок (Peltier, 1974; Spada and Stocchi, 2007). $\otimes_i$ и $\otimes_0$ – свёртки в пространстве и времени по ледниковым покровам и океану соответственно. Свёртки – это математические операции, которые используются в уравнении для учета эффекта распределения нагрузки (ледниковой или океанической) по поверхности Земли и их изменений во времени. Например, масса в одной точке

оказывает гравитационное и механическое воздействие на окружающие области. Свёртка с функцией Грина G_S позволяет суммировать эти эффекты по всей поверхности, принимая во внимание геометрию Земли, её вязкоупругие свойства и расстояние от источника нагрузки. В свою очередь, свёртка во времени учитывает, что изменения массы на поверхности Земли происходят не мгновенно, а со временем, например, при постепенном таянии ледника или медленном поднятии уровня океана. Так как Земля реагирует на изменения нагрузки с задержкой, важно учитывать прошлую историю изменения массы. Свёртка во времени описывает накопленный эффект изменений нагрузки с учётом временной эволюции этих процессов. Такие свёртки позволяют учесть сложные взаимодействия между перераспределением массы, деформацией Земли и изменением гравитационного поля.



Рис. 1.11. Компоненты модели гляциоизостатических деформаций (адаптировано из Whitehouse, 2018).

Среди особенностей Уравнения (2) также следует отметить, что ΔS находится по обеим сторонам от знака «равно», что делает это уравнение интегральным и объясняет необходимость итеративного подхода для его решения. Первые два члена в правой части уравнения описывают пространственно изменяющиеся воздействия на уровень моря из-за ледниковой нагрузки и нагрузки океана, а $C_{SL}(t)$ описывает равномерное время-зависимое изменение

относительного уровня моря, которое вводится для соблюдения закона сохранения массы (Whitehouse, 2018).

На основе решения уравнения уровня моря работают почти все современные модели гляциоизостазии, хотя некоторые ученые исследуют возможность создания моделей другими способами (Auriac et al., 2013; Mey et al., 2016; Nield et al., 2018). Решение SLE позволяет определить не только изменение относительного уровня моря, но и движения поверхности Земли, время-зависимые изменения гравитационного поля, влияние вращения Земли на перераспределение масс льда и океана. Существует несколько различных подходов к решению уравнения уровня моря, которые по-разному учитывают реологические свойства Земли. На ранних стадиях разработки использовался метод конечных дисков, при котором сферическая природа Земли упрощалась до набора плоских концентрических сегментов (дисков) (Peltier et al., 1978). Такой подход значительно упрощает вычисления, однако на локальном уровне фактически рассматривает поверхность Земли как плоскую, а не как сферическую. Из-за этого данный подход не может полноценно учитывать кривизну Земли и достоверно реконструировать изменения площадной нагрузки, вызванные оледенениями. В настоящее время для решения SLE наиболее широко применяются подходы, использующие сферические гармонические функции (spherical harmonics) (Steffen, Wu, 2011). Это математический инструмент, который выражает функции, определенные на поверхности сферы (Atkinson & Han, 2012). В контексте геофизического моделирования они могут представлять гравитационный потенциал Земли, деформации поверхности и изменения формы геоида из-за меняющихся площадных нагрузок. Сферические гармоники позволяют разделить переменные в SLE, что упрощает вычисление в глобальном масштабе и позволяет получать более достоверные результаты. Одним из подходов к решению уравнения уровня моря, опирающихся на сферические гармонические функции, является псевдоспектральный метод. Он был разработан в конце прошлого века (Mitrovica et al., 1994, Mitrovica and Milne, 1998) и до сих пор широко применяется в создании моделей гляциоизостазии.

Среди моделей, использующих этот подход, необходимо отметить работы Уильяма Пельтье, который является автором серии моделей, объединенных

названием «ICE». На протяжении многих лет работы Пельтье вносят существенный вклад в исследования гляциоизостазии и уточнение уравнения уровня моря (Peltier, 1974; Peltier et al., 1978; Peltier & Tushingham, 1989; Tushingham & Peltier, 1991; Peltier, 1996; Peltier, 2002; Peltier, 2004; Argus et al., 2014; Roy & Peltier, 2017). Он принимал участие в разработках первых моделей гляциоизостазии, одной из которых являлась модель ICE-3G (Tushingham & Peltier, 1991). До ее создания, модели гляциоизостазии использовались преимущественно для исследования геологических характеристик Земли (Peltier & Andrews, 1976; Wu & Peltier, 1983). Авторы этих работ опирались на существующие данные о распределении ледниковой нагрузки на поверхность и исследовали, как изменения данных о вязкости мантии влияют на реконструкции относительного уровня моря. Для ICE-3G же была выбрана конкретная «стандартная» модель внутреннего строения Земли (Peltier et al., 1986). Модель представляет данные на сетке разрешением $2^\circ \times 2^\circ$. Путем итерационных вычислений толщина льда в точках сетки изменялась, и результаты вычислений сравнивались со значительно расширенной базой данных изменений относительного уровня моря. При этом модель была способна выдавать надежный результат только для тех регионов, данные об уровне моря которых были доступны авторам. Так, для Арктического региона и Сибири данные отсутствовали (Tushingham & Peltier, 1991).

Последующие итерации модели уточнялись с использованием всё большего количества данных наблюдений, что существенно улучшало воспроизводимость вычислений. Наиболее часто в литературе упоминаются пятая и шестая версии модели, ICE-5G (Peltier, 2004) и ICE-6G_C (Argus et al., 2014; Peltier, Argus, Drummond, 2015) соответственно. В моделях содержатся сведения о континентальной палеотопографии и палеобатиметрии океана, начиная от последнего ледникового максимума (ПЛМ) до настоящего времени, а также сведения о распространении ледниковых щитов, их толщине, об уровне мирового океана. Разрешение моделей было улучшено до $1^\circ \times 1^\circ$.

Модель ICE-5G использует обновленные данные о границах ледников и изменениях объема льда с более высокой пространственной и временной детализацией. В отличие от предыдущей модели ICE-4G (Peltier, 1996), модель ICE-5G обеспечивает чистый эвстатический подъем примерно на 125 м. Хотя

общая структура подхода к моделированию GIA остаётся прежней, прогнозы изменения высоты геоида во времени для двух моделей значительно отличаются. Особенно это заметно для Северной Америки и Гренландии, где изменения в модели оказались наиболее значительными. Важным применением моделируемого ICE-5G распределения суши и льда в период ПЛМ является создание необходимых граничных условий для реконструкции климата этого периода с использованием объединенных моделей атмосферы, океана и морского льда. Эти условия включают рельеф поверхности (в том числе соотношение суши и моря) и альбедо (Peltier, 2004).

Модель ICE-6G (Argus et al., 2014; Peltier, Argus, Drummond, 2015) представляет собой обновленную версию предыдущей модели ICE-5G с более точной калибровкой данных и улучшенной физической основой. Основные улучшения касаются как данных по объему ледников, так и методов их обработки. ICE-6G включает более современные геодезические данные, такие как измерения с использованием спутниковых миссий GRACE и GNSS, что позволяет более точно моделировать изостатическую реакцию Земли на таяние ледников и изменения массы льда. Эта модель обеспечивает улучшенную пространственную и временную детализацию, охватывая последние 26 тыс. л.

Помимо готовых моделей в последние годы активно разрабатываются новые решения, позволяющие пользователям самостоятельно моделировать гляциоизостатические эффекты. Среди подобных разработок особенно выделяется SELEN (акроним от SEa Level EquationN solver) – открытая программа на языке Fortran 90, предназначенная для численного решения уравнения уровня моря с использованием метода сферических гармонических функций. SELEN учитывает сферическую форму Земли, а также оперирует моделями, основанными на вязкоупругой реологии Максвелла, что позволяет учесть временную задержку отклика твёрдой Земли на изменения нагрузки. Последней версией программы является SELEN 4.0 (далее – SELEN 4), в которой, в отличие от предыдущих версий, учтены обратные связи, связанные с изменениями вращения Земли, возникающими из-за перераспределения массы льда и воды. Программа поддерживает пользовательскую кастомизацию данных о распространении и толщине ледниковых щитов (например, на основе моделей ICE-5G, ICE-6G и др.), а

также об относительном уровне моря. SELEN 4 может моделировать не только изменения уровня моря, но и прогнозировать геодезические параметры, например, разнонаправленные смещения земной поверхности и их скорости, изменения гравитационного потенциала и т. д. Подобный функционал значительно расширяет возможности моделирования гляциоизостатических эффектов по сравнению с использованием уже готовых моделей.

Данные, полученные при использовании SELEN 4, позволяют визуализировать изменения в топографии континентов во время ПЛМ и последующих стадий дегляциации. Физические деформации земной поверхности и изменения поля силы тяжести повлекли за собой во время оледенений неравномерные деформации, что должно было значительно изменить характер стока в перигляциальной зоне Русской равнины по сравнению с современным. Согласно реконструкциям Былинского (1990) и моделям гляциоизостатических деформаций Peltier (2004), ось приледникового вала во время последнего оледенения пересекала долину верхней Волги. Одним из возможных механизмов возникновения подпрудных приледниковых озер, реконструированных Квасовым (1975), является перекоп бассейна Волги под воздействием гляциоизостазии в сторону ледника. Т. е. часть Волги, оказавшаяся на осевой части приледникового вала, оказалась бы гипсометрически выше, чем ее исток. Такое изменение профиля Волги позволило бы сформироваться подпрудным озерам, южный берег которых был бы ограничен приледниковым валом, а северный – ледником. Использование SELEN 4 позволяет смоделировать изменения топографии региона нашего исследования и установить, создавались ли в бассейне верхней Волги условия для образования приледниковых озер подобным образом.

1.2.4. Проблема положения и возраста максимальной границы Скандинавского ледникового покрова

Напрямую с вопросами реконструкции системы приледниковых озер связана проблема положения и возраста максимальной границы ледникового покрова во время валдайского оледенения, т.к. граница ледника, согласно принятой концепции, являлась одним из берегов приледниковых озер. Кроме того, от положения ледникового щита на Русской равнине зависит положение всей системы озер по отношению к интересующему нас региону и зависит то, какая часть

современной долины верхней Волги находилась под ледниковым щитом. Следует отметить, что данная проблема в современной палеогеографии стоит довольно остро, т.к. несмотря на большую изученность вопроса, до сих пор ни одна из реконструированных границ последнего оледенения не является общепринятой. Дискуссии возникают в результате разницы методов исследований отечественных и зарубежных авторов, а также ввиду особенностей геолого-геоморфологического строения территории, описанного выше.

Граница валдайского оледенения по верхней Волге большинством исследователей проводится на ее участке от оз. Селигер до Большой Коши, где центральное положение занимает п.г.т. Селижарово. В геолого-геоморфологическом строении территории к северу и к югу от п.г.т. Селижарово наблюдаются существенные различия, отмеченные выше в настоящей главе.

Описанные особенности геолого-геоморфологического строения предопределили расхождение во взглядах у исследователей о положении границы максимальной стадии поздневалдайского оледенения и, соответственно, возрасте рельефа обоих участков (рис. 1.12). Часть исследователей проводит границу максимальной стадии в районе п.г.т. Селижарово и считает, что к югу от этой границы рельеф более древний, связанный с деградацией московского ледникового покрова (Kalm, 2012; Hughes et al., 2015; Stroeve et al., 2016). Другие исследователи (Котлукова и др. 1969) границу максимальной стадии проводят приблизительно так же, но, полагают, что южнее п.г.т. Селижарово рельеф сформировался в ранневалдайское время калининским ледниковым покровом. В работах Знаменской, Фаустовой, Чеботаревой (1977) граница максимальной (бологовской) стадии проводится значительно южнее (в районе устья реки Б. Коша). В последних двух работах выполнен наиболее детальный анализ гляциоморфологического строения района: составлены гляциоморфологические и гляциодинамические карты, выделены стадияльные комплексы краевых образований (Осташковская гряда сопоставляется с вепсовской стадией, Валдайская гряда - с крестецкой), а также комплексы краевых образований, фиксирующие рецессионные задержки края ледникового покрова.

В ходе наших последних исследований также проводились работы, направленные на уточнение границы максимального распространения валдайского

оледенения на территории верхней Волги. Объектом исследования, позволившим уточнить распространение ледникового щита на изучаемой территории, является ключевой разрез Килешино-2. По данным зарубежных исследователей (Lasberg, Kalm, Kihno, 2014), последнее оледенение достигло территории Килешино-2 в позднем валдае, предположительно после 33,8 кал. ^{14}C тыс. лет. Условия озерного осадконакопления существовали на данной территории во время МИС 3, между 57,5 OSL и 33,8 кал. ^{14}C тыс. лет. В интерпретации отложений, вскрытых килешинским разрезом, верхние горизонты приняты за ледниковые отложения позднего валдая, которые подстилаются переотложенными флювиальными средневалдайскими отложениями.

Последние исследования во многом уточнили ранее полученные данные. Разрез сложен толщей разновозрастных лимно-гляциальных, озерных и аллювиальных отложений. Изучение представленной толщи отложений комплексом методов позволило выделить четыре основных этапа осадконакопления: позднемосковский, микулинский, ранневалдайский, и, возможно, средневалдайский. В отличие от предыдущих данных, гляциальные отложения в разрезе не были обнаружены, что свидетельствует об отсутствии продвижения в пределах данного района не только калининского оледенения, но и осташковского (Карпухина и др., 2020). Таким образом, мы постепенно движемся к уточнению границы максимального распространения ледника, однако пока это возможно только на отдельных ключевых участках, и экстраполирование границы на большие пространства займет долгое время.

Следует отметить, что среди перечисленных вариантов положения максимальной границы валдайского оледенения все исследователи придерживаются мнения о том, что максимальная стадия, или последний ледниковый максимум (ПЛМ) приходился на период 22-20 тыс. л.н. Однако известно, что в литературе существуют и другие точки зрения, касающиеся динамики ледникового щита в последнюю ледниковую эпоху.

Вопрос о границах распространения оледенений верхнего неоплейстоцена является остро дискуссионным в литературе. В последней ледниковой эпохе можно выделить ранне- и поздневалдайскую стадии (МИС 4 и 2), которые разделены продолжительным (25 тыс. лет) интерстадиалом (МИС 3), во время которого

климат в средних широтах был холоднее современного (Спиридонова, 1983). Существовавшие длительное время (50-е-70-е годы) представления о межледниковом характере этого интервала (молого-шекснинское межледниковье) были связаны с ошибочным отнесением к этому времени некоторых разрезов более древних (микулинских, казанцевских) отложений (Шик, 2008).

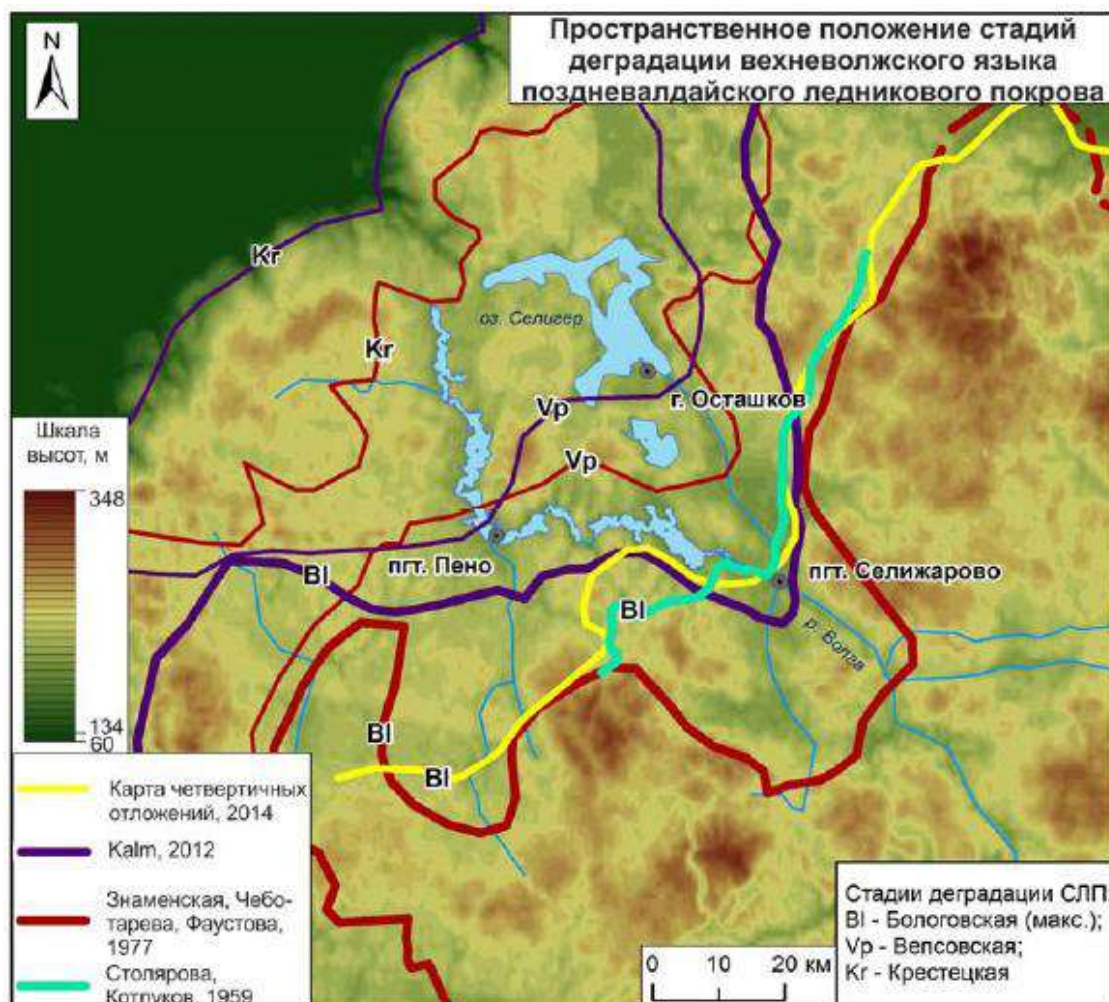


Рис. 1.12. Пространственное положение стадий деградации верхневолжского языка поздневалдайского ледникового покрова (автор – Карпухина Н.В.).

Вопрос, который был окружен наибольшей дискуссией и в прошлом веке, и в настоящее время, открыт. Он касается максимальной стадии валдайского оледенения: была ли она в ранневалдайское или в поздневалдайское время. Основоположником первой точки зрения считается А.И. Москвитин (1967). Он и его последователи считают, что в Европейской России всюду максимальной была ранневалдайская стадия, во время которой ледник достигал Клинско-Дмитровской гряды (Стратиграфия..., 1997; Судакова и др., 1997). Так, Н.Г. Судакова (2012) приводит в качестве доказательства материалы исследований разрезов в Северном

Подмосковье, в Ржевском и Ярославском Поволжье, которые «убеждают в двукратном оледенении данной территории в позднем неоплейстоцене» (Судакова, 2012, стр. 70). Обоснованием возраста верхней ранневалдайской (калининской) морены служит ее залегание поверх микулинских отложений, а в одном из разрезов – перекрытие ее датированными отложениями, относящимися к средневалдайскому потеплению. По мнению Судаковой (2012), граница ранневалдайского оледенения проходила по северному подножью Клинской-Дмитровской возвышенности в направлении Рыбинско-Тутаевского Поволжья. Следовательно, в данном секторе калининский ледник выдвигался южнее поздневалдайского (осташковского).

Однако по данным С.М. Шика (2008) на северо-востоке Европейской России южнее границы распространения поздневалдайского ледника микулинские отложения не перекрыты мореной, лишь в краевых частях озерных котловин на них иногда залегают мореноподобные отложениям делювиально-солифлюкционного происхождения, которые иногда принимают за морену. Далее Шик приводит пример такого разреза. Кроме того, он отмечает, что в области распространения поздневалдайского ледника известен ряд разрезов, в которых отсутствуют следы морены между микулинскими и средневалдайскими озерными отложениями (Спиридонова и др., 1981; Ауслендер и др., 1998). Согласно мнению исследователя, эти данные убедительно свидетельствуют о том, что на северо-западе Европейской России максимальное распространение ледник имел в поздневалдайское время (Шик, 2008).

Пространственное положение ледниковых щитов на севере Европы в позднем плейстоцене и особенно в ПЛМ стало активно изучаться с конца 1990-х гг. Эти исследования завершились рядом крупных обобщений. Вышли карты распространения ледников на севере Русской равнины и Западной Сибири, составленные по результатам международных проектов PECHORA и QUEEN (Svendsen et al., 2004; Hubberten et al., 2004). В 2016 г ВСЕГЕИ выпустил новую карту четвертичных отложений территории РФ в комплекте с гляциоморфологической картой (Astakhov et al., 2016). Во всех этих исследованиях местный ПЛМ относят именно к позднему валдаю. В рамках данной работы мы также придерживаемся такой точки зрения, которая предполагает, что

максимальная стадия последнего оледенения приходилась на поздневалдайское время.

1.2.5. Возможные механизмы формирования долин прорыва верхней Волги

Среди рассмотренных в данной главе концепций эволюции речной системы Волги широко распространено мнение о том, что она была окончательно сформирована, когда к существующей долине средней Волги присоединилась долина верхней (Квасов, 1975; Мирчинк, 1935; Щукина, 1933). Следуя данной гипотезе, можно сделать вывод, что долина Волги в близком к современному виде сформировалась в результате перестройки речной сети. Значительная часть авторов, в чьих трудах рассматривался этот вопрос, хотя и сходятся во мнении насчет главного рельефообразующего фактора (плейстоценовые оледенения), но предлагает разные механизмы перестройки. В исследованиях как начала, так и конца XX в. широко распространена идея перестройки речной сети Волги либо путем перехвата течения каким-либо из современных притоков, либо путем формирования долин прорыва в результате деятельности приледниковых озер. И тот, и иной процесс сопровождался «перепиливанием» водораздела. Так, в работе Д.Д. Квасова (1975), рассмотренной выше, высказано предположение, что воды приледниковых озер «перепилили» водораздел у Плёса. При этом ни в работе Квасова, ни в работах других авторов, где высказывались схожие мнения (Мирчинк, 1935; Щукина, 1933), механизмы перехватов, «перепиливания» водоразделов, образования подпора водами приледникового озера и его дальнейший прорыв подробно освещены не были. Данное обстоятельство вынуждает нас обратить особое внимание на сами понятия вышеперечисленных типов перестроек, условия и механизмы их формирования.

Под перестройками речной сети понимаются изменения направления стока рек как в пределах одного водосбора, так и при объединении или разрыве соседних бассейнов или их частей (Борсук, Чалов, 1975). Именно к последнему типу перестроек относят перехват, который, по-видимому, многие исследователи заменяют термином «междолинная перестройка». В этом смысле перехваты считаются частным случаем перестроек речной сети, а вероятность их образования зависит от формирования стока реки на всем ее протяжении (Борсук, Чалов, 1975).

На русловую природу процесса перестройки обратили внимание О.А. Борсук и Р.С. Чалов (1975). По их мнению, плановые перестройки возможны только в дельтовых областях речных долин, а вне их они могут происходить только путем перехватов и очень редко. Другие авторы (Лютцау, 1975; Воскресенский, 1975; Лебедева, 2012) происхождение перестроек речной сети зачастую связывают с внешними факторами, что понятно, ведь речные системы – очень динамичный элемент геоморфологического ландшафта, который может мгновенно реагировать на изменения во внешней среде. Эта реакция проявляется, во-первых, в смене режима функционирования речных систем, что дает результат в виде чередования периодов эрозии и аккумуляции, а во-вторых, в виде изменений конфигурации водотоков в плане, среди которых различают перестройки межбассейновые и внутрибассейновые. Соответственно, последние характеризуются изменением характеристик рек, принадлежащих к одному бассейну, а первые – изменением границ и положения речных бассейнов.

Большая часть исследователей (Щукин, 1960; Лютцау, 1975; Воскресенский, 1975; Лебедева, 2012) выделяет среди факторов, вызывающих перестройки речной сети, следующие: тектонический (поднятия, опускания, сдвиги и т.д.), климатический (изменение количества осадков, температуры, развитие оледенения), вулканический (излияния лав и т.д.), антропогенный. Эти факторы вызывают колебания уровня приемного бассейна или изменяют характер рельефообразующих процессов на территории, что и является причиной перестроек. Следует отметить, что влияние оледенений как одного из ключевых факторов перестроек речных систем принимается не всеми авторами; очень часто основной акцент смещается в сторону влияния тектоники (даже в тектонически спокойных регионах, например, Русской равнине). Известно, что концепция структурной предопределенности основных речных систем и водоразделов Русской равнины довольно широко распространена среди исследователей XX века (Зеккель, 1947 и др., Геренчук, 1955 и др.). Так, Г.В. Обедиентова в своей работе, посвященной истории развития Волги (1975), утверждает: «оледенение не изменяет направление стока: после таяния льда реки принимают прежнее направление течения, хотя русла могут оказаться смещёнными в плане» (Обедиентова, 1975, стр. 103). Однако А.И. Спиридонов (1975) замечает, что в четвертичное время

скорее должно было наблюдаться обратное явление: в результате полного изменения геоморфологической обстановки покровными оледенениями следы влияния тектоники обнаружить очень сложно. Мы также придерживаемся мнения, что роль тектоники в возможных перестройках долины Волги была минимальна, и основную роль должны были сыграть как раз такие внешние факторы, как плейстоценовые оледенения.

С плейстоценовыми покровными оледенениями северной части Русской равнины связывают как положение современного водораздела, так и перенаправление основного пути стока с севера на юг (Квасов, 1975). В целом преобладание рек южного направления характерно для областей бывшего развития оледенения, например, в Северной Америке (Тимофеев, 1965). Кроме того, моренные гряды и ложбины стока во многом определили и рисунок современной речной сети (Лебедева, 2012). Во время оледенений обильный вынос материала флювиогляциальными потоками, формирование морен способствовали формированию речных перехватов (Воскресенский, 1975). Еще одной из распространенных точек зрения на пути косвенного воздействия оледенения на переформирования речной сети являются случаи захвата и спуска энергично эродирующими реками озерных бассейнов и прорывов озер в ближайшую речную систему (Щукин, 1960).

Следует также отдельно остановиться на водоразделах, раз перестройки, в особенности, перехваты, напрямую затрагивают их. Водоразделы – это области интенсивного эрозионного освоения, образующие вместе с речной сетью подвижные системы, циклическое развитие которых направлено на расчленение и выравнивание рельефа (Коржув, 1975). Хотя водоразделы и не являются абсолютно устойчивыми в своем местоположении, на их миграцию влияет большое количество разных факторов (климатические, геологические), и она не происходит мгновенно. Точно также бассейны – устойчивые образования, имеющие долгую и сложную историю развития (Лебедева, 2012). Выделение на территории водосборных бассейнов происходит на ранних стадиях орогенеза, когда оформляются главные водоразделы (Рельеф Земли, 1967). Вместе с этими процессами наблюдается и заложение основных звеньев речной сети. Таким образом, водосборные бассейны, разделяющие их водоразделы и речная сеть

имеют сложные взаимоотношения, переформирование которых требует затрат большого количества времени и большого количества энергии.

Одним из свойств перехвата, отмеченным С.С. Воскресенским (1975), является его «мгновенность», то есть этот процесс можно назвать катастрофическим. Исходя из вышесказанного следует, что мгновенным можно назвать, видимо, только сам момент прорыва водораздела. Для его осуществления необходима подготовка водораздела, которая заключается в снижении водораздельной линии на границе двух бассейнов. Причем в пределах этих бассейнов эрозия должна протекать с разной степенью интенсивности. Без такой подготовки вероятность перестройки мала, т.к. водораздел между двумя речными системами отличается высокой степенью устойчивости (Воскресенский, 1975).

Зонами максимальной устойчивости обычно являются водораздельные участки – границы водосборных бассейнов. Их называют поясами отсутствия эрозии (линейной, т.к. плоскостной смыв на них наблюдается (Лебедева, 2012)), их существование серьезно затрудняет расчленение водоразделов (Арманд, 1955; Геренчук, 1955). Однако в пределах границ водосборных бассейнов можно выделить участки, где происходят междолинные перестройки. По данным Э.А. Лихачёвой и А.Н. Маккавеева (2010), такие участки можно разделить на трансфлювиальные (седловинные), которые приурочены к верхним звеньям речных систем, и контактно-транзитные (водораздельные), приуроченные к нижним – выходам реки на равнину и т.п.

Поскольку подробнее всего механизм перепиливания водораздела рассмотрен Квасовым, остановимся на нем также подробнее. Квасов предполагал, что водораздел был перепилен водами приледникового озера на стадии отступления ледника, что подразумевает понижение уровня озера. Приледниковые озера – водные объекты замедленного стока, образующиеся путем подпруживания ледником рек, которые текут в направлении к ледниковому щиту. Озера занимают понижения рельефа территории, причем кромка льда играет роль плотины, препятствующей стоку талых вод по направлению естественного уклона территории. Важным фактором их образования является неоднородность отступления ледника. Если бы он отступал сплошным фронтом, воды могли бы свободно стекать вдоль края ледника (Басаликас, 1967). Необходимое условие для

возникновения приледникового озера – наличие водораздела на некотором расстоянии от внешнего края ледникового покрова (Квасов, 1975; Кудерский, 2008). Если ледяной щит покрывал собой водораздел, то их образование не могло произойти. Таким образом, озеро оказывалось между телом ледника с одной стороны и водоразделом – с другой. Пока озеро не достигнет высоты самой низкой части водораздела, окружающего бассейн реки, оно продолжает повышать свой уровень. При достижении этой высоты возникает сток из озера по долине этой реки (Квасов, 1975). Высотные отметки водораздела определяли высоту порога стока вод озера.

Осуществление сброса вод приледниковыми озерами по долинам рек, существующих в настоящее время, подтверждено современными исследованиями (Mangerud et al., 2004). Согласно общему механизму развития озера (Басаликас, 1967), оно повышает свой уровень до тех пор, пока не достигнет высоты самой низкой части водораздела, откуда и начинается сток. Порог стока может сильно понизиться вследствие глубинной эрозии. Сток осуществляется или вдоль самого края ледника, или по долинам рек, протекающим параллельно ему, или в противоположном направлении – с перетеканием через водораздел. Другие факторы могли повлиять на уровень озера только если они приводили к изменению высоты порога стока относительно берегов озера, например, как глубинная эрозия, в результате которой порог стока мог понизиться. Могла также произойти вынужденная смена порога стока, в результате которой происходили наиболее резкие повышения уровней. Такое происходило при непосредственном воздействии ледника на систему озер. Так, если при наступлении ледник перекрывал одни пороги стока, более гипсометрически низко расположенные, накапливающаяся вода начинала искать выход через другие, более высокие. Наоборот, при отступании ледника открывались новые, более низкие пороги стока, что вызывало сокращение уровней приледниковых озер (Квасов, 1975).

Таким образом, сток через водораздел начинается в максимальную стадию распространения озера и соответствует максимальной стадии распространения оледенения. При условии хорошей разработки путей стока (т.е. сильном понижении их отметок вследствие глубинной эрозии) он может продолжиться по тем же путям стока и после снижения уровня озера. Однако все еще остается

непонятной концепция формирования новых путей стока через водораздел на стадии снижения уровней, как утверждает Квасовым (1975). Согласно его модели, сток через водораздел из системы приледниковых озёр, существовавшей на месте Верхней Волги, начался в максимальную стадию распространения оледенения, в соответствии с механизмом развития приледниковых озёр. В последствии, при снижении уровня озёр, сток через водораздел прекратился, и возобновился только в бёллинге (14,5 тыс. л.н.), в результате прорыва водораздела у г. Плёса. На карте Квасова (1975) видно, что для формирования этого прорыва в бёллинге не было никаких предпосылок, т.к. уровень системы озёр уже должен был отступить от водораздела еще на веэсовской стадии (ок. 17,5 тыс. л.н.) (рис. 1.13).

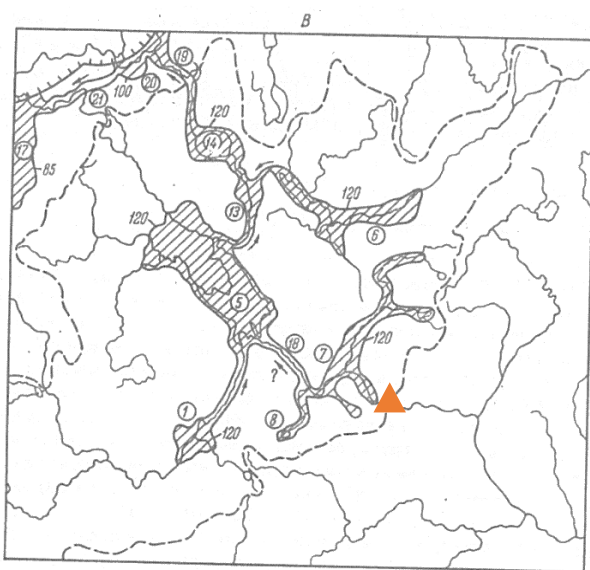


Рис. 1.13. Верхне-Волжская система приледниковых озёр в веэсовскую стадию (ок. 17,5 тыс. л.н.) (Квасов, 1975). Пунктиром показан основной водораздел Русской равнины, треугольником – г. Плёс.

В работах других исследователей, посвященных вопросу спуска озёр по долинам рек, также указывается на начало спуска вод озера при уровне их максимального распространения (рис. 1.14) (Mangerud et al., 2004, Svendsen et al., 2004, Lysa et al., 2011), однако в литературных источниках больше не найдено свидетельств формирования долин прорыва на стадии снижения уровней озера. Механизм начала переливания озерных вод через водораздел характеризуется как формирование долины прорыва (Mangerud et al., 2004), и в целом спуск озера, согласно последним реконструкциям, должен был занимать очень небольшое время – менее 1000 лет, скорее, несколько сотен (Lysa et al., 2011), а по другим представлениям – несколько месяцев (Mangerud et al., 2004). В таком случае логично предположить, что формирование долины прорыва у г. Плёса также должно было произойти в максимальную стадию приледникового озера, когда

должен был образоваться подпор водами озера данного участка водораздела, в результате которого по наиболее ослабленному месту и произошел прорыв.



Рис. 1.14. Реконструированные приледниковые озера и их сток по долинам рек около 20 тыс. л.н. (максимальная стадия валдайского оледенения) (Mangerud et al., 2004).

Кроме того, гипотеза существования в долине Волги озер в валдайское время не подкреплена достаточным количеством геолого-геоморфологических обоснований. Последние исследования показывают, что геолого-геоморфологических следов присутствия обширного озера в Ярославско-Костромской низине не наблюдается (Borisova et al., 2022). Несмотря на то, что даже геологические исследования 60-х годов называли некоторые террасы в долине Волги на участке Кострома-Плёт «террасами Костромского озера» (Большакова, 1963), никаких четких аргументов в пользу этого в отчетах не приводилось. Скорее всего, подобные террасы относились к озерным исключительно на основании литологических характеристик. Геохронологические данные для данного участка долины Волги до недавнего времени практически полностью отсутствовали, и только последние исследования позволили получить первые определения абсолютного возраста отложений в долине. Таким образом, пока данная концепция формирования верхней Волги не подкреплена серьезными геолого-геоморфологическими аргументами и абсолютными датами, проблему возникновения и возраста долины верхней Волги нельзя считать решенной.

Глава 2. Используемые методы

Основные методы, используемые при работе над диссертацией, можно разделить на полевые и камеральные. К полевым методам относятся геоморфологические и седиментологические методы, а камеральные включают в себя методы геохронологии и компьютерного моделирования.

2.1. Геоморфологические и литологические методы

2.1.1. Полевые исследования

Основной задачей полевого этапа было получение более подробной информации о долине верхней Волги на отрезке от г. Рыбинска до г. Плёса. Во время полевых исследований было проведено детальное изучение этого участка Волги, выявление новой и верификация известной информации о геолого-геоморфологическом строении долины и междуречий. Основной задачей полевого исследования было детальное изучение выбранных объектов: преимущественно аккумулятивных уровней в долине Волги на выбранных ключевых участках, в том числе близких к долинам прорыва.

Полевое изучение долины Волги на указанном участке проводилось в два этапа, в период с 18 по 28 июля 2018 года и с 17 по 23 мая 2019 года. Дополнительные исследования проводились в 2020 г. В ходе полевых исследований было описано 87 точек наблюдения, пробурено 20 скважин механическим бурением, описано 19 обнажений, отобрано 87 образцов для ОСЛ-датирования, 2 образца для изучения пород в шлифах оптико-микроскопическим методом и 77 образцов на гранулометрический анализ. Наиболее важные скважины и разрезы, используемые в работе, отмечены на рис. 3.1 в Главе 3.

Первым этапом исследования была рекогносцировка, в ходе которой главным видом работ являлись геоморфологические маршруты. Целью маршрутов было изучение строения долины Волги и ее долин прорыва: поиск и описание террасовых уровней, выделение закономерностей их расположения. Кроме того, проводилось описание поверхностей междуречий для составления представления о комплексном облике территории исследования. Также во время этого этапа были определены подходящие объекты и места для механического бурения. Во время маршрутов проводилось общее геолого-геоморфологическое описание территории

с фиксацией основных форм рельефа и характера строения долины, составлением геоморфологических профилей и схем, фотографированием.

Изучение четвертичных отложений территории производилось методами заложения расчисток и разрезов в местах, где это было осуществимо, а на втором этапе полевых работ – методом усовершенствованного шнекового бурения. Осуществлялось полевое описание вскрывающихся в обнажениях и скважинах отложений. В дневнике фиксировалось полевое определение гранулометрического состава, крупности и степени окатанности песчаных зерен, цвет, текстура, мощность слоёв, минеральный состав, слоистость, характер контактов и дислокаций. В результате проведенных наблюдений в полевом дневнике делались первые выводы о генезисе вскрывающихся отложений и форм рельефа.

Во время изучения расчисток, обнажений и скважин проводился отбор образцов на различные виды исследований, перечисленные выше. Описание отбора образцов на геохронологические методы приводится в соответствующем разделе в настоящей главе. Для изучения текстур и уточнения генезиса отложений проводился отбор шлифов из суглинистых, глинистых отложений. Из стенки разреза аккуратно извлекался кусок породы размером 4х5 см и высотой около 1,5 см и помещался в картонный коробок таких же размеров. На упаковке указывалось, какая сторона извлеченного шлифа является верхней в разрезе, а также номер точки и номер образца. Из слоев, откуда были взяты образцы на ОСЛ-датирование, также проводился отбор образцов на гранулометрический анализ для получения детальных литологических характеристик осадка и для уточнения генезиса. Отбор производился в прозрачные пластиковые zip-пакеты размером 10х15 см, на которых фиксировался номер точки и образца и глубина отбора.

2.1.2. Камеральные методы

Определение гранулометрического состава и ППП проведено в лаборатории Палеоархивов природной среды ИГ РАН. Гранулометрический анализ был выполнен лазерно-дифрактометрическим методом. Метод лазерной дифракционной гранулометрии основан на явлении дифракции света, которая проявляется в частичном отклонении света от прямолинейного распространения при прохождении им препятствия. Отклонение тем сильнее, чем меньше размер препятствия и чем этот размер ближе к длине световой волны. Имея в качестве

препятствия частицы и зная длину световой волны, можно по параметрам дифракционной картины точно определить размер этих частиц (Константинов, Еременко, 2012).

Лазерные анализаторы размера частиц состоят из трех основных элементов: источника когерентного монохроматического поляризованного излучения (лазера); измерительной ячейки, в которой измеряемые частица равномерно распределены в водной среде, и фотодиодного детектора, который измеряет интенсивность света в отдельных зонах мишени и тем самым количественно характеризует дифракционную картину. При помощи заданного математического алгоритма показания с детектора трансформируются в числовое выражение распределения частиц по крупности (Константинов, Еременко, 2012).

Для подготовки образца к анализу на лазерном анализаторе бралась навеска образца 10-20 г, проводились обработки соляной кислотой (10%), перекисью водорода (40%) для удаления карбонатов и органического вещества (рис. 2.1). Далее исследование проводилось на анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000. В данном приборе использован полупроводниковый лазер с длиной волны 470 нм. При измерении проба находится в виде водной суспензии, куда поступает по гибким трубкам из кюветы для добавления образца. Для обеспечения однородности суспензия непрерывно перемешивается. Для дополнительной диспергации (разрушения агрегатов) частиц применяется ультразвук.

Результаты измерений выводятся на компьютер, где обрабатываются специальной программой и представляются в виде гистограммы распределения частиц и кумулятивной кривой (рис. 2.2). Результаты экспортировались в программу MS Excel для дальнейшей статистической обработки.

Вычисление распределения частиц по размерным фракциям проведено на основе дифракционной модели Фраунгофера. Эта модель не учитывает оптические свойства исследуемого материала и описывает только явление дифракции (без учета преломления, отражения и поглощения света частицами). Использование модели Фраунгофера накладывает ограничение: она не совсем корректна для определения частиц диаметром $<0,001$ мм. Однако она не требует знания оптических характеристик материала. Тем самым применение модели Фраунгофера

сильно упрощает процедуру измерения частиц. В данном исследовании задачи выделения дополнительных фракций для частиц $<0,001$ мм не ставилось, поэтому применение данной модели оправдано. Результаты определения размеров частиц на лазерном анализаторе получены в дробной логарифмической гамма-шкале Батурина (Батурин, 1947). В соответствии с этой шкалой для изучаемых образцов выделяется 21 размерная фракция. Отношение конечных размеров фракций по этой шкале определяется как $\sqrt[10]{10}$ (Величко, Морозова, Певзнер, 1973).



Рис 2.1. Пробоподготовка образцов для гранулометрического анализа (слева – обработка концентрированной перекисью водорода, справа – подготовленные навески образцов для лазерного анализатора и ППП) (фото автора).

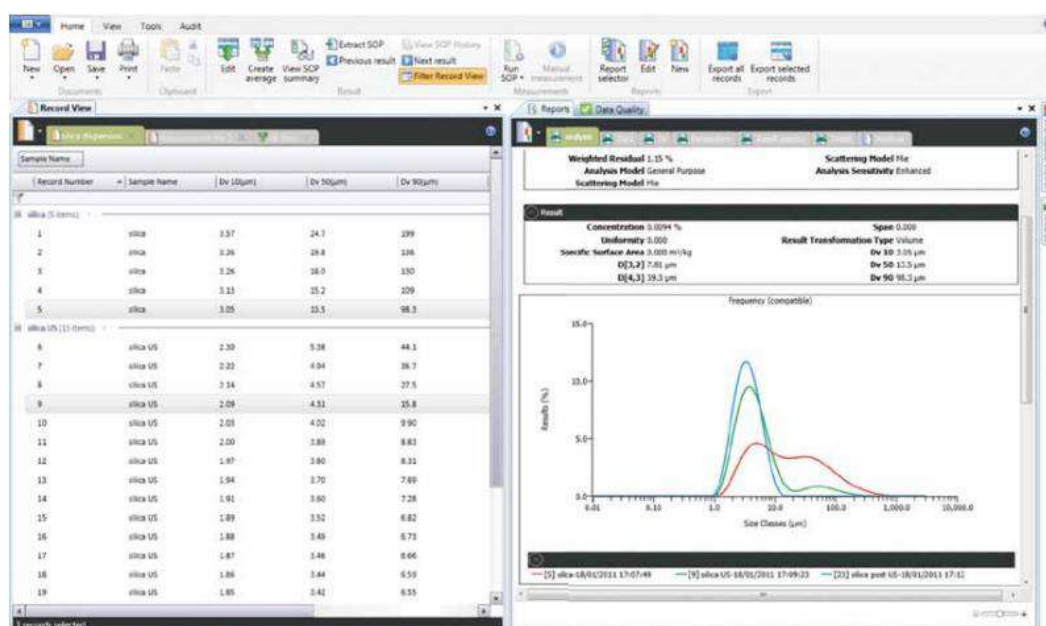


Рис. 2.2. Программное обеспечение Malvern Mastersizer 3000.

Также проводилось определение потерь при прокаливании (ППП) с целью оценки содержания органического вещества и карбонатов в осадке. Согласно Heiri, Lotter, Lemcke (2001), ППП 550°C отражают содержание органического вещества, а разница ППП 950°C – 550°C характеризует потери CO₂ карбонатов. Для получения ППП бралась навеска образца 20–30 г.

2.2. Методы геохронологии

2.2.1. Люминесцентное датирование: причины выбора и основы метода

При выборе основного геохронологического метода для данного исследования мы прежде всего руководствовались объектом потенциального датирования (аллювиальные, флювиогляциальные, лимногляциальные отложения) и ожидаемым временным пределом (средний-поздний плейстоцен). Среди большого количества различных подходов к определению возраста в современной палеогеографии наибольшее применение получили радиоуглеродный, люминесцентный и космогенный методы датирования. Наиболее популярным является радиоуглеродный анализ, который широко применяется для определения возраста озерных отложений, а также включенных в межледниковые толщи палеопочв и органических остатков. Нельзя не отметить, что существенными ограничениями радиоуглеродного метода являются отсутствие органических остатков, залегающих *in situ* в ледниковых и флювиогляциальных отложениях (Вагнер, 2006, Thrasher et al., 2009) и низкий (в том числе для нашего исследования) предел датирования (до ~45 тыс. л.н. (Walker, 2005; Lowe and Walker, 1997)). Кроме того, радиоуглеродное датирование позволяет получить только опосредованно связанные с датруемыми событиями (т.е. ограничивающие верхний или нижний предел возраста) результаты.

Все более активно внедряемое в четвертичную геохронологию космогенное датирование хотя и применимо для решения очень широкого ряда геоморфологических проблем (Hermione, 2004), но ограничено необходимостью обработки большого количества образцов, высокой стоимостью и трудоемкостью датирования. Целый ряд других геохронологических методов, таких как трековый, аргон-аргоновый, датирование по урановым сериям и др. требуют наличия специфического материала (вулканический пепел, карбонатные включения и т.п. (Dickin, 2005; Walker, 2005)). В отдельных случаях успешно применяется группа

сидерических методов (дендрохронология, варвометрия, лишенометрия), которые, однако, существенно ограничены как возрастным пределом, так и редко встречаемым материалом (Вагнер, 2006).

В последнее время одним из наиболее применимых методов стало оптически стимулированное люминесцентное (ОСЛ) датирование, которое включает в себя определение возраста по кварцу (Q, оптически стимулированная люминесценция – ОСЛ) и по калиевым полевым шпатам (КПШ, инфракрасно стимулированная люминесценция – ИКСЛ). Данный метод нашел в последнее время широкое применение в практике геохронологических исследований четвертичных отложений, методика датирования обоснована в большом количестве работ (Aitken, 1985; Murray et al., 2021). Люминесцентное датирование определяет время, прошедшее с момента последнего воздействия солнечного света на минеральное зерно перед захоронением, т.е. формированием отложений (Вагнер, 2006, Панин, 2014, Aitken, 1985; Duller, 2008). Широкое внедрение метода в современную практику датирования отложений обусловлено рядом достоинств: 1) определяется непосредственно момент формирования отложений в ходе последнего цикла осадконакопления; 2) повсеместное распространение минералов, применяемых для измерения сигнала (кварц и КПШ); 3) значительный возрастной предел метода (от первых десятков лет до 300-500 тыс. л.н. (Панин, 2014, Forman et al., 2000)).

Принцип датирования можно кратко охарактеризовать следующим образом (Панин, 2014; Duller, 2008). Материалы, содержащие радиоактивные изотопы, либо залегающие вблизи носителей таких изотопов, подвергаются слабому радиационному воздействию (альфа-распад ^{238}U и ^{232}Th , бета- и гамма-излучение при распаде ^{40}K). Под воздействием ионизирующей радиации появляются свободные электроны, которые накапливаются в «электронных ловушках» – дефектах кристаллической решетки силикатных минералов (кварца, КПШ). При нагревании или освещении дневным светом происходит обнуление радиационного счетчика – опорожнение электронных ловушек. Далее, после прекращения воздействия тепла или света (при погребении осадка), начинается новое накопление сигнала. Люминесцентный сигнал (ЛС), накопленный к моменту отбора образца, называется естественным ЛС. Он пропорционален времени T , прошедшему с момента погребения или нагревания датировемого объекта.

Освещение естественным светом снижает накопленный люминесцентный сигнал до трудно регистрируемого уровня. После очередного погребения ЛС начинает накапливаться за счет ионизирующего действия радиации. Сигнал, накопленный к моменту отбора образца, называется естественным. Дополнительное бета-облучение образца в лаборатории позволяет получить функцию роста ЛС, на основе которой определяется эквивалентная доза радиации для естественного ЛС.

В качестве носителя ЛС используются частицы кварца или полевого шпата песчаной или алевритовой размерности. Сигнал, получаемый при исследовании кварца, называется собственно ОСЛ-сигналом, а при исследовании КПШ используется инфракрасно-стимулированная люминесценция (ИКСЛ, *infrared stimulated luminescence, IRSL*). Для высвобождения ЛС применяют свет определенных длин волны, что позволяет учитывать сигнал только из светочувствительных электронных ловушек. Это позволяет успешно датировать отложения с кратким экспонированием свету (<4 часов) и с освещением потенциально узким диапазоном длин световых волн (переносимые в воде отложения). Предел датирования зависит от интенсивности естественной радиоактивности (иначе говоря, скорости накопления дозы): чем она выше, тем быстрее заполняются электронные ловушки и материал достигает полного насыщения. Точность дат до 100 000 лет – обычно 5–10%, более древних – 10–20%.

В международном четвертичном сообществе каждый год публикуются новые примеры удачного применения люминесцентного метода для получения надежных хронологий отложений. Есть такие исследования и для территории России. Прежде всего необходимо упомянуть уже имеющиеся на данный момент опубликованные ОСЛ-хронологии, построенные для нижней Волги в последние годы (Kurbanov et al., 2020; Taratunina et al., 2022). В статье Kurbanov et al., 2020 представлена первая надежная хронология самой большой из известных трансгрессий Каспия (ранняя хвалынская), а в исследовании Taratunina et al., 2022, где автор данной работы выступила в качестве соавтора, впервые рассматривается хронология эволюции реки Волги в течение позднего четвертичного периода, зафиксированная в слоях аллювиальных песков, обнаженных в разрезе Райгород. Важный вывод, который можно сделать из этих примеров, заключается в том, что кварц, скорее всего,

хорошо обнуляем в речных системах с низким уклоном в Центральной России, и, в частности, в речной системе Волги. Это значит, что при помощи люминесцентного датирования можно получать достоверные результаты определения возраста отложений.

Создание же люминесцентных хронологий речных систем в других регионах мира насчитывает гораздо больше примеров. Straffin et al. (1999) и Colls et al. (2001) определили возраст отложений для ряда террас вдоль рек Луара и Арру во Франции. Исходя из результатов датирования, авторы приходят к выводу, что аккумуляция отложений происходила во время "ледниковых / перигляциальных" эпизодов, тогда как межледниковья отмечены эрозионными эпизодами. Fuller et al. (1996, 1998) использовали ИК-ОСЛ датирование КПШ для уточнения хронологии лестниц террас в бассейне Гуадалупе, Северо-Восточная Испания. Для самых древних отложений был обнаружен возраст 250 тыс. л.н., а для отложений вдоль нынешнего течения реки – до 0,4 тыс. л.н. При сравнении ИК-ОСЛ хронологии террас с данными ледяных кернов высокого разрешения и климатическими сериями изотопов кислорода Fuller et al. (1998) пришли к выводу, что эпизоды аккумуляции совпадают со стадийными событиями, в то время как фазы преобладания эрозии происходят во время межстадийных эпизодов.

Что касается примеров применения люминесцентного датирования к флювиогляциальным и лимногляциальным отложениям, то они появились для территории России во многом благодаря деятельности проекта QUEEN (Mangerud et al., 2001, 2004; Svendsen et al., 2004). Так, датирование при помощи кварца было успешно применено к флювио- и лимногляциальным отложениям северо-запада России и полуострова Таймыр. Puthusserry et al. (2006) показали, что эффект неполного обнуления в исследованных образцах минимален, поскольку отмечается хорошая корреляция между ОСЛ и ^{14}C -возрастами и современные аналоги образцов хорошо обнулены. Larsen et al. (1999) исследовали возраст флювиогляциальных отложений на северо-западе России. Основываясь на полученных данных о возрасте, авторы утверждают, что максимальное положение скандинавского ледяного покрова было достигнуто около 17 тыс. л.н., а дегляциация началась около 15 тыс. л.н. Исследования зандровых отложений в южной Швеции (Alexanderson and Murray, 2007) и в южной Норвегии (Bøe et al.,

2007) показали, что даты совпадают между участками, расположенными на расстоянии нескольких километров (Alexanderson and Murray, 2007). Даты, полученные Вое et al. (2007), показали хорошую корреляцию с независимой информацией о возрасте (^{14}C и ^{10}Be). Подобные примеры подчеркивают возможность получения надежных люминесцентных дат по водно-ледниковым отложениям.

2.2.2. Основные сложности люминесцентного датирования

При обзоре основных сложностей, ассоциируемых с люминесцентным датированием, прежде всего необходимо упомянуть проблему, возникающую при измерении сигнала КПШ: полевым шпатам присуще явление аномального угасания сигнала (anomalous fading) (Wintle, 1973, Spooner, 1994), при котором сигнал уменьшается со временем быстрее, чем ожидается исходя из его кинетических характеристик. Это может существенно омолаживать возраст образца. Thomsen et al. (2008) исследовали лабораторные скорости угасания различных сигналов полевого шпата и обнаружили, что скорость снижается как функция времени стимуляции и возрастающей температуры стимуляции. Они также исследовали характеристики IRIR-сигнала, измеренного при высокой температуре после измерения IR-сигнала при более низкой (50°C); этот сигнал был назван пост-IRIR (pIRIR). Самая низкая скорость угасания в их исследовании наблюдалась для сигнала pIRIR (50, 225) (два числа в скобках указывают температуру стимуляции для первой и второй стимуляции IR, соответственно). К похожему выводу пришли и Thomsen, Murray & Jain (2011). Рассмотрев эффект изменения температуры стимуляции pIRIR (при температуре предварительного нагрева 50°C) для 150, 200, 225 и 290°C , они отметили, что последние два сигнала pIRIR (50, 225) и pIRIR (50, 290) наиболее термически стабильны, тогда как сигналы pIRIR (50, 150) и pIRIR (50, 200) значительно менее стабильны. Это предполагает, что вторая температура ИК-стимуляции должна превышать 200°C для получения наиболее термически стабильного сигнала (и, следовательно, сигнала с наименьшим затуханием). Впоследствии Buylaert et al. (2012) был детально проанализирован протокол измерений pIRIR (50, 290). Ими было доказано, что он позволяет измерить наиболее стабильный сигнал, не подверженный аномальному затуханию.

При использовании кварца в ОСЛ датировании важно учитывать такой его ограничивающий фактор, как чувствительность. Чтобы быть применимыми для датирования, зерна кварца в ответ на ионизирующее излучение должны давать измеримый сигнал ОСЛ с доминирующим быстрым компонентом. К сожалению, не все зерна обладают такими характеристиками. Магматические породы являются основным источником кварцевых зерен в осадочных отложениях, однако зерна, извлеченные непосредственно из первичной породы, обычно не проявляют значительной чувствительности к люминесценции (Moska and Murray, 2006). Следовательно, отложения в горных водосборах, в которых преобладают первичные породы, редко дают измеримый сигнал. Чувствительность кварца развивается во время повторяющихся циклов эрозии, переноса и осаждения, и лабораторные исследования подтверждают этот вывод (Li, 2002; Moska and Murray, 2006). Таким образом, многократно переработанные кварцевые зерна, например, в крупномасштабных речных системах или в пустынях, почти всегда имеют сильную люминесцентную реакцию на дозу (Murray et al., 2021).

Наиболее существенным недостатком люминесцентного датирования является возможность удревнения итоговых дат в результате неполного засвечивания (обнуления сигнала) зерен в ходе геологического транспорта. Фундаментальной основой метода является предположение о полном удалении сигнала, накопленного до последнего цикла осадконакопления, что требует длительного воздействия дневного света на материал. Поскольку разные генетические типы отложений испытывают в ходе геологического транспорта различную степень воздействия света, по способу перемещения материала все типы можно разделить на те, в которых с высокой вероятностью происходит полное обнуление сигнала (например, эоловые, прибрежно-морские, аллювий больших рек), и на те, где сигнал обнуляется с меньшей вероятностью (например, ледниковые, склоновые, в некоторых случаях – флювио- и лимногляциальные). Во втором случае условия ограниченного доступа света определяются такими факторами, как высокая мутность потока, быстрый процесс осадконакопления, большая скорость перемещения материала, перемещение материала в темноте (например, подлёдное) и т.д.

При выборе метода ОСЛ как основного геохронологического метода в нашем исследовании мы предполагали, что основным объектом датирования будут являться аллювиальные, флювио- и лимногляциальные генетические типы. Отложение осадка во всех этих типах связано с перемещением материала водой, которое может характеризоваться как хорошими, так и плохими возможностями для обнуления. Во флювиальных обстановках отмечается главный ограничивающий фактор, влияющий на возможность обнуления сигнала – мутность воды (Wallinga, 2002). Она сильно сокращает интенсивность света и спектр солнечных лучей. Этот эффект ослабления интенсивности через толщу воды присутствует всегда (Berger 1990), однако усиливается за счет увеличения концентрации взвешенных наносов (Berger & Luternauer 1987). На рис. 2.3 демонстрируется скорость обнуления кварца и полевого шпата в мутной воде, а также спектр солнечного света у поверхности и на глубине 4 м. Уже даже на такой небольшой глубине свет очень сильно теряет свою интенсивность, что сказывается на качестве обнуления. Поэтому хотя график и демонстрирует большой потенциал для обнуления сигнала полевого шпата на этой глубине, скорее всего, сильного обнуления не происходит из-за очень низкой интенсивности света. Соответственно, интенсивнее всего засветка происходит у поверхности, где наиболее чувствителен к обнулению кварц, т.к. он в принципе более чувствителен к обнулению, чем полевые шпаты (Duller, 2008).

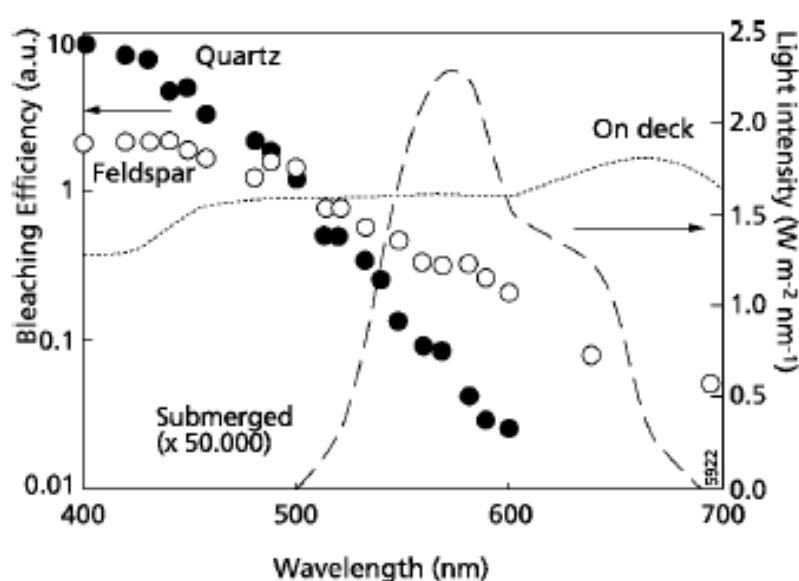


Рис. 2.3. Спектр света на поверхности (точечная линия) и на глубине 4 м (пунктирная линия) в мутной реке. Спектр света на 4 м увеличен в 5×10^4 (!) раз, чтобы быть отображенным на графике в этом масштабе. Эффективность обнуления кварца (черные круги) и полевого шпата (белые круги) также показаны. Из Wallinga, 2002.

Глубина воды, способ переноса наносов (взвесь, сальтация или перекатывание) и расстояние переноса также являются важными факторами, влияющими на обнуление отложений рек. Прямое попадание необнуленных отложений в результате эрозии древних отложений и берегов рек является обычным явлением в речных системах и также способствует разбросу результатов. Кроме того, наводнения, штормы и другие явления с высокими расходами воды вызывают быструю эрозию и перенос отложений, ограничивая солнечное воздействие (Rittenour, 2008).

Кроме того, часто качество засветки может определяться и характеристиками датированного материала – например, его размерностью. Многие исследования показали, что более крупные зерна имеют более низкие значения эквивалентных доз и лучше обнуляются (Olley et al. 1998; Colls et al. 2001; Truelsen & Wallinga 2003; Alexanderson and Murray, 2007; Vandenberghe et al. 2007; Rittenour, 2008). Причины разницы в обнулении между более мелкими и крупными зернами до конца не изучены, но, вероятно, связаны с видом транспорта. Более крупнозернистые отложения переносятся через речную систему с меньшей скоростью, чем ил и очень мелкий песок во взвешенном состоянии, что дает им больше времени для воздействия солнечного света. Более крупный осадок также с большей вероятностью откладывается на перекатах и многократно подвергается воздействию света во время транспортировки. Помимо грязевых пленок на мелких зернах, связывающие свойства ила и очень мелкого песка могут вызывать перенос этих частиц в виде агрегатов и препятствовать засветке солнечным светом. В связи с этим при выборе фракции для датирования лучше всего отдавать предпочтение более крупной размерности частиц (Rittenour, 2008).

Немаловажным фактором при датировании аллювиальных отложений является размер бассейна реки, отложения которой являются объектом датирования, и геоморфологическая позиция отложений. Скорее всего, в крупных долинах рек отложения террас, древних пойм и русел прошли через значительное количество циклов осадконакопления до своего финального (перед отбором образца) отложения, что позволяет им иметь большее количество полностью обнуленных зерен. Отложения современных русел и перекатов малых рек отличаются, напротив, меньшей засветкой зерен (Rittenour, 2008).

Что касается флювиогляциальных отложений, причина, по которой они часто дают удревленный возраст, заключается в том, что у зерен чаще всего мало возможностей для обнуления: большая часть переносится ледником и откладывается в условиях высокой мутности проксимальных зандров (Thrasher et al., 2009). В целом для датирования больше подходит кварц: известно, что зерна разных минералов характеризуются разными скоростями обнуления сигнала под воздействием дневного света, и что у кварца она наиболее быстрая (Godfrey-Smith et al., 1988; Wintle, 1997) (рис. 2.4). Исследования данного вопроса подтвердили, что это утверждение верно для ледниковых отложений различных типов. Так, Spencer and Owen (2004) сравнили результаты люминесцентного датирования по кварцу и полевому шпату из одних и тех же образцов, взятых из разнообразных обстановок осадконакопления (лимногляциальные, флювиогляциальные, аллювиальные, отложения приледниковых озер, ледниковые отложения) из долины Хунза в Гималаях. Результаты показали присутствие больших остаточных люминесцентных сигналов в полевом шпате, что предполагает недостаточное обнуление сигнала перед отложением и, следовательно, завышенную оценку возраста полевого шпата. Однако и при датировании кварца часто возникают проблемы: в нем не всегда доминирует быстрый компонент (т.е. не всегда больше люминесцентного сигнала получается из наиболее быстро обнуляющихся ловушек), он не всегда бывает хорошо чувствительный, т.к. часто попадает «свежим» из горных пород – об этих проблемах уже шла речь выше в данном разделе (Thrasher et al., 2009; Murray et al., 2021).

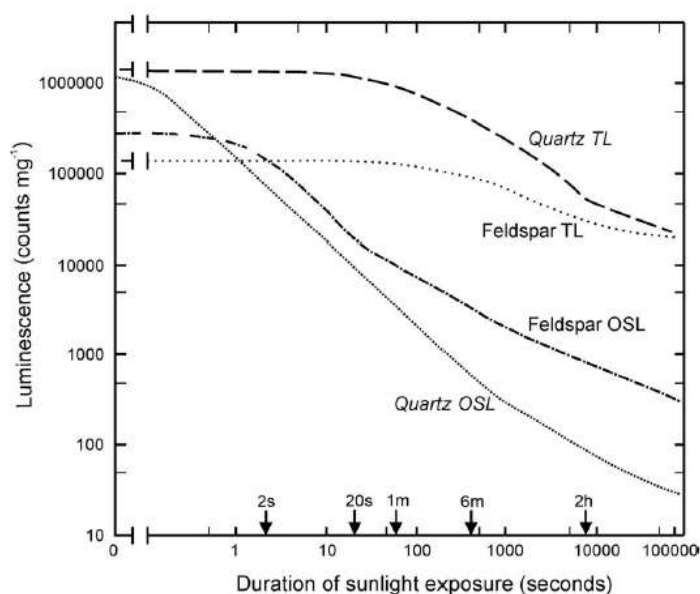


Рис. 2.4. Обнуление солнечным светом натуральных ТЛ и ОСЛ сигналов (Thrasher et al., 2009). По графику видно, что ТЛ сигнал обнуляется медленнее, чем ОСЛ, и что ОСЛ сигнал кварца обнуляется быстрее, чем ОСЛ сигнал полевого шпата.

Степень обнуления значительно изменяется в зависимости от условий переноса и отложения флювиогляциального материала. Так, отложения, перемещаемые в теле ледника или под ледником, имеют существенно меньше шансов обнулиться, чем отложения, перемещаемые по поверхности ледника (Thrasher et al., 2009). Ожидается, что потенциал обнуления сигнала будет расти с увеличением расстояния переноса материала от фронта ледника (Fuchs and Owen, 2008; Thrasher et al., 2009), поскольку чем дальше было расстояние переноса, тем меньше должна была становиться мутность и глубина потока и тем больше времени у материала было на то, чтобы попасть под солнечный свет. Наиболее перспективные для датирования отложения – зандровые, которые выносятся потоками в перигляциальную зону (Thrasher et al., 2009). Кроме того, чем дальше относится материал, тем более вероятно, что он испытал множественные циклы переноса и осадконакопления, что может повысить чувствительность кварца к люминесцентному датированию (Moska and Murray, 2006; Lukas et al., 2007; Pietsch et al., 2008; Sawakuchi et al., 2011; Jeong, 2012). Также влияет водный режим флювиогляциальных потоков: после максимума дневной инсоляции наблюдается увеличение скоростей потока (из-за увеличения таяния ледника). Повторяющиеся отложение и мобилизация отложений в потоке с суточными изменениями стока увеличивают вероятность хорошего обнуления отложений. Кроме того, большая часть стока приходится на лето, когда инсоляции больше всего, что тоже влияет положительно (Thrasher et al., 2009).

Подледные отложения, скорее всего, не подвергались достаточному воздействию солнечного света для восстановления истинного сигнала, полученного во время последнего перемещения слагающего их материала. Отложения могут попадать в нижнюю часть движущегося льда с помощью различных механизмов (Boulton, 1974). В некоторых случаях осадок может подниматься на поверхность ледника по грязевым слоям или плоскостям надвига внутри льда и впоследствии вытаивать (Gemmell, 1988). Однако преобладающая доля минеральных зерен, переносимых в подледниковой среде, выходит из ледника в виде деформационных морен и морен вытаивания (Tsukamoto et al., 2002). Согласно классификационной схеме комиссии ИНКВА для выделения типов морен (Dreimanis, 1989), морены деформационного типа («deformation till») и типа

вытаивания («melt-out till») рассматриваются как «первичные», поскольку они возникли в результате высвобождения минерального вещества непосредственно из ледника, в основном в результате деятельности первичных гляциальных процессов. Первичные морены считаются также «базальными» или «субгляциальными», т.е. подледными (Эпштейн, 2017). Транспортируемый и осаждаемый таким образом осадок находится под ледниковым покровом и вероятнее всего не подвергался воздействию дневного света во время транспортировки или после отложения. Базальные морены, в частности, очень редко показывают какие-либо следы обнуления до отложения (Punning and Raukas, 1983; Berger, 1984; Wintle and Catt, 1985; Gemmell, 1988a; Tsukamoto et al., 2002; Zhou et al., 2008). Tsukamoto et al. (2002), изучая деформационные морены в Гималаях Канченджанга, восточный Непал, получили по ним возраст около 29 тыс. л.н., тогда как флювиогляциальные и надледниковые морены («supraglacial melt-out till», перевод по Эпштейн, 2017) напротив, оказались хорошо засвеченными и дали возраст около 8-9 тыс. л.н., согласующийся друг с другом. Люминесцентный сигнал, регистрируемый в подобных ледниковых отложениях, вероятно, состоит из доминирующего остаточного сигнала ОСЛ, который относится к времени предпоследнего цикла осаднения. В результате датирования подобных отложений мы получаем завышенную оценку возраста, которая относится ко времени предыдущего события осадконакопления (Thrasher et al., 2009). Исследования ряда флювиогляциальных отложений, накопление которых происходит в подледниковых условиях (озы, камы), также показали, что быстрые темпы их отложения в турбулентной среде не способствуют достаточной засветке минеральных зерен (Raukas and Stankowski, 2005).

Хотя считается, что вероятность полного обнуления флювиогляциальных отложений в целом невелика, но в условиях лимногляциального осадконакопления она всё же выше (Fuchs and Owen, 2008), что связывают с довольно низкой скоростью осадконакопления и, соответственно, с большими возможностями для засветки.

Следует отметить, что несмотря на то, что обнуление является острой проблемой в люминесцентном датировании, которой необходимо уделять много внимания, она преодолима и чаще всего не мешает получать достоверные

результаты. Проще всего достоверность дат можно проверить, верифицировав их при помощи дат, полученных другим методом датирования. Верификация ОСЛ-дат проводится чаще всего при помощи радиоуглеродного датирования (Rittenour et al., 2007; Holbrook et al., 2006; Wallinga et al., 2004; Busschers et al., 2007). Rittenour (2008) отмечает, что в целом между ОСЛ и радиоуглеродными датами наблюдается хорошая корреляция (рис. 2.5): рассмотрены образцы из разных обстановок осадконакопления (аллювиальные, морские, эоловые и ледниковые). Однако даты, полученные из отложений ледникового генезиса, отличаются несколько меньшей достоверностью.

Однозначно определить степень обнуления датируемого материала зачастую не представляется возможным. В связи с этим в современной практике датирования был поставлен вопрос о поиске индикации полной засветки материала. В настоящее время появляются подходы, позволяющие определить степень обнуления сигнала перед последним захоронением материала.

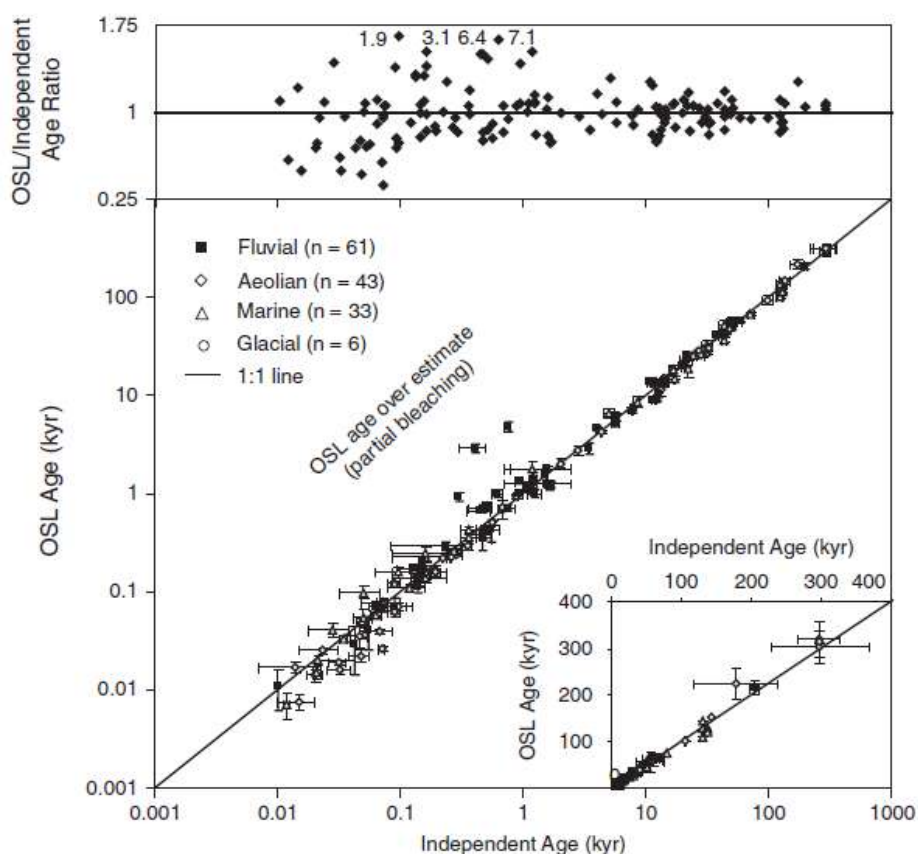


Рис. 2.5. Сравнение возраста ОСЛ кварца флювиальных (закрашенные квадраты) и других отложений с независимым контролем возраста. На графике-врезке незакрашенными кругами показаны отложения ледникового генезиса. Rittenour (2008) по данным Murray & Olley (2002).

Обнуление материала может быть двух типов: гомогенное и гетерогенное (Duller et al., 1995; Thrasher et al., 2009). Образец называется гомогенно засвеченным в случае, если абсолютное большинство зерен в образце было

недостаточно обнулено. Гетерогенное обнуление подразумевает, что части зерен удалось обнулиться во время цикла транспорта-отложения, а части нет. Трудность в данном случае состоит в том, что при анализе больших аликвот доминировать будут те зерна, которые засвечены плохо, что повлечет за собой удревание возраста. Для обнаружения подобной неполной засвеченности Thrasher et al. (2009) предлагают проанализировать много маленьких аликвот (или единичных зерен) и проанализировать распределение эквивалентных доз (De). На рис. 2.6 на фоне доминирующего диапазона значений De видна также и значительная доля аликвот с гораздо большими дозами, что представляет собой типичную картину при гетерогенном обнулении. Данный подход также помогает решать проблему наличия нечувствительного кварца.

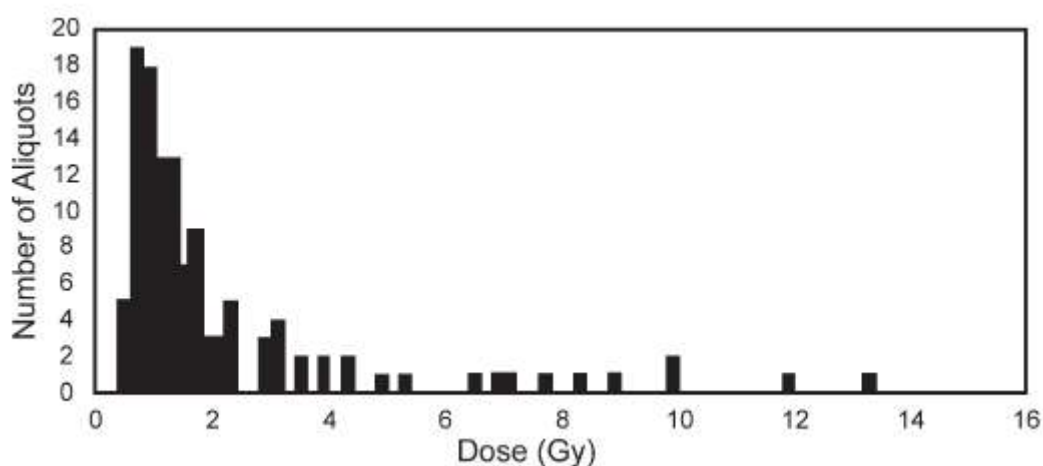


Рис. 2.6. Распределение De (Гр), полученное по маленьким аликвотам (60–100 зерен) с перекосом в сторону больших доз – результат загрязнения образца группой необнуленных кварцевых зерен (Thrasher et al., 2009).

Подробно проблема индикации неполного обнуления рассматривается в статье Murray et al. (2012). Авторами отмечается, что предложенный выше статистический анализ распределения доз полностью зависит от предположения, что неполное обнуление и смешивание являются основными причинами любого избыточной дисперсии в распределении. Более того, King, Robinson, Finch (2014) отмечают, что, используя одни только значения избыточной дисперсии, невозможно различить отложения, которые остаются почти полностью необнуленными, и отложения, которые были хорошо обнулены перед захоронением. Единственный существующий способ проверить это предположение – использовать независимый контроль возраста.

Существует другой подход к вопросу определения качества обнуления, основанный на разнице скоростей обнуления кварца и КППШ, которая была упомянута выше, предложенный Murray et al. (2012). Авторы демонстрируют (рис. 2.7), что сигнал ОСЛ кварца обнуляется намного быстрее, чем сигнал КППШ IR₅₀ (сигнал, измеряемый при температуре 50° С – захватывает относительно стабильные, но довольно легко обнуляемые ловушки КППШ (Buylaert et al. (2012)) – когда уровень ОСЛ снижается до 5% от его исходного уровня (после 10-секундного нахождения на свету), IR₅₀ все еще остается на уровне 60% от первоначального, а сигнал КППШ pIRIR₂₉₀ (сигнал, измеряемый при температуре 290° С – захватывает самые стабильные и очень трудно обнуляемые ловушки КППШ (Buylaert et al. (2012)) – на 98%. Согласно исследованию Murray et al. (2012), наиболее надежными определениями абсолютного возраста являются результаты с соотношением дат pIRIR₂₉₀/OSL в диапазоне 0,9–1,2, а также IR₅₀/OSL для значений 0,5–0,7. Таким образом, используя соотношения кварца и полевого шпата, можно делать выводы о качестве засвеченности материала.

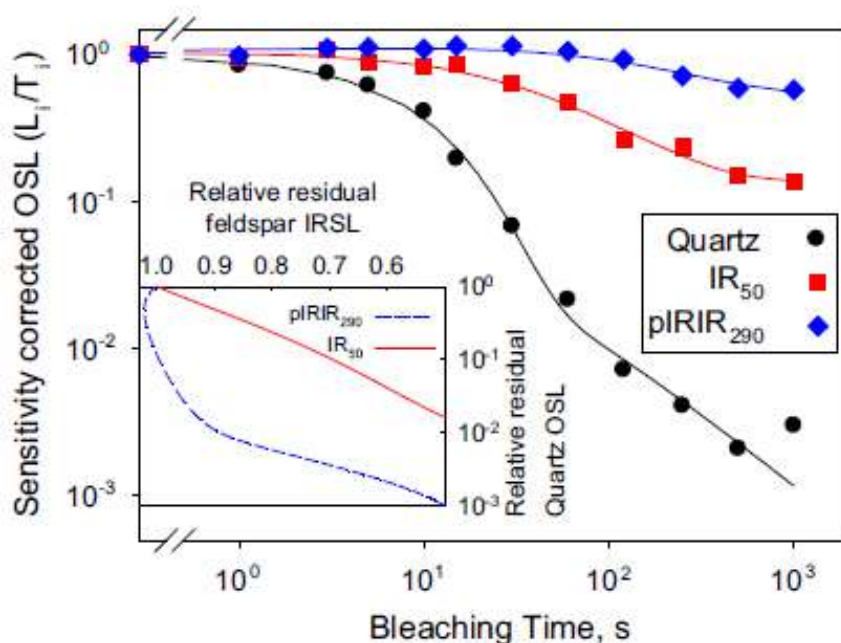


Рис. 2.7.
Стимулированный голубым светом ОСЛ сигнал кварца и сигналы полевого шпата, полученные по протоколам IR₅₀ и pIRIR₂₉₀ с поправкой на тестовую дозу, показанные в зависимости от времени обнуления. Врезка: параметризованный остаточный сигнал кварца в зависимости от остаточных сигналов IR₅₀ и pIRIR₂₉₀ (Murray et al., 2012).

Кроме сигнала pIRIR₂₉₀ Möller & Murray (2015) представили результаты изучения разных скоростей обнуления для сигнала pIRIR₂₂₅ (сигнал, измеряемый при температуре 225° С – захватывает стабильные, сложно обнуляемые ловушки КППШ (Buylaert et al., 2012); подвержен аномальному затуханию (Buylaert et al., 2012)): когда ОСЛ сигнал кварца сократился до 5% от изначального значения, IR₅₀

сигнал сохраняет 30%, а сигнал $pIRIR_{225}$ – 70%. Если возраст по $pIRIR_{225}$ практически совпадает с возрастом по кварцу (т.е. лежит в пределах двух стандартных отклонений), кварц в таких образцах считается хорошо засвеченным. В случае, где возраст по кварцу практически совпадает только с возрастом по IR_{50} , степень уверенности в хорошей засветке понижается: считается, что возраста по IR_{50} недооценивают возраст на 30%. Образцы с подобными соотношениями возрастов считаются авторами «вероятно хорошо засвеченными». Тем не менее, скорость обнуления сигнала IR_{50} остается значительно ниже скорости обнуления ОСЛ сигнала кварца, так что даже недооценка возраста в 30% не должна разубеждать нас в том, что кварц был засвечен довольно хорошо. Таким образом, наибольшая уверенность в хорошей засветке кварца может быть, если все три возраста: по кварцу, по IR_{50} и по $pIRIR_{225}$ (или по любому из используемых протоколов для датирования КПШ) – примерно совпадают. Уверенность становится меньше, если совпадают возраста только по IR_{50} (низкотемпературному сигналу КПШ) и по кварцу.

Еще один способ подразумевает сравнение итоговых возрастов, полученных по двум используемым сигналам КПШ: например, IR_{50} и $pIRIR_{290}$. Данный способ также основывается на положении о разных скоростях обнуления: из-за того, что сигнал IR_{50} обнуляется быстрее, чем сигнал $pIRIR_{290}$, предположение о качественной засветке сигнала $pIRIR_{290}$ можно до некоторой степени проверить, сравнив возраста по обоим сигналам. Возраст по IR_{50} всегда будет ниже, чем по $pIRIR_{290}$ (из-за недооценки возраста сигналом IR_{50} и, наоборот, переоценки его сигналом $pIRIR_{290}$ (Murray et al., 2012)), но плавно возрастающая зависимость на графике сравнения значений эквивалентных доз IR_{50} и $pIRIR_{290}$ (рис. 2.8) (или возрастов по этим сигналам) указывает на то, что оба сигнала были обнулены в одинаковой степени (Buylaert et al., 2013; Yi et al., 2016; Utkina et al., 2022; Panin et al., 2024; Utkina et al., 2024).

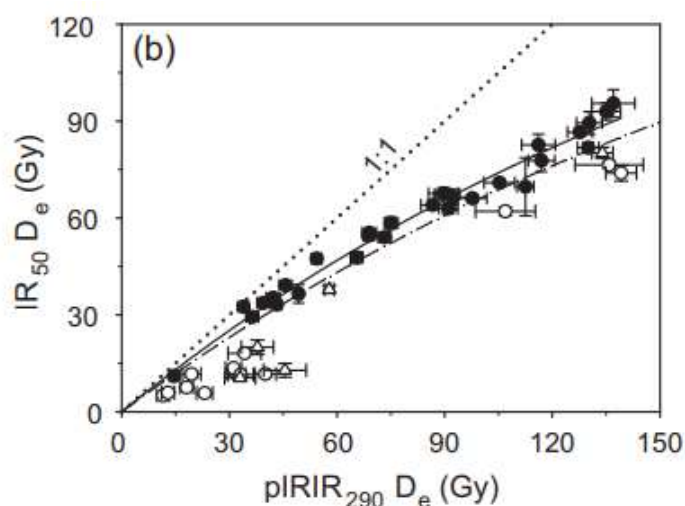


Рис. 2.8. Сравнение значений эквивалентных доз IR_{50} и $pIRIR_{290}$. Не закрашенные символы обозначают не рассматриваемые в результатах образцы, которые находятся более чем на 10% от сплошной линии регрессии (вдоль оси x) и не находятся в пределах одного стандартного отклонения от линии (Buylaert et al., 2013).

2.2.3. Методика люминесцентного датирования

Методика датирования, описанная ниже, опубликована в Utkina et al., 2022. Отбор образцов на датирование методом ОСЛ выполнялся по стандартной методике с соблюдением главного принципа (не допустить освещение дневным светом) в светонепроницаемые трубки. Трубки забивались в стенки разрезов и расчисток с помощью кувалды, далее вытаскивались из стенки и закрывались с обеих сторон несколькими слоями фольги, которая закреплялась скотчем. На трубку прикреплялась этикетка с кодом образца, в котором зашифрован номер точки и порядковый номер образца, а также с глубиной отбора. Эта же информация фиксировалась в полевом дневнике, где также отмечался номер слоя в описанном разрезе/скважине и характер осадка, отобранный на датирование. Отбор из буровых скважин проводился также в трубки либо непосредственно со шнека буровой машины, который прикрывался светонепроницаемым брезентом на время отбора, либо с помощью пробоотборника, закреплявшегося на конце шнека. Все образцы были отобраны из однородных отложений на расстоянии более 10 см от любой стратиграфической границы, и в непосредственной близости от образцов не было обнаружено отдельных обломков размером более ~2 см. Засвеченный материал на обоих концах трубки используется для определения скорости накопления радиационной дозы (DR) с помощью гамма-спектрометрического анализа, неэкспонированный материал из середины образца – для определения величины накопленной дозы (ED).

Пробоподготовка проводилась в ОСЛ лаборатории МГУ и ИГ РАН на базе НИ лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена в защищенном от дневного света помещении с использованием оранжевых LED светильников (Sohbati et al. 2017). Образцы из отложений долины Волги представлены в основном песками разной зернистости и сортированности, в меньшей степени – суглинками и супесями в разной степени опесчаненными. Первым этапом пробоподготовки является разделение образца на фракции. Методом влажного ситования получены фракции зёрен размерностью 63–90, 90–180 и 180–250 микрон. Отдельно для каждого образца проводился выбор итоговой фракции, которая будет использована для датирования. В основном использовалась фракция 180–250 микрон, и только для некоторых образцов – 90–180 микрон. Навеска выбранной размерности обрабатывалась 1 ч раствором соляной кислоты HCl (10%), 1 ч раствором перекиси водорода H₂O₂ (10%) для удаления карбонатов и органики соответственно. Для очистки зерен перед сепарацией навеска обрабатывалась раствором плавиковой кислоты HF (10%) в течение 40 минут, затем снова раствором HCl (10%) в течение 20 минут. Следующий этап пробоподготовки заключался в разделении кварца и КППШ сепарационным методом при помощи тяжелой жидкости LST плотностью 2.58 г/см³ (поливольфрамат натрия). После сепарации получившаяся навеска КППШ (более легкая фракция) промывается дистиллированной водой, сушится и считается готовой к датированию. Навеску кварца же для максимальной очистки от любых остатков КППШ и внешнего α -облученного слоя зерен необходимо обработать в течение часа раствором HF (40%) и дополнительно – раствором HCl (10%) в течение 20 минут для удаления фторидов (Murray et al., 2021).

Люминесцентное датирование выполнялось в Северной люминесцентной лаборатории Датского технического университета (Дания) по стандартной методике, которая включает в себя получение хронологии по трём протоколам на основе принципа регенерации единичных аликвот SAR (Murray, Wintle, 2000). Методика состоит в облучении все возрастающими дозами радиации с последующим измерением ЛС и «обнулением» по одной и той же аликвоте. Это позволяет избежать проблем с внутренней неоднородностью образца, а также датировать образцы меньшего объема. Все измерения выполнялись на стандартном ТЛ/ОСЛ-

ридепе Riso (модель DA-20) (Bøtter-Jensen et al. 2010). Для построения кривой насыщения и определения эквивалентной дозы зерна подверглись воздействию излучения бета-источника – изотопа стронция-90.

По кварцу (Q) измерение люминесценции проводилось для 18-26 аликвот диаметром 8 мм, которые помещались на диски из нержавеющей стали. Для измерения сигнала проводилась стимуляция голубым светом (470 ± 30 нм) при 125°C , с предварительным нагревом до 260°C в течение 10 с (Murray, Wintle, 2003). Зерна выдерживаются при 125°C , чтобы предотвратить накопление заряда в TL-ловушке 110°C , который удревняет измеряемый ОСЛ-сигнал (Murray and Wintle, 1998); регистрация фотонов осуществлялась через 7-миллиметровый стеклянный фильтр U-340 (Bøtter-Jensen et al., 2000). Перед выполнением измерений SAR для образцов кварца был проведен тест на отсутствие значительного сигнала люминесценции, стимулируемой инфракрасным излучением (IRSL). Образцы, которые не прошли этот тест, были повторно обработаны 40% HF и 10% HCl.

Для измерения КПШ мы использовали аликвоты (2-8 штук) диаметром 2 мм, помещавшиеся на чашки из нержавеющей стали, и протокол SAR post-IR IRSL (Thiel et al. 2011; Buylaert et al. 2012). Регистрация света осуществлялась с помощью комбинации синих фильтров (Thomsen et al., 2008). Эквивалентные дозы полевого шпата оценивались с использованием предварительного нагрева до 320°C в течение 60 с после естественных и регенерационных доз и до 310°C в течение 60 с после тестовых доз. После предварительного нагрева полевой шпат стимулировали ИК излучением в течение 200 с при двух температурах: 50°C (сигнал IR_{50}), а затем 290°C (сигнал pIRIR_{290}). Поправки на возможную нестабильность сигнала pIRIR_{290} (Thiel et al. 2011; Butler et al. 2012) или IR_{50} не вводились.

Определение скорости накопления дозы – активности радионуклидов в образцах выполнено на высокоточном гамма-спектрометре с полупроводниковым детектором на основе особо чистого германия по методике, описанной в (Murray et al., 1987, 2018). Подготовка образцов для гамма-измерений проводилась также в Северной люминесцентной лаборатории. Проводится первоначальная сушка образцов при температуре 110° , далее – при температуре 450°C , обе в течение 24 часов. Далее проводится измельчение образца до мелкоразмерной фракции пыли, в

образец добавляется расплавленный воск, и получившаяся смесь заливается в пресс-форму, откуда после остывания выходит в виде чашки. Эта процедура позволяет подавать образец на детектор в фиксированной геометрии, предотвращая при этом потерю газообразного радона. Готовая чашка после месяца нахождения в состоянии покоя помещается в гамма-спектрометр, измерение на котором занимает в среднем сутки. Спектрометры были откалиброваны с использованием комбинации Сертифицированных эталонных материалов производства Natural Resources Canada (NRCAN) и аналитического класса K_2SO_4 . Полученные концентрации активности ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K были преобразованы в мощности дозы сухой бесконечной матрицы в соответствии с Guerin et al. (2012), предполагая потерю $20 \pm 10\%$ ^{222}Rn в полевых условиях. Поправки на содержание воды основаны на Aitken (1985) и учитывают вклад космического излучения по Prescott & Hutton (1994).

Для проверки измерений аликвот проводятся различные тесты (Duller, 2008). Первые два – тест recycling и тест предварительного нагрева – включены в протокол датирования SAR. После построения кривой дозы обычно повторяют измерение сигнала люминесценции, возникающего от одной из доз облучения. Если процедура работает надлежащим образом, и протокол SAR корректирует изменения чувствительности образца, тогда сигналы первоначального и повторного измерения должны быть одинаковыми. Соотношение между двумя сигналами с поправкой на чувствительность – коэффициент recycling – в идеале должно быть равно 1; на практике приемлемым считается значение от 0,9 до 1,1. Значения, превышающие эти пределы или меньше их, означают, что процедура или образец неверны, и поэтому результаты измерения этой аликвоты должны быть отклонены.

Тест предварительного нагрева заключается в нагреве аликвоты перед каждым измерением до температуры от $160^\circ C$ до $300^\circ C$ в течение 10 секунд для удаления нестабильных электронов. Соответствующая температура определяется путем измерения эквивалентной дозы с использованием диапазона температур. Предыдущими исследованиями установлено, что при температурах, превышающих $260^\circ C$, эквивалентная доза увеличивается, вероятно, из-за теплопередачи. Поэтому

нами в данном исследовании использована температура предварительного нагрева, равная 260°C.

Наконец, одним из наиболее эффективных тестов, обычно проводимых с помощью протокола SAR, является тест восстановления дозы (Duller, 2008), который включает в себя удаление электронов из ловушек минералов, таким образом имитируя обнуление образца. Тест включает экспонирование аликвоты дневному свету или искусственному источнику света, облучение аликвоты известной дозой (например, 10 Гр), а затем измерение этой дозы, как будто бы она неизвестна, при помощи процедуры SAR. При этом значение рассчитанной дозы должно соответствовать известной дозе (в данном случае, 10 Гр). Обычно выбирают известную дозу, близкую к значению измеренной эквивалентной дозы образца. Если образец не проходит тест восстановления дозы, маловероятно, что эквивалентная доза, рассчитанная для образца, будет правильной.

2.3. Компьютерное моделирование гляциоизостатических деформаций

Рост ледниковых щитов вызывал прогибание литосферы глубиной в несколько сотен метров, которое при таянии ледников сменялось близкими по величине поднятиями, охватывавшими эпохи позднеледниковый и частично межледниковый. Такие движения литосферы носят название гляциоизостатических, а все явления и процессы, связанные с этими движениями и обусловленные стремлением литосферы к достижению гидростатического равновесия при изменении ледниковой нагрузки, входят в понятие «гляциоизостазия» (Былинский, 1996).

Подробнее теоретическая основа влияния гляциоизостатических процессов на бассейны рек перигляциальной зоны была рассмотрена в главе I. Приняв во внимание величины и характер региональных гляциоизостатических деформаций, можно получить основу для моделирования гидрографических объектов ПЛМ и последующих стадий деградации ледника.

2.3.1. Модель ICE

В настоящее время в работе используется модель гляциоизостатических деформаций ICE-6G_C (Argus et al., 2014; Peltier, Argus, Drummond, 2015). В модели содержатся сведения о континентальной палеотопографии и палеобатиметрии океана начиная от 26 тыс. л.н. до настоящего времени, а также сведения о распространении

ледниковых щитов, их толщине, и об уровне мирового океана. Данные находятся в свободном доступе на сайте автора (W.R. Peltier, <https://www.atmosphysics.utoronto.ca/~peltier/data.php>).

В данном исследовании модель ICE-6G использовалась для моделирования влияния гляциоизостатических деформаций на бассейн верхней Волги несколькими способами. Первый из них заключался в визуализации данных об изменении топографии, включенной в сами модели. Для иллюстрации этих изменений была использована информация о разнице между современной топографией и топографией разных временных срезов конца плейстоцена. Для осуществления данной задачи были использованы свободно распространяемые данные радарной топографической съемки SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) на территорию бассейна Верхней Волги. В связи с достаточно редкой сеткой исходных данных поправок (1x1 градус) была использована ЦМР с разрешением 250 м. На основе исходных данных модели в программе ArcMap (ver. 10.6, ESRI 2018) были созданы растры (с помощью инструмента «Создать растровый слой NetCDF»), содержащие пространственную информацию о поправках на топографию для интересующих нас дат. Чтобы выделить только деформации земной коры и не учитывать изменения уровня моря, от поправок на высоты для интересующих нас временных срезов мы отняли константу, отражающую изменения высоты геоида. Строго данную величину получить нельзя, но примерно она определяется по исходным файлам модели (как фоновая величина поправок вблизи ПКВ). Хотя менялась высота геоида неодинаково, в пределах исследуемого региона разница составляет первые метры. Точность данного исследования позволяет пренебречь такими величинами.

Моделирование производилось для трех временных срезов – таких же, для которых Д.Д. Квасовым (1975) были реконструированы уровни системы приледниковых озер верхней Волги. Для ICE-6G константа ПЛМ составила 92 м, для 17 тыс. л.н. – 78 м, а для 15 тыс. л.н. – 82 м. С помощью инструмента «Калькулятор растра» из группы инструментов «Алгебра карт» к растру с современной топографией был прибавлены растры с поправками, что позволило получить палео-ЦМР на интересующие нас даты (21, 17,5 и 15 т.л.н.). Для получения наглядной иллюстрации изменений топографии в бассейне Волги под

влиянием эффекта гляциоизостазии были построены продольные профили по руслу Волги для каждой из палео-ЦМР и для современной ЦМР. Построение профилей проводилось автоматически с помощью инструмента построения профилей на панели инструментов ArcGIS 3D Analyst в программе ArcMap (ver. 10.6, ESRI 2018). Дальнейшая графическая обработка профилей осуществлялась в программе CorelDRAW Graphics Suite (<https://www.coreldraw.com/>). Описанная методика моделирования и его результаты опубликованы в работе Уткина, 2020а.

В процессе работы с моделями семейства ICE было выявлено, что заложенная в эти модели граница Скандинавского ледника не совпадает с общепринятой геологической границей (Astakhov et al., 2016), в некоторых случаях довольно грубо. Так, максимальное положение ледника модель реконструирует 17,5 тыс. л.н., что не соответствует принятому возрасту ПЛМ на Русской равнине (20-21 тыс.л.н. (Astakhov et al., 2016)). В связи с тем, что положение границы оледенения в модели оказывает прямое воздействие на пространственную реконструкцию гляциоизостатических деформаций, нами было предпринята попытка изменить границу оледенения в модели ICE-6G и провести моделирование изменений топографии с учетом этих изменений. Граница была изменена для временных срезов с 22 до 10 тыс.л.н. с опорой на ее последнюю опубликованную геологическую реконструкцию (для 21 (ПЛМ), 17, 15 тыс.л.н. – Astakhov et al., 2016; для 25-22, 20-18, 16, 14-10 тыс. л.н. – Hughes et al., 2016). Для каждого временного среза слой модели, в котором содержится информация о толщине льда, был визуализирован в программе ArcMap в виде массива точек на сетке 1x1 градус (исходное разрешение модели). В каждой из таких точек содержится информация о толщине ледникового покрова в конкретной точке земного шара. Нами была вручную изменена толщина льда в таблице атрибутов слоя в пределах бассейна верхней Волги так, чтобы максимальное положение ледника достигалось 21 тыс. л.н., а в последующие временные срезы площадь ледника сокращалась. Подробно методика изменения толщины ледника описана в Приложении 1.

Полученные исправленные файлы были сохранены в формате NetCDF, как и исходные файлы модели. Для моделирования непосредственно изменений топографии с применением этих обновленных файлов было использовано

программное обеспечение, созданное для решения подобных задач: программа SELEN 4 (Spada & Melini, 2019).

2.3.2. SELEN 4

Программа SELEN4 (Spada & Melini, 2019) предоставляет инструменты для расчета изменения топографии под воздействием гляциоизостатических деформаций в рамках выбранного временного диапазона. Программа позволяет проводить анализ гляциоизостатических деформаций начиная с 26 тыс. л.н. и вплоть до настоящего времени. В контексте моделирования воздействия гляциоизостазии на топографию бассейна верхней Волги SELEN 4 позволяет учитывать как глобальные изменения массы льда и уровня моря, так и региональные особенности деформаций земной коры. Использование икосаэдрической сетки и псевдоспектрального подхода обеспечивает высокую точность расчетов, что особенно важно при анализе топографических изменений в приледниковых областях. Принцип работы этой программы рассмотрен в Главе I.

Для запуска программы SELEN 4 необходимо учитывать ряд технических особенностей, касающихся входных данных, предварительных вычислений и настроек. Основным входным файлом является файл толщины льда, который содержит данные о толщине ледников для различных временных срезов. Такие модели, как ICE-5G или ICE-6G, часто используются в качестве основы для создания этого файла. Данные о толщине организованы в виде сетки пикселей с определёнными координатами (широта и долгота) и временными рядами изменений толщины льда. Важным аспектом является корректное приведение исходных данных в соответствии с требуемым форматом, т.к. исходные данные поставляются в формате NetCDF, который не поддерживается программой. Разрешение сетки Тегмарка, определяющее количество пикселей и уровень детализации реконструкции, задаётся параметром R. В нашем случае используется среднее разрешение с параметром $R=44$, что позволяет достаточно точно воспроизводить гляциоизостатические деформации в бассейне верхней Волги.

Кроме того, в программе используется файл, содержащий параметры, необходимые для моделирования деформаций коры в ответ на перераспределение массы льда – вязкость мантии и модуль Лава. Модель вязкоупругих свойств Земли требует тщательной настройки, и всё необходимое для этого есть в дистрибутиве

SELEN 4. Также в программе используются сведения о современной топографии, которые берутся на основе глобальной ЦМР ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009; Eakins and Sharman, 2012).

Дополнительную сложность в создании входных файлов для SELEN 4 представляет приведение всех файлов в соответствие с сеткой Тегмарка в выбранном разрешении, в связи с чем программа поставляется со всеми необходимыми файлами, предварительно подготовленными для запуска. В ходе предыдущих исследований нами уже производился стандартный запуск программы с использованием стандартной версии модели ICE-6G без изменения границы ледника. Методика и результаты этого исследования опубликованы в работе Уткина, 2020б. В данном исследовании мы использовали все файлы стандартной конфигурации за исключением файла толщины льда, который необходимо было заменить на отредактированный нами файл, учитывающий измененное нами положение границы валдайского оледенения в бассейне верхней Волги. Подробно методика создания данного файла описана в Приложении 2.

Запуск SELEN4 требует настройки конфигурационных файлов, в которых указываются пути к основным данным и параметры моделирования, такие как временные интервалы, географические области и точность вычислений. В конфигурационном файле, распространяемым в дистрибутиве программы, мы изменили название файла с толщиной льда на новый файл, созданный нами, и произвели стандартный запуск программы.

SELEN создает несколько выходных файлов, содержащих параметры, которые могут использоваться при изучении гляциоизостатических деформаций. К ним относятся, например, кривые относительного уровня моря, современные скорости поднятия уровня моря, пространственные изменения гравитационного поля. Нужным нам результатом работы программы является реконструкция топографии для временных срезов 21, 17 и 15 тыс. л. н., сформированная в текстовом формате .dat. Эти файлы представляют собой сетку Тегмарка с указанным выше разрешением ($R=44$), в каждой точке которой содержится информация об абсолютной высоте местности. Дальнейшая работа с полученными файлами проводилась при помощи программ Excel из пакета MS Office и ArcMap из пакета ArcGIS Desktop. Программа Excel позволяет конвертировать файлы

формата .dat в формат .csv, поддерживаемый большинством ГИС-программ. При помощи инструмента «Добавить данные» реконструкции топографии были загружены в ArcMap, что позволило создать растры, отражающие реконструкцию палеотопографии («21_топо», «17_топо», «15_топо»). Эта задача была осуществлена при помощи инструмента «Топо в растр» из пакета инструментов «Пространственный анализ». Он позволяет создать гидрологически корректную растровую поверхность по точечным данным. Размер ячеек в итоговых растрах был выбран равным $0,42^\circ$, что соответствует выбранному разрешению сетки Тегмарка и позволяет достичь необходимой для нашего исследования детализации.

Для вычисления изменений значений палеовысот по сравнению с современными был растеризован и файл, отвечающий за современную топографию, также сгенерированный программой SELEN4 («совр_топо»). Для вычисления количественных изменений топографии из растров с палеотопографией («21_топо», «17_топо», «15_топо») был вычтен растр с современной топографией («совр_топо») при помощи инструмента «Калькулятор растра». Отрицательные значения в полученных растрах (далее мы обращаемся к ним как «растры количественных изменений») показывают области, в которых абсолютные значения высоты в указанные временные периоды были ниже, а положительные – области, в которых они были выше по сравнению с современными. Область низких значений соответствует области, где в валдайское время находился ледник, а область высоких – территории, на которую распространялось влияние компенсационного поднятия (приледникового вала, ПКВ).

Как и в случае ICE-6G, растры количественных изменений по умолчанию показывают общее поднятие абсолютных отметок территории. Чтобы выделить лишь изменения, произошедшие вследствие формирования приледниковой флексуры, мы также вводим константу изменений высоты геоида (Приложение 3). Данная операция также проводилась при помощи инструмента «Калькулятор растра».

Для реконструкции изменений стока на территории верхней Волги нам необходимо взять растр с современной топографией, отражающей положение эрозионной сети, и ввести полученные поправки высоты. Таким образом получаем растр с «палеотопографией», по которому можем оценить влияние

гляциоизостатических деформаций на положение продольного профиля верхней Волги. Для этой цели нами была использована ЦМР SRTM (NASA JPL, 2013). Получение растров, отражающих палеотопографию для каждого временного среза, достигается путем вычитания из растра ЦМР растров количественных изменений (инструмент «Калькулятор растра»). Построение профилей выполнялось при помощи инструмента «Извлечь значения в точки», что позволяло получить таблицу данных высот продольного профиля верхней Волги. Дальнейшая обработка данных и построение профилей производились в программах Excel и Corel Draw.

Глава 3. Геолого-геоморфологическое строение долины верхней Волги

Ключевой отрезок верхней Волги, рассматривающийся в данной работе, протянулся от г. Рыбинска до г. Кинешмы (рис. 3.1). На этом отрезке располагаются две долины прорыва – у г. Тутаева и у г. Плёса. В данной главе в порядке сверху вниз по течению будет рассмотрено строение долины Волги с фокусом на долинах прорыва, а также строение некоторых соседних участков долины Волги. Информация, излагаемая в этой главе, получена при помощи полевых исследований, в которых автор принимала непосредственное участие в составе коллектива сотрудников Лаборатории эволюционной географии Института географии РАН, а также при помощи фондовых и литературных данных.

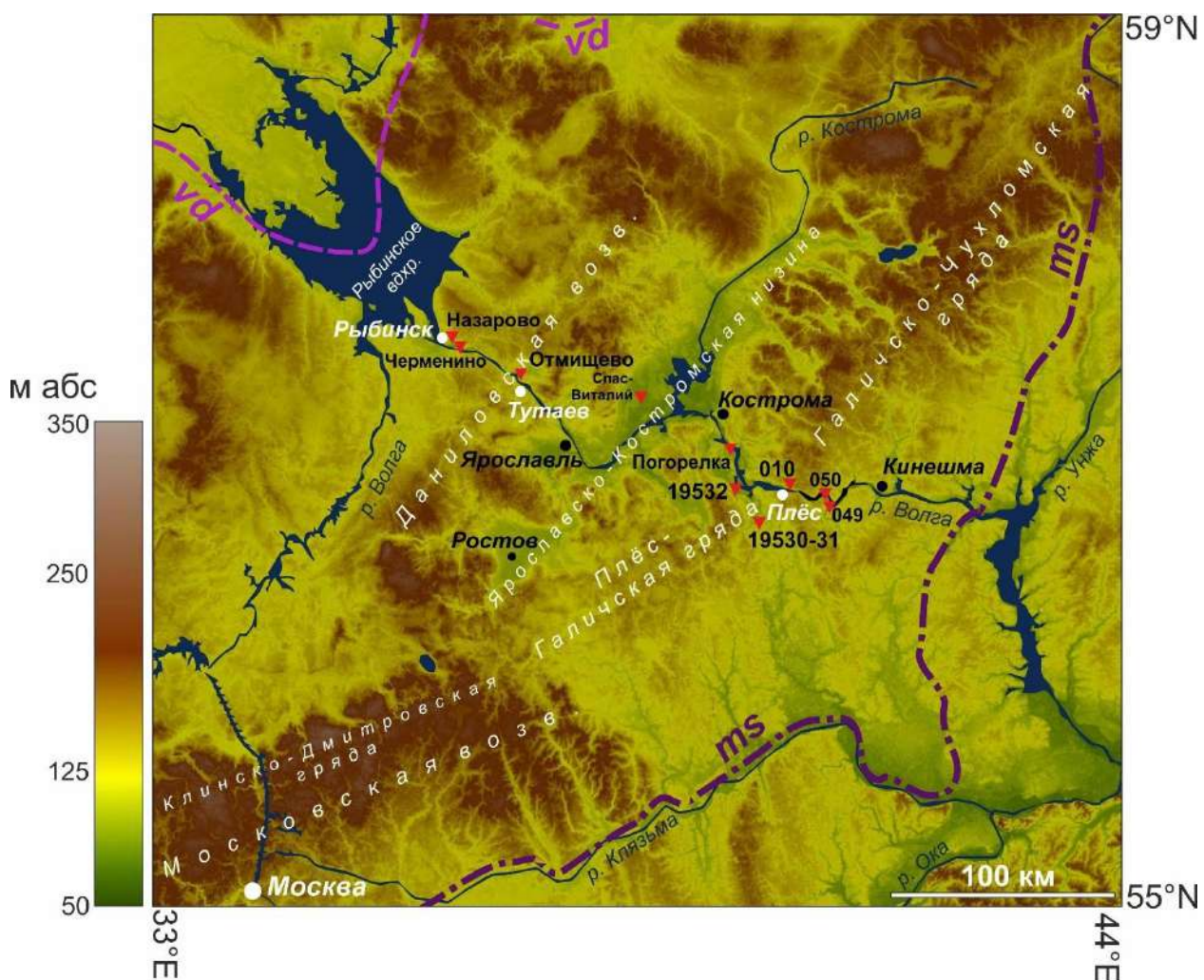


Рис. 3.1. Ключевой отрезок верхней Волги с указанием основных топонимов и районов исследований. *Vd* – максимальная граница валдайского оледенения, *ms* – максимальная граница московского оледенения.

3.1. Долина Волги на участке Рыбинск-Тутаев

3.1.1. Геолого-геоморфологическая характеристика участка Рыбинск-Тутаев

Рассматриваемые нами участки долины, располагающиеся в окрестностях гг. Рыбинска и Тутаева, пересекают единый комплекс форм рельефа, который продолжается до вступления долины Волги в Ярославско-Костромскую низину. Современный рельеф территории междуречий этого региона сформирован главным образом в результате аккумулятивной деятельности московского ледника и его талых вод и подвергнут эрозионной переработке (Геология..., т. IV, 1971). На всем протяжении рассматриваемого отрезка Волги ее долина пересекает Даниловскую возвышенность, образованную системой параллельных и субпараллельных гряд ориентированных преимущественно в северо-восточном направлении и сформированных московской мореной. Морфологически гряды представляют собой скопления крупных, часто ассиметричных холмов с уклоном склонов до 15–20°. Относительная высота их над окружающей поверхностью достигает до 70–80 м, площадь – до 4х5 км². Таким образом, Даниловская гряда представляет собой одну из конечно-моренных возвышенностей региона, хорошо выраженных в рельефе. В среднем, высота гряд колеблется от 150 до 200 метров, но достигает и больших значений (максимальная – 252 метра). Волга протекает практически перпендикулярно северо-восточному простиранию гряд, перерезая их. Межгрядовые понижения заняты небольшими притоками Волги, которые также примыкают к северной стороне Даниловской гряды и активно ее размывают. Долины рек здесь довольно глубокие (10–20 м), неширокие (первые десятки метров). В долинах выделяются пойма и, как правило, две узкие надпойменные террасы. В западинах между холмами часто расположены озера овальной формы и заболоченные пространства, связанные с озеровидными котловинами, заполненными водноледниковыми отложениями ранних этапов отступления московского ледника. Таким образом, тип рельефа, к которому относится Даниловская возвышенность, можно охарактеризовать как грядово-холмистый и холмистый конечно-моренный рельеф московского оледенения.

Часть междуречий вне Даниловской возвышенности в основном представлена слаборасчлененной пологоволнистой моренной равниной московского оледенения. Абсолютные высоты ее ровной или слегка волнистой

поверхности не превышают 140–160 м. Моренные равнины, в целом широко представленные на междуречьях изучаемого региона — это плоские и мелкохолмистые формы, усеянные многочисленными моренными западинами и изборозжденные ложбинами стока талых вод (Геология..., т. IV, 1971). Моренные равнины образовались в результате относительно равномерной ледниковой аккумуляции в условиях спокойного коренного ложа ледника и местами путем заполнения (нивелировки) ранее существовавших понижений. В послемосковское время морена подвергалась выветриванию, а также частичному переотложению под воздействием флювиальных и склоновых процессов, что способствовало еще большему сглаживанию рельефа. Местами в пределах равнины развиты четко выраженные холмы округлой или вытянутой формы с уплощенными вершинами — озовые и камовые образования. Относительная высота их над окружающей поверхностью составляет 5–10 м, крутизна склонов — 15–20°. Иногда холмы сильно выположены — в этом случае их относительная высота составляет всего 2–3 м. Долины рек, протекающих по моренной равнине, широкие, выположенные, неглубокие, в основном не имеют выраженных террасовых уровней. В низовьях и среднем течении всех более или менее крупных рек отмечаются поймы и две надпойменные террасы. Также в пределах моренной равнины встречаются заболоченные пространства.

На правом берегу Волги, примыкая с юго-востока к Даниловской возвышенности, прослеживается слаборасчлененная пологоволнистая, местами почти плоская зандровая равнина московского оледенения, генетически связанная с деятельностью талых вод отступавшего московского ледника (Геология..., т. IV, 1971). Зандровые равнины возникали у края ледникового покрова во время его наиболее значительных остановок. Для беспрепятственного образования подобных приледниковых зандров необходимо было, чтобы талые воды, собиравшиеся у края ледника, имели свободный сток в дистальном направлении. Таким условиям в основном удовлетворяли понижения с общим уклоном к югу и юго-востоку. На абсолютной высоте около 140 м зандровая равнина образует выровненную, заметно наклоненную в юго-восточном направлении и довольно хорошо освоенную гидросетью поверхность. В рельефе четко прослеживается перегиб от зандровой равнины к конечно-моренной гряде. Поверхность равнины ровная или

слабоволнистая за счет моренных останцов, и имеет слабое расчленение, т.к. изрезана в основном верховьями небольших рек. Коэффициент расчлененности здесь равен 0,002. Подобные зандровые поверхности отличаются выдержанным на большом протяжении однообразным уклоном и сложены хорошо сортированными флювиогляциальными песками.

Также следует отметить, что на всех опубликованных геологических картах четвертичных отложений региона, в фондовых материалах и в литературе (Обедиентова, 1977) часть междуречий относят к слаборасчлененной пологоволнистой, местами почти плоской озерно-ледниковой равнине. Это предположительные площади распространения озерных отложений, которые возникли после отступления ледника и появления большого количества озер, образованных его талыми водами. Интерпретация ее возраста отличается в зависимости от источника: некоторые приписывают ее образование ко времени отступления валдайского ледника (Государственная геологическая Карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XVI), другие – ко времени отступления московского (Обедиентова, 1977; Государственная геологическая Карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XXII). Этот тип рельефа приурочен к территории, обрамляющей Рыбинское водохранилище, а также к долинам некоторых притоков Волги, и продолжает встречаться ниже по течению, в Ярославско-Костромской низине. Абсолютные высоты аккумулятивных равнин, соответствующих этому типу рельефа, составляют 120–123, редко до 125 м.

Ниже по течению от Рыбинского водохранилища долина Волги становится довольно узкой: ширина русла составляет примерно 700 м. Высота бровки долины составляет здесь 120–125 м абс.; урез до заполнения водохранилища располагался на отметке 82,6 м абс. (Москвитин, 1950). Сейчас урез Волги на этом участке составляет около 84 м абс. Коренные берега на всем протяжении сложены ледниковыми образованиями, которые по устоявшимся в литературе представлениям включают два горизонта морены, разделенные флювиогляциальными отложениями (Евсеенков, 1971).

Схематическое строение толщи четвертичных отложений этого участка долины и прилегающих междуречий можно увидеть на профиле (рис. 3.2, 3.3), построенном по данным геологической карты четвертичных отложений (1:200000,

О-37-XVI). Данный профиль хорошо иллюстрирует неровности дочетвертичного рельефа, в частности, ложбину, которую, по всей видимости, наследует современная долина Волги. По данным геологической съемки дно этой ложбины заполнено толщей морены днепровского времени максимальной мощностью около 30 м. Этот комплекс отложений представлен несортированными отложениями разной размерности: валунными суглинками, гравием, галькой, песком, глинами. Далее последовало вторичное заполнение ложбины комплексом флювиогляциальных отложений днепровско-московского возраста максимальной мощностью около 45 м, представленных песками и глинами. Данный комплекс выходит за пределы вышеобозначенной ложбины, продолжаясь в северном направлении, однако скоро выклинивается. Мощная (более 100 м) толща ледниковых отложений, перекрывающая нижележащий моренно-флювиогляциальный комплекс, относится по данным съемки к московскому возрасту и представлена двумя подгоризонтами: ниже- и верхнемосковским. Нижнемосковский подгоризонт представлен преимущественно валунными суглинками, тогда как к верхнемосковскому относятся более опесчаненные отложения: супеси, суглинки. Вероятнее всего, часть более ранних моренно-флювиогляциальных комплексов была частично уничтожена и частично переотложена деятельностью московского ледника, который значительно сnivelировал домосковский рельеф, что хорошо видно на профиле. Поверхность московской морены пологоволниста и слабо эродирована несколькими долинами малых рек. На ней залегает слой толщиной в первые метры комплекс супесчано-суглинистых отложений, который частично интерпретировался составителями карты как комплекс делювиальных образований склонов, а частично – как комплекс озерно-ледниковых отложений валдайского времени.

Правый коренной берег Волги высокий, крутой и резко спускается к реке. Тем не менее, по данным геологической карты примерно в нижней трети склона к ледниковым отложениям прислонена толща озерно-аллювиальных отложений поздневалдайского времени (озерно-аллювиальная терраса). Левый берег, напротив, более пологий и осложнен ложбиной, врезанной в московскую морену. Заполнение этой ложбины на профиле не отражено, однако несколько выше по склону следует отметить небольшую линзу флювиогляциала московского времени,

сложенную песками. Нижняя часть коренного склона, выходящая к реке, также осложнена прислоненным комплексом озерно-аллювиальных отложений, отражающим, по мнению составителей карты, несколько стадий существования поздневалдайского озерно-ледникового водоема.



Рис. 3.2. Положение упоминаемых в тексте разрезов, скважин и профиля (рис. 3.3) в районе г. Рыбинска.

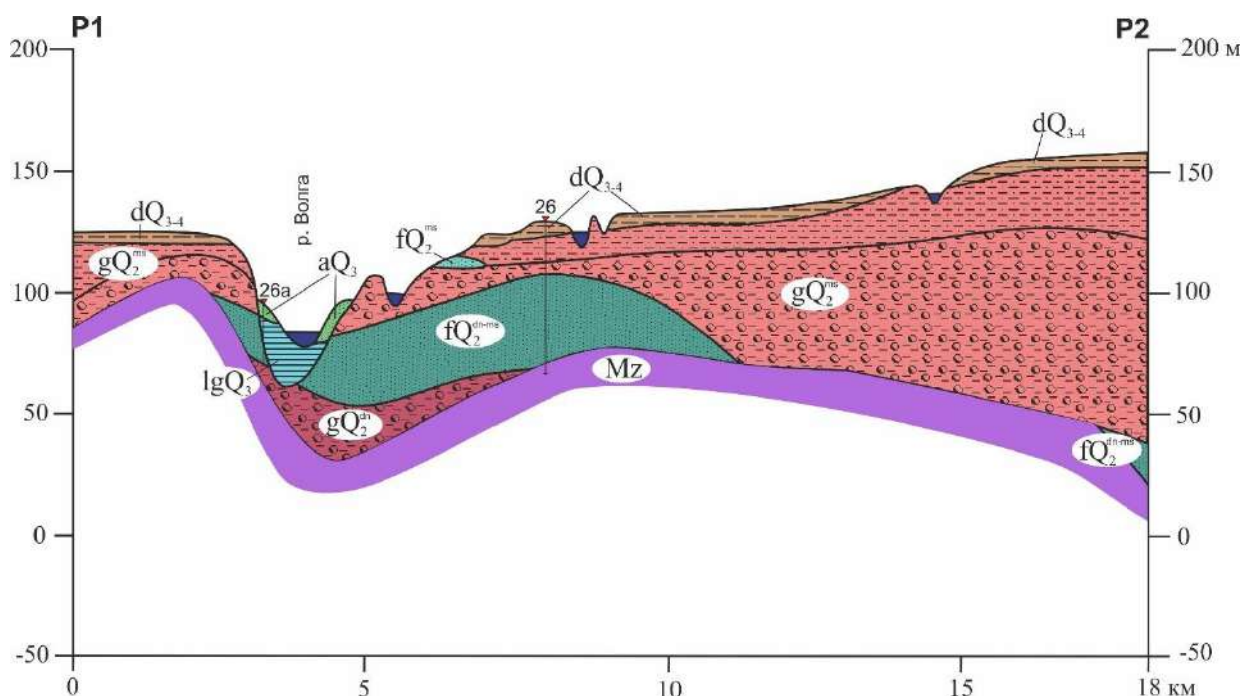


Рис. 3.3. Профиль ниже г. Рыбинска, построенный по данным геологической карты четвертичных отложений (1:200000, О-37-XVI) с дополнениями. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Условные обозначения к литологическим колонкам и профилям

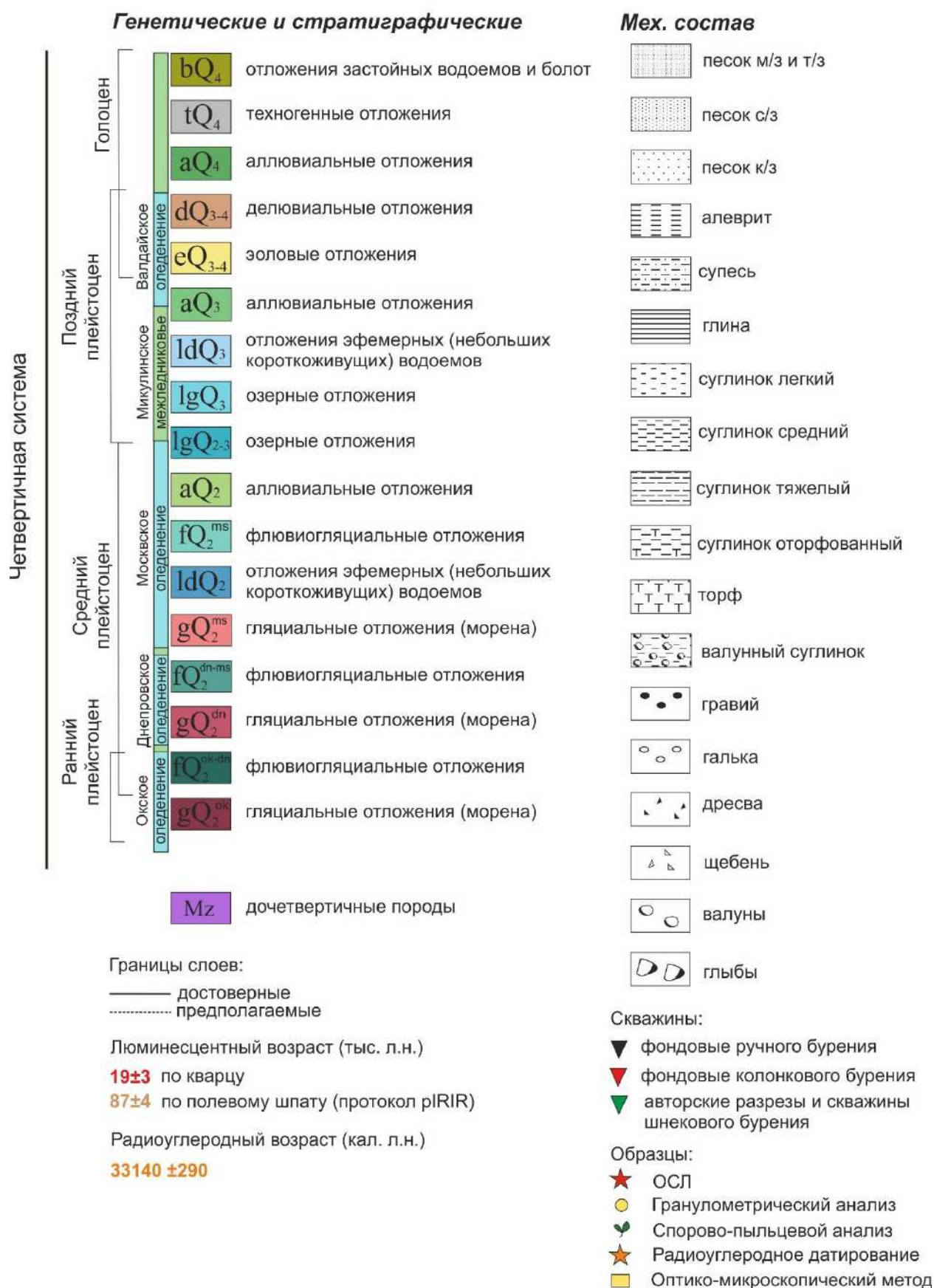


Рис. 3.4. Условные обозначения к литологическим колонкам и профилям.

Долина реки Волги здесь довольно узкая, ширина ее около 750 м. Она глубоко врезана в московские ледниковые отложения. Профиль иллюстрирует наличие более глубокого вреза под современным руслом, днище которого располагается на 30 м ниже современного уреза (84 м). Этот врез заполнен комплексом аллювиальных, озерных и болотных отложений микулинского возраста, представленных глинами, песками, суглинками и торфами, которые поднимаются выше уреза на правом берегу Волги, подстилая поздневалдайские озерно-аллювиальные отложения (рис. 3.3; Государственная геологическая Карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XVI).

Наличие подобного вреза под современным руслом Волги на выходе из Молого-Шекснинской низины известно в литературе еще с 1950-х годов. Заложённая А. И. Москвитиным (1950) так называемая «скважина у опоры шоссейного моста в г. Рыбинске», позднее перебуренная С.М. Шиком в 1961 г. (Чеботарева, Макарычева, 1974), впервые позволила изучить его строение. По данным Москвитина, скважина была заложена на I надпойменной террасе Волги (абс. высота 93.5 м при уровне Волги 82.64 м) и ей были вскрыты 9 м аллювиальных отложений (мелкозернистый песок укрупняющийся к подошве слоя с галькой), 10 м озерных отложений (илистые осадки, становящиеся песчанистыми к подошве слоя) и 17 м флювиогляциальных отложений (мелко- переходящий в среднезернистый песок с гравием и окатанной галькой), залегающих на пермо- триасовых глинах (Таблица 1). Схематическое строение скважины показано на рис. 5.1 в Главе 5. Москвитин отмечает, что скважиной было пройдено заполнение «субгляциального желоба», который, по данным исследователя, продолжается в 7 км выше по Шексне, где его выполнение также было вскрыто рядом скважин. Отмечается, что состав разреза, вскрытый скважинами, практически идентичен составу разреза в Рыбинске за исключением появления слоя ленточных глин и слоя морены. Ленточные глины залегают под тонкозернистыми песками (верхняя часть слоя 4, см. Таблицу 1) и над флювиогляциальными галечными песками. Морена прерывиста, характеризуется небольшой мощностью, залегает непосредственно на коренных породах. А.И. Москвитин относил ее к калининскому оледенению. По результатам спорово-пыльцевого анализа, проведенного М.М. Корнеевой (концентраты пыльцы получены по методу В. П. Гричука), озерные отложения

были отнесены Москвитиным к молодого-шекснинскому межледниковью; при этом последовательность изменения содержания пыльцы оказалась нарушена в средней части разреза, что заставило исследователей задуматься, не была ли допущена ошибка при отборе образцов.

Таблица 1. Описание «скважины у опоры шоссеиного моста в г. Рыбинске», выполненное А.И. Москвитиным (1950).

Возраст	Состав отложений	Мощность	Глубина нижней границы слоя	Глубина нижней границы слоя в м абс.
$Q_{III}^{Wd?}$	1. Аллювий I надпойменной террасы. Подзол и желтый мз, слабоглинистый и слюдистый песок, на глубине 5-6 м тз, в подошве крупнее, с галькой до 20 см и обломками гранитного (рапакиви) валуна до 7 см	9.0 м		(93.5 м)
Q_{III}^{Mol}	2. В сыром виде темнозеленовато-серый гумусный тонкий суглинок или ил	1.0 м	10.0 м	(83.5 м)
	3. Светлозеленовато-серый ил с пятнышками ярко-голубого вивианита, на глубине 13 м с белыми налетами извести, имеющимися в меньшей степени и на других подсохших образцах этого слоя. Внизу песчанистый	9.0	19.0	(74.5)
Q_{III}^{Kfg}	4. Светло-серый мз слабоглинистый песок с глубины 23.0 м постепенно переходит в сз, с отдельными зернами гравия, которых внизу слоя больше	10.0	29.0	(64.5)
	5. Серый гравийный песок, в подошве гравий с песком. На глубине 30.5–34.0 м много окатанной гальки размерами до 6 см, в остальной части гальки меньше	7.0	36.0	(57.5)
P – T	6. Красные, с голубоватой пестротой песчаные пермо-триасовые глины			

По данным Н.С. Чеботаревой и И.А. Макарычевой (1974), данная скважина была перебурена С.М. Шиком в 1961 г. Изучение стратиграфии и литологии отложений, вскрытых новой скважиной, доказало их тождественность с описанными Москвитиным. Палеоботаническое изучение озерных осадков новой скважины, проведенное В.П. Гричуком, обнаружило определенную

последовательность в смене максимумов широколиственных пород: дуб и вяз – орешник – липа – граб, которая считается характерной для микулинского межледниковья.

Региональные зоны пыльцы (РПЗ) для микулинского межледниковья и раннего валдая в России были установлены В.П. Гричуком (1961). В оптимальную фазу межледниковья по центральным районам Восточно-Европейской равнины распространялись широколиственные леса с преобладанием дуба (*Quercus*), вяза (*Ulmus*) и липы (*Tilia*), а также граба (*Carpinus*). В конце межледниковья постепенное похолодание и повышение влажности привели к сокращению площади широколиственных лесов и развитию темнохвойных сообществ ели (*Picea*), пихты (*Abies*) и сибирской сосны (*Pinus sibirica*). За этой фазой последовали леса из сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) и березы (*Betula*), сопровождавшие переход к ранней стадии валдайской ледниковой эпохи. Во время первого ранневалдайского похолодания лесные сообщества уступили место сообществам кустарниковой тундры с участками открытого березового леса. За этой первой холодной стадией последовал теплый межстадиальный период, верхневолжский (Brørup Interstadial, MIS 5c; Гричук, 1961), когда в регионе вновь появились смешанные елово–березовые, а позже лиственнично–сосновые и елово–сосновые леса. С 1940-х годов в исследуемом регионе был проведен анализ пыльцы из более чем 25 различных последовательностей, содержащих микулинские и более поздние отложения. Выраженный максимум пыльцы граба, соответствующий оптимальной фазе межледниковья, позволяет получить синоптическую, хотя и прерывистую, картину структуры рельефа для временного среза приблизительно 125 тыс. лет назад (Borisova et al., 2022).

Таким образом были получены объективные данные о возрасте заполняющих Рыбинский врез озерных отложений. Ниже по разрезу они уступают место мощной толще, по всей видимости, флювиогляциальных отложений, с накопления которой началось заполнение вреза. В силу отсутствия аналитических данных о ее возрасте мы можем только утверждать, опираясь на принцип суперпозиции, что она старше микулинской толщи озерных отложений.

Проиллюстрировав при помощи профиля на рис. 3.3 основные черты строения долины Волги и прилегающих к ней междуречий на ее выходе из Рыбинского

водохранилища, мы можем перейти к более подробному рассмотрению ее строения на этом участке на основании собственных полевых данных. При планировании полевых работ использовались литературные данные и данные геологической съемки, что обусловило выбор мест для детального изучения.

3.1.2. Строение долины Волги в районе г. Рыбинска

3.1.2.1. Строение правого берега Волги (Черменино-Забава, ручей Яковка)

Как отмечают Н.С. Чеботарева и И.А. Макарычева (1974), спорово-пыльцевая диаграмма осадков, вскрытых скважиной у опоры шоссейного моста в Рыбинске, весьма близка к диаграммам «других разрезов, в которых также вскрываются осадки древнего Молого-Шекснинского озера» (Чеботарева, Макарычева, 1974, стр. 52). Среди перечисленных исследователями разрезов упоминается и разрез у дер. Черменино в устье ручья Яковка. Черменино находится на правом берегу Волги, непосредственно примыкая к восточному краю г. Рыбинска (рис. 3.2). Деревня занимает равнинную, пологоволнистую площадку, примыкающую к реке и поднятую над урезом на 25-30 м. Бровка четкая, плавная: за 5 метров до бровки наблюдается пологое падение склона к реке. обнажения у дд. Черменино и Забава были открыты В.А. Новским в 1958 г., тогда же они были изучены В.Н. Сукачевым. Основное внимание исследователей тогда было направлено на изучение микулинских озерных отложений. Неоднократное исследование обнажений позволило получить подробные данные об их строении (Арсланов и др., 1967; Валуева и др., 1969; Новский, 1971; 1975; Судакова и др., 1992). В настоящее время обнажения Черменино-Забава являются комплексным (стратиграфическим, историко-геологическим) геологическим памятником природы четвертичной системы федерального ранга.

В ходе предыдущих исследований И.П. Бирюковым (опубликован в Чеботарева, Макарычева, 1974) был составлен поперечный профиль правого берега Волги, где вскрывается геологическое строение изучаемого участка. Согласно описанию Чеботаревой и Макарычевой (1974), разрез у Черменино вскрывает строение II надпойменной террасы, неширокая площадка которой сильно наклонена в сторону реки. Ее сниженный пологий уступ имеет в высоту около 14 м. Описание разреза приведено в Таблице 2.

Таблица 2. Описание разреза у дер. Черменино по данным, опубликованным Чеботаревой и Макарычевой (1974).

Возраст-генезис	№	Описание	Мощность, м
	1	Дерновина и современный гумусовый горизонт	0,3
alQ ₃ ^V	2	Песок серый, тонкозернистый	0,2-0,4
alQ ₃ ^V	3	Песок серовато-коричневый, разнотернистый с галькой (изредка встречаются небольшие валуны диаметром до 0,3 м), встречаются прослой тонкозернистого песка. Ниже пески разнотернистые с галькой и большим количеством фауны, в том числе <i>Dreissena polymorpha</i> (Pall), <i>Valvata piscinalis</i> (Mull.) var. <i>fluvialis</i> Colb., <i>Unio</i> cf. <i>tumidus</i> Phil. и др. видов. В песках были встречены обломки древесины и другие растительные остатки. Нижняя часть песков больше обогащена галькой, чем верхняя. Она представляет собой русловую фацию аллювия.	Около 6
Q ₃ ^{mik}	4	Гиттия темно-серая, первые полметра представлены более рыхлой разностью, ниже очень плотная. Имеются включения растительных остатков, много древесины. Встречены раковины моллюсков. В нижней части был обнаружен прослой раковин-перловиц с включением древесины. Поскольку гиттии, подстилающие пески, являются водоупором, нижняя часть песков водоносна. Склон в этом месте заболочен и источник, расположенный на террасе, обеспечивающий водой д. Черменино, приурочен именно к этому горизонту	1,0 Около 5-6 (весь слой)

Согласно описанию, приведенному в Таблице 2, верхняя часть разреза представляет собой толщу песков флювиального происхождения, а его нижняя часть сложена гиттией, которая продолжается до уреза реки, ниже сменяется прослоем тонких супесей (возраст и генезис которых авторы интерпретируют как lQ₃^{mik}), мощность которого не указана. Данные особенности строения при этом не отражены на опубликованном в данной работе профиле: на нем морена выходит выше уреза.

Возраст озерных гиттий по данным спорово-пыльцевого анализа был определен как микулинский. Описанный комплекс озерно-аллювиальных отложений подстилается мореной, возраст которой интерпретируется Чеботаревой и Макарычевой как московский. Также авторы указывают, что морена поднимается выше уреза немного выше по течению: в месте ее выхода не дневную поверхность видно, что ее кровля понижается по направлению к месту залегания гиттий. Этот факт был использован авторами как свидетельство того, что микулинские отложения здесь не перекрываются мореной – в противном случае это могло бы

стать аргументом в пользу выделения калининского оледенения. Авторами был сделан вывод о том, что микулинские гиттии здесь приурочены к понижению в поверхности московской морены. Также упоминается (Чеботарева, Макарычева, 1974), что вблизи Рыбинска на правом берегу Волги есть еще один разрез, где были обнаружены микулинские гиттии, залегающие на московской морене – это разрез на р. Черемуха, небольшом правом притоке Волги. Он находится на расстоянии примерно 4 км от долины Волги и вскрывает строение долины р. Черемухи. Как и в случае обнажения у Черменино, залегающая непосредственно под гиттиями морена выходит на дневную поверхность на некотором удалении от обнажения ниже по течению и дальше продолжает постепенно подниматься над урезом. Также авторы отмечают, что морена перекрыта слоем плохосортированных песков с выраженными следами криотурбаций, что может свидетельствовать о накоплении материала в перигляциальной обстановке.

В ходе полевых исследований мы исследовали правый берег Волги в районе дер. Черменино и заложили несколько разрезов на доступных нам для изучения естественных обнажениях правого берега Волги. Местоположение точек описания представлено на рис. 3.2 и 3.5.



Рис. 3.5. Спутниковый снимок правого берега Волги в районе дер. Черменино с указанием расположения точек полевого описания.

Обнаруженная террасовидная форма по первому предположению была принята за вторую надпойменную террасу на стрелке Волги и ручья Яковка,

описанную Чеботаревой и Макарычевой (1974) и Судаковой и др. (2001). Эта форма представляет собой площадку шириной около 30 м, на мысу до 50 м, пологонаклонную (перепад высот около 2 м), с плавным тыловым швом. Высота уступа над современным урезом 17,8 м. В точке 19548 (рис. 3.6) нижний из вскрытых разрезом слоев представляет собой суглинок коричневый тяжелый с обломками, который был интерпретирован как морена. С глубины 9,2 м от бровки террасы морену сменяет песчано-гравийная смесь светло-серая, ожелезненная, мощностью от 0,5 до 1 м, с включениями гальки до 5 см. Слой продолжается до

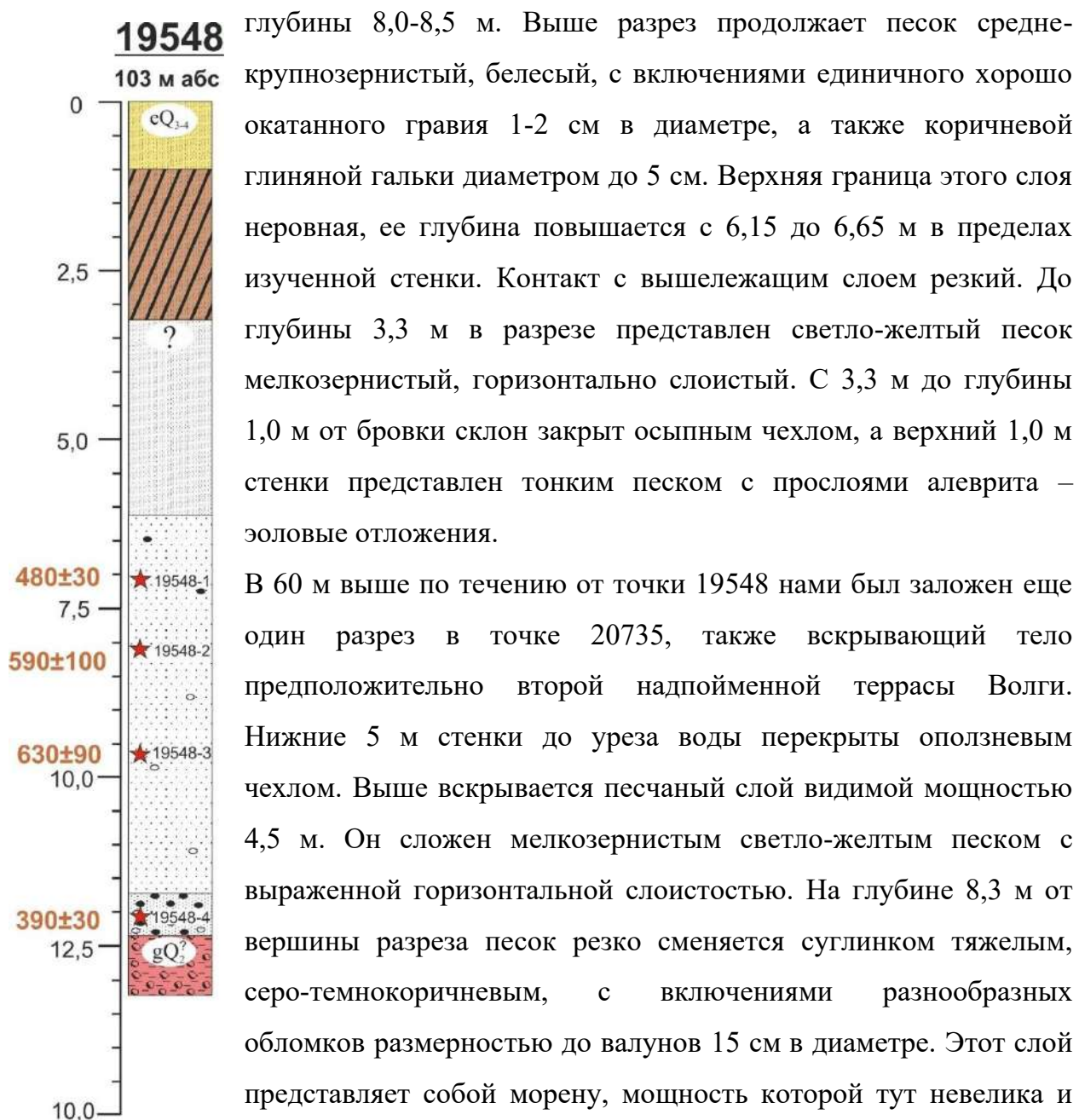
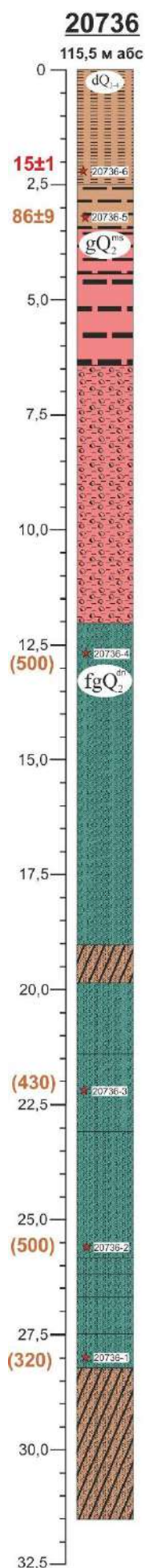


Рис. 3.6. Стратиграфическая колонка разреза 19548. Условные обозначения см. на рис. 3.4.



составляет всего 0,8 м. На глубине 7,5 м морена также резко сменяется косослоистым песчаным прослоем мощностью 1,5 м. Песок мелкозернистый, серовато-желтый. С глубины 5,5 м характер слоистости сменяется на горизонтальный, встречаются пятна ожелезнения. Разрез завершается маломощным дерновым прослоем.

Третий заложенный здесь разрез (20736, рис. 3.7) находится в 200 м выше по течению от точки 20735, где описанная выше потенциальная вторая терраса выклинивается. Высота бровки составляет 31,5 м. Нижние 3,3 м стенки до уреза скрыты склоновым чехлом. Вышележащие 0,7 м стенки сложены мелкозернистым светло-серо-желтоватым песком с пачками косых слойков мощностью 8–10 см. Выше он сменяется песком светло-желтым со следами ряби течения, подчеркнутой темными марганцевыми слойками. В подошве этого слоя мощностью 0,8 м – линзы мелкого гравия. На глубине 26,4 м находится подошва вышележащего прослоя, представленного мелкозернистым горизонтально-слоистым желто-светло-серым песком мощностью 0,5 м. Его нижние 20 см характеризуются прослоями темного песка, а также в слое отмечаются включения гальки коричневой: по ее проникновению наблюдается перемыв нижележащего слоя. Выше горизонтальная слоистость сменяется маломощным прослоем (0,4 м) с косой слоистостью: наблюдается переслаивание светлого мелкозернистого песка и коричневой супеси, продолжающееся до глубины 25,8 м. Выше он снова резко сменяется мелкозернистым желтовато-светло-серым песком с горизонтальной слоистостью, который продолжается на протяжении следующих 3,0 м, после чего наблюдается резкий контакт с вышележащей пачкой аналогичного, но более светлого по цвету песка, мощность которого

Рис. 3.7. Стратиграфическая колонка разреза 20736. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

1,7 м. Выше песчаная серия продолжается переслаиванием тонкого светло-коричневого песка, местами с косой слоистостью (угол падения слойков ок. 15°) и пачек горизонтально слоистого тонкого песка светло-коричневого и легкого суглинка серого. Мощность данного прослоя около 1,6 м.

Выше глубины 19,8 м 0,8 м стенки скрыты под оползневой чехлом. Над ним вскрывается песчаная толща мощностью ок. 7 м, представленная песком мелкозернистым желтовато-светло-серым, характеризующимся горизонтальной слоистостью по цвету: чередуются светло-серые и коричневые слои. В 20–40 см от кровли прослоя наблюдается розовато-светло-бежевый тонкий песок. В верхних 20 см этого горизонта также отмечается глиняная коричневая галька диаметром от 2–3 мм до 1 см. Этот мощный песчаный слой с резким контактом перекрыт суглинком тяжелым темно-серым, местами ожелезненным. Данный горизонт насыщен разноразмерными обломками до валунов диаметром 30 см и представляет собой ледниковые отложения мощностью 5,5 м. На глубине 6,5 м от бровки данный комплекс отложений сменяется серо-коричневым тяжелым суглинком: общая мощность этого горизонта составляет 4 м, нижние 2 м представлены плотной глиной, которая в верхних 2 м переходит в тяжелый суглинок со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Выше тяжелый суглинок становится кирпично-красным и очень плотным, появляются включения дресвы и мелкого щебня. Мощность этого слоя составляет 1 м, он является местным водоупором – перекрывающий его горизонт (мощность также 1 м), представленный переслаиванием крупнозернистого песка и суглинка, опесчаненного крупным песком, является водоносным. Верхние 1,5 м разреза переработаны почвообразованием и представляют собой погребенную подзолистую почву. Ниже бровки в разрезе вскрывается красно-коричневый алевроит глинистый с гнездами песка тонкого мощностью 2,5 м.

Песчаные отложения, вскрывающиеся в разрезах 19548 и 20736, были отобраны на датирование методом ОСЛ (Приложение 4). В разрезе 19548 были опробованы песчаные надморенные отложения. В разрезе 20736 были взяты шесть ОСЛ образцов: два – из верхней части разреза выше морены, и четыре – ниже моренного горизонта: один непосредственно под мореной и три других из подморенных песков. Результаты датирования надморенных отложений из разреза

20736 показали возраст времени МИС 5 (20736-5, 86,1 тыс. лет (pIRIR₂₉₀)) и МИС 2 (20736-6, 15,4 тыс. лет (OSL)). Для подморенных образцов из этого разреза, а также всех образцов из разреза 19548 (в этом случае надморенных), кварц оказался в сатурации. Возраст по полевому шпату превышает возраст MIS 6 и варьирует от 320 тыс. лет (образец 20736-1) до 500 тыс. лет (19548-3) (Utkina et al., 2022).

В пределах ГПП Черменино, помимо изученных нами разрезов, предыдущими исследованиями здесь также были обнаружены микулинские отложения в устье ручья Яковка, впадающего в Волгу. Долина ручья отличается высокими и крутыми склонами со следами активных склоновых процессов, в настоящее время задернованными травянистым и древесным покровом. Верховьем ручей врежется в коренной берег Волги, по данным Чеботаревой и Макарычевой (1974), прорезая коренные триасовые отложения, представленные мергелем и глиной. Действительно, по данным геологической съемки (рис. 3.3) для правого берега Волги здесь характерно высокое залегание кровли коренных пород. Кроме того, долина ручья прорезает и морену, о чем свидетельствует большое количество валунов разного размера и петрографического состава, заполнивших днище долины ручья. Описанный Н.С. Чеботаревой и И.А. Макарычевой разрез приурочен к правому берегу устьевой части ручья (от самого устья он удален на 200 м), врезанной в террасы Волги (по интерпретации авторов). Исследователями было обнаружено естественное обнажение, вскрывающее строение той же террасы, отложения которой вскрыты также ранее упомянутым разрезом у Черменино, находящимся выше по течению от устья ручья, как указывают авторы. Полное описание разреза у ручья Яковки приведено у Н.С. Чеботаревой и И.А. Макарычевой (1974), где верхние 1,6 м представлены супесчаными отложениями, которые интерпретируются авторами как аллювий. При этом в нижних 0,6 м этой серии отложений наблюдается прослой, сильно насыщенный галькой различного петрографического состава и окатанности. В.А. Новский (1958) при описании этих отложений отметил наличие в них ледникового клина. Н.С. Чеботарева и И.А. Макарычева (1974) утверждают, что его генезис нельзя интерпретировать как ледниковый, т.к. наличие ледникового клина, рыхлость и отсутствие специфической структуры являются чертами, несвойственными донным моренам

покровных оледенений Русской равнины. Вместо этого они предлагают интерпретировать генезис этого слоя как делювиально-солифлюкционный.

Ниже супесчаной толщи разрез продолжает тонкозернистая песчаная серия отложений с горизонтальной, наклонной или отсутствием слоистости, с включением супесей, суглинков, а также фауны моллюсков. В нижней части серии были найдены прослой голубовато-серых глин. Видимая мощность этих песчаных отложений составила около 1,65 м. Опираясь на данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного В.П. Гричуком, и на данные радиоуглеродного датирования (возраст образца оказался запредельным), Н.С. Чеботарева и И.А. Макарычева (1974) интерпретируют возраст данной песчаной серии как микулинский.

В ходе полевых исследований была предпринята попытка локализовать местонахождение вышеописанного разреза в долине ручья Яковки. На высоте около 10 м над современным урезом была обнаружена узкая (шириной до 5 м) террасовидная форма в долине ручья, загибающаяся в долину Волги и здесь выклинивающаяся. Площадка формы имела отчетливый уклон вниз по ручью. На стрелке, примерно в 10 м от места выклинивания, была заложена скважина 19550 (рис. 3.5). Видимая мощность отложений составила 1,2 м. До глубины 0,65 м от поверхности вскрывается суглинок темно-коричневый с гнездами темно-рыжего песка и включениями мелкой дресвы. Следующие 0,2 м сложены песком коричневым, преимущественно мелкозернистым, сильно заиленным. Наконец, с поверхности был вскрыт суглинок тяжелый темно-коричневый, насыщенный щебнем, в том числе, возможно, кирпичами, общей мощностью 0,45 м. Обнаруженный оглиненный песок с обломками, скорее всего, является аллювием ручья. Аналогичный материал вскрывается у него в обнажении, обнаруженном нами несколько выше по течению в той же террасе. В том же обнажении над аллювием там залегает морена. Возможно, вторая терраса Волги, разрез которой изучался В.П. Гричуком в 50-х годах, уже уничтожена боковой эрозией.

3.1.2.2. Строение левого берега Волги (Назарово)

На противоположном от Черменино берегу Волги и примерно в 700 м выше по течению от него находится еще один участок долины, подробно изученный нами в ходе полевых исследований (рис. 3.2, 3.8). Согласно геологическим данным, в долине здесь наблюдается расширение, свойственное

только для левого берега, при этом русло остается узким и прямым, без следов меандрирования. Эта особенность долины на этом участке хорошо читается и на спутниковом снимке, где границу долины подчеркивает автомобильная дорога (рис. 3.8). Как показано на карте четвертичных отложений региона (1:200000, О-37-XV), осадки, занимающие это расширение долины, представлены аллювиальными отложениями голоценового возраста – отсюда можно сделать вывод, что эта часть долины интерпретируется как надпойменная терраса голоценового возраста или как современная пойма Волги. Г.В. Обедиентова (1962, 1977), напротив, реконструирует на этом участке долины наличие валдайской террасы высотой 12-15 м.



Рис. 3.8. Спутниковый снимок левого берега Волги в 2 км ниже по течению от г. Рыбинска и обсуждаемые в тексте разрезы и скважины.

Еще один вариант реконструкции представлен В.А. Новским (1958): изучая историю развития Молого-Шекснинского озера и возможное распространение его осадков, Новский исследовал долину Волги и прилегающие к ней междуречья на участке Рыбинск-Песочное. В своей работе 1958 г. он отмечает, что его предыдущие исследования, а также исследования Е.И. Сомова (1939), помогли установить сложный характер долины Волги на этом участке и ее сочетание с

долиной Пра-Шексны. Как было отмечено в первой главе настоящей работы, первоначально идею о том, что современная долина Волги на участке от Рыбинска до Ярославля была образована как долина Пра-Шексны, была высказана Г.Ф. Мирчинком (1935). Положение долины Пра-Шексны было реконструировано Новским (1958) на схематической геоморфологической карте региона Рыбинск-Песочное (рис. 3.9), судя по которому отмеченное нами расширение современной долины как раз является свидетельством предыдущего его положения в то время, когда здесь протекали воды Пра-Шексны. Однако детально левый берег здесь Новским не изучался, его внимание было сфокусировано на правом берегу, что позволило ему изучить большое количество разрезов, впоследствии исследованных другими авторами и рассмотренными в предыдущем пункте настоящей главы.

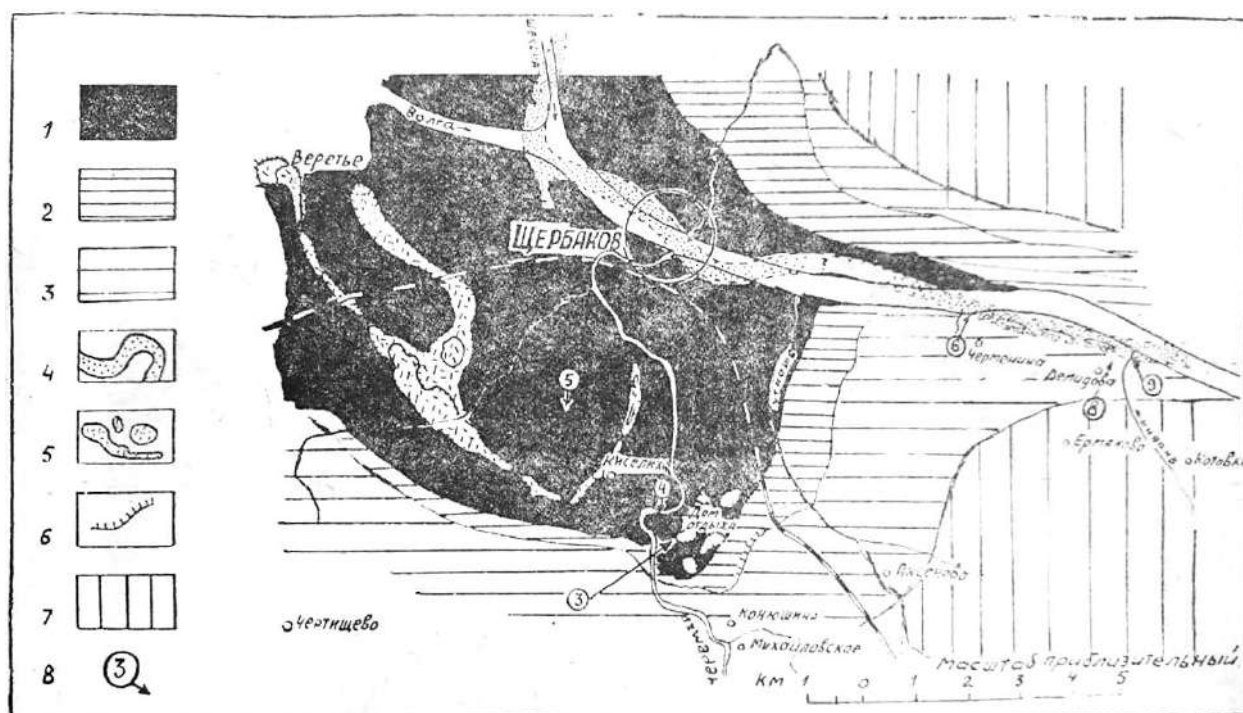


Рис. 3.9. Схематическая геоморфологическая карта юго-восточной окраины Молого-Шекснинской низины (Новский, 1958). 1 – терраса 100-105 м, сливающаяся с дном озера; 2 – терраса 107-110 м; 3 – терраса 114-120 м; 4 – долина Пра-Шексны, заполненная аллювиально-озерными отложениями; 5 – песчаные холмы и гряды; 6 – отчетливо выраженный береговой уступ; 7 – равнина основной морены; 8 – местоположение и номера разрезов. На схеме не показана волжская пойма и надпойменные террасы.

В настоящее время значительную территорию в пределах этого участка долины занимает Назаровский карьер, разработка которого остановлена. Большая часть днища карьера залита водой, однако в стенках карьера вскрывается

доступная для изучения мощная толща рыхлых отложений, которая позволяет изучить строение описываемого широкого участка долины. С этой целью было заложено несколько разрезов на данной территории.

Первая точка наблюдения 060 была поставлена на восточном краю карьера Назарово (рис. 3.8). По строению стенки этой части карьера было установлено, что он сложен целиком щебнисто-галечной толщей с включениями большого количества валунов размером до 1-1.5 м в диаметре. Рельеф поверхности неровный, с амплитудой перепадов до 3 м, холмисто-западинный. К северу от края карьера (от точки 060) поверхность уплощена, начинает полого снижаться к трассе Рыбинск-Тутаев, которая, как отмечено выше, ограничивает с севера широкую часть долины. В этой части формы было заложено два разреза (057 и 058, рис. 3.2, 3.8, 3.10).

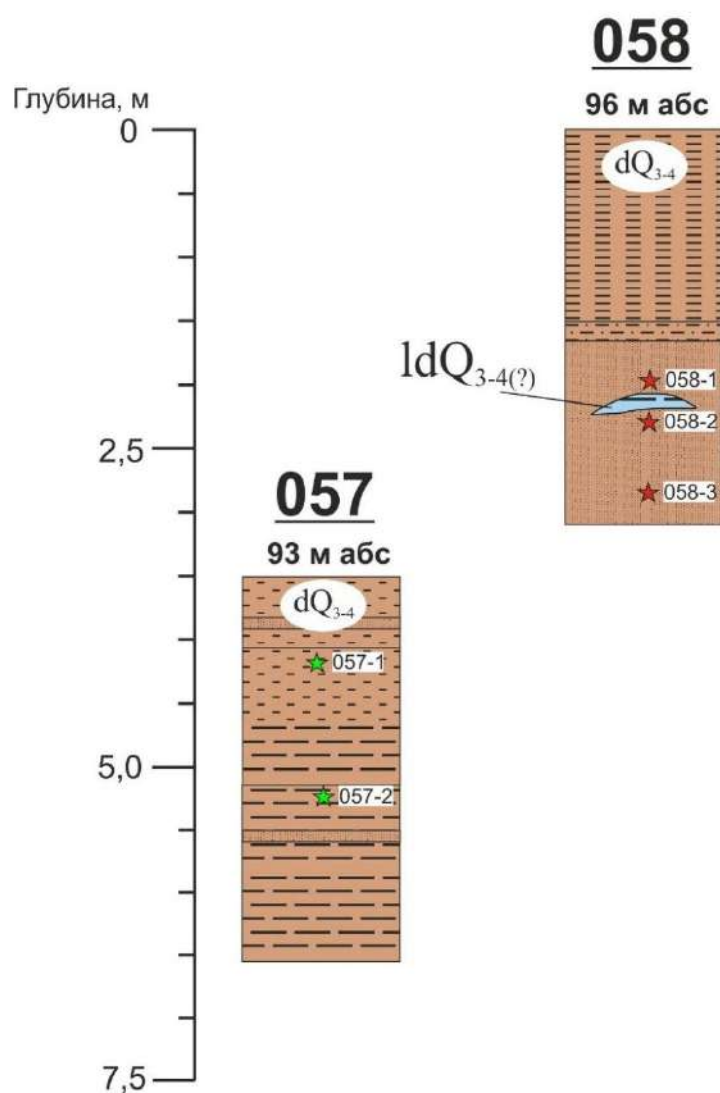


Рис. 3.10. Стратиграфические колонки разрезов 057 и 058. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

В строительной выемке в понижении в 32 м к югу от трассы вскрыта суглинистая серия отложений (разрез 057). С поверхности до 0,55 м стенка разреза сложена суглинком легким светло-коричневым. На глубине 30 см отмечен «пунктирный» прослой тонкого песка с алевритом толщиной до 3–4 см. Нижний контакт четкий, волнистый (не резкий). С 0,55 до 1,3 м разрез продолжает суглинок средний, переходящий в тяжелый, сизовато-серый. В верхних 10–15 см слоя суглинок имеет темно-серый, сизоватый цвет (вероятно, гумусированный горизонт болотной почвы). В этом прослое – обильные порошковидные железистые выделения бурого цвета. В противоположной стенке выемки была сделана дополнительная расчистка, где тот же слой местами становится значительно тоньше и темнее. Видны (предположительно) Fe-Mn скопления. Общая мощность этого слоя – 1,15 м (с учетом второй расчистки). На глубине 1,6–3,0 м (и ниже) был вскрыт суглинок тяжелый неравномерной окраски. В слое видна полосчатость: более или менее ясные горизонтальные слои мощностью 10–15 см. На глубине 2 м отмечен «пунктирный» прослой тонкого песка толщиной 2–3 см, на уровне 2,0–2,1 м – голубые выделения вивианита (до ярко-синих). Материал слоя хорошо держит стенку, подсыхая, распадается на призматические «столбы» и «кубики». По своему описанию прослой тяжелого суглинка напоминает глинистую гиттию – скорее всего, его накопление происходило в условиях стоячей воды.

В 75 м к северу от разреза 057 (в 25 м к северу от трассы) мы заложили еще один разрез, 058 (рис. 3.10), у подножия пологого склона долины (предположительно). До глубины 1,5 м верхняя часть разреза сложена суглинком средним сухим, очень плотным, с плитчатой структурой (горизонтальная плитчатость). Этот горизонт подстилает прослой светло-бурой супеси сухой, плотной, ожелезненной, неравномерно увлажненной, мощностью 0.15 м. Подошва слоя обогащена обломками размером 1–10 см. Ниже, до глубины 3,0 м (видимая), отложения представлены тонким слабоглинистым песком с неясной горизонтальной слоистостью, местами подчеркнутой ожелезненными прослоями. Материал слоя влажный, ниже 2,8 м – мокрый. На уровне 2,1 м отмечена линза тяжелого суглинка сизого со ржавыми пятнами ожелезнения толщиной до 7 см (возможно, криотурбация). Кровля песчаного горизонта расположена на высоте около 3 м над кровлей разреза 057.

Верхняя часть разреза, суглинисто-супесчаная, по своим характеристикам (гранулометрический состав, несортированность осадка) напоминает склоновые отложения. В частности, супесчаный прослой напоминает первичный склоновый чехол, долгое время подвергавшийся субаэральному воздействию. Песчаный горизонт, залегающий ниже, возможно, был накоплен в результате работы водного потока с низкими скоростями, и впоследствии переработан криогенными процессами, что указывает на его нахождение в перигляциальной обстановке. Таким образом, изучение части потенциальной террасы Волги, приближенной к ее тыловому шву, не показало здесь наличие убедительных аллювиальных

отложений. Тем не менее, нами была также изучена основная часть отложений, слагающих эту часть долины, вскрытая Назаровским карьером.

Первый из изученных разрезов, 061 (рис. 3.2, 3.8, 3.11), заложен в северной части карьера, в одном из отдельно стоящих останцов, на стенке южной экспозиции. Разрез вскрыл галечно-валунную толщу с заполнителем из песка разномерного до грубозернистого, хорошо отмытого, рыжего цвета (ожеженного), неоднородную (местами отмечаются плотные скопления валунов размером до 25 см в диаметре). Продолжается до уреза воды в карьере и, вероятно, ниже: местами в воде и под водой наблюдались те же валуны. В других частях карьера также было обнаружено большое количество глыб (>1 м). В верхней части разреза галечно-валунная толща перекрыта песчано-супесчаной серией отложений. После четкой нижней границы серию продолжает супесь светло-коричневая, сильно оглиненная, с включением корней до глубины 0,7 м. На глубине 0,6–0,7 м отмечены

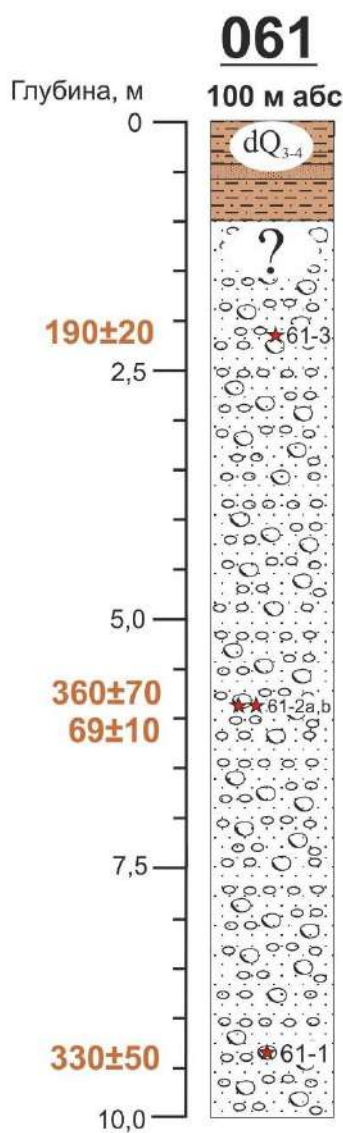


Рис. 3.11. Стратиграфическая колонка разреза 061. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

белесоватые пятна, вытянутые горизонтально, а с глубины 0,80 м – буровато-черные пятна размером до 10 см. Выше, на глубине 0,50–0,55 м, языковатая граница отделяет супесь от песка тонкозернистого, пылеватого, светло-палевого цвета, слюдистого (подзолистый горизонт). На глубине 0,45 м следует нижняя граница вышележащего слоя – волнистая, четкая по цвету и плавная по гранулометрическому составу. Выше залегает супесь серая, пылеватая, с редкими включениями корней и углистыми примазками. По всей видимости, представляет собой гумусированный горизонт. В правой части стенки пятно – видимо, мышиная норка, заполненная материалом из вышележащего слоя. Наконец, с поверхности до глубины 0,35 м стенка разреза сложена супесью серовато-бежевой с большим количеством корней и с включениями единичного мелкого щебня – возможно, этот слой является перемещенным. Граница с нижележащим слоем волнистая, по цвету. Отложения, вскрытые разрезом 061, были отобраны на ОСЛ датирование на высотах 9,8 м, 12,8 м (образцы 061-2а и 061-2b) и 15,8 м над урезом Волги (Приложение 4). Полученный люминесцентный возраст составил от 190 до 360 тыс. лет (Utkina et al., 2022). Дата 69 тыс. л.н. является омоложенной и связана с недостаточной защищенностью от солнечного света при отборе образца.

В южной незатопленной части карьера, расположенной примерно в 180 м от современного русла Волги, был исследован разрез 063, продолженный скважиной 19547 в днище карьера, что позволило получить исчерпывающую характеристику толщи отложений, слагающих эту часть долины. Скважина 19547 и разрез 063 имеют разные названия, хотя по сути являются продолжением друг друга (рис. 3.2, 3.8, 3.12). Скважиной 19547 нам удалось пройти около 7,2 м отложений, после чего продолжать бурение стало невозможно: на глубине 6,9 м была пройдена граница толщи, состоящей из крупнообломочного материала с песчаным заполнителем, пробурить которую не было возможности. Эта толща перекрывается 1,5-метровым слоем песка крупнозернистого коричнево-желтого с включениями гравия. Выше отложения, вскрытые скважиной, продолжает горизонтально-слоистая пачка, представленная переслаиванием песка тонко-мелкозернистого с алевроитом. Верхние 5–7 см толщи оглиненные, цвет светло-коричневый буроватый. Также наблюдались прослой растительного детрита на глубинах 4,37 м и 4,45 м, откуда

были взяты образцы на спорово-пыльцевой анализ. Мощность данной пачки составляет 1,05 м.

Выше материал становится суглинистым: первые 10 см его опесчанены и отличаются горизонтальной слоистостью, а также светло-серым цветом. Выше, до глубины 2,6 м от поверхности этот прослой представлен преимущественно тяжелым суглинком. С 4,25 до 3,9 м в слое встречаются линзы тонкого песка. С 3,5 м до 2,75 цвет слоя темно-серый, а выше 2,75 м становится коричневым. Из этого слоя также были отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ через каждые 8 см. С глубины 2,4 м суглинок постепенно переходит в алевроит серовато-светло-

коричневый, который, в свою очередь, на глубине 1,5 м сменяется крупнообломочным материалом (галькой). Верхняя часть скважины (0,9 м от поверхности) представлена песком мелкозернистым желтого цвета – этот же материал и составляет поверхность днища карьера в этом месте.

Описание отложений, вскрытых Назаровским карьером, продолжается в разрезе, заложенном в стенке южной экспозиции; бровки стенки превышает устье скважины на 4,3 м, однако видимая мощность вскрытых разрезом отложений составляет 3,9 м. Это связано с тем, что у нас не было технической возможности заложить скважину непосредственно под разрезом, поэтому днище карьера было пробурено на некотором отдалении от него, где поверхность оказалась немного понижена. Отложения нижней части разреза отличаются от отложений, вскрытых верхней частью скважины: они представлены

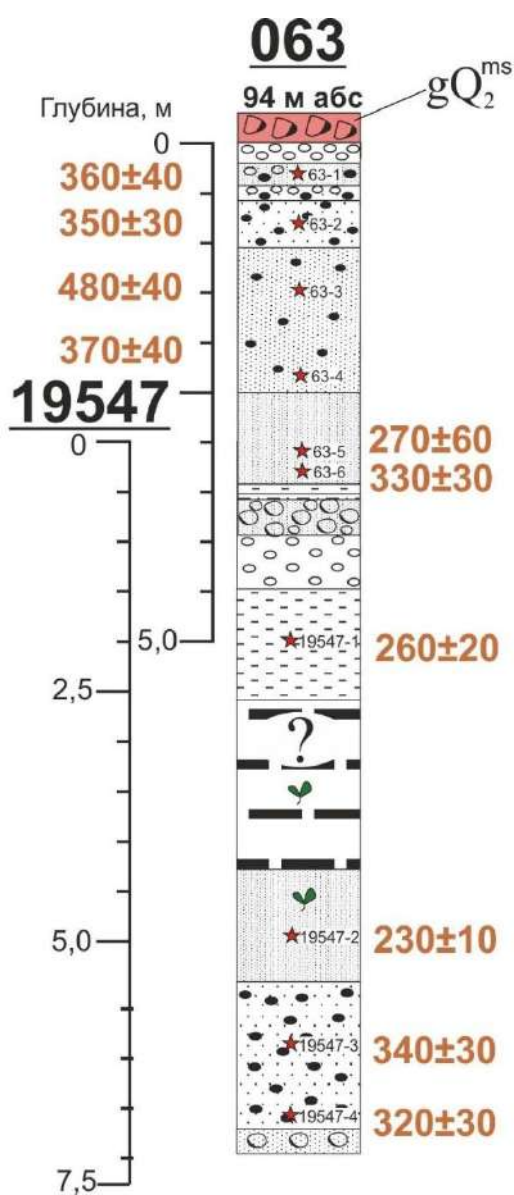


Рис. 3.12. Стратиграфические колонки разреза 063 и скважины 19547. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

валунником с заполнителем из мелкого песка, который ниже видимой мощности продолжается гравийником. Размер валунов доходит до 30 см в диаметре. На глубине 3,8 м отмечен прослой суглинка мощностью 4 см. В подошве вышележащего слоя, на глубине 3,6 м, залегает рыжеватый легкий суглинок, выше переходящий в супесь – общая толщина этого прослоя составляет 10 см. Выше слой продолжается супесью коричневого цвета с бобовидными выступами вниз (следствие деформационной нагрузки), которая на глубине 3,3 м переходит в серию срезающих друг друга пачек мелкозернистого песка со слоистостью ряби течения. Рябь в нижней половине слоя наклонена на восток, в верхней – на запад. Далее, после эрозионной границы на глубине 2,5 м, в разрезе вскрывается следующая серия пачек параллельно-слоистого песка мелко-среднезернистого, местами крупнозернистого с мелким гравием, со слабо заиленными прослоями. В нижней части слоя, до глубины 2,2 м, слои имеют наклон к западу (падение слоев – 10-15°), а выше наблюдается эрозионный контакт внутри слоя, где они срезаются вышележащими пачками, наклоненными уже к югу, но падающими под таким же углом в 10-15°. Толщина пачек доходит до 20 см и более. Они продолжают выше по разрезу до глубины 1,05 м от поверхности. Сменяющая их после четкого, резкого контакта серия отложений представляет собой чередование мелкого гравия и разнозернистого песка. В подошве наклон слоев составляет около 10°, но выше увеличивается до 20-25°. Общая толщина пачки 0,5 м говорит о формировании грядой класса дюн, с направленным движением на запад. На глубине 0,55-0,6 м (неровная, но четкая граница) перекрывает эти отложения серия слабо наклоненных к северу слоев, залегающих друг на друге как черепица, которые представляют собой чередование прослоев мелкой гальки с песчано-гравийным заполнителем и грубозернистого песка с включениями гравия. Толщина прослоев 8–10 см. Граница с вышележащим слоем, снова четкая, резкая и неровная, расположена на глубине 0,35-0,4 м. Этот слой представлен песком мелко-среднезернистым, пылеватым, светло-желтым, обогащенный гравием и мелкой галькой, которые залегают в виде линз. Этот слой завершает мощную песчаную серию отложений, вскрытых разрезом – самые верхние 20 см разреза сложены несортированной смесью песка и обломочного материала разной степени окатанности, размером до 5 см. Цвет смеси коричневый со слабым красноватым

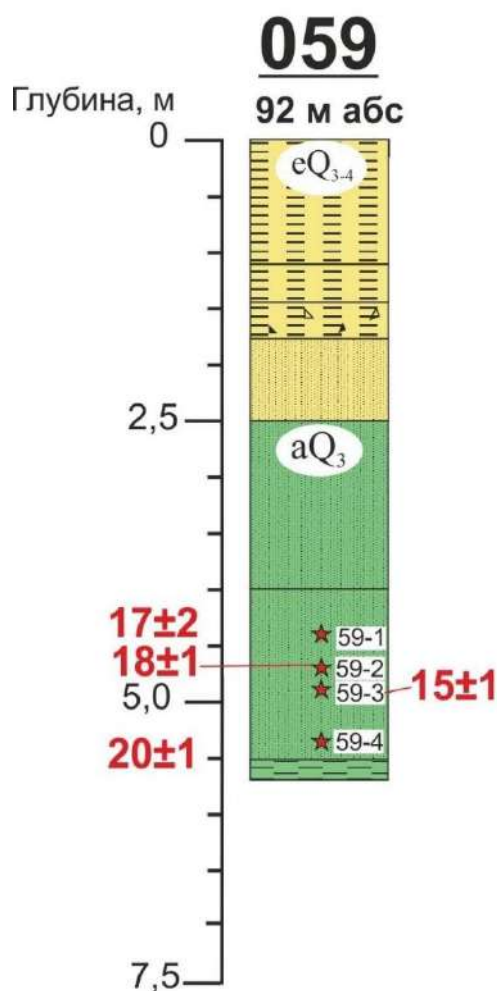
оттенком; отложения сцементированные и очень плотная. Нижний контакт волнистый, с заворотами в нижний слой. Граница четкая, местами присутствует переходный горизонт – переслаивание материала слоя с нижележащим материалом. В соседних частях стенки карьера – валуны размером до 1 м и более. Хотя мощность этой толщи в разрезе составляет около 20 см, на соседних стенках она доходит до 1 м.

Вскрытая разрезом и скважиной толща была опробована на ОСЛ датирование. Результаты датирования как этих отложений, так и отложений, вскрытых разрезом 061, (рис. 3.12, Приложение 4) показали, что, за одним исключением, весь кварц находится в сатурации, а эквивалентные дозы, полученные с использованием сигнала $pIRIR_{290}$, варьируют от 458 Гр (образец 061-3) до 859 Гр (образец 063-2b) (Utkina et al., 2022; Panin et al., 2024). Поскольку эти дозы не приближаются к 1000 Гр, максимальной ёмкости ПШ, они могут считаться достаточно надежными. Отмечается только одна значительно отличающаяся дата – образец 061-1, который датируется МИС 3. Также следует отметить, что в разрезе 063 не все полученные даты стратиграфически согласованы: в середине толщи наблюдается инверсия (рис. 3.12).

Образцы, взятые из скважины 19547 на спорово-пыльцевой анализ, позволили реконструировать потепление интерстадиального ранга. Спорово-пыльцевой анализ был выполнен О.К. Борисовой и Н.Н. Нарышкиной (Борисова и др., 2022; Panin et al., 2024). В опробованной толще отложений преобладает пыльца деревьев и кустарников: она составляет 60–70% от общей суммы. Наиболее многочисленна пыльца ели, сосны обыкновенной и берез (*Betula sect. Albae* и *B. sect. Fruticosae*). Для *Picea*, *Pinus* и *Larix* была обнаружена не только пыльца, но и устьица. Содержания пыльцы трав и кустарничков не превышают 20% по всему разрезу. Преобладают полыни, осоковые, злаки и, в меньшей степени, маревые. Содержания спор (в основном *Sphagnum* и *Polypodiaceae*) наименьшие в нижней части разреза (5–10%) и достигают максимума в его средней части (~15%). В целом результаты палинологического изучения отложений скважины 19547 показали изменения в составе растительности от северо- до среднетаежных лесов, близких к современным формациям Западной Сибири, происходившие в течение довольно теплого интервала. Спорово-пыльцевой анализ позволил выделить внутри этого

потепления раннюю, термксеротическую, и позднюю, термогигротическую, фазы и переходный оптимальный интервал, расположенный между ними. Следовательно, по классификации В.П. Гричука (1969), это потепление имело ранг интерстадиала. Если принять во внимание даты, полученные люминесцентным методом по ПШ из подстилающих и перекрывающих слоев, можно отнести время формирования этих отложений к МИС 9. Длительность реконструированной теплой фазы охватывает не более 3-4% от общей продолжительности изотопной стадии, в связи с чем определить, к какой ее части относится эта теплая фаза, не представляется возможным.

От южной бровки карьера, по направлению к Волге, поверхность начинает полого снижаться: высота изменяется примерно на 7 м на протяжении 175 м –



именно на такое расстояние удалена бровка карьера от уреза воды. Полоса, отделяющая реку от карьера, частично занята дорогами и строениями, а частично залесена. В частности, к западу от карьера вдоль берега наблюдается неширокая полоса соснового леса длиной около 800 м – вероятно, часть ее вырублена и освободившееся место отдано под застройку. Полоса прерывается устьем небольшого левого притока Волги, в результате чего небольшой участок леса ближе к карьере оказывается отсечен.

Здесь полого спускающийся к Волге склон заканчивается резким уступом, который от уреза воды в реке отделяет небольшая отмель. В уступе вскрывается песчаная толща отложений, описанная в точке 059 (рис. 3.2, 3.8, 3.13), расположенной в 270 м к юго-западу от разреза 063.

Рис. 3.13. Стратиграфическая колонка разреза 059. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Общая высота бровки уступа над современным урезом Волги – 8,1 м. Нижняя часть склона скрыта осыпным чехлом. В основании уступа на краю современной отмели вскрывается крупнообломочный материал размером до валунов ок. 1 м в диаметре. Выше залегает суглинок средний опесчаненный, коричневого цвета. Он продолжается до глубины 5,5 (5,6) м, где, после четкой, но неровной границы, сменяется песком тонко-мелкозернистым горизонтально-слоистым, красно-бурого цвета с прослоями светло-желтого песка толщиной 10 см. По всему слою видна тонкая горизонтальная слоистость и отдельные пластичные нарушения – конволюции, или, возможно, гравитационные. На глубине 4,0 м от поверхности эта серия сменяется неслоистым горизонтом тонкого песка красно-бурого, плотно сцементированного. Начиная с этого слоя отложения имеют в себе признаки почвообразовательных процессов. Выше, с 2,5 до 1,7 м, песок меняет цвет на белёсый, но остается всё так же сцементированным. После четкой, но не резкой границы с вышележащим слоем тонкий песок сменяется алевритом серым, гумусированным. В основании и внутри слоя – включения дресвы и мелкого щебня кристаллических пород. На глубине 1,4 м от поверхности после всё так же четкого, но не резкого контакта снова наблюдается слоистая серия: переслаивание серого гумусированного алеврита и алеврита коричневого. Слоистость местами нарушена за счет биотурбаций (кротовины). В основании гумусированных слоев – линзы и прослой темно-серого сильно гумусированного материала. В слое встречаются редкие неокатанные остроугольные обломки размером до 3 см. В негумусированных прослоях отмечена микрослоистость. Толщу отложений завершает слой с нижней границей на глубине 1,1 м, представленный алевритом горизонтально-слоистым светло-коричневого цвета – эоловыми отложениями. Подстилающий его слой является переходным и отмечает начало перевевания. Скорее всего, описанный нами разрез вскрыл отложения аллювиальной террасы Волги, верхушка которой была подвергнута эоловой переработке материала.

В этом разрезе нами были отобраны образцы на ОСЛ датирование из песчаной толщи, подстилающей эоловые отложения (Приложение 4). Результаты датирования показали, что, по сравнению с датами, полученными в Назаровском карьере, возраст отложений, вскрытых разрезом 059, оказался довольно молодым: дозы по кварцу варьируют от 25 до 29 Гр, что, при скорости накопления дозы от

1,3 до 1,8 Гр/год, дает поздневалдайский возраст (рис. 3.13). Хотя в средней части разреза и наблюдается небольшая инверсия, полученные возраста хорошо согласуются между собой. По соотношению возрастов ПШ и кварца (Приложение 4) можно заключить, что есть вероятность небольшого удрежнения дат, т.к. возраста, полученные по сигналу $pIRIR_{290}$, несколько превышают допустимый диапазон разницы с возрастaми по ОСЛ сигналу кварца (Murray et al., 2012). Однако соотношение возрастов по кварцу и по сигналу IR_{50} является удовлетворительным для всех образцов, кроме 59–3 (да и для него оно лишь слегка превышено), что позволяет нам обозначить проанализированный материал как «вероятно хорошо засвеченный».

Таким образом, изучение левого берега Волги в районе Рыбинска показало, что основную часть наблюдаемого здесь расширения долины составляет мощная песчаная толща отложений, датируемая домосковским временем – точность этих дат еще остается под вопросом. Тем не менее, здесь же была обнаружена одна надпойменная терраса Волги поздневалдайского возраста, что говорит о том, что в то время река уже функционировала в этой части долины.

3.1.3. Стрoение долины Волги в районе г. Тутaева

Ниже по течению от Рыбинска долина продолжает оставаться довольно узкой: ее ширина не превышает 1,5–2 км, а ширина русла находится в диапазоне 700–900 м. Долина ориентирована с северо-запада на юго-восток и довольно прямолинейна, за исключением нескольких изгибов русла в пределах 7 км от Черменино и непосредственно перед Тутaевской долиной прорыва (рис. 3.14).

Строение междуречий в районе долины прорыва типично для исследуемого региона (Государственная геологическая карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XXII; Пирогова, 1949). Они сложены московской мореной, мощность которой довольно значительно варьирует от 100 до 20 м. Залегает моренная толща непосредственно на дочетвертичных отложениях, кровля которых в среднем находится на отметке 80 м абс., на левом берегу Волги опускаясь до 30 м, а в стороне от долины снова поднимаясь до 70 м. Русло Волги врезано здесь практически до высотной отметки кровли дочетвертичных отложений. Сверху морена повсеместно перекрыта маломощным слоем суглинистых отложений, генезис которого в геологических отчетах часто относят к озерному, реконструируя

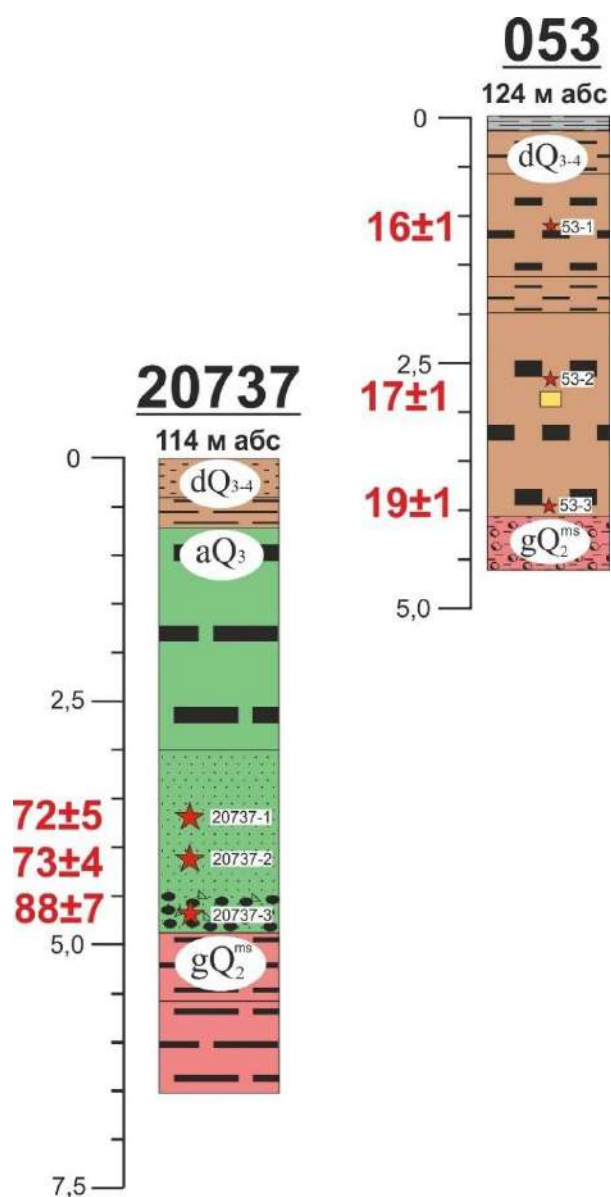
перекрытие московской морены тонким слоем озерных осадков валдайского возраста.

В ходе полевых работ на правом берегу Волги на северной окраине Тутаева были обнаружены высокие террасовидные поверхности на обоих бортах глубокой долины малого притока Волги – р. Рыкуша, которая упоминается в работе В.А. Новского 1958 года. На левом берегу этой реки В.А. Новским было описано «типичное обнажение» (Новский, 1958, стр. 78), характеризующее строение коренных берегов Волги в этом месте. Обнажение вскрыло с поверхности красно-бурые суглинки с валунами кристаллических пород и окаменелого известняка, ниже сменяющиеся песками мелко- и среднезернистыми, слоистыми, сортированными, в верхней части слоя – с прослойками илистых суглинков и торфа. Нижняя часть обнажения была описана как представленная темно-коричневой валунной глиной с обломками разнообразных пород и с отторженцами мезозойских песков и глин. Автором описания не предложены варианты интерпретации описанных отложений, как и их мощность.



Рис. 3.14. Положение упоминаемых в тексте разрезов и скважин в окрестностях г. Тутаева. На террасовидной поверхности на правом борту долины Рыкуши (рис. 3.14) нами была заложена расчистка 053 (абс. высота поверхности 124 м, высота уреза Рыкуши – 87 м), вскрывшая отложения видимой мощностью 4,6 м (рис. 3.15).

Нижняя часть толщи представлена суглинком тяжелым серо-коричневым, насыщенным обломочным материалом разной размерности – встречаются неокатанные глыбы до 10–15 см в диаметре. По всей видимости, данный слой представляет собой морену. Верхняя граница неровная, со значительным наклоном: ее глубина в левой части расчистки составляет 4,2 м, а в правой – 4,5 м. Контакт с вышележащим слоем четкий, резкий: морена сменяется суглинком средним, сизовато-коричневым, влажным. На глубине 3,7 м встречены обломки щебня размером 5 см и дресва; по всей глубине слоя по трещинам наблюдались современные корни. В северной части стенки на отметке 3,0 м – вертикальная



полоса ожелезнения, и еще одна такая полоса расположена левее, на расстоянии 25 см. Полосы шириной 3–4 см вертикально расслоены, по граням – пленки железисто-марганцевых конкреций. На глубине 2,7 м отмечено пятно алеврита с неясной тонкой слоистостью, наклоненной вправо. Ниже пятна залегает тонкий прослой алеврита, исчезающий в правой стенке. Подошва следующего, вышележащего слоя наклонена вправо – от отметки 1,8 м до 1,95 м в правой части стенки. В левой части стенки слой прислоняется к слою морены, граница между ними здесь нечеткая. Сам слой представлен суглинком средним коричневым с красноватым оттенком и линзами светло-белого алеврита толщиной до 1 см. Линзы имеют небольшое падение вправо (вверх

Рис. 3.15. Стратиграфические колонки отложений в долине р. Рыкуша. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

по течению реки). В средней части стенки четкая, но не резкая граница перекрывающего его слоя проходит широким клином, доходя до глубины 1,77–1,78 м. Заполняющий клин материал представлен суглинком средним, коричневым. Ниже отмечаются пятна железисто-марганцевых конкреций по граням сторон отдельностей. По всей видимости, отмеченные ранее полосы ожелезнения являются продолжением этого клина. Наконец, верх стенки с глубины 0,5–0,6 м представлен суглинком темно-серым с гнездами белесого алевроита и с наложением подзолистых процессов; на глубине 0,4–0,42 м он сменяется белесым алевроитом, а выше, с поверхности, наблюдается техногенный горизонт, насыщенный обломками стекла и кирпичей.

В ходе изучения разреза были отобраны образцы на изучение пород в шлифах оптико-микроскопическим методом с глубины 2,7 м, а также 3 образца на датирование методом ОСЛ с глубин 1,20 м, 2,70 м и 4,10 м. Изучение шлифов оптико-микроскопическим методом показало наличие включений углей и фрагментов костей (рис. 3.16, 3.17), что ясно свидетельствует о том, что генезис данных осадков является склоновым. Возможно, изученные нами здесь отложения представляют собой как раз тот маломощный суглинистый чехол, отмечаемый на геологических картах, как отмечено выше. Люминесцентное датирование позволило определить возраст описанной выше толщи как поздневалдайский (рис. 3.15, Приложение 4). Нижняя часть ее сформировалась около 19 тыс. л.н., верхняя – 15–16 тыс. л.н. Соотношения возрастов, полученных по ПШ и кварцу, находятся в пределах допустимого диапазона, что говорит о достоверности дат.

На террасовидной поверхности на левом берегу Рыкуши, в 200 м выше по течению от расчистки 053, была пробурена скважина 20737 (рис. 3.15) (абс. высота поверхности 104 м), позволившая нам изучить верхние 6,5 м отложений. Нижняя часть скважины представлена двумя четко разделенными по цвету горизонтами тяжелого суглинка, насыщенного обломками. Нижний горизонт представлен суглинком темно-коричневого цвета, верхний – кирпично-красного; граница между этими прослоями находится на глубине 5,65 м. Возможно, они представляют собой два разновозрастных моренных горизонта. На отметке 4,90 м суглинок резко сменяется гравием глинистым с заполнителем из разнотекстурированного песка, с обильным мелким щебнем. Мощность этого гравийного прослоя составляет 0,40 м,

и выше он переходит в песок разномерный (преимущественно крупномерный) глинистый, с гравием и галькой. На переходе от гравия к песку (на глубине 4,5 м от поверхности) отмечен уровень грунтовых вод, однако даже выше этой отметки песок насыщен водой. Этот гравийно-песчаный комплекс отложений мы интерпретируем как террасовый аллювий. Отобранные здесь ОСЛ образцы (рис. 3.15, Приложение 4) показали возраст в диапазоне 72,2–88,3 тыс. л.н. по кварцу, что позволяет нам отнести формирование этого аллювия к концу МИС 5–началу МИС 4.

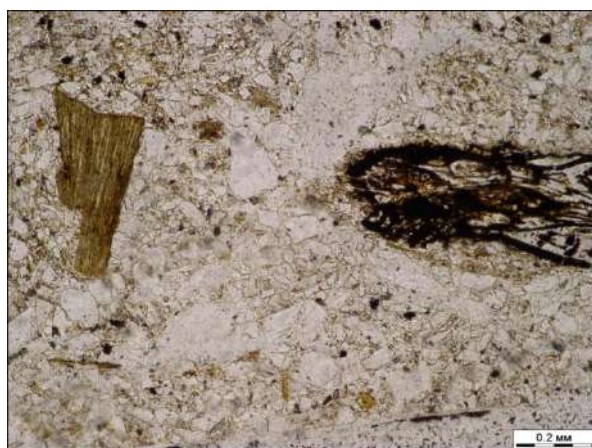


Рис. 3.16. Фрагмент кости (слева) и уголек (справа).

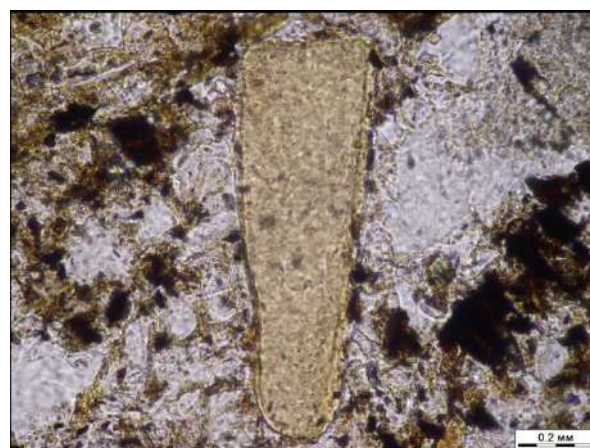


Рис. 3.17. Фрагмент кости (по центру).

Верхние 3,0 м скважины вновь представлены суглинистым материалом. Аллювиальный горизонт перекрыт слоем суглинка тяжелого сизого, который выше 2,0 м становится серо-коричневым; появляются опесчаненные линзы, сероватые и ржавые пятна. На глубине 0,70 м цвет сменяется на красновато-сизый, суглинок становится плотнее, насыщен обломками. В подошве слоя отмечена линза оглиненного разномерного песка. Верхние 0,40 м толщи представлены легким алевритистым суглинком темно-серым, со следами переработки почвенными процессами. Судя по особенностям отложений, аллювий здесь перекрыт делювиальным материалом: по аналогии с расчисткой 053 мы можем предположить, что его формирование относится к поздневалдайскому времени.

Наиболее изученной частью Тутаевской долины прорыва является участок левого склона долины Волги неподалеку от деревни Отмищево, в месте впадения в Волгу ручья Долгополки – ее небольшого левого притока, находящегося в 4 км выше по течению от города Тутаева (рис. 3.14). В.А. Новским (1958) в подмываемой части правого коренного склона долины Долгополки было описано

обнажение, включающее толщу озерно-болотных отложений, представленных торфянистым сапропелитом черно-коричневого цвета с большим количеством макроскопических растительных остатков. Залегаёт эта толща в виде линзы и имеет мощность около 2 м. Кровля ее соответствует высоте около 7,5 м над уровнем Волги (на момент описания). Сразу под толщей была обнаружена морена (валунный суглинок), отделенная от озерных отложений резко неровной границей и прослойкой серого песка. Перекрывает слой озерно-болотных отложений 8-метровая толща слоистых песков, супесей и глин, в отдельных прослоях с гравием и валунами кристаллических пород. Обнаженность этой толщи была охарактеризована Новским как плохая из-за перекрытия ее осыпным чехлом. Венчает обнажение бурая супесь мощностью 1,0 м.

Озерно-болотная толща, вскрытая этим обнажением, была опробована на спорово-пыльцевой анализ. Его результаты показали, что в ней содержится большое количество пыльцы древесных пород (ель 70%, сосна 25–30%, береза ~10%, ольха >5%). В основании толщи обнаружено небольшое количество пыльцы широколиственных пород (~5%). Интерпретации этих результатов даны разные: Н.Н. Соколов утверждал, что озерно-болотная толща относится к межледниковым отложениям московско-днепровского возраста; В.А. Новский же отмечал ее сходство с описанными им же озерными отложениями в районе Рыбинска, которые он датировал молодого-шексниским межледниковьем, однако потом был установлен их микулинский возраст (Чеботарёва, Макарычева, 1974). Впоследствии оно было более детально изучено С.Л. Бреславом совместно с Е. А. Фетищевой, Н. А. Граменицкой и др. (Геология..., том IV, 1971). Верхняя часть обнажения, по указанию авторов, располагалась на отметке 110 м абс, а кровля микулинских отложений – на отметке 102 м абс., что несколько не соответствует указанной Новским отметке в 7,5 м над урезом Волги – ведь урез находится на высоте 84 м абс. На спорово-пыльцевой диаграмме, составленной А. А. Гузман и М. Н. Валуевой, четко выделяется горизонт отложений микулинского возраста. На ней отчетливо вырисовывается вторая половина климатического оптимума с достаточно характерным ходом кривых главных древесных пород и орешника (Геология..., т. IV, 1971). Данный разрез исследовался также другой группой исследователей (Судакова, 1990; Судакова, Антонов, Введенская, 2013). Ими

неоднократно высказывалась точка зрения о том, что перекрывающие озерно-болотную толщу отложения представляют собой еще один моренный горизонт. Это утверждение приводилось коллективом авторов как аргумент в пользу распространения на изучаемой территории калининского оледенения. Несмотря на то, что в пределах Верхневолжья и соседних регионов было найдено большое количество разрезов, в которых отложения микулинского возраста не перекрываются мореной, вопрос границы распространения ранневалдайского оледенения до сих пор является дискуссионным.

В ходе полевых исследований нами была предпринята попытка локализовать описанный Новским и последовавшими после него исследователями разрез на р. Долгополка, однако нам не удалось это сделать: по всей видимости, изучение разреза в настоящий момент уже не представляется возможным в результате активно протекающих склоновых процессов на коренном склоне реки. Тем не менее, нами был исследован прилегающий к долине Долгополки склон долины Волги, где предыдущими исследованиями были отмечены три уровня надпойменных террас и пойма (Арсланов и др., 1967). Нами был заложен буровой профиль (рис. 3.14, 3.18), вскрывший строение левого берега Волги на этом участке (Уткина, Панин, 2022). В ходе полевого изучения было обнаружено, что на полого спускающемся к Волге склоне наблюдается несколько плавных перегибов, перемежающихся полого наклоненными к реке площадками. Закладывая местоположение буровых скважин, мы учитывали рельеф склона, чтобы охарактеризовать все потенциальные уровни надпойменных террас, которые могли на нем встретиться.

Первая скважина (19541) была заложена в понижении на плоской пологонаклонной к реке и к западу поверхности в 300 м к востоку от окраины деревни Отмищево – на этой же поверхности находится сама деревня. Этот геоморфологический уровень был интерпретирован либо как озерная терраса московского возраста (Государственная геологическая карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XXII), либо как III терраса Волги на уровне 115 м абс. (Арсланов и др., 1967). Скважиной пройдено 4,5 м отложений, нижние 2,3 м которых представлены плотным тяжелым суглинком. С 4,5 до 3,5 м цвет суглинка кирпично-красный, в слое встречаются крупные фрагменты размолотых

метаморфических пород. Выше 3,5 м цвет меняется на красновато-коричневый и количество обломков уменьшается: остаются только единичные включения дресвы. На глубине 2,2 м эта красноватая толща сменяется коричневым суглинком средним алевритистым, который продолжается до поверхности.

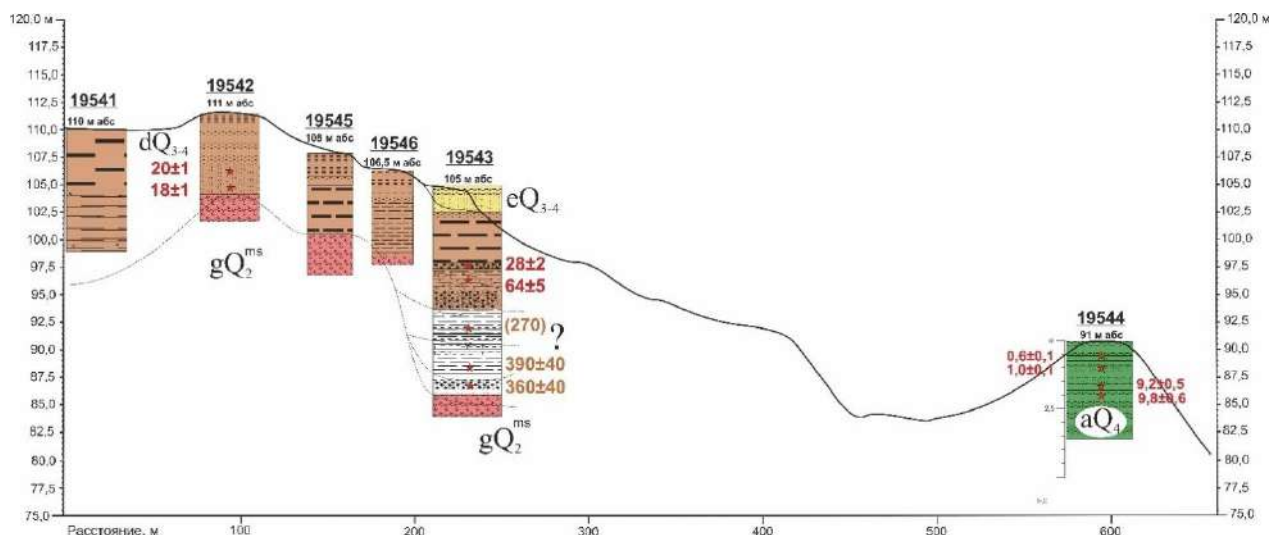


Рис. 3.18. Профиль левого борта долины Волги на участке впадения в р. Волгу р. Долгополка. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Изучение строения поверхности было продолжено следующей скважины 19542 в ее прибровочной части. Здесь также было пройдено 4,5 м отложений; нижняя часть скважины снова оказалась представлена суглинком тяжелым кирпично-красного цвета с включениями обломков. На глубине 3,0 м красноцветный суглинок сменяется тонким песком с прослоями суглинка мощностью 2–3 см, который выше 2,5 м продолжается мелкозернистым песком с тонкой горизонтальной слоистостью. Цвет материала светло-коричневый (серовато-желтый), и только в верхних 10 см слоя снова становится кирпично-красным. Верхняя граница песчаной толщи отмечена на глубине 1,9 м. Далее вновь наблюдался суглинок средний, к верхней части слоя плавно переходящий в легкий. Цвет суглинка также меняется от коричневого к красно-коричневому. Наконец, верхние 0,6 м вскрытой скважиной толщи отложений представлены алевритом светло-желтым, в котором выше глубины 0,45 м были отмечены темно-серые примеси. Из скважины были отобраны два образца на датирование методом ОСЛ: с глубины 2,0–2,5 м (песок мелкозернистый) и с глубины 2,5–3,0 м (песок тонко-мелкозернистый). Обе даты относятся к позднему валдаю и, согласно соотношениям возрастов по ПШ и по кварцу, являются достоверными. Хотя в слое

и наблюдается некоторая инверсия, интервалы неопределенности возрастов пересекаются между собой.

Следующие скважины 19545 и 19546 продолжили профиль (рис. 3.18) ниже по склону и помогли отследить положение кровли слоя красно-коричневого суглинка с обломками, который мы идентифицируем как морену. В скважине 19545, расположенной на высоте 108 м абс., верхняя граница моренного горизонта была обнаружена на глубине 3 м. Морену перекрывает 10-сантиметровый слой алевроита светло-желтого, выше которого залегает суглинок тяжелый красно-коричневый, становящийся более легким по мере приближения к верхней границе данного слоя на глубине 0,8 м от поверхности. Завершает последовательность отложений алевроит светло-желтый. В скважине 19546, расположенной на 1,5 м ниже по склону от скв. 19545, верхняя граница морены отмечена на глубине 3,2 м. Выше ее сменяет горизонт, представленный переслаиванием песка мелкозернистого желтого и опесчаненного суглинка коричневого. Его мощность снова не превышает 10 см, и он снова отделяет морену от суглинистого горизонта, идентичного вскрытому в скв. 19545. С поверхности также был вскрыт алевроит светло-желтый, продолжающийся до глубины 0,8 м.

Следующая скважина (19543) была заложена ниже по склону (рис. 3.18), в приборочной части более низкого уровня (105 м), который Арсланов и др. (1967) идентифицировали как уровень второй НПТ. В этой точке расстояние от поверхности до кровли морены увеличивается практически в два раза: она находится на глубине 7,7 м (общая мощность вскрытых скважиной отложений составляет 8,5 м) и представлена суглинком тяжелым красновато-бурым, плотным, с обломками. Морену перекрывает маломощный (20 см) слой разнозернистого песка, который выше сменяется чуть более мощной (30 см) гравийно-мелкощебневой смесью с заполнителем из глинистого разнозернистого песка. Выше эту смесь перекрывают 30 см коричневого оглиненного тонкого песка/алеврита. Этот слой завершает серию песчаных отложений и выше постепенно переходит в тяжелый суглинок коричневого цвета с темно-серыми прослоями, очень плотный и опесчаненный тонким песком с единичными крупными зернами кварца. Выше 6,7 м цвет суглинка становится более светлым, а в верхней части слоя – сизым: там наблюдаются оторфованные прослои. На

глубине 5,8 м от поверхности оторфованные прослои исчезают, появляются прослои алевроитистые, а вмещающий их суглинок становится средним. С 5,1 м вновь наблюдался тяжелый коричневый суглинок, в котором встречались линзы тонкого песка мощностью 2–3 мм. С 4,6 до 3,8 м суглинистые отложения прерываются гравийно-мелкощебневой смесью с заполнителем из разнотонного песка, который в нижней части слоя сильно глинистый. Встречаются крупные обломки, в частности галька до 5 см. Этот грубозернистый слой перекрыт суглинком тяжелым коричневым с обломками мощностью 0,7 см, в котором встречаются линзы песка. Его в свою очередь перекрывает следующий маломощный (30 см) грубозернистый слой, представленный гравийно-мелкощебневой смесью с заполнителем глинистого типа. Выше он резко сменяется суглинистой толщей, сложенной тяжелым коричневым суглинком в нижней части и, выше 1,2 м, – суглинком легким красновато-коричневым. На глубине 1,0 м вскрывается завершающий последовательность отложений слой: песок тонкозернистый желтый (верхние 40 см – коричневатая супесь) – по всей видимости, эолового генезиса.

В скв. 19543 было отобрано 5 образцов на ОСЛ датирование. Образцы из нижней части толщи, как и описанные выше даты из Назаровского карьера, показывают возраст, превышающий 300 тыс. л.н. (рис. 3.18, Приложение 4), при этом дата, полученная по образцу 19543-3, не является конечной. Результаты анализа двух образцов из верхней части толщи указывают, что ее формирование происходило со среднего по поздний валдай (Utkina et al., 2022). Также из этой скважины были взяты образцы на спорово-пыльцевой анализ из суглинистой толщи с оторфованными прослоями (5,8–6,9 м) по 1 см с середины каждого витка шнека, в общей сложности – 11 образцов.

Результаты спорово-пыльцевого анализа (Борисова и др., 2022) показали следующий общий состав спектров во всех образцах: пыльца деревьев и кустарников (AP) составляет 60–70%, пыльца трав и кустарничков (NAP) – 30–40%. Древесные породы, пыльца которых является преобладающей в разрезе (*Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Betula* sect. *Albae*), продуцируют ее в большом количестве, а также ветроопыляемы, в связи с чем наличие их пыльцы в спектрах не говорит о том, что они произрастали непосредственно в месте отбора образцов. Тем не менее,

из ее довольно большого количества можно сделать вывод, что небольшие массивы темнохвойных (еловых с примесью кедра, а позднее и пихты), сосново-лиственничных и березовых лесов занимали благоприятные ареалы на окружающей разрез территории.

Во всей исследованной части разреза наблюдалось высокое содержание спор сфагновых и печеночных мхов: их количество сопоставимо с суммарным количеством пыльцы AP и NAP или даже превосходит его. Скорее всего, в непосредственной близости от разреза находились участки влажного обнаженного грунта, обильно заселенные печеночными мхами. Обилие спор сфагновых также свидетельствует об их широком распространении вблизи разреза.

Обилие и разнообразие пыльцы разнотравных, преобладание среди пыльцы NAP осоковых и злаков говорят о широком распространении влажных лугов. По всей видимости, условия формирования растительности по мере накопления опробованных отложений были довольно холодными – это ясно из наличия в них пыльцы и спор растений, характерных для луговых сообществ тундры и лесотундры. О.К. Борисова и Н.Н. Нарышкина (Борисова и др., 2022) относят палеофлору, отраженную в содержании пыльцы и спор, к гляциальным флорам в понимании В.П. Гричука (1969).

Согласно результатам анализа, исследуемые отложения не могут быть отнесены к озерным, т.к. в них не была обнаружена пыльца водных растений, а ценобии *Pediastrum* и *Botryococcus* найдены только в одном образце в количестве <1% от суммы пыльцы. Накопление суглинка, согласно интерпретации палинологов (Борисова и др., 2022), происходило в сырой низине во время небольшого (межфазиального) потепления. Возможно, накопление исследуемых отложений могло происходить в результате выноса тонкозернистых наносов из-под края массива мертвого льда, который мог находиться неподалеку. После полного таяния льда в западине, где происходило накопление осадка, сформировались сообщества печеночных мхов, сфагновые и осоковые ассоциации низинного болота, злаково-разнотравные луга и заросли микротермных кустарников, возможно, с редким древостоем лиственницы на наиболее теплых участках. На некотором удалении от разреза в то же время существовали небольшие массивы темнохвойных и смешанных березовых лесов, вероятно, с участием сосны. Таким

образом, в целом растительность этого интервала представляла собой перигляциальную лесотундру. Присутствие ольховника традиционно трактуется как свидетельство наличия многолетней мерзлоты. Можно предположить, что перекрывающий исследованный слой легкий суглинок с линзами песка сформировался в результате солифлюкционных процессов; ОСЛ-дата, полученная из этой части разреза, отличается слабой достоверностью, что можно было бы объяснить плохой засвеченностью датировемого материала, как раз характерной для отложений подобного генезиса.

Финальный разрез на данном профиле (рис. 3.18) был заложен в нижней части долинного склона в естественном обнажении на обрывистом уступе высотой около 8 м над урезом (абсолютная высота уступа – 91 м). Уступ террасы выражен четко в месте впадения в Волгу р. Дубенки (ее правый берег). Выше по течению Волги уступ постепенно нивелируется. Выше, к междуречью, терраса полого поднимается без выраженных перегибов. В указанном уступе террасы была заложена расчистка (19544). Нижняя часть разреза (до видимой глубины 3,66 м) вскрыла супесь, опесчаненную тонкозернистым песком, красно-бурую с неясными прослоями и пятнами (выделяются по цвету – более темные), с единичными включениями щебня и гальки кристаллических пород. После резкого перехода на глубине 1,80 м характер отложений сменился: верхняя часть разреза сложена переслаиванием слойков толщиной от 1–5 мм (до 5 см) в нижних 1,5 м и от 10 см до 1 мм в верхних 30 см стенки. Эти слойки представлены тонкозернистым песком разного цвета: палевого, рыжевато-коричневого; а также темно-коричневыми супесями, опесчаненными тонкозернистым песком, с растительными остатками и следами ожелезнения. Границы слойков неровные, волнистые; в целом слойки выдержаны по стенке разреза.

Отложения, вскрытые скважиной 19544, также были отобраны на люминесцентное датирование (рис. 3.18, Приложение 4). Полученные даты относятся к голоценовому времени: верхний горизонт показывает возраст в пределах 1 тыс. л.н., а нижний горизонт – в пределах 10 тыс. л.н. Соотношения дат по кварцу и полевому шпату указывают на среднюю достоверность даты (скорее достоверная) (Приложение 4).

Таким образом, по составу отложений и возрасту их образования мы можем заключить, что изученный нами уступ в нижней части склона является надпойменной террасой Волги голоценового возраста. Расположенные выше по склону скважины не вскрыли ни типично аллювиальных, ни типично озерных отложений, включая отложения микулинского возраста. Продатированные нами суглинистые прослои, сформировавшиеся в валдайское время, вероятнее всего представляют собой склоновые отложения. Наконец, изученные спорово-пыльцевым анализом надморенные отложения в скважине 19543 сформировались в пределах локального понижения рельефа, где накапливался материал, приносимый талой водой во время межфазиального потепления, вероятно, на позднем этапе московского оледенения. Крупно- и грубозернистые прослои, возможно, характеризуют периоды локального активного стока талых вод.

3.2. Долина Волги на участке Кострома-Плёт

3.2.1. Геолого-геоморфологическая характеристика участка Кострома-Плёт

Около 15 км ниже по течению от Тутаева тип прилегающих к долине междуречий изменяется: Волга попадает в пределы Ярославско-Костромской низины. Низина занимает огромное пространство по р. Костроме на севере и по Волге от Ярославля до Костромы на западе, охватывая частично бассейн реки Которосли, через долину которой соединяется с низиной оз. Неро. На востоке низина продолжается по Волге, в сторону Плёса. Средние абсолютные высоты колеблются в пределах 80–100 м. Наибольшие абсолютные отметки свойственны периферии, где они достигают 120 м. Относительно уровня Волги эта поверхность поднимается до 30–40 м. Волга пересекает низменность примерно с запада на восток. Резкое увеличение ширины долины Волги в Ярославско-Костромской низменности явно указывает на изменение геологического строения окружающей территории. До затопления нижней центральной части низменности Горьковским водохранилищем на этой территории было множество небольших озер (Великое, Идоломское и др.) и крупных болотных массивов.

Ниже Костромы долина Волги вновь начинает сужаться, вступая в пределы следующего пояса конечных моренных возвышенностей. Здесь междуречья Волги делят между собой Плёт-Галичская гряда и Галичско-Чухломская возвышенность. Галичско-Чухломская возвышенность представляет собой систему гряд,

протянувшуюся от г. Плёса через г. Галич, пос. Чухлому и далее в северо-восточном направлении в район с. Рослятино Вологодской области. Формы рельефа возвышенности мягко очерчены: холмы, с относительной высотой в 10–12 м, пологи и округлы, западины между ними замкнуты или соединяются друг с другом, местами заболочены. Наибольшей холмистостью отличается та часть возвышенности, которая прилегает к долине Волги. К Волге Галичско-Чухломская возвышенность спускается 40–50-метровыми обрывами, которые подступают к самой реке и расчленены рядом коротких овражков, глубоких логов и речных долин. Они и создают резкую холмистость поверхности на правом берегу Волги, в том числе у г. Плёса (Большакова, 1963).

Относительные превышения холмов над западинами составляют 20–25 м, при сохранении средней абсолютной высоты в 160–170 м. По левобережью придолинные пространства равнины слегка волнисты, но с удалением от Волги холмистость на отдельных участках снова сильно возрастает. В этом отношении выделяется крайний северо-восток территории, где Галичско-Чухломская возвышенность достигает наибольшей высоты – 200 м при средней высоте 160–170 м и абсолютных высотах низин между холмами в 120–140 м. Абсолютные высоты возвышенности таким образом очень небольшие, и в рельефе она выделяется преимущественно благодаря тому, что с запада и востока ее окаймляют широкие низины: Костромская и Унженская (Пирогова, 1949).

Холмистый моренный рельеф на описанных возвышенностях располагается островками, большими или меньшими по площади среди плоских, почти нерасчлененных равнин, с колебаниями поверхности в 4–5 м (Большакова, 1963). Отдельно стоит отметить участок волжско-клязьминского междуречья к юго-западу от г. Плёса, который занят подобной равниной. Он протягивается в том же направлении, в котором протягивается долина Волги перед резким поворотом на восток в районе п.г.т. Красное-на-Волге. Здесь распространены торфяные болота, иногда с небольшими группами еще не заросших маленьких озер. Некоторые из этих озер не имеют постоянного сообщения ни с одним из речных бассейнов, и водораздельная линия проходит прямо через них. Главной особенностью таких равнин является их слабая расчлененность эрозионными процессами. Балки, долины, овраги очень редки и встречаются чаще только в придолинных частях.

Речные долины неразвиты, редко имеют террасовые ступени на своих склонах и нередко у них отсутствует даже пойма. Таким образом, можно отметить, что рельеф здесь до сих пор носит молодые черты. Важный фактор, не позволяющий развиваться здесь мощным водотокам – это отсутствие крупных водосборных площадей на Галичско-Чухломской гряде.

3.2.2. Строение Ярославско-Костромской низины

Важной особенностью Ярославско-Костромской и соседней Ростовской низменностей является наличие выраженного в рельефе террасообразного уступа на высоте около 110 м абс. Озероподобные особенности низменности и в основном неизменная высота уступа привели некоторых исследователей к предположению, что Ростовско-Костромская область была занята большим приледниковым озером во время последнего (поздневалдайского) оледенения (Квасов, 1975), которым и была сформирована эта терраса. Тем не менее, подобные предположения не были подкреплены убедительными геолого-геоморфологическими данными, в связи с чем нами была предпринята попытка изучения строения этой формы рельефа. Основываясь на результатах дистанционного зондирования, мы выбрали типичный профиль склона с выраженным уступом на высоте около 110 м абс. вблизи деревни Спас-Виталий на западной стороне низменности и пробурили три скважины (19538-19540; рис. 3.19, 3.20) вдоль него. С поверхности площадка под 110-метровым уступом сложена неслоистым серым тяжелым суглинком с органоминеральными прослоями, а иногда также с прослоями супесей и песков. Под этими отложениями, на глубинах 2–5 м, залегает слой красноватого тяжелого суглинка с обильными включениями разноразмерных обломков, который мы интерпретируем как морену. Органогенные суглинистые отложения, перекрывающие морену, имеют небольшую и неравномерную мощность и содержат тонкие песчаные линзы.

Изученные нами отложения были отобраны на радиоуглеродное датирование и датирование методом ОСЛ. Возраст органогенных отложений из скважины 19539 на глубине 3,05 м (101 м абс.) составил 33140 ± 290 кал. л. н. (рис. 3.20, Borisova et al., 2022). ОСЛ даты были получены из скважины 19540. Были отобраны 2 образца: один из прослоя песка тонко-мелкозернистого, глинистого, на глубине 2,25 м, а другой из прослоя песка разнотернистого, преимущественно крупнотернистого, с

дресвой, на глубине 2,98 м. Полученные возрасты по кварцу составили 52 ± 3 тыс. лет и 45 ± 3 тыс. лет соответственно (рис. 3.20, Приложение 4). Хотя здесь и наблюдается инверсия, такое небольшое возрастное расхождение считается нормальным для ОСЛ дат, полученных с использованием кварца, а кроме того, их диапазоны неопределенности практически пересекаются. Это говорит о том, что продатированные отложения сформировались примерно в одно время в среднем валдае.

Отложения, вскрытые скважиной 19539, были отобраны на спорово-пыльцевой анализ. Был исследован прослой темно-серого тяжелого оторфованного суглинка мощностью 0,5 м на глубине 2,95–3,55 м (рис. 3.19). Он отделен от нижележащего горизонта прослоем мелкозернистого песка толщиной 0,15 м. Древесная пыльца (АР) составила 55–70% спектра в нижней части слоя, уменьшаясь до 35–45% в верхней части слоя. Среди АР доминирует пыльца *Picea*, высокое содержание которой указывает на существование еловых лесов в непосредственной близости от скважины. Во время аккумуляции изученных отложений, происходившей предположительно в течение нескольких сотен лет, состав леса стал более разнообразным, т.к. в этом районе появились сибирская сосна (*Pinus sibirica*) и пихта (*Abies*). В конце интервала содержание сосны и березы увеличилось. Пыльца кустарниковых берез, кустарниковой ольхи и ивы встречается по всему участку. Из не древесной пыльцы наиболее распространены *Poaceae*, *Cyperaceae* и *Artemisia* (до 10–15% спектра). Наличие пыльцы *Ephedra* наряду с микротермальными видами указывает на межстадиальный ранг изучаемой флоры. Изученные отложения содержат довольно много ценобий *Pediastrum* (до 25–30% по отношению к общей сумме пыльцы и спор) и редко – *Botryococcus*. Это обычные водоросли постоянных и временных водоемов. Их присутствие указывает на влажные условия во время накопления отложений, но не является достаточным основанием для реконструкции наличия большого постоянного озера. В отложениях не было обнаружено пыльцы водных и прибрежных растений или других микроскопических остатков, типичных для озерных отложений. Разнообразные переотложенные споры мезозойского возраста, обнаруженные в слое, указывают на довольно динамичную среду осадконакопления (Borisova et al., 2022).

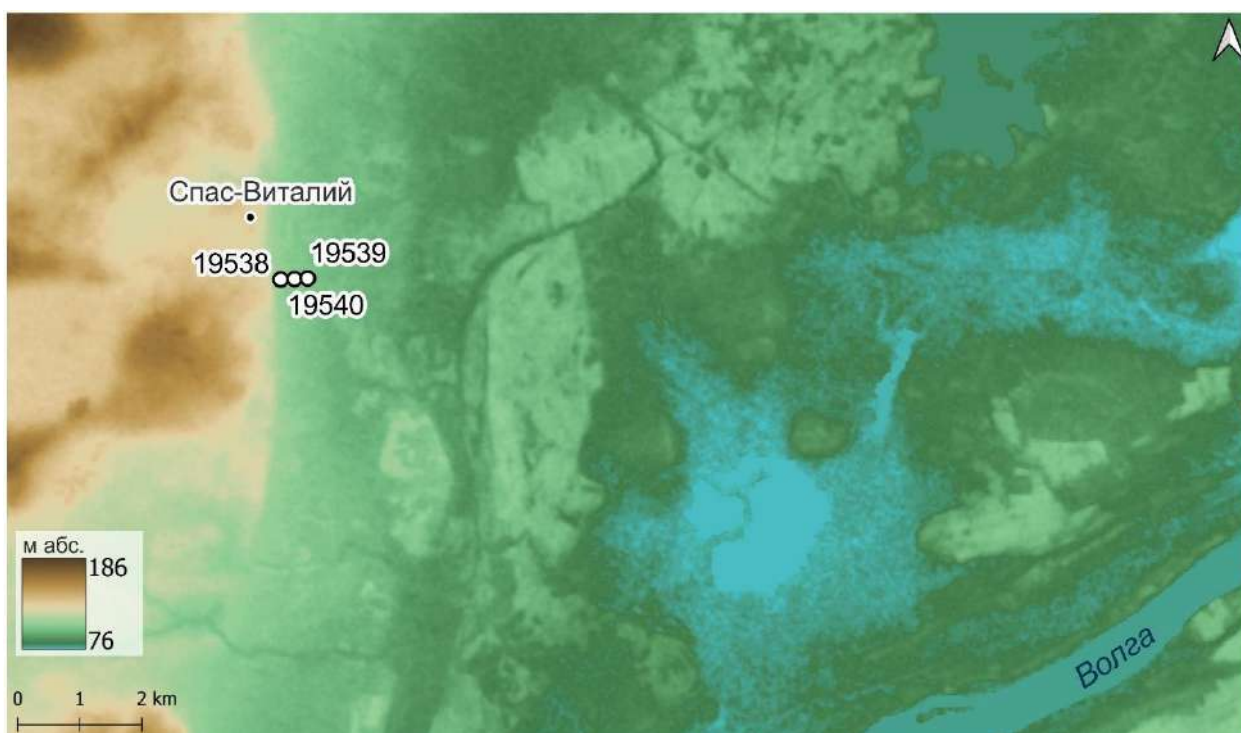


Рис. 3.19. Положение упоминаемых в тексте скважин в окрестностях д. Спас-Виталий.

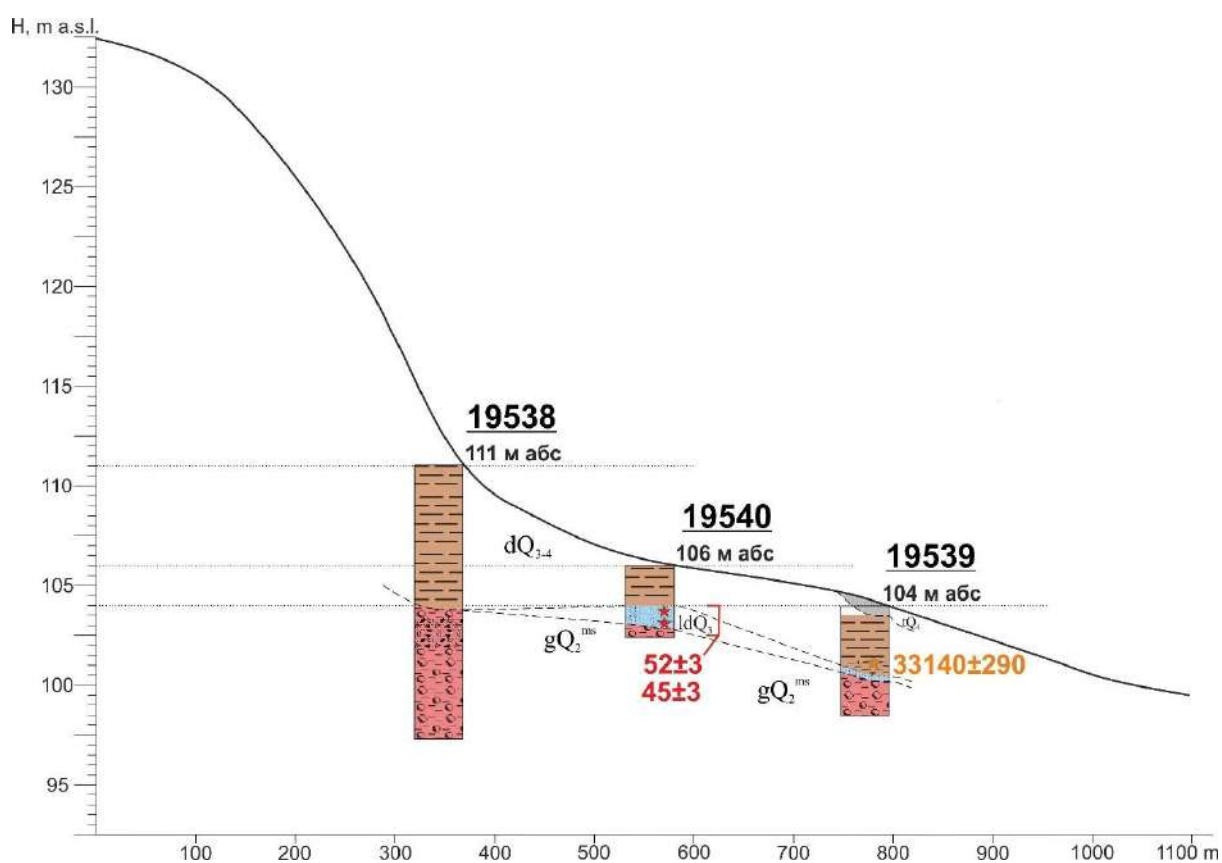


Рис. 3.20. Продольный профиль западного склона Ярославско-Костромской низины на участке Спас-Виталий (опубликован в Borisova et al., 2022). Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Рассмотренные выше результаты радиоуглеродного датирования указывают на формирование изученного слоя суглинка во время средневалдайского мега-интерстадиала – продолжительного прохладного, хотя и климатически неоднородного интервала, соответствующего МИС 3. ОСЛ даты, полученные для песчаных отложений из скважины 19540, соответствуют более ранней части того же мега-интерстадиала. Результаты спорово-пыльцевого анализа хорошо согласуются как с существующими реконструкциями ландшафта и климатических условий МИС 3 в центральном регионе Восточно-Европейской равнины (Чеботарева и Макарычева, 1974; Борисова, 1995), так и с полученными датами. Основываясь на палинологических данных, мы предполагаем, что изученные суглинистые отложения образовались в небольшой впадине, которая заполнялась водой во время таяния снега и после сильных дождей. Эта впадина была заполнена отложениями, перенесенными с прилегающего склона Костромской низменности, что объясняет появление в спектрах разнообразных древних спор, наиболее вероятно, вымытых из ледниковых отложений московского возраста. Таким образом, следов существования обширного поздневалдайского приледникового озера нами здесь не обнаружено.

3.2.3. Строение долины Волги на выходе из Ярославско-Костромской низины

Первый ключевой участок в этой части долины располагается на выходе из Костромской низины. Долина здесь всё еще довольно широкая (первые километры); предыдущие исследователи реконструировали наличие на этом участке двух надпойменных террас, в том числе – так называемой «террасы Костромского озера» (Большакова, 1963; Государственная геологическая карта четвертичных отложений, 1:200000, О-37-XXIV) на абс. высоте 110 м. Схожие границы озера реконструировал и Д.Д. Квасов (1975). Площадка первой НПТ, согласно предыдущим реконструкциям, располагается здесь на абсолютной высоте 100 м.

В рельефе внутри долины четко выделяется уровень на высоте 90 м абс., занимающий наиболее низкое положение в долине на обоих берегах. Он совпадает на этом участке с выделенной первой НПТ по литературным данным. Выше этой террасы поднимаются склоны долины с уступами на высотах ~100 и ~110-115 м абс., которые, по всей видимости, предыдущие исследователи и интерпретировали как надпойменные террасы. На правом берегу долины был заложен буровой

профиль в районе деревни Погорелка, проходящий через эти уровни (скважины 19534, 20738, 20739, 20740, 19535). Более детально этот профиль представлен на рис. 3.21, 3.22.

В ходе полевых исследований в рельефе правого борта долины были выделены два уровня на абсолютных высотах 102 м и 114 м. Первая скважина (19534) была заложена на первом из этих уровней (102 м) в 300 м к востоку от деревни Погорелка (рис. 3.21, 3.22). С глубины 9,5 м и выше керн был представлен моренным материалом: тяжелым суглинком коричнево-серым (шоколадным) с обломками (дресвой и мелким щебнем разных пород); выше 8 м в суглинке появляются единичные линзы мелкого песка. С 7,5 м суглинок полностью сменяется мелкозернистым глинистым песком; к верхней части слоя глинистость постепенно уменьшается. Нижняя граница следующего слоя, представленного легким алевритистым суглинком коричневым, находится на отметке 6,4 м от поверхности. На 5,5 м он постепенно переходит в алеврит светло-коричневый с ясной горизонтальной слоистостью (~1 см) по цвету. В нижней части слоя материал оглиненный. На глубине 4,5 м отмечен выход грунтовых вод. Наконец, в верхних 2,6 м скважины был вскрыт алеврит светло-коричневый слюдистый, в нижней части, на 2,2-2,6 м, – глинистый, красноватый. Люминесцентные даты, полученные из данной скважины, преимущественно относятся к позднему валдаю (13-16 тыс. л.н.), а дата из верхней части скважины относится к началу голоцена (10.7 тыс. л.н.) (рис. 3.22, Приложение 4) (Уткина, Панин, 2022).

Изучив скважину 19534, мы предположили, что отложения верхней части толщи имеют эоловое происхождение. Чтобы проверить эту гипотезу, мы продолжили исследование отложений вверх по склону, до уровня 114 м, где нами также была заложена скважина 19535 (рис. 3.22). Если бы алевритистые отложения представляли собой пойменный аллювий, мы должны были наблюдать их горизонтальное залегание и выклинивание вверх по склону. Однако вместо этого было обнаружено, что во всех трех скважинах (20738, 20739, 20740) алевриты слагают верхние части керна и покрывают плащом весь склон. Мощность их варьирует от 3,5 до 1,7 м, ниже они подстилаются делювиальными и ледниковыми отложениями.

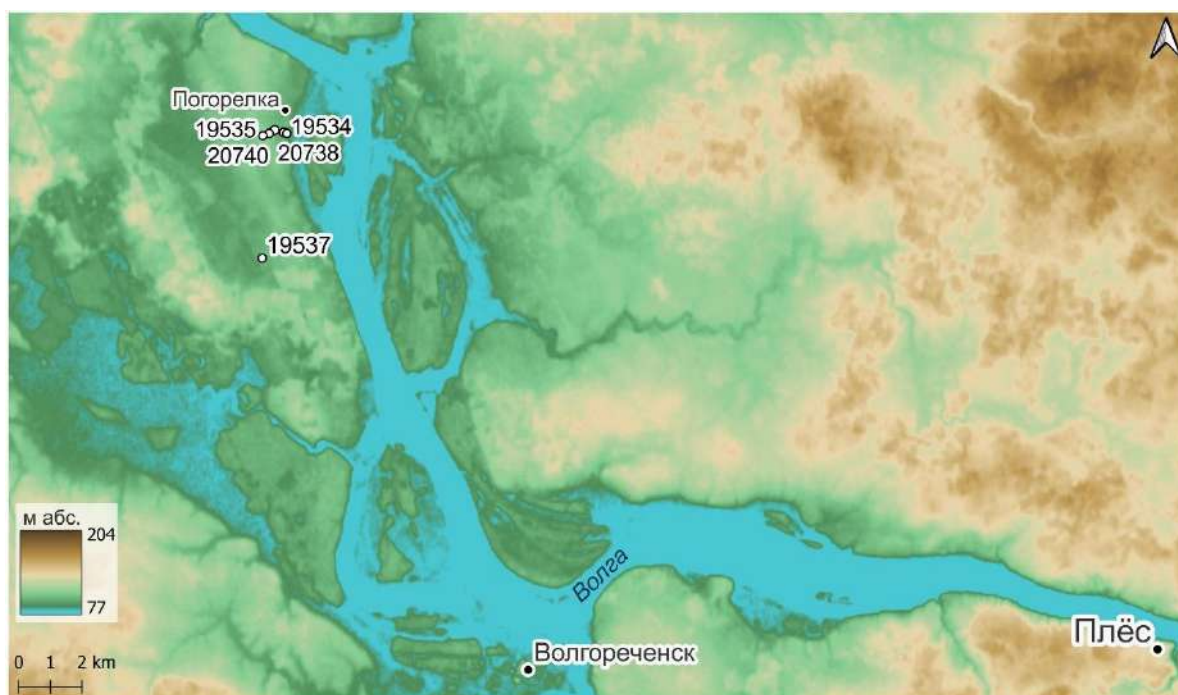


Рис. 3.21. Положение упоминаемых в тексте скважин в окрестностях д. Погорелка.

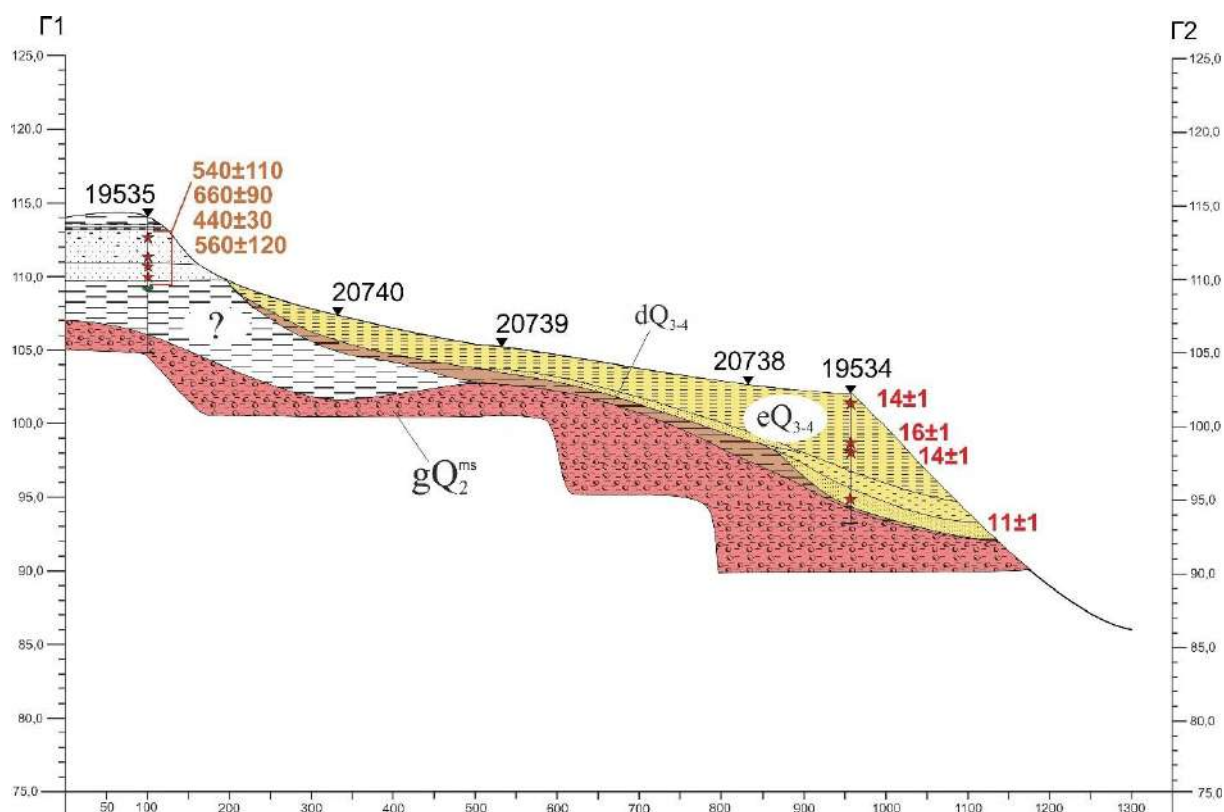


Рис. 3.22. Профиль у дер. Погорелка. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

В скважине 20740, наиболее близко подходящей к перегибу склона между уровнями 114 м и 102 м, в нижней части керна обнаружены отложения, которыми сложена вершина уровня 114 м. Он отделяется от нижележащего склона четким вогнутым перегибом и представляет собой холм. На отметке 114 м, на вершине холма, была заложена скважина 19535. С глубины 8,20 м был вскрыт суглинок

тяжелый коричнево-серый, в верхней части слоя – красноватый, с обломками (морена). На 7,40 м отмечена резкая граница по цвету: суглинок становится буро-коричневым (шоколадным); включает горизонтальные прослои алеврита (мощность 1-2 мм), которые исчезают выше отметки 4,50 м. Местами в суглинке видна деформированная шнеком микрослоистость. С глубины 4,30 м суглинок сменяется горизонтально-слоистым мелким песком светло-коричневым влажным. Влажность материала убывает к верхней границе слоя, отмеченной на глубине 3,20 м. Выше песок грубеет до крупнозернистого, цвет изменяется на рыже-коричневый; в слое видны единичные включения гравия и мелкой гальки до 2 см в диаметре. Верхушка вскрытого скважиной холма сложена с глубины 0,85 м переслаиванием песка среднезернистого и алеврита. В основании данного слоя залегает гравий размером до 1 см. Выше 0,45 м слоистая серия сменяется суглинком средним светло-коричневым, венчающим описанную толщу отложений. В данной скважине были отобраны образцы на ОСЛ-датирование (рис. 3.22, Приложение 4) и гранулометрический анализ с глубин 1,2 м и 5,7 м. Даты были получены по полевому шпату в диапазоне 440–660 тыс. л.н., что делает эту скважину еще одним местом в долине, где нами получены даты подобного возраста (Utkina et al., 2022).

Результаты гранулометрического анализа (рис. 3.23) образца с глубины 1,2 м (глубина отбора первого образца на ОСЛ-датирование) показывают, что в отложениях из этого слоя преобладают средний песок (размерность 0,25-0,5 мм) и крупный песок (размерность 0,5-1,0 мм), что указывает на перемещение вещества в активном водном потоке. Небольшой процент присутствия пылеватых частиц также указывает на хорошую отмытость осадка.

Образец с глубины 5,7 м взят из слоя, откуда не был отобран образец для ОСЛ-датирования. Этот слой залегал в скважине непосредственно над мореной, что указывает на отсутствие базального горизонта, т.е. отсутствие перемыка морены; также он встречается в нижней части керна скважины 20740, располагающейся ниже по склону. Основной отличительной его характеристикой является его шоколадный цвет. Гранулометрический состав отложений характеризуется преобладанием крупного алеврита (размерность 0,01-0,05 мм) с примесью мелкого алеврита (размерность 0,005-0,01 мм) и крупной глины

(размерность 0,001-0,005 мм). Такой состав может указывать на отложение материала в более спокойной водной обстановке.

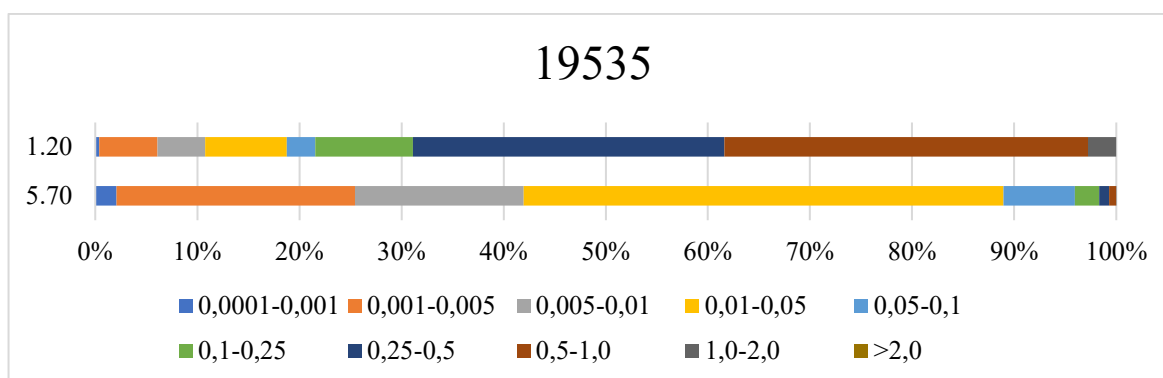
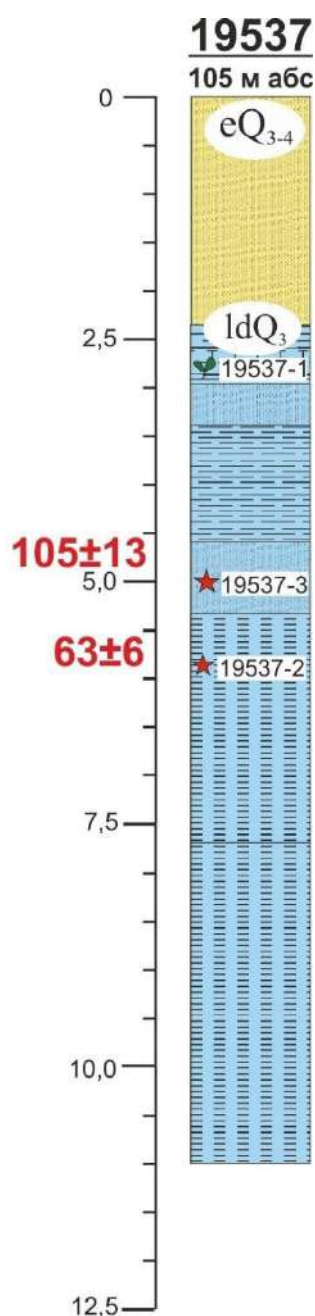


Рис. 3.23. Результаты гранулометрического анализа образцов из скважины 19535.

Кроме того, с глубины 5,7 м был отобран образец суглинка на спорово-пыльцевой анализ, который показал, что обнаруженные пыльцевые спектры практически точно соответствуют образцам в основании описанной выше скважины 19543 (рис. 3.17) по составу пыльцы всех основных компонентов (Борисова и др., 2022). Единственное отличие заключается в значительно меньшей доле спор (~15% спектра), которые представлены в примерно одинаковом количестве *Polypodiaceae* и *Sphagnum*. Также в образце были обнаружены переотложенные микрофоссилии третичного и мезозойского времени. Если учесть, что полученные из перекрывающего слоя люминесцентные даты являются удревленными, на основании положения исследованного слоя в разрезе (около 2 м выше кровли моренного горизонта, предположительно, московского возраста) и состава пыльцевого спектра можно предположить, что изученные отложения образовались во время во время одного из интерстадиальных потеплений в конце оледенения МИС 6.

Еще один пыльцевой спектр, почти идентичный найденному в скважине 19535, описан для слоя алевроита, залегающего непосредственно на поверхности московской морены и перекрытого 8-м толщей эоловых отложений в заложенной ниже по склону и описанной выше скважине 19534. Находящиеся в этих отложениях *in situ* пыльца и споры, а также переотложенные микрофоссилии (например, пыльца *Eucalyptus*, *Keteleeria* и др.) могут указывать на водно-ледниковый генезис осадка.

Междуречное пространство к западу от долины Волги выше Плёса характеризуется серией хаотично расположенных в рельефе слепых ложбин. Для установления их происхождения в одной из них нами была заложена скважина 19537 (рис. 3.21, 3.24), вскрывшая толщу предположительно озерных осадков. С глубины 11,0 м до 5,3 м скважиной вскрыт алевроит, постепенно переходящий в очень хорошо сортированный суглинок. Выше толща становится преимущественно суглинистой с прослоями торфа и тонкого песка. Верхняя часть разреза представлена тонкозернистым однородным песком, генезис которого мы



интерпретируем как эоловый.

Две ОСЛ-даты, полученные в этой скважине с глубин 4,7 м и 5,7 м, относятся к раннему валдаю (наиболее точная дата из двух – 63 тыс. л.н.) (рис. 3.24, Приложение 4). Седиментологическая характеристика вскрытых скважиной отложений позволяет предположить, что в раннем валдае в этих ложбинах действительно могли существовать озера. Однако связи этих ложбин с долиной Волги не наблюдается – можно предположить, что подобные озера сформировались как локальные водоемы, образовавшиеся в неровностях рельефа.

Следующий ключевой участок расположен в 20 км ниже по течению верхней Волги. На рис. 3.25 показано положение поперечного профиля по линии Б1-Б2 (рис. 3.26), который построен по архивным данным геологической съемки (Большакова, 1963). На данном профиле показаны те два уровня террас, которые уже упоминались выше – озерная и аллювиальные (обе – валдайского возраста, согласно данным Большакова, 1963). В ходе полевых исследований была заложена скважина 19532 (рис. 3.27) на т.н. озерной террасе, которая, согласно архивным данным, характеризуется мощностью озерных

Рис. 3.24. Стратиграфическая колонка скважины 19537. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

отложений, превышающей 40 м. Эта терраса представляет собой широкую пологонаклонную к северу поверхность, ровную, рассеченную малыми долинами. Предполагалось заложить скважину в максимально возможной близости к архивной скважине (26, рис. 3.26), которая расположена в районе дер. Микшино. Однако оказалось, что деревня находится на междуречье, где с поверхности залегает моренный материал. В связи с этим скважина 19532 (рис. 3.27) была перенесена в район дер. Толстоквасово, где исследуемая террасовидная форма хорошо выражена морфологически. Скважиной были пройдены верхние 18,5 м отложений. От забоя скважины до глубины 16,0 м от поверхности залегает тяжелый суглинок шоколадного цвета, схожий по характеристикам с надморенным слоем шоколадного суглинка в скважине 19535. Выше, до глубины 9,1 м, отложения представлены преимущественно темно-серым суглинистым материалом с прослоями горизонтально-слоистых тонких песков и алевроитов. До 13,0 м вскрывается алевроит с тонкой горизонтальной слоистостью по цвету (переслаивание коричневых и темно-серых слоев), выше он сменяется мелкозернистым горизонтально-слоистым песком (слоистость так же по цвету), который продолжается до отметки в 10,5 м. Далее отмечен прослой алевроита темно-серого с прослоями тонкого песка; на 9,8 м он переходит в слюдистый алевроит, на 9,5 м алевроит сменяется суглинком вновь с горизонтальными прослоями тонкого песка. На глубине 8,5 м наблюдался песком мелкозернистый, сменяющийся опесчаненным тяжелым суглинком, верхняя граница которого расположена на глубине 6,2-6,7 м. Для всех отложений ниже отметки 7,0 м характерно высокое содержание слюдистых частиц. Верхние 4,9 м отложений, вскрытых скважиной, сложены тяжелым суглинком. Наиболее нижняя часть этого прослоя представлена супесью, которая выше постепенно переходит в опесчаненный суглинок, становящийся более глинистым к поверхности. В данной скважине были отобраны образцы на ОСЛ-датирование, а также на гранулометрический анализ с шагом 0,5 м (рис. 3.27).

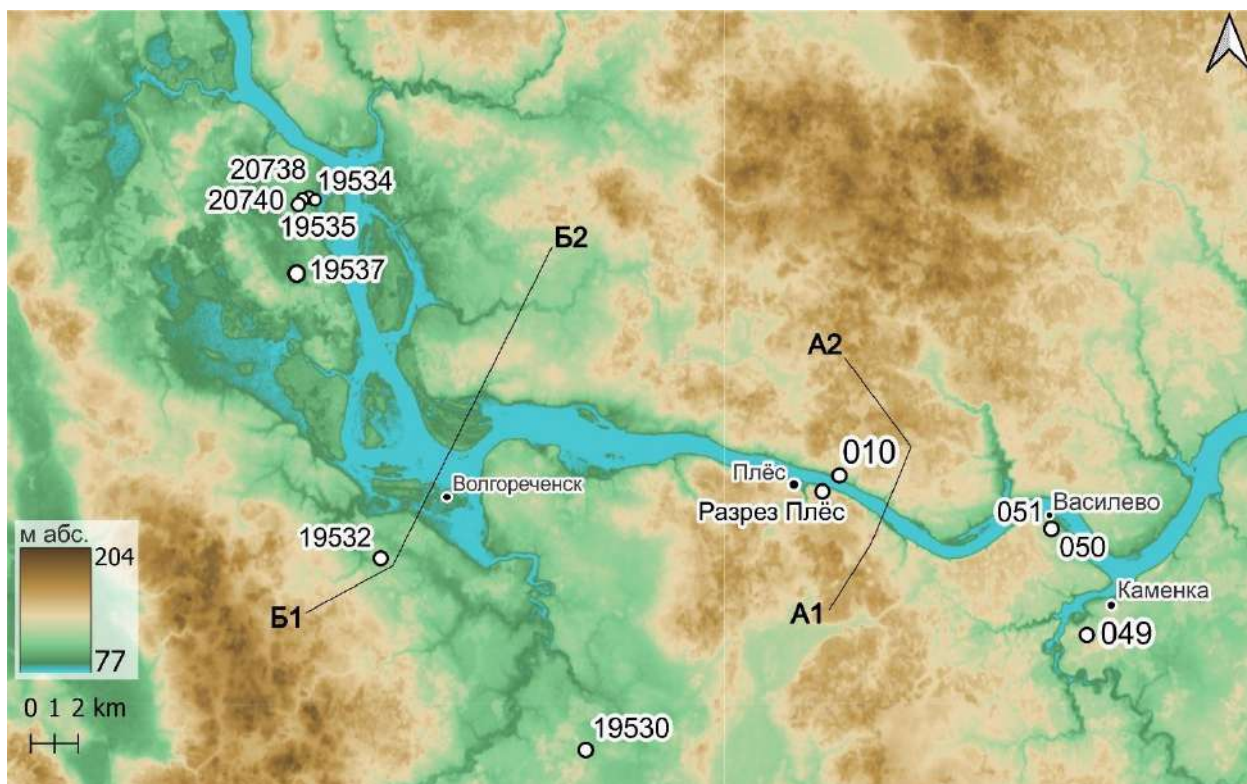


Рис. 3.25. Положение упоминаемых в тексте скважин и разрезов, а также профилей по линиям А1-А2 и В1-В2 в окрестностях г. Плёса.

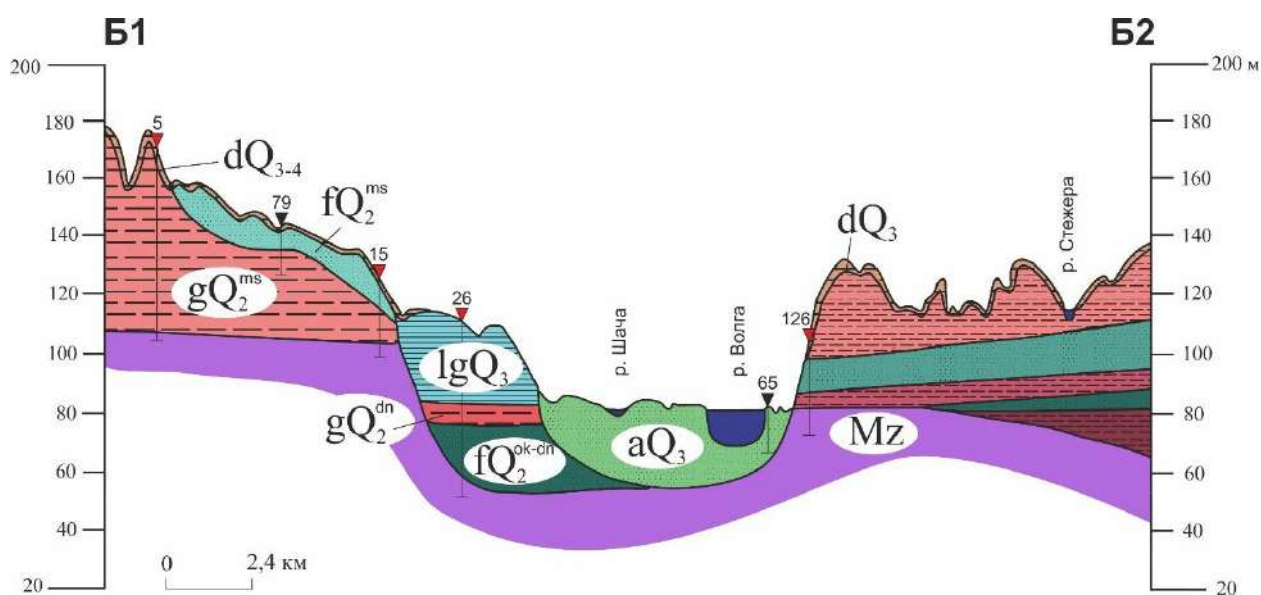


Рис. 3.26. Профиль по линии В1-В2 по Большаковой, 1963. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Спорово-пыльцевой анализ тяжелого суглинка и алевроита с глубины 8,7 м показал аналогичные скв. 19535 результаты. Доля пыльцы ели достигает здесь 20% спектра, что близко к наибольшему содержанию, характерного для верхней части изученной толщи в скв. 19543. Несмотря на большую мощность отложений, вскрытых скважиной (>18 м), нам не удалось обнаружить кровлю морены, однако изученный

слой лежит всего на 3 м ниже, чем схожий материал в скв. 19535, залегающий непосредственно над мореной.

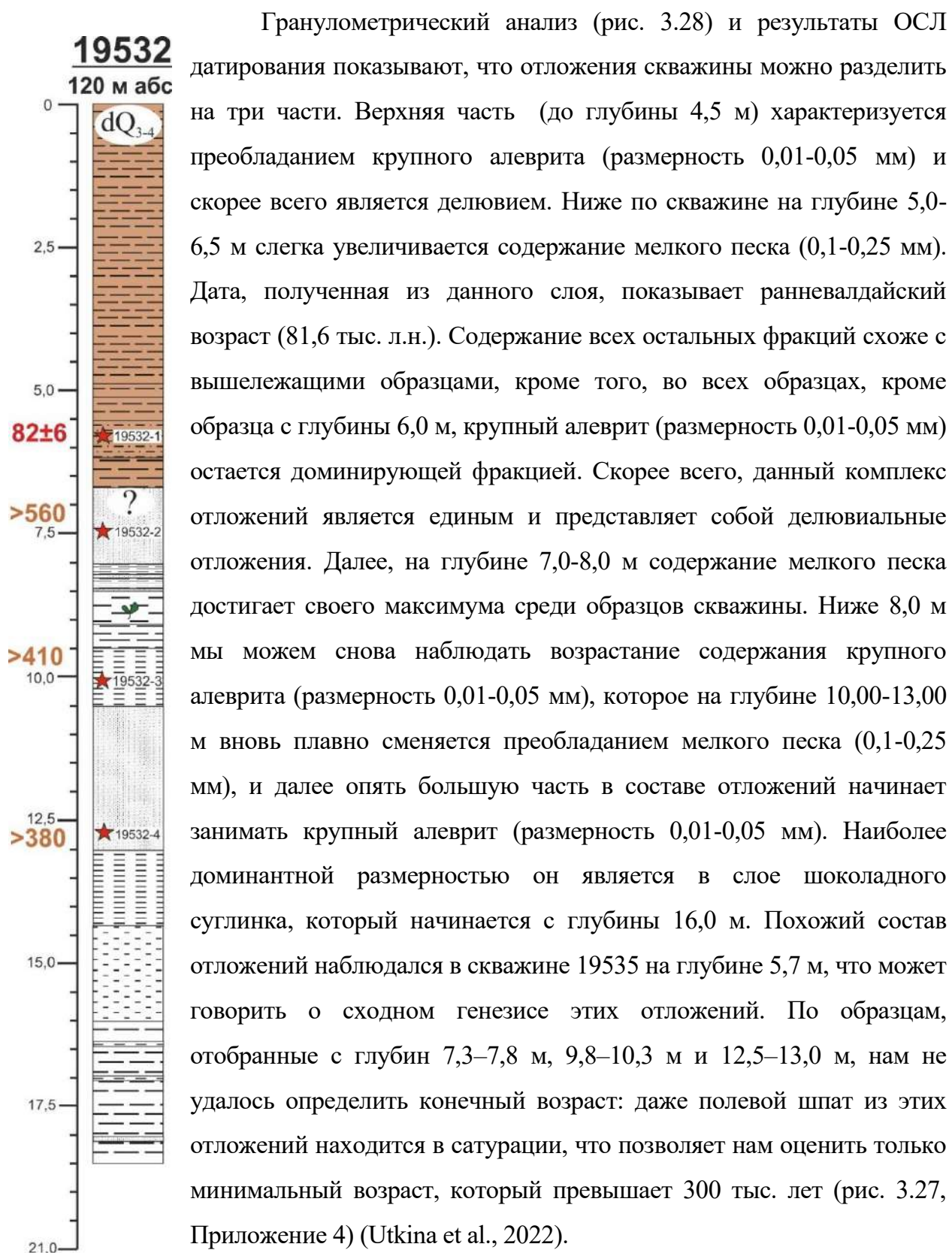
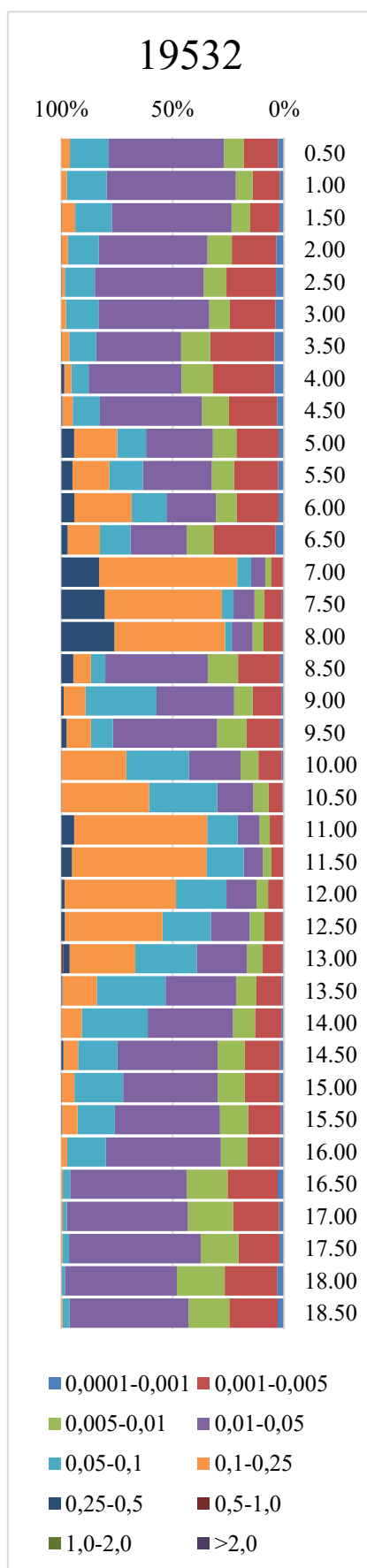


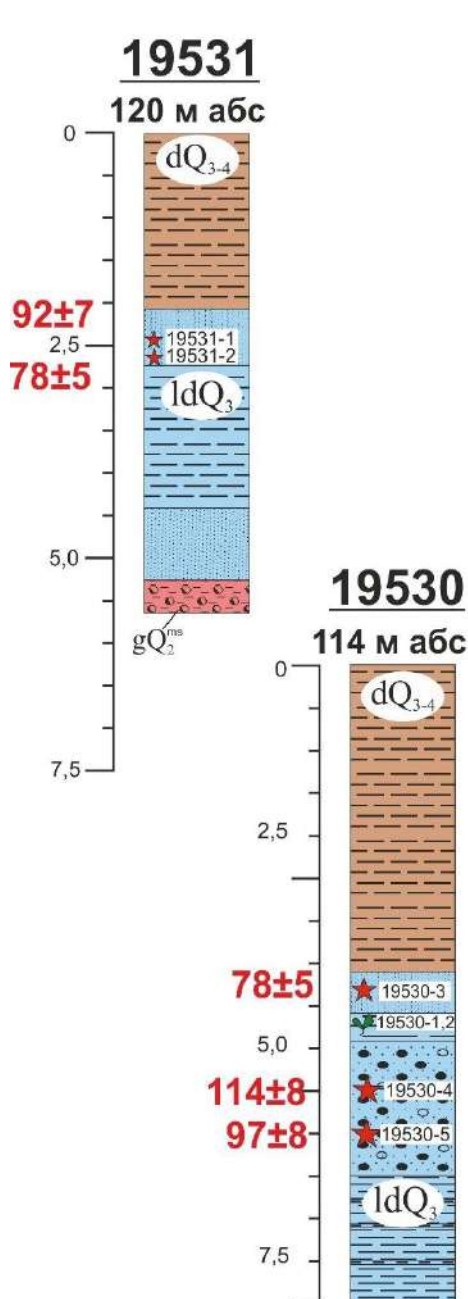
Рис. 3.27. Стратиграфическая колонка скважины 19532. Условные обозначения см. на рис. 3.4.



Подобные отложения, интерпретируемые в литературе как озерные, согласно архивным данным, можно обнаружить и вдоль притоков Волги. Особенно обширные пространства реконструированы на междуречьях, окружающих р. Шача, правый приток Волги, устье которого расположено в ~20 км выше по течению от г. Плёса. Для характеристики строения этого участка междуречья нами было заложено две скважины: 19530 и 19531 (рис. 3.25, 3.29). Скважина 19530, заложённая на южной границе ареала распространения валдайских лимно-аллювиальных отложений, вскрыла строение междуречной ложбины с неясными очертаниями, врезанной в моренную толщу. С отметки 7,5 м и выше вскрыт суглинок тяжелый, плотный, серый, без обломков, с тонкими алевритистыми прослоями. На глубине 6,0 м он переходит в гравийник с разнозернистым песком и мелкой галькой до 2 см. На 4,4-4,5 м отмечены включения окатанного гравия размером 1,0-1,5 см. На 5,5 м этот слой крупного материала перекрывается суглинком тяжелым яркосизым оторфованным с оглиненным тонким песком в подошве слоя. На глубине 4,3-4,4 м – прослой песка зеленовато-серого, подстилаемый тонким прослоем гравия. Выше суглинок сменяется тонко-мелкозернистым песком рыжевато-желтым, продолжающимся до отметки в 3,6 м. Выше вся оставшаяся часть толщи представлена тяжелым суглинком коричневым плотным, с пятнами оглеения и ожелезнения (делювий).

Рис. 3.28. Гранулометрический состав отложений, вскрытых скважиной 19532.

Образец на спорово-пыльцевой анализ, отобранный из небольшого прослоя суглинка на глубине 4,5 м, характеризуется общей бедностью отложений пылью, что не позволяет в достаточной степени выявить состав ископаемой флоры. От вышеописанных образцов из скважин 19543, 19532, 19534 и 19535 его отличает наличие большей доли спор папоротников (~30% от суммы) и *Cyperaceae*, однако содержание пыльцы древесных пород близко к вышеописанным спектрам. ОСЛ-образцы, отобранные из подстилающих и перекрывающих изученный суглинок песчаных слоев, позволили получить возраста по кварцу, варьирующие от 78.1 ± 4.7



тыс. л. н. до 113.9 ± 8.3 тыс. л. н. (рис. 3.29, Приложение 4) Можно предположить, что формирование этого слоя суглинка относится к прохладному интервалу в поздней части МИС 5. Вторая скважина 19531 (рис. 3.29), заложённая в седловинном понижении в 5 км к северу от дер. Рождествено и в 700 м к югу от канала Волга-Уводь, вскрыла схожую толщу отложений. Здесь морена (суглинок тяжелый, очень пластичный, серый, с обломками) была нами обнаружена уже на глубине 5,30 м от поверхности. На ней залегает слой глинистого мелко-среднезернистого песка светло-коричневого. Следов перемыва морены, как и в большинстве описанных нами скважин, не наблюдается. На отметке 4,40 м он резко сменяется суглинком тяжелым, сизовато-серо-коричневым с отдельным гравием до 1 см. В нижних 20 см этого слоя отмечены прослои мелкозернистого песка. На глубине 2,75 м суглинок снова переходит в песок мелко-среднезернистый глинистый, который к верхней границе слоя

Рис. 3.29. Стратиграфические колонки скважин 19530 и 19531. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

постепенно становится мелкозернистым. Венчают толщу отложений 2,05 м плотного тяжелого суглинка серовато-коричневого цвета (верхние 30 см – серо-сизый: почва), ожелезненного – материал, аналогичный верхнему слою в скважине 19530. ОСЛ-даты, полученные с глубин 2,4 м и 2,6 м показали возраст по кварцу в $92,3 \pm 6,6$ тыс. и $77,6 \pm 5,0$ тыс. л.н., что наряду с общей схожестью седиментологических характеристик позволяет отнести формирование и этих отложений к прохладному интервалу в поздней части МИС 5, как и в предыдущей скважине.

Таким образом, наличие на изучаемом междуречье отложений приледникового Костромского озера не подтверждается: согласно описанным выше характеристикам отложений, а также данным спорово-пыльцевого анализа и ОСЛ-датирования, мы можем предположить, что изученные нами разрезы свидетельствуют лишь о наличии локального стока в позднем МИС 5 и позже. Это позволяет нам заключить, что данные пространства не были заняты водами приледникового озера во время МИС 2.

В ходе исследований было установлено, что долина Волги выше Плёса характеризуется одним террасовым уровнем, который прослеживается на всех трех профилях на высоте около 90 м абсолютной высоты. Нами не было заложено скважин на данной террасе, однако описания фондовых скважин подтверждают ее аллювиальный генезис, кроме того, она явно выражена на протяжении всего участка долины. Изучение отложений предполагаемой озерной террасы (рис. 3.26) не позволило подтвердить ее озерный генезис.

3.2.4. Строение долины прорыва у г. Плёса

На сравнительно небольшом расстоянии строение долины резко и значительно изменяется: здесь Волга пересекает южную окраину Галичско-Чухломской возвышенности, что во многом определяет характер местного рельефа и строение толщи четвертичных отложений. Рельеф возвышенности холмисто-моренный, сильно переработанный и сглаженный денудационными процессами. Возвышенность выражена пологими моренными холмами, между которыми встречаются небольшие заболоченные озера и торфяники, а также фрагменты древней эрозионной сети, представленной плоскими ложбинами (Гричук и Гричук, 1959). Долина Волги здесь очень узкая, с крутыми коренными склонами – т. н. долина прорыва. Врезано русло до отметки абс. высоты 70 м (дно русла). Берега

крутые, высота бровок коренных склонов примерно одинаковая и составляет 125–130 м. Следов древних долин на профиле не наблюдается, в целом врез имеет характеристики свежего и резкого: очень крутые борта, прорезание всей толщи отложений на данном участке, отсутствие лестницы террас в долине. Данные исследователей о наличии на данном участке долины аллювиальных отложений расходятся: согласно Щукиной (1933), подобные отложения здесь отсутствуют, а Гричук отмечает наличие единственной 8–9-метровой террасы (Гричук и Гричук, 1959).

В рамках работы был исследован левый берег долины прорыва в силу своей меньшей антропогенной преобразованности. Ключевым объектом изучения на этом участке долины стал разрез (рис. 3.30, 3.31), находящийся ниже по течению от искусственной насыпи напротив г. Плёса, в крутом левом борту долины Волги, где образовалась свежая промоина (рытвина глубиной 1,8–2,2 м), вскрывшая толщу песков общей мощностью 12 м. Также были описаны еще 3 м выше промоины, суммарно мощность описанной толщи – 15 м. Разрезом вскрыто песчаное тело, которое занимает приустьевую часть малой долины-притока (балки) и частично прислонено к коренному склону долины. Эта форма рельефа характеризуется выровненной вершинной поверхностью (высота ок. 20 м над урезом), которая сменяется склоном крутизной 30–40° (перегиб – на высоте ок. 12 м над урезом), спускающимся к урезу.

Толща песков, вскрытая промоиной, характеризуется слоистостью, которая переходит от неясной горизонтальной в нижней части разреза к косой в средней и в верхней – снова к горизонтальной (верхние 3 м толщи). В нижней части толщи также местами создается ощущение перемешанного материала. Крупность песка в целом уменьшается вверх по разрезу, начинаясь от грубозернистого и постепенно переходя к средне-мелкозернистому. Также в преимущественно песчаной толще встречаются линзы и прослои более крупного материала, размерностью от дресвы до мелкого гравия карбонатных и кристаллических пород, в нижнем прослое наблюдаются отдельные включения мелкой гальки. В нижних 6 м встречаются суглинистые прослои и пятна оглиненного материала. Влажность толщи также уменьшается снизу вверх. Также в толще встречаются слои песко-гравийника с массивной текстурой (образцы 10-3, 10-4, выше образца 10-1), которые, вероятно,

являются отложениями подводных оползневых тел. В целом характер вскрытых отложений позволяет отнести их по генетическим признакам к аллювиальным отложениям. Высокая мощность аллювия (20 м – уровень террасы, 5,5 м – видимая нижняя граница аллювия) говорит о направленной аккумуляции.



Рис. 3.30. Положение изученных разрезов ниже г. Плёса. Изученные автором разрезы показаны точками темно-зеленого цвета.

В разрезе отобрано 6 образцов на OSL. Образцы 10-5 и 10-6 – в верхней части разреза, 10-1 и 10-2 – в средней, 10-3 и 10-4 – в нижней. Полученные даты укладываются в диапазон 130-140 тыс. л.н. с двумя отскоками, которыми можно пренебречь (рис. 3.31, Приложение 4) (Utkina et al., 2022; Уткина, Панин, 2022). В совокупности полученные характеристики отложений и их возраст, а также положение изученной поверхности в долине и ее рельеф позволяют нам определить ее как аккумулятивную террасу, сохранившуюся благодаря расположению внутри долины притока.

В окрестностях г. Плёса исследованиями прошлых лет были обнаружены древнеозерные отложения, которые впоследствии стали одними из наиболее известных межледниковых образований на территории Европейской части СССР (Гричук и Гричук, 1959). Наиболее хорошо изученный разрез этих отложений находится в овраге Гремячка (Разрез Плесь, рис. 3.30, 3.32), который прорезает правый коренной берег Волги в 0,5 км ниже по течению от г. Плёса. Открытие

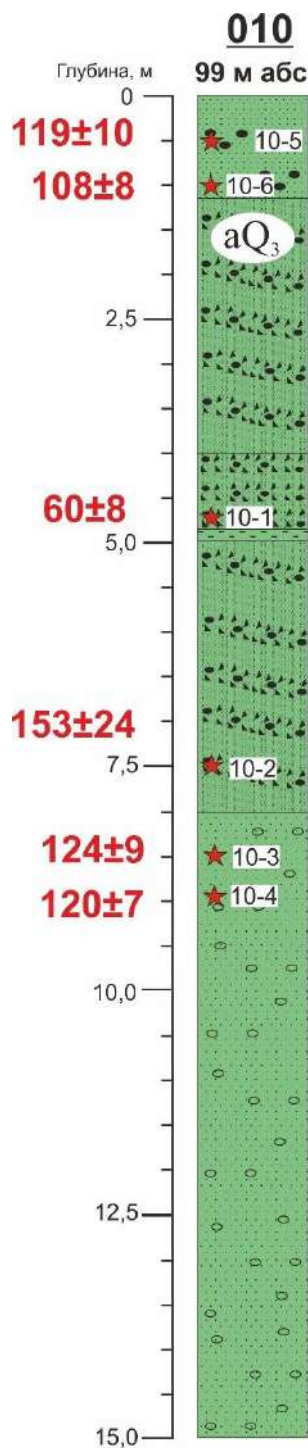


Рис. 3.31. Стратиграфическая колонка разреза 010. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

этого разреза произошло еще в 30-е годы, а первая публикация о нем датируется 1939 годом (Марков, 1939). Впоследствии разрез был изучен В.П. Гричуком (Гричук, 1946; Гричук и Заклинская, 1948), однако все эти исследования не были достаточно подробными. В 1950 г. Гричуком В.П. и Гричук М.П. были проведены детальные исследования условий залегания озерных отложений и строения озерно-болотной толщи (Гричук и Гричук, 1959). Ими отмечается, что древние озерно-болотные отложения довольно широко распространены в окрестностях Плёса. Они приурочены к древней ложбине, по которой в настоящее время протекают речки Шохонка и Аргишина (рис. 3.22), а также находятся овраги Горшечный и Гремячка. Ложбина врезана в толщу верхней морены и имеет здесь ширину не более 300 м. К центральной, более глубокой ее части приурочена мощная толща древнеозерных осадков, представленных несколькими разностями гиттии, торфов и гумусированных суглинков. Вниз по оврагу подошва озерных отложений повышается, и толща их постепенно выклинивается. Гричук и Гричук (1959) считают, что эта ложбина имеет эрозионное происхождение и входила в состав древней гидрографической сети. Согласно их гипотезе, после ее отмирания в этой ложбине возникло несколько небольших озерных водоемов, отложения одного из которых и были ими изучены в овраге Гремячка. Этот разрез также изучался в начале 21 века: был проведен спорово-пыльцевой анализ озерных отложений (Boettger et al., 2007; Borisova et al., 2007) и получены несколько дат методом IR-RF (Degering & Krbetschek, 2007).

Исследователями описывается разрез мощностью около 8,5 м. Вскрытая им толща отложений демонстрирует смену холодных (глинисто-алевритистые слои) и

Гремячка

(Boettger et al., 2009)

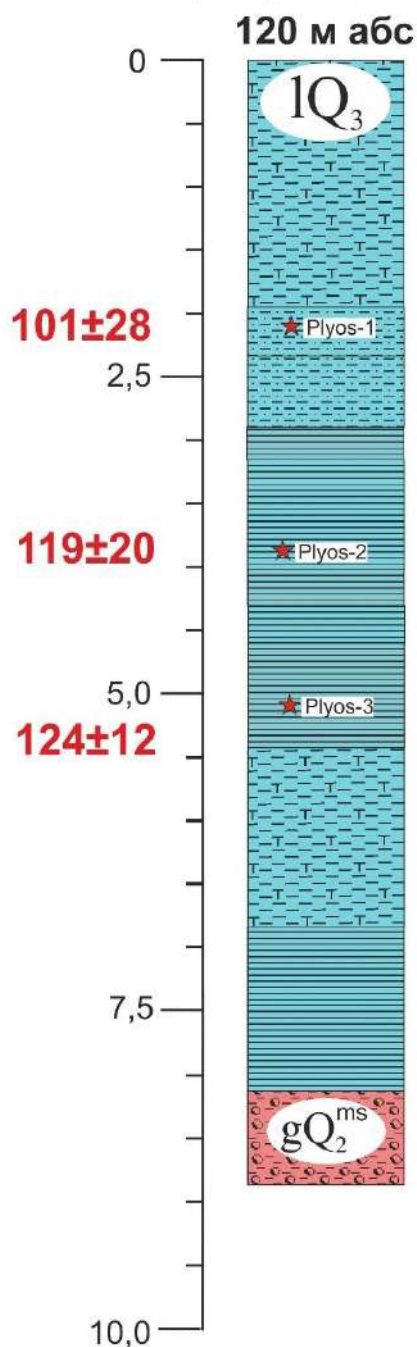


Рис. 3.32. Стратиграфическая колонка разреза в овраге Гремячка (разрез Плѣс). Условные обозначения см. на рис. 3.4.

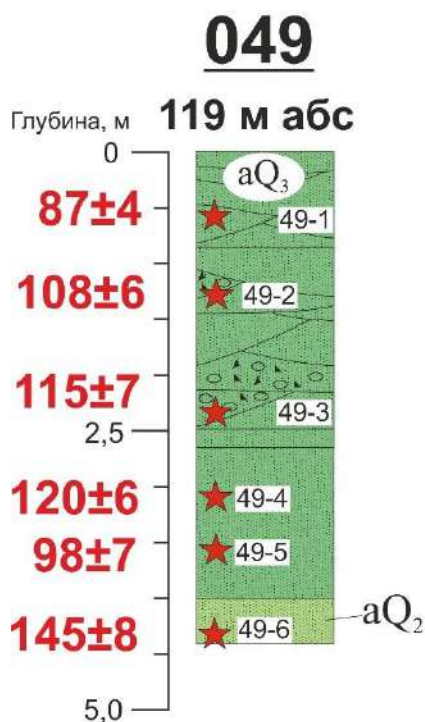
теплых (торфяные, обогащенные органикой глинистые слои) периодов. Проведенные палинологические (Borisova et al., 2007) и геохимические (Boettger et al., 2007) исследования этих отложений показали, что переход от межледникового к ледниковому периоду сопровождался неустойчивостью растительности и увеличением продуктивности озер. Изменения в пыльцевых спектрах – преобладание трав и уменьшение доли деревьев и кустарников – указывают на деградацию лесов при переходе от межледниковых условий к ледниковым. Радиофлюоресцентные даты относят этот интервал к 124 ± 12 тыс. л.н. (Degering & Krbetschek, 2007). Следующая теплая фаза с небольшим увеличением температуры наблюдается 119 ± 20 тыс. л.н.: в пыльцевых спектрах она выделяется заметным ростом пыльцы березы (до 70–85%), а геохимические данные показывают рост продуктивности озера (увеличение содержания C_{org} и снижение значений $\delta^{13}C$). Особенности спорово-пыльцевой

диаграммы этих озерных отложений имеют черты, характерные для спектров времени микулинского межледникового, найденных в других разрезах в Восточной Европе (Boettger et al., 2007). Эти палинологические и геохимические данные указывают на постепенное похолодание во время перехода от микулинского межледникового к валдайскому ледниковому периоду. Подобная тенденция к снижению температуры около 120 тыс. л.н. отмечается также и в ледяном керне NGRIP из центральной Гренландии (члены группы NGRIP, 2004).

3.2.5. Строение долины Волги ниже г. Плёса

В 10 км ниже по течению от г. Плёса долина Волги остается довольно узкой, расширяясь лишь на 100-200 м. Холмисто-моренный рельеф Галичско-Чухломской возвышенности сохраняется только на левом берегу, а на правом примерно в 20 км ниже Плёса в Волгу впадает приток – р. Сунжа, которая протекает по довольно широкой долине, частично подтопленной водами водохранилища в нижнем течении. На карте четвертичных отложений (Большакова, 1963) междуречья в этой части бассейна Волги относятся к зоне распространения флювиогляциальных отложений московского возраста. В XX в. здесь велись активные разработки гравийно-песчаных карьеров, что в настоящее время позволяет изучать вскрытые ими отложения. Первый из разрезов, изученных нами в этом районе, был описан в ходе исследования Каменского карьера и заложен на его северо-западной стенке (точка 049, рис. 3.30, 3.33). Каменский карьер располагается в 500 м к юго-западу от деревни Каменка. С верхней части стенки в ходе разработки карьера снято около 80 см, глубина в описании разреза указана фактическая.

Разрез вскрывает толщу преимущественно песчаных отложений, которая в ходе описания была разделена на три горизонта. Нижний горизонт представляет собой косослоистую толщу, характеризующуюся переслаиванием песка мелко-



среднезернистого и средне-крупнозернистого. На глубине 4,0 м были отмечены следы размыва, выше наклон слойков меняется и становится менее пологим. Горизонт отделяется от вышележащего четкой границей по цвету и механическому составу. Средний горизонт, мощностью 1,8 м, также представляет собой слоистую толщу: в ней чередуется песок разной степени крупности (от мелко- до крупнозернистого, однако преимущественно толща сложена среднезернистым песком) и разной степени ожелезнения. Некоторые слоистые серии сложены помимо описанного песка дресвяно-гравийным материалом с мелкой галькой.

Рис. 3.33. Стратиграфическая колонка разреза 049. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Мощность серий прослоев от 10 до 40 см, а сами прослои достигают первые мм в толщину. Серии слоистости косо секут друг друга, что является диагностическим признаком русловой фации аллювия.

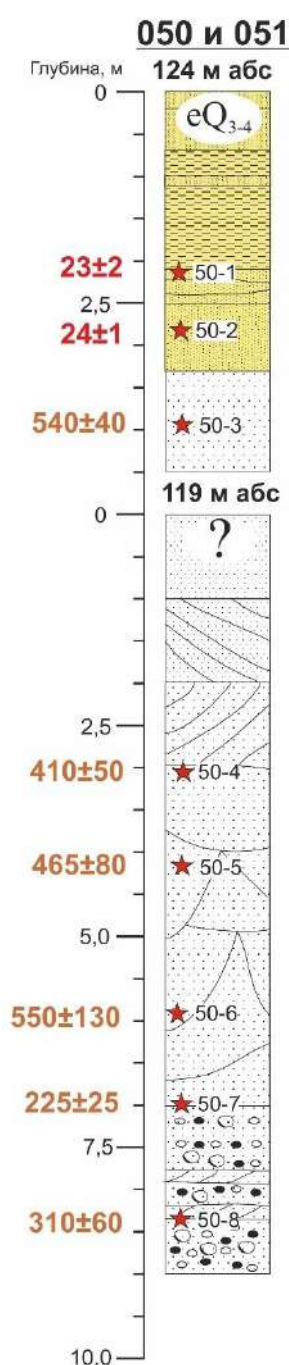
Верхний горизонт мощностью 0,90 м представляет собой слоистую толщу (слоистость неясная, косая), размерность песка от мелко- до среднезернистого. Слоистость читается преимущественно по цвету, встречаются сильно ожелезненные прослои, мощность которых доходит до 5 см (неравномерная), а также включения более крупного песка (до грубозернистого) и мелкой дресвы.

В разрезе отобрано 7 образцов на OSL: 4 из нижнего горизонта, 2 из среднего и 1 из верхнего (рис. 3.33, Приложение 4). Полученные даты демонстрируют практически ненарушенную последовательность накопления отложений, от 145 до 86,5 тыс. л.н. Небольшая инверсия отмечается в нижнем горизонте, однако она не сильно выбивается из общей последовательности дат. Таким образом, мы можем предположить, что в карьере вскрываются аллювиальные отложения надпойменной террасы р. Сунжи, формирование которой происходило в микулинское межледниковье и завершилось в раннем валдае.

Второй разрез (совмещенные разрезы 050 и 051, рис. 3.30, 3.34), изученный нами в этой части правобережья Волги, расположен в шпоре второй по счету излучины Волги ниже г. Плёса на окраине дер. Василево, и также относится к зоне распространения флювиогляциальных отложений московского времени (Большакова, 1963). В общей сложности карьером вскрыто 14,5 м толщи, описано две ступени юго-юго-западной стенки карьера (разрез 050 – верхняя ступень, разрез 051 – нижняя, рис. 3.34).

С начала видимой толщи и до глубины 11,5 м вскрывается галечно-гравийно-песчано-валунная толща, характеризующаяся горизонтальной слоистостью. Слои различаются по крупности механического состава, переслаиваются с прослоями песка косослоистого крупно-грубозернистого с включениями дресвы и мелкого гравия. Все обломки в толще до 4 класса окатанности, в среднем 3–4 класса. В косослоистых прослоях материал дифференцирован по механическому составу: перемежаются более крупные и мелкие по составу слои. В более крупных по составу преобладают гравий и галька. Средняя часть толщи, вскрытой разрезом, представлена косослоистой (перекрестно-слоистой) толщей: песок преимущественно

крупнозернистый, с включением средне- и мелкозернистого, хорошо отмытый, некоторые прослои с гравием и галькой. Прослои подчеркнуты разным механическим составом (разная крупность песка), где-то больше включений гальки и гравия. Мощность серий прослоев достигает 0,5 м. в 17 м выше подошвы разреза вскрывается толща, сложенная крупно-и грубозернистым отмытым песком с включениями средне- и мелкозернистого песка, обломков размерностью до дресвы и единичными включениями гравия и гальки. Слой характеризуется неясной слоистостью по цвету: какие-то слои более рыжие (сильнее ожелезнены), какие-то менее. Он продолжается выше, и переходит в верхнюю ступеньку карьера (разрез



050). Верхняя часть разреза представлена толщей тонко-мелкозернистого песка и суглинка, которая ниже 2,10 м приобретает слоистый характер: переслаивание песка мелко-среднезернистого, песка среднезернистого, супеси опесчаненной мелко-среднезернистым песком. Слоистость имеет характер горизонтальной, местами наблюдаются признаки неровной. Мощность прослоев составляет от нескольких мм до 10 см. Наиболее мощные – ожелезненные прослои супеси, опесчаненной мелко-среднезернистым песком.

В Василевском карьере мы также отобрали вышеописанные отложения на ОСЛ датирование (рис. 3.34, Приложение 4): в верхней ступени – 3 образца (050-1, 050-2, 050-3), в нижней – остальные, причем образцы с 050-4 по 050-7 отобраны в косослоистой толще, а 050-8 и 050-9 – в песчаных прослоях нижнего горизонта. Даты по кварцу в большинстве этих образцов оказались за пределами, поэтому на рис. представлены даты, полученные по полевому шпату. Все они составляют в среднем 400 тыс. л.н. Только две даты из верхней части разреза относятся к поздневалдайскому времени.

Рис. 3.34. Стратиграфическая колонка разрезов 050 и 051. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Глава 4. Гляциоизостатические деформации в бассейне Волги в последнюю ледниковую эпоху

В последние десятилетия, помимо геолого-геоморфологических методов поиска свидетельств существований приледниковых озер, появилась возможность использовать для этой цели геоинформационные системы и средства компьютерной обработки. Одним из важнейших вопросов, встающих перед исследователями при изучении палеогеографии бассейна верхней Волги, является формирование в бассейне системы приледниковых озер. Подробно история изучения этого вопроса рассмотрена в главе 1 настоящей работы. Большинство исследований XX века, благодаря которым были получены основные сведения о распространении и эволюции приледниковых озер, проводились с помощью традиционных геолого-геоморфологических методов. В последние десятилетия появилась возможность уточнения этих сведений с помощью компьютерного моделирования. В данной главе будут представлены варианты решения проблемы существования и распространения системы приледниковых озер с использованием компьютерного моделирования.

4.1. Гляциоизостатические деформации по данным различных моделей

4.1.1. Модель ICE-5G и ICE-6G

В модели семейства ICE, в частности, ICE-5G (Peltier, 2004) и ICE-6G (Argus et al., 2014; Peltier, Argus, Drummond, 2015), заложены реконструкции палеотопографии, отражающие влияние гляциоизостатических деформаций на изменения высотных отметок. Наша первая попытка оценки этого влияния на бассейн верхней Волги была сделана именно с опорой на данные реконструкции (Уткина, 2020а,б).

Данные моделей позволяют визуализировать изменения в топографии континентов во время ПЛМ и последующих стадий дегляциации. Для иллюстрации этих изменений мы использовали информацию о разнице между современной топографией и топографией разных временных срезов конца плейстоцена. В дистрибутив модели ICE-6G уже входит смоделированная с шагом в 500 лет (для диапазона 26-21 тыс. л.н. – в 1000 лет) информация об отличиях современной топографии от топографии прошлого. Эта модель считает разницу между современной абсолютной высотой и абсолютной высотой прошлого, в которую

включена высота ледниковых щитов, что позволяет отразить их расположение. На мелкомасштабной визуализации этой разницы (рис. 4.1) видно, что приледниковый компенсационный вал (ПКВ) протянулся по территории Верхневолжья с северо-востока на юго-запад параллельно краю ледника, ближе к которому наблюдается и узкая зона прогиба. Таким образом, большая часть современного бассейна Верхней Волги в максимальную стадию развития валдайского оледенения действительно должна была находиться в пределах ПКВ.

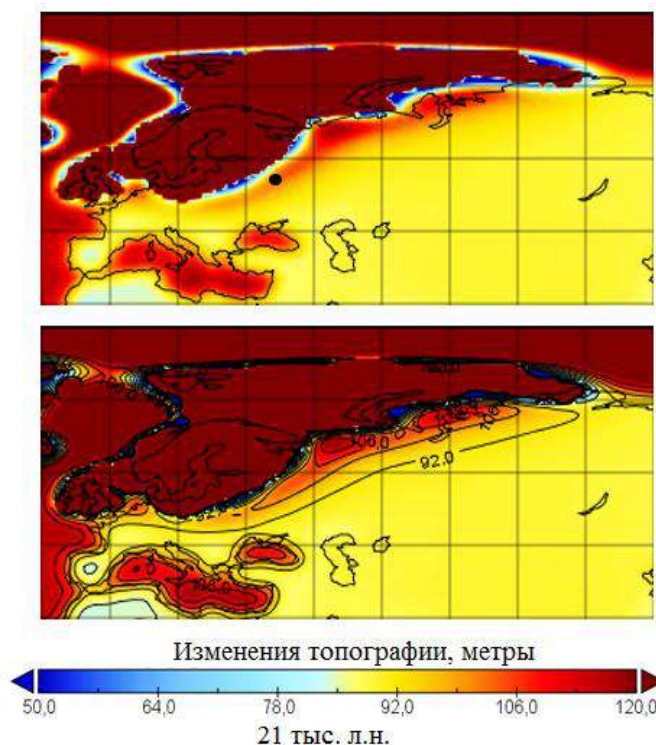


Рис. 4.1. Изменения топографии 21 тыс. л.н., реконструированные по модели ICE-6G. Положение района исследований обозначено черной точкой. Визуализация проведена с помощью программы Raporly (www.nasa.gov, 2024). Изменения ограничены значениями 50 м и 120 м, поправка на у.м. не введена.

Наши крупномасштабные реконструкции палеотопографии по моделям ICE-5G и ICE-6G показывают положение оси ПКВ более подробно (рис. 4.2, 4.3, 4.4; Уткина, 2020а). На схемах гляциоизостатических деформаций (рис. 4.2, 4.3, 4.4) видно, что осевая зона поднятия проходит по части долины верхней Волги от Рыбинска до Плёса. Ширина и высота вала, длина и высота «склона», направленного под ледник, со временем изменяются; причем сильных различий между 21 тыс. л.н. и 17,5 тыс. л.н. не выявлено. 15 тыс. л.н. же наблюдается довольно контрастная первым двум датам картина, где верхнее течение верхней Волги вся оказывается на «склоне», обращенном к леднику. Ось приледникового вала во все даты проходит примерно между Костромой и Плёмом. Максимальные относительные отметки в пределах ПКВ составляют 10 м для всех временных срезов, а минимальные отметки (опускание территории) отмечены в пределах истоков Волги 15 тыс. л.н. и составляют -50 м. Для 21 и 17,5 тыс. л.н. модель

показывает перекрытие ледником области истоков Волги, а максимальные опускания не затрагивают русло. Для 21 тыс. л.н. они составляют 15 м, для 17,5 тыс. л.н. – 7 м.

21 тыс. л.н. Данные ICE-6G с поправкой на изменение уровня моря

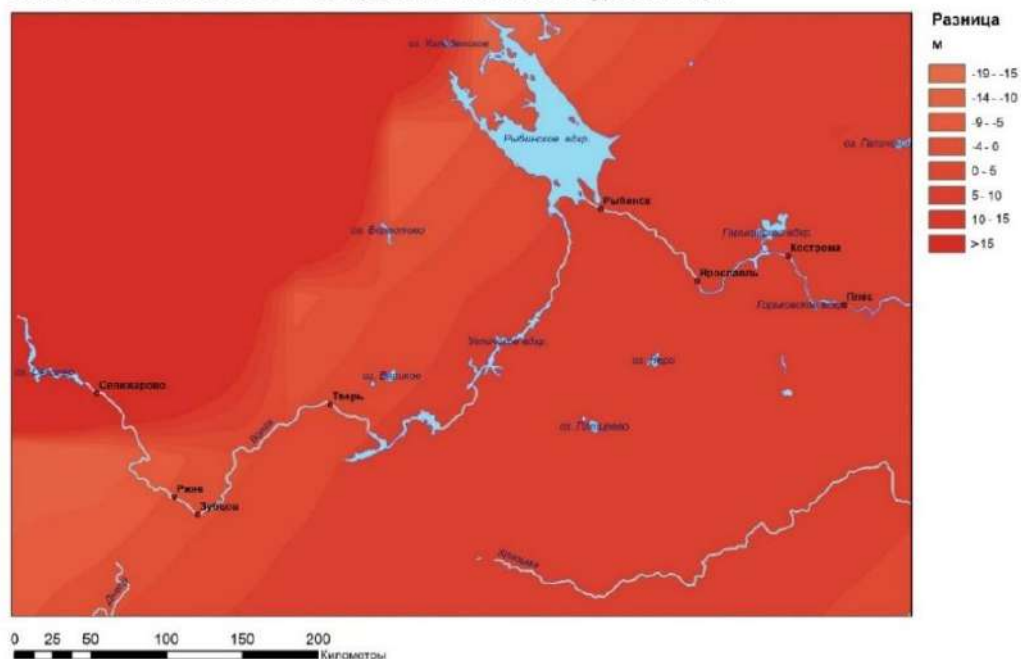


Рис. 4.2. Изменения топографии по данным ICE-6G с поправкой на уровень моря, 21 тыс. л.н.

17.5 тыс. л.н. Данные ICE-6G с поправкой на изменение уровня моря

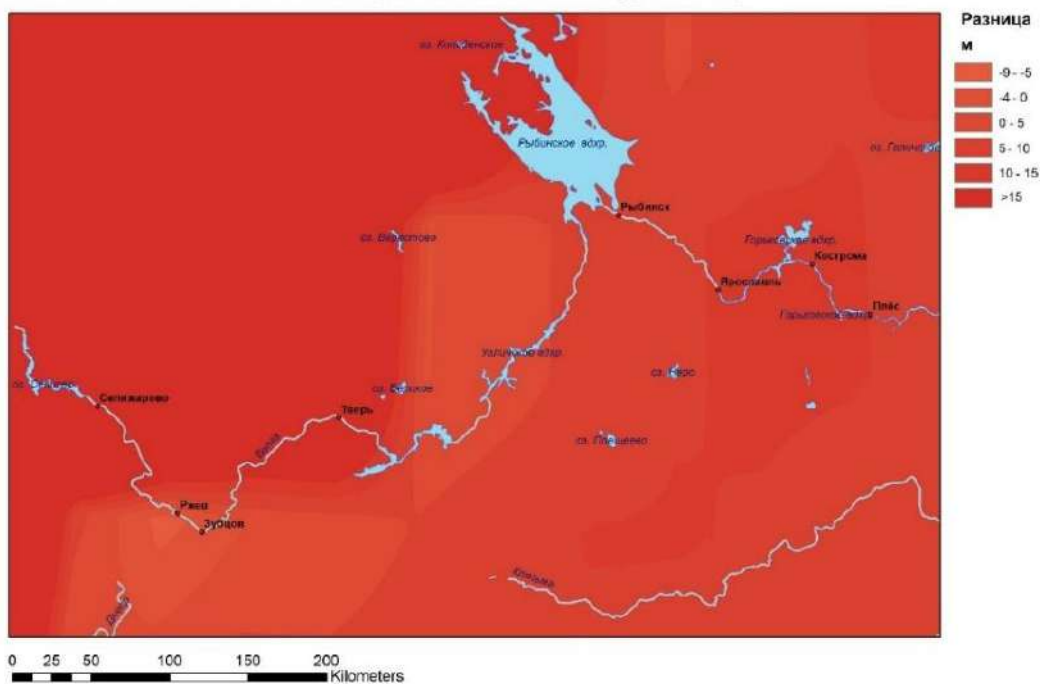


Рис. 4.3. Изменения топографии по данным ICE-6G с поправкой на уровень моря, 17,5 тыс. л.н.

15 тыс. л.н. Данные ICE-6G с поправкой на изменение уровня моря

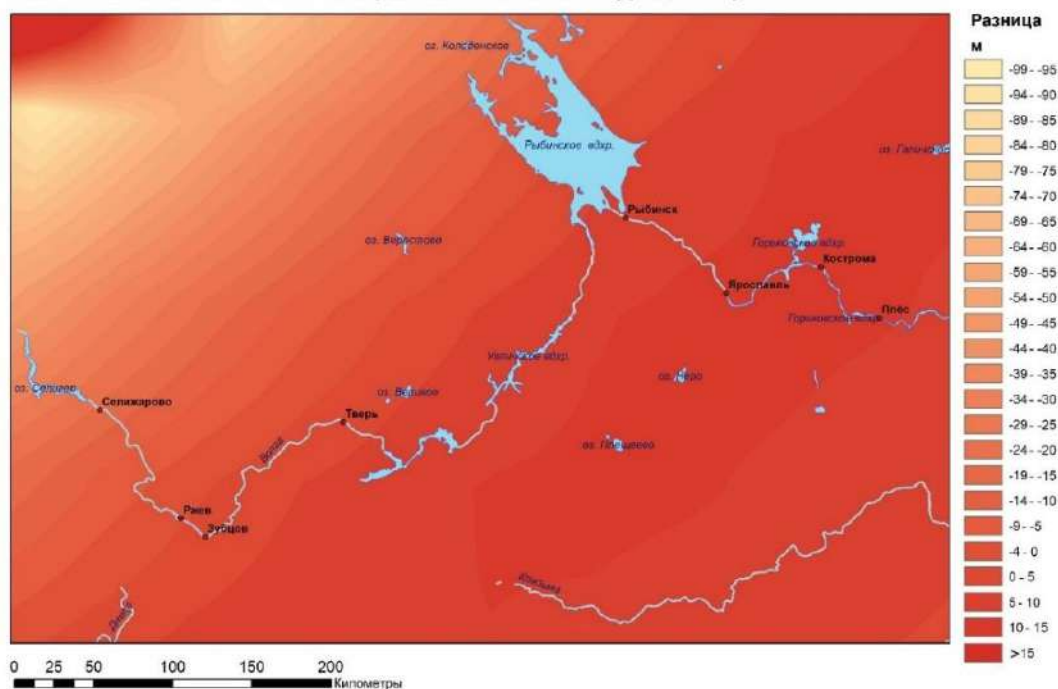


Рис. 4.4. Изменения топографии по данным ICE-6G с поправкой на уровень моря, 15 тыс.

л.н.

Изменения продольного профиля верхней Волги под воздействием гляциоизостатических деформаций показаны на рис. 4.5. В области приледникового вала (от Рыбинска до Плёса) наблюдается общее поднятие профиля на высоту ок. 10 м по сравнению с современным. В верхнем течении для 15 тыс. л.н. реконструируется опускание поверхности русла с формированием уклона в сторону центра оледенения. Для 21 и 17,5 тыс. л.н. высотные отметки профиля отражают присутствие в долине ледника.

Реконструкция гляциоизостатических деформаций во время вепсовской стадии валдайского оледенения (17,5 тыс. л.н., рис. 4.3, 4.5) хорошо иллюстрирует неточность данных о распространении покровного оледенения на Русской равнине, содержащихся в модели ICE-6G. В статье, посвященной созданию этой модели (Peltier, Argus, Drummond, 2015), указано, что границы Скандинавского ледникового щита были приняты по Gyllencreutz et al. (2007). Эта реконструкция во многом отличается от общепринятых (Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2015), на которые мы опираемся в данной работе, откуда и следует данная неточность. Интересно, что реконструкция по более ранней модели ICE-5G (рис. 4.5) опирается на другие данные распространения ледниковых покровов, которые более

соответствуют общепринятым в настоящее время. В публикации, посвященной данной модели (Peltier, 2004), нет прямой ссылки на реконструкцию границ Скандинавского ледникового щита, однако указывается, что при создании модели использовались данные проекта QUEEN (Mangerud et al., 2001; Mangerud et al., 2002; Svendsen et al., 2003). Тем не менее, опираться на реконструкции по данной модели мы считаем некорректным, т.к. она не учитывает новейшие геодезические данные и уточненные данные о высоте уровня моря.

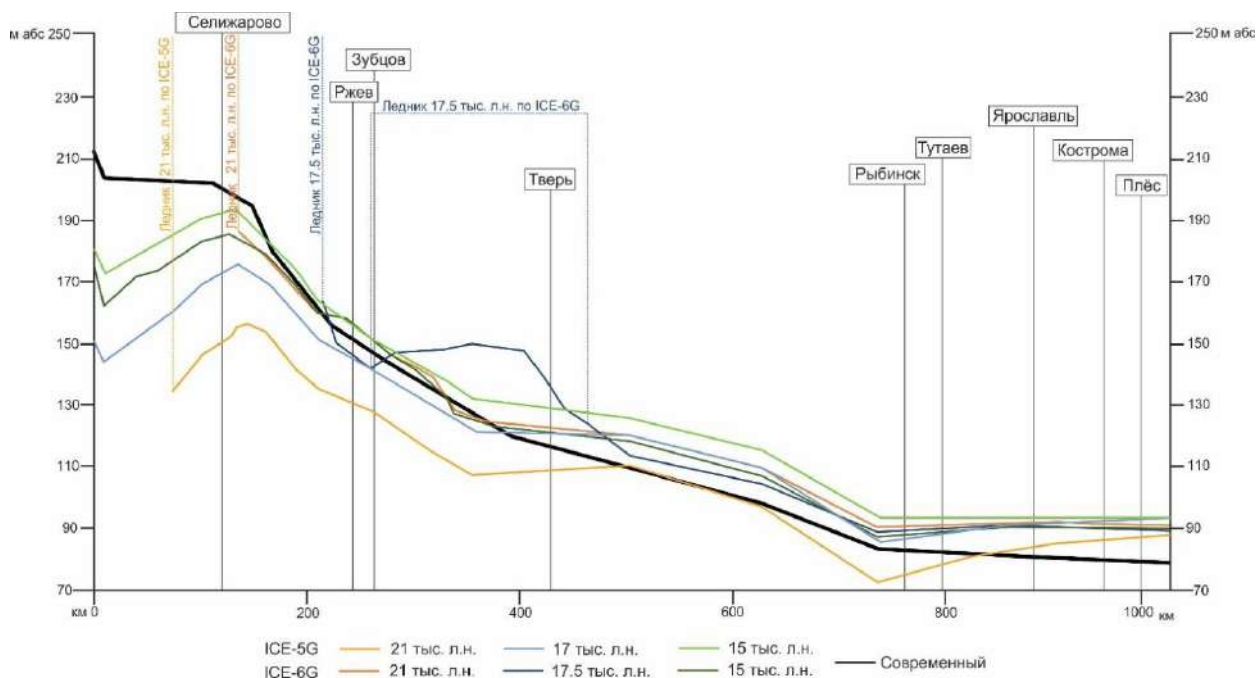


Рис. 4.5. Продольные профили верхней Волги, построенные на временные срезы 21 тыс. л.н., 17,5 тыс. л.н. и 15 тыс. л.н. по палео-ЦМР, реконструированным с помощью моделей ICE-5G и ICE-6G.

4.1.2. Моделирование с использованием SELEN 4 без изменения параметров

Программа SELEN 4, которая позволяет управлять процессом моделирования гляциоизостатических деформаций, поставляется с уже готовым набором входных файлов, позволяющих провести моделирование. Как описано в Главе 2 и Приложении 2, одним из таких файлов является файл толщины льда, который описывает величину ледникового покрова в метрах в каждой точке сетки Тегмарка на поверхности Земли. По умолчанию информация для этого файла соответствует модели ICE-6G (Spada & Mellini, 2019). В ходе наших предыдущих исследований мы производили запуск программы со стандартными настройками по умолчанию, чтобы сравнить созданную с помощью нее реконструкцию палеотопографии с реконструкциями моделей ICE-5G и ICE-6G (рис. 4.5).

Используемые нами выходные файлы содержат информацию о палеотопографии для заданных временных срезов (21 тыс. л.н., 17,5 тыс. л.н., 15 тыс. л.н.). Как и в случае с моделированием по ICE-6G, нами были созданы карты, демонстрирующие влияние гляциоизостатических деформаций на бассейн верхней Волги (рис. 4.6). При моделировании топографии SELEN 4 не включает в высотные отметки высоту поверхности ледникового щита, поэтому мы имеем возможность наблюдать подледниковый рельеф. Визуально положение границы ледника по данным схемам определить трудно, однако она известна нам из данных модели ICE-6G. Положение приледникового вала в целом совпадает с тем, что реконструируется с помощью модели ICE-6G. Для 21 тыс. л.н. максимальное относительное поднятие вала составляет 17 м, а максимальное опускание в районе истоков Волги составляет -77 м. Для 17,5 тыс. л.н. – 12 м и -85 м, для 15 тыс. л.н. – 9 м и -65 м соответственно. По сравнению с данными модели ICE-6G (рис. 4.2-4.4) амплитуда деформаций увеличилась.

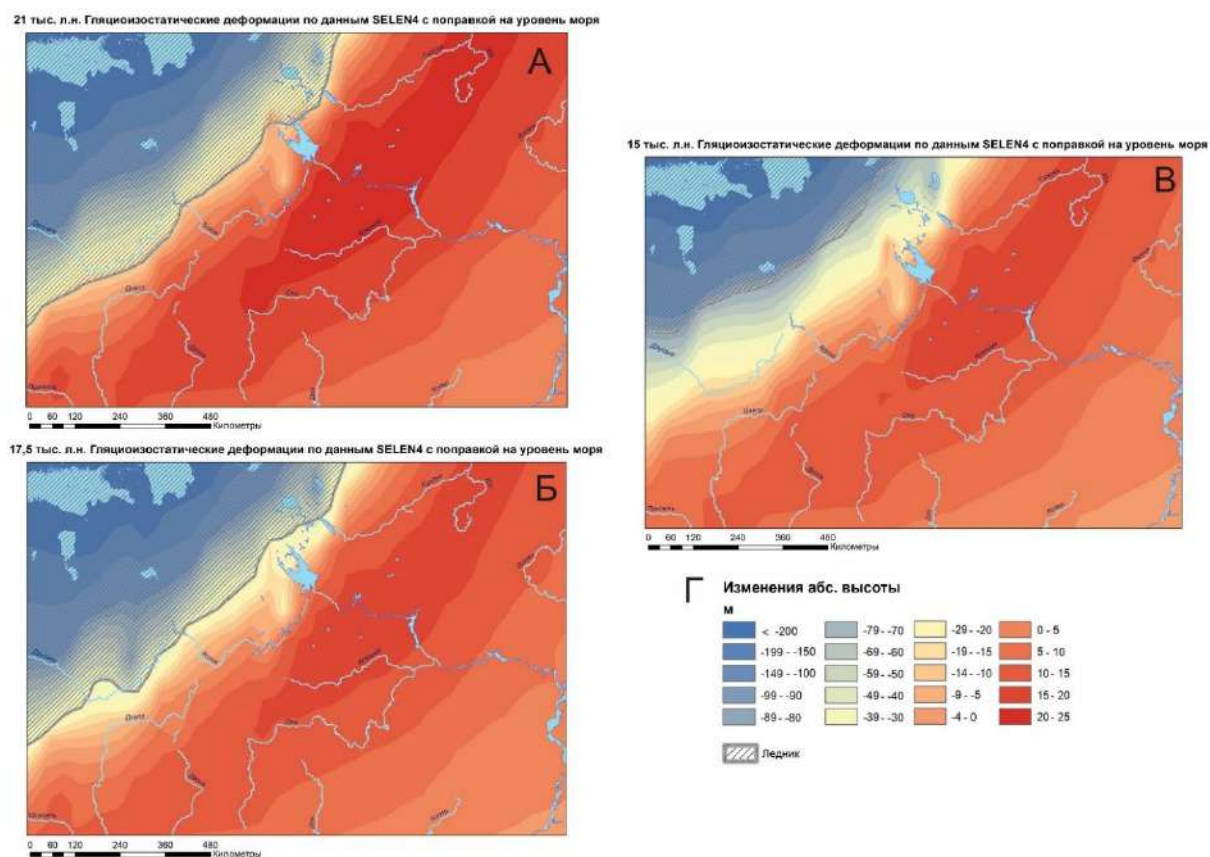


Рис. 4.6. Изменения топографии по данным стандартного запуска SELEN 4 с поправкой на уровень моря.

По реконструированном палео-ЦМР были построены продольные профили Волги на исследуемые временные срезы (рис. 4.7). Для всех трех изучаемых

временных срезов SELEN 4 реконструирует разнонаправленные изменения продольного профиля верхней Волги относительно его современного положения: в верхнем течении наблюдается опускание, а в нижнем – поднятие (область приледникового вала). Согласно данной реконструкции, опускание верхнего течения Волги должно было привести к перекосу поверхности в сторону ледника – в таком случае выше Селижарово (область Верхневолжских озер) могли образоваться условия для формирования подпрудного приледникового озера. В области приледникового вала, где происходило поднятие и уменьшение уклонов, в поздневалдайское время в русле реки создавались бы условия для аккумуляции.

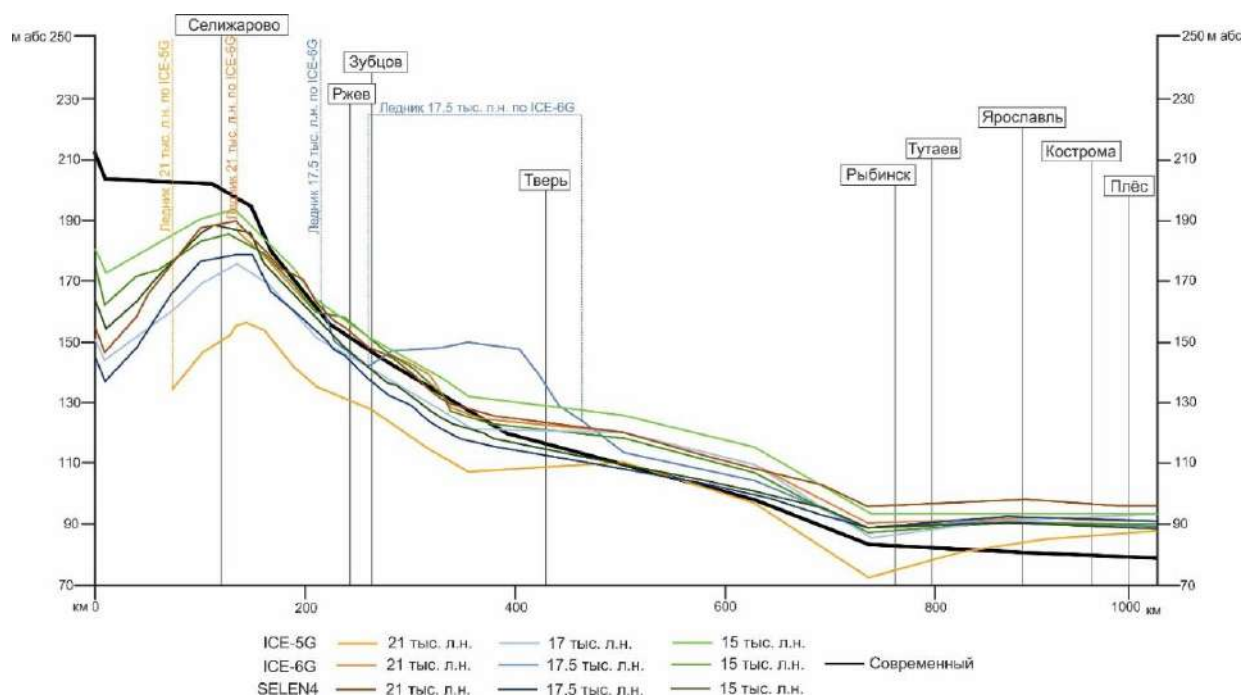


Рис. 4.7. Продольные профили верхней Волги, построенные на временные срезы 21 тыс. л.н., 17,5 тыс. л.н. и 15 тыс. л.н. по палео-ЦМР, реконструированным с помощью моделей ICE-5G, ICE-6G и программы SELEN4.

Из проведенных исследований видно, что заложенные внутри моделей ICE-5G и ICE-6G данные довольно существенно отличаются от моделирования гляциоизостазии с использованием SELEN 4. Сказать наверняка, какие данные более достоверны, трудно, т.к. и ICE-6G, и SELEN 4 опираются на заведомо неправильные границы положения Скандинавского ледникового щита, а ICE-5G не учитывает и многие другие актуальные данные (например, уровня моря). Для того, чтобы увеличить достоверность реконструкций и для получения более точных данных нам необходимо смоделировать гляциоизостатические деформации с учетом геологически достоверных границ Скандинавского ледникового щита.

4.2. Моделирование с использованием уточненных данных об оледенении

4.2.1. Актуализация данных о границе оледенения

В основу методики, описанной в Главе 2 и Приложении 2, мы заложили изменение входного файла толщины льда, необходимого для запуска SELEN 4. Входной файл представляет собой реализованное на сетке Тегмарка распределение толщины льда в метрах по всей площади Земли с 26 тыс. л.н. до настоящего времени. Там, где лед отсутствовал, значения равны 0. Приведение данного файла в соответствие с актуальными границами Скандинавского ледникового щита подразумевало изменение значений толщины льда в части сетки Тегмарка, совпадающей с севером и северо-западом Русской равнины. В результате мы получили обновленный файл, использование которого позволяет смоделировать гляциоизостатические деформации, опираясь на геологически достоверные границы оледенения. На рис. 4.8 (А) представлена иллюстрация изменений толщины льда для 20 тыс. л.н.: каждая точка обозначает узел сетки Тегмарка, а число, которое ей соответствует, обозначает, как изменилась толщина льда после введенных поправок, описанных в Главе 2 и Приложении 2. Отрицательные значения указывают на узлы, в которых толщина льда в модели ICE-6G была больше, чем в исправленном файле. Так, для ПЛМ в районе Селижарово можно заметить несколько точек, где в модели ICE-6G граница оледенения заходила за пределы геологически принятой (Astakhov et al., 2016). На схеме для 17 тыс. л.н. (рис. 4.8, Б) можно наблюдать, что большой участок севера бассейна верхней Волги в модели ICE-6G был покрыт ледником, тогда как, согласно геологической границе по данным ВСЕГЕИ (Astakhov et al., 2016), в то время эта территория уже была освобождена ото льда. Учитывая, что нагрузка от ледниковых щитов является одним из основных компонентов расчета гляциоизостатического эффекта, можно ожидать, что подобные поправки окажут существенное влияние на результаты моделирования.

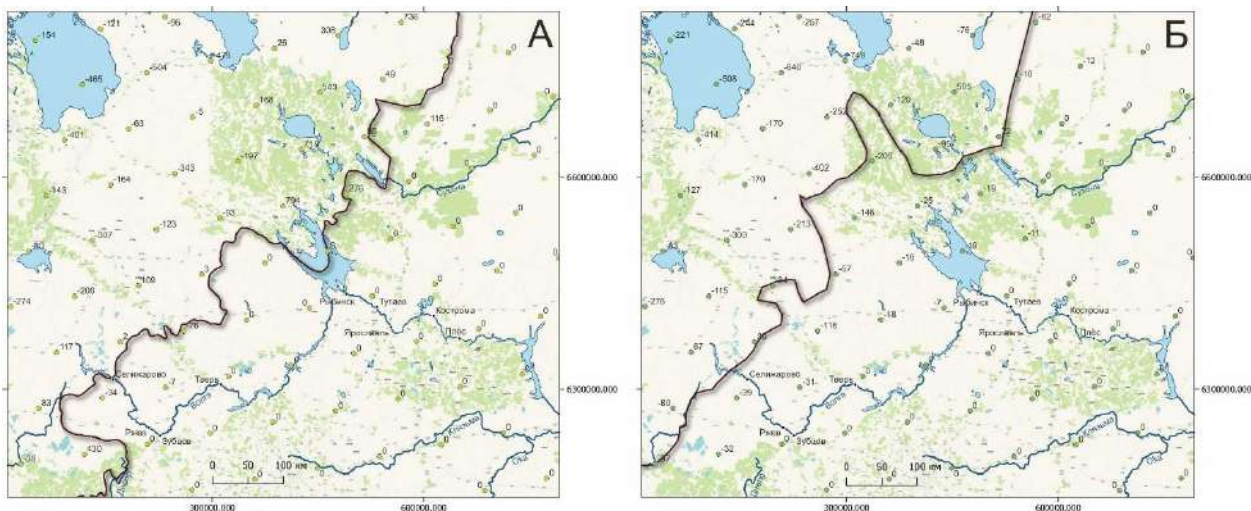


Рис. 4.8. Схема, иллюстрирующая результат изменения толщины льда для приведения входных данных для моделирования в соответствие с актуальными геологическими данными – граница оледенения обозначена темно-коричневой линией (Astakhov et al., 2016). А – 20 тыс. л.н., Б – 17 тыс. л.н.

4.2.2. Результаты моделирования с уточненными границами оледенения

В результате моделирования с уточненными границами оледенения была получена информация для создания схем, демонстрирующих влияние гляциоизостатических деформаций на бассейн верхней Волги. Как и в прошлых итерациях, были введены поправки на уровень моря для каждого временного среза (Приложение 3). На рис. 4.9–4.11 представлены схемы пространственного распределения количественных изменений топографии для временных срезов 20, 17 и 15 тыс. л.н. На схемах наблюдается приледниковая гляциоизостатическая флексура: оттенки голубого обозначают понижения поверхности по сравнению с современной, белым цветом отмечена полоса нулевых изменений. Понижение располагается под поверхностью ледника и продолжается за его пределами на расстояние десятков км, местами даже превышая первую сотню км. Приледниковый вал начинает оказывать влияние на изменение высоты русла Волги начиная от г. Ржева и ниже по течению, он обозначен оттенками зеленого и желтого (рис. 4.9). Ось вала, на которой он достигает максимальных отметок (17–18 м 20 тыс. л.н.) проходит между Ярославлем и Костромой. В верхнем течении Клязьмы отмечается повышение до 32 м изометрической формы – его мы относим к артефактам модели и не считаем, что оно отражает реальную высоту вала в этой области.

Сравнение схем на рис. 4.9–4.11 позволяет отметить, что в течение этого времени пространственное положение приледниковой флексуры существенно не

менялось. Отметим, что 17 тыс. л.н. максимальная высота вала увеличивается еще на 1 м – до 19 м. Однако точность данного исследования не позволяет с уверенностью определять высоту вала в масштабах первых метров. В связи с этим можно утверждать, что за период 20–17 тыс. л.н. высота ПКВ существенно не изменяется. На схеме для 15 тыс. л.н. она начинает уменьшаться, и вся флексура начинает постепенно отступать вслед за ледником (рис. 4.11). Эти наблюдения наглядно иллюстрирует «запаздывание» гляциоизостатического эффекта, который проявляется асинхронно с ледником: достигает своего максимального уровня несколько после максимальной стадии оледенения и начинает отступать только через некоторое время после начала дегляциации. По данным SELEN 4, подобное «запаздывание» происходит в масштабах первых тысяч лет.

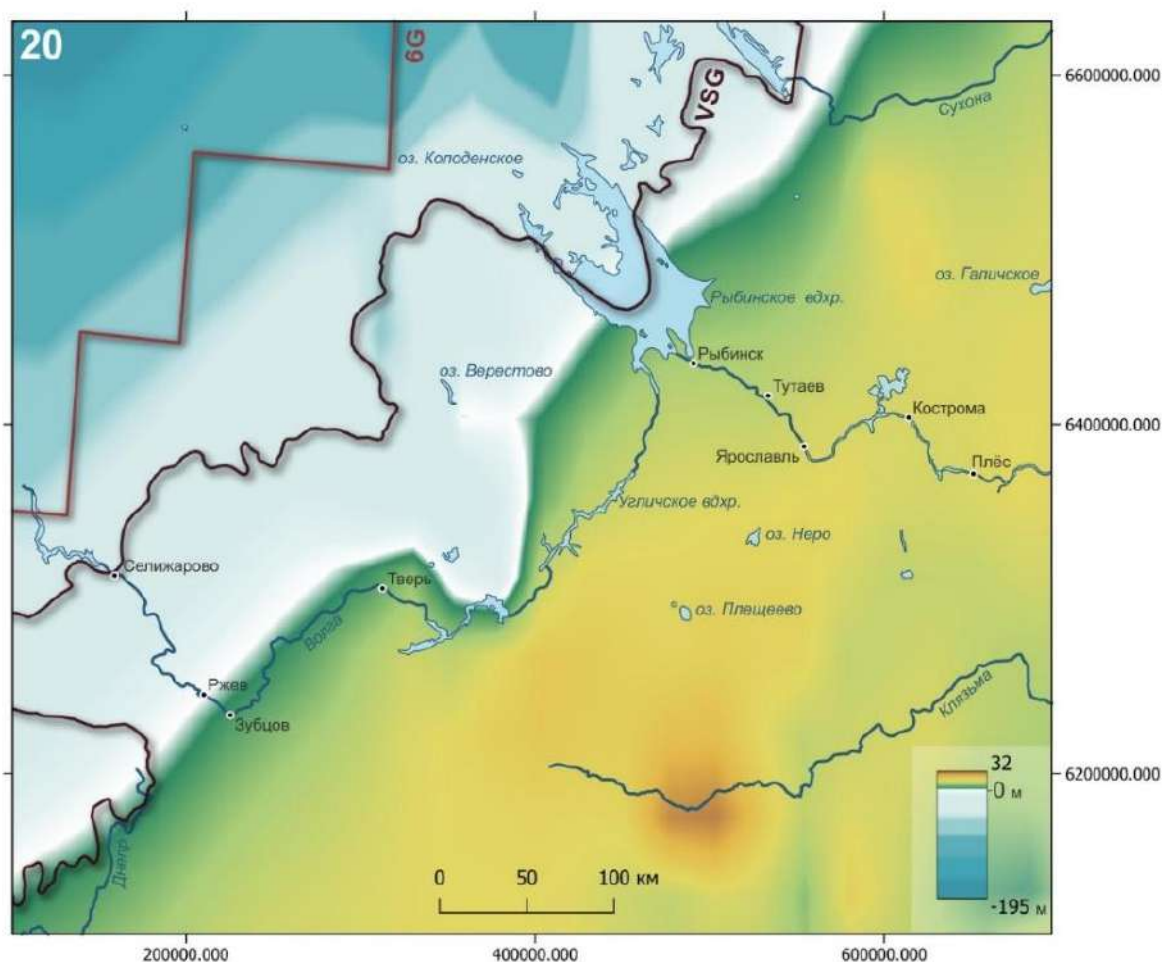


Рис. 4.9. Изменения топографии по данным SELEN 4 с уточненной границей оледенения и с учетом поправки на уровень моря, 20 тыс. л.н., ПЛМ. VSG – граница оледенения по данным (Astakhov et al., 2016), 6G – по модели ICE-6G (Peltier, Argus, Drummond, 2015).

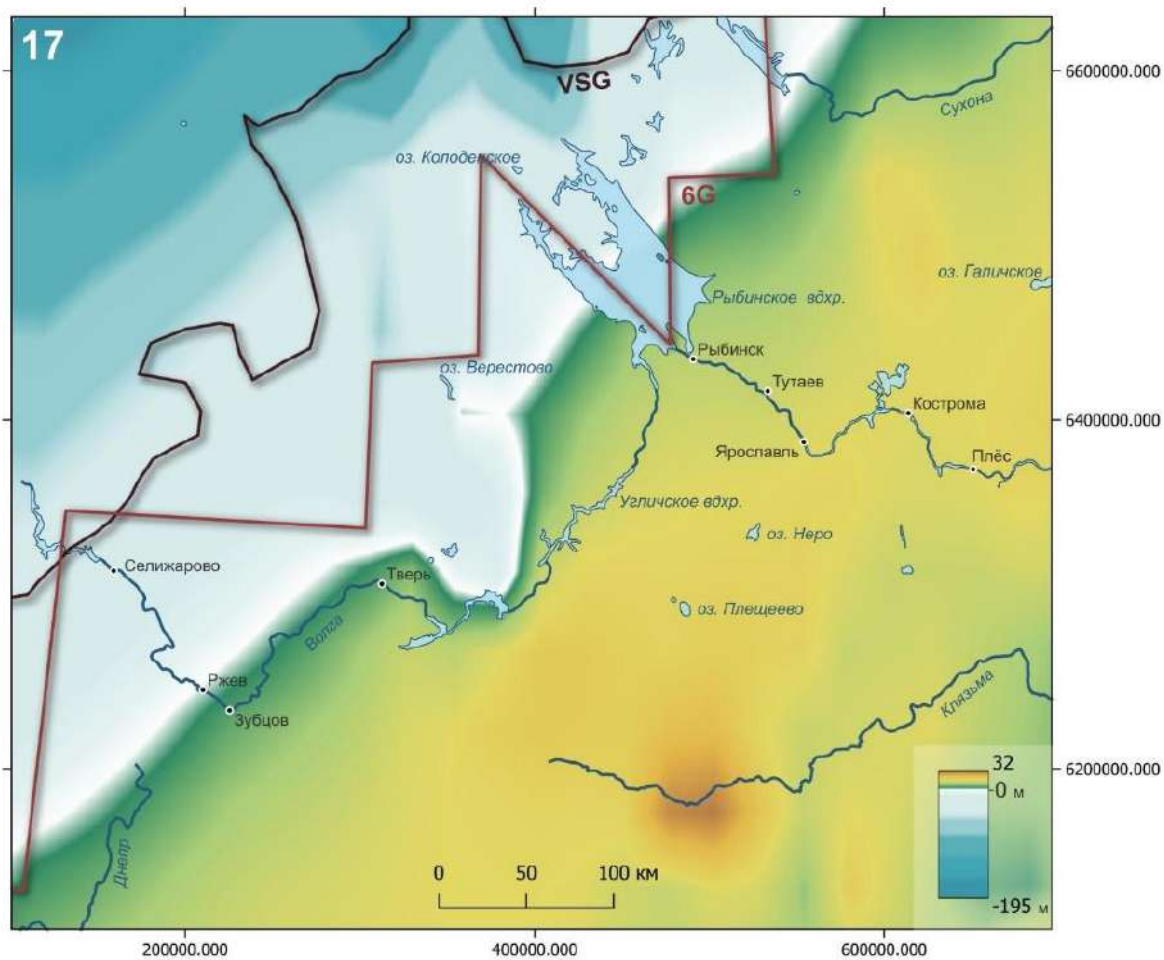


Рис. 4.10. Изменения топографии по данным SELEN 4 с уточненной границей оледенения и с учетом поправки на уровень моря, 17 тыс. л.н., веэсовская стадия.

В новой итерации моделирования с уточненными границами Скандинавского ледникового щита эволюция гляциоизостатических деформаций прослеживается на протяжении последней дегляциации и голоцена. Для этого были созданы схемы изменений топографии для 12, 10, 8, 5 и 1 тыс. л.н. (рис. 4.12). На схеме для 12 тыс. л.н. наблюдается уже существенная миграция приледниковой флексуры вслед за отступающим на северо-запад краем ледника. Приледниковый вал ограничен с северо-запада и юго-востока областями с нулевыми изменениями, его ось сместилась и теперь находится между Тутаевым и Ярославлем, а максимальная высота снизилась до 7–8 м. Максимальное понижение в пределах русла верхней Волги составляет около 12 м. На схеме для 10 и 8 тыс. л.н. наблюдается еще более стремительное понижение максимальных отметок вала: до 2 м, а ось смещается и располагается теперь между Рыбинском и Тутаевым. Максимальное понижение в районе русла составляет 9 м. На схеме для 5 тыс. л.н. практически никаких

изменений по сравнению с современной топографией не наблюдается, а на схеме для 1 тыс. л.н. поле высот схоже с современным.

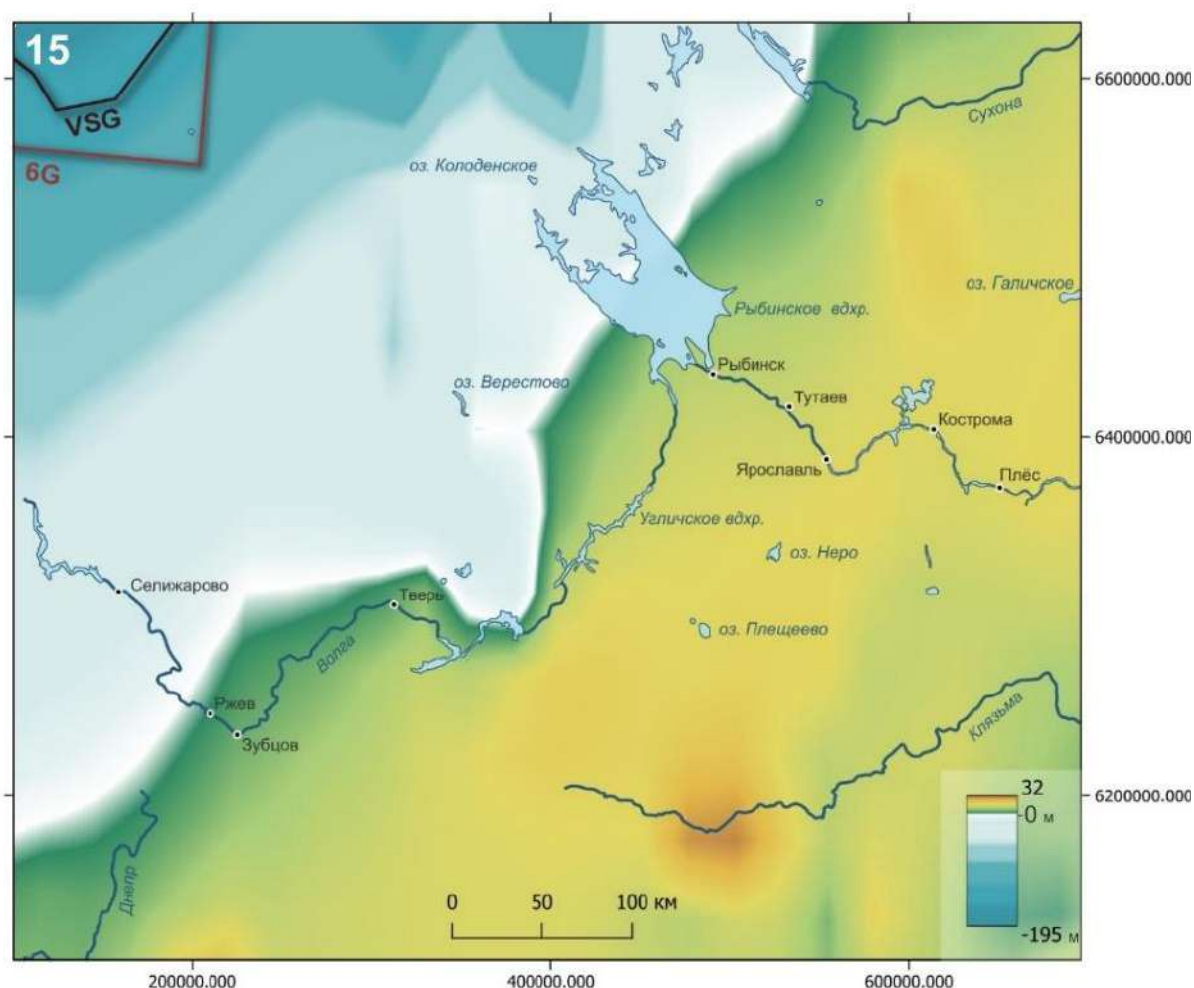


Рис. 4.11. Изменения топографии по данным SELEN 4 с уточненной границей оледенения и с учетом поправки на уровень моря, 15 тыс. л.н., лужская стадия.

Используя продемонстрированные выше данные, мы создали «палео-ЦМР» для временных срезов с шагом в 1000 лет, начиная от 22 тыс. л.н. и заканчивая 1 тыс. л.н. Как и в предыдущей итерации, мы построили продольные профили верхней Волги по каждой из этих «палео-ЦМР», чтобы определить влияние гляциоизостазии на процессы, происходившие в долине, и изучить их эволюцию. Получившиеся продольные профили представлены на рис. 4.13.

Данное сравнение помогает нам увидеть общий тренд изменений, вызванных образованием и эволюцией приледниковой флексуры: опускание верховий верхней Волги и поднятие ее низовий с постепенным обратным поднятием или опусканием соответственно. Более детально изменения профиля можно изучить на рис. 4.14, где представлены профили для временных срезов: 20, 17, 15, 12, 10 и 8 тыс. л.н. На

данном рисунке хорошо читается асинхронность гляциоизостатических поднятий и опусканий. Так, в верховьях Волги наибольший гляциоизостатический прогиб отмечается в ПЛМ (20 тыс. л.н.), а дальше он плавно уменьшается –

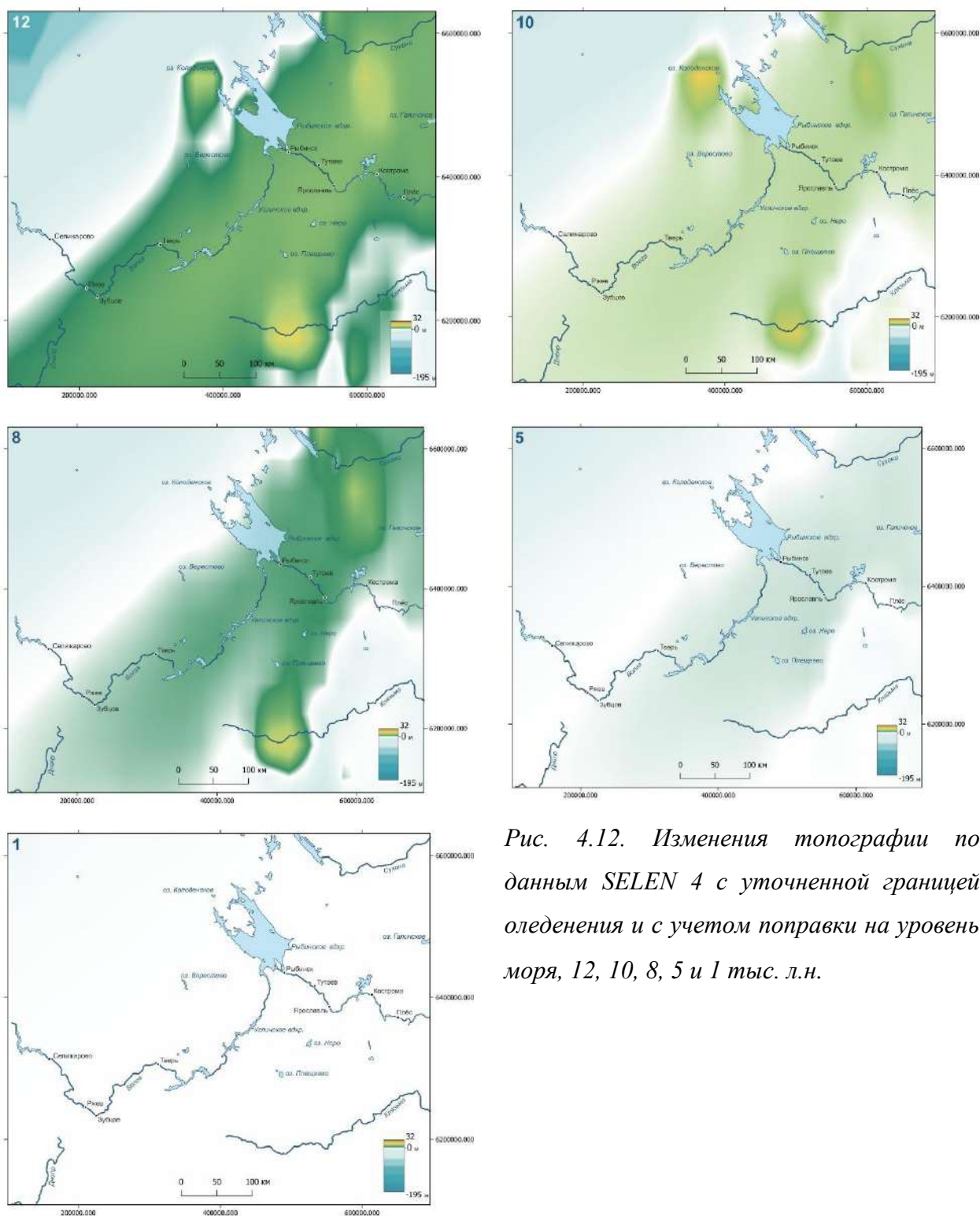


Рис. 4.12. Изменения топографии по данным SELEN 4 с уточненной границей оледенения и с учетом поправки на уровень моря, 12, 10, 8, 5 и 1 тыс. л.н.

русло реки постепенно достигает современных высотных отметок. При этом скорость этой релаксации поверхности Земли меняется со временем: видно, что

между 20 и 15 тыс. л.н., а также между 12 тыс. л.н. и современностью она довольно плавная. В начале дегляциации поверхность поднялась примерно на 10 м за 5 тыс. лет, а после 12 тыс. л.н. – примерно на 12 м за 12 тыс. л.н., т. е. она поднималась со скоростью около 1 м в 1000 лет. Ниже по течению от Ржева на протяжении примерно 100 км русла можно наблюдать область практически нулевых изменений. Область поднятия с уверенностью дешифрируется ниже Дубны. Рис. 4.14 демонстрирует, что своего максимального положения оно достигло с некоторым опозданием от ПЛМ (17 тыс. л.н.), и сохраняло его на протяжении нескольких тысяч лет. Как и в случае с опусканием в верховьях Волги, компенсационное поднятие начало стремительно опускаться после лужской стадии (15 тыс. л.н.) и к 12 тыс. л.н. превышало современный уровень Волги менее чем на 10 м. Также, судя по положению профиля 8 тыс. л.н., в течение второй половины голоцена профиль Волги был очень схож с ее профилем до заполнения водохранилищ.

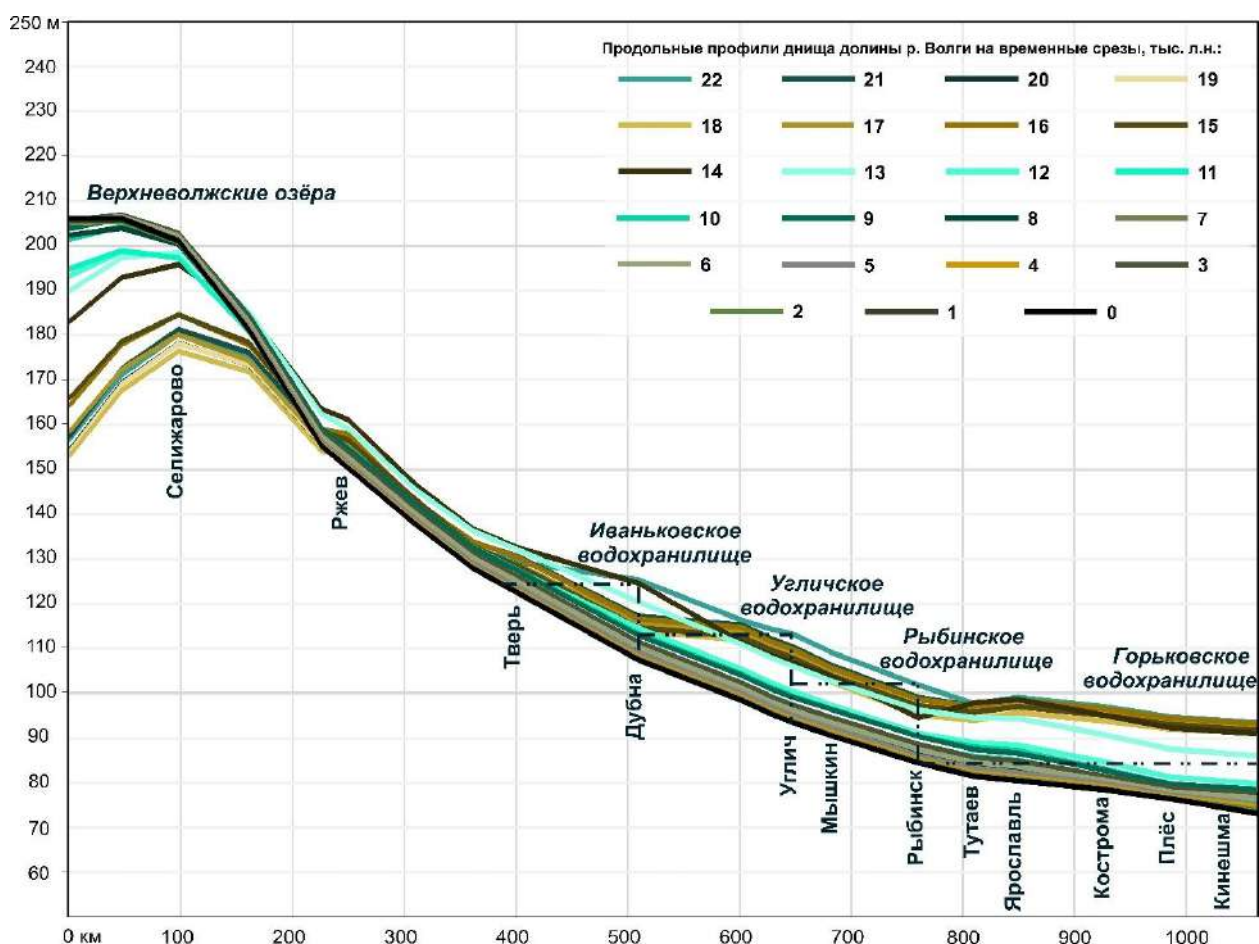


Рис. 4.13. Изменения продольного профиля верхней Волги под влиянием гляциоизостатических деформаций (по данным SELEN 4) с 22 тыс. л.н. до настоящего времени. Современный профиль отражает положение русла до создания водохранилищ и построен с использованием материалов Баранова Д.В. (2023).

Для того, чтобы понять, насколько изменения входных данных о ледниковом щите повлияли на результаты моделирования, сравним профили верхней Волги для даты 17 тыс. л.н., построенные по данным первой и второй итераций моделирования с использованием SELEN 4, а также по данным моделей ICE-5G и ICE-6G. Выбор даты для сравнения обусловлен тем, что именно для этого временного среза наблюдается самое большое различие между границей оледенения в модели ICE-6G и геологическими данными. Сравнение продольных профилей верхней Волги представлено на рис. 4.15. На нем продемонстрировано положение ледника относительно русла верхней Волги в соответствии с двумя версиями границы оледенения. Первая из них (по Gyllencreutz et al., 2007) используется в модели ICE-6G и в первом запуске SELEN 4, а вторая (по Astakhov et al., 2016) – во втором запуске SELEN 4 (см. выше). Граница оледенения, принятая в модели ICE-5G, по всей видимости, близка к границе по Astakhov et al. (2016).

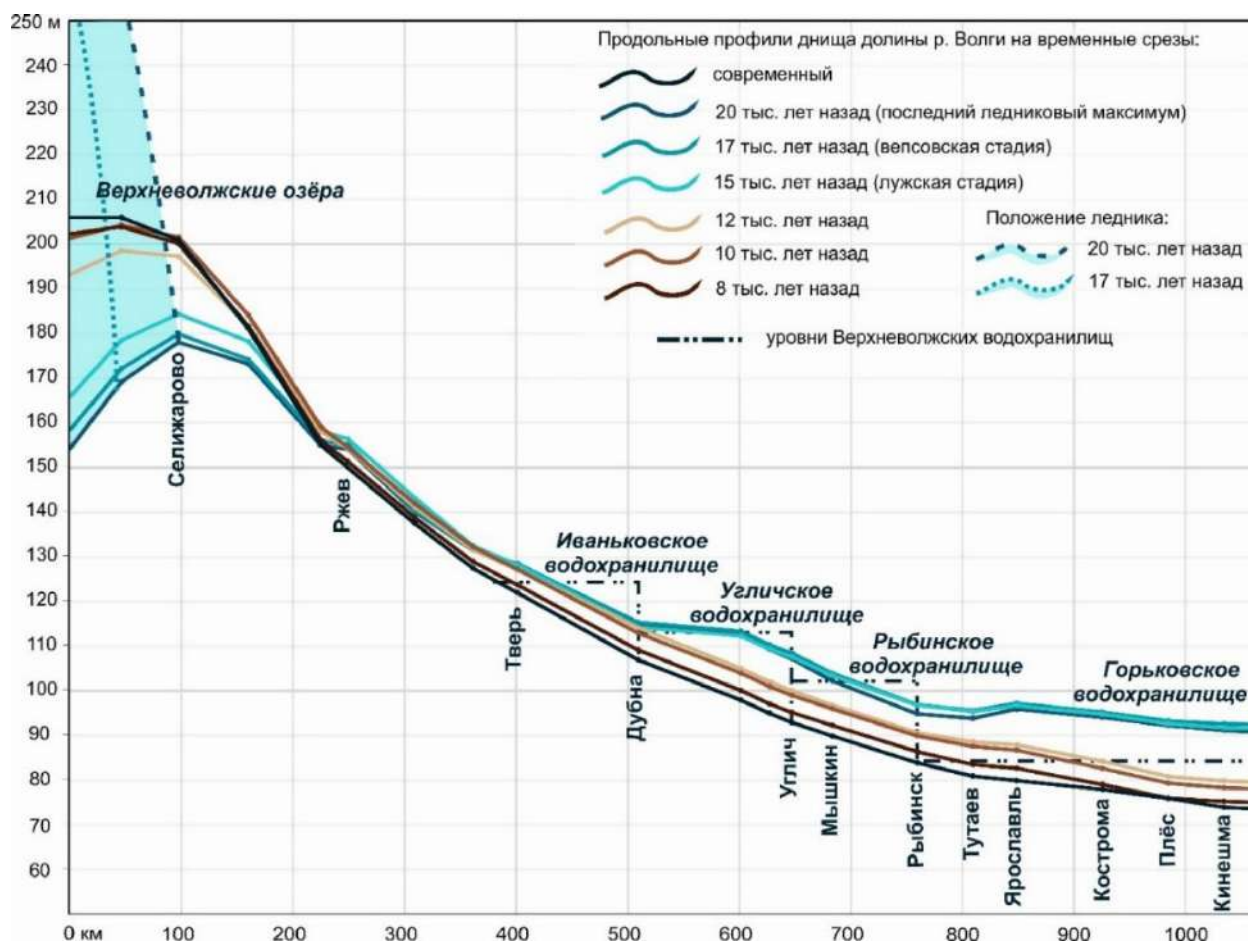


Рис. 4.14. Продольные профили верхней Волги (топография по данным SELEN 4) 20, 17, 15, 12, 10 тыс. л.н. и в настоящее время.

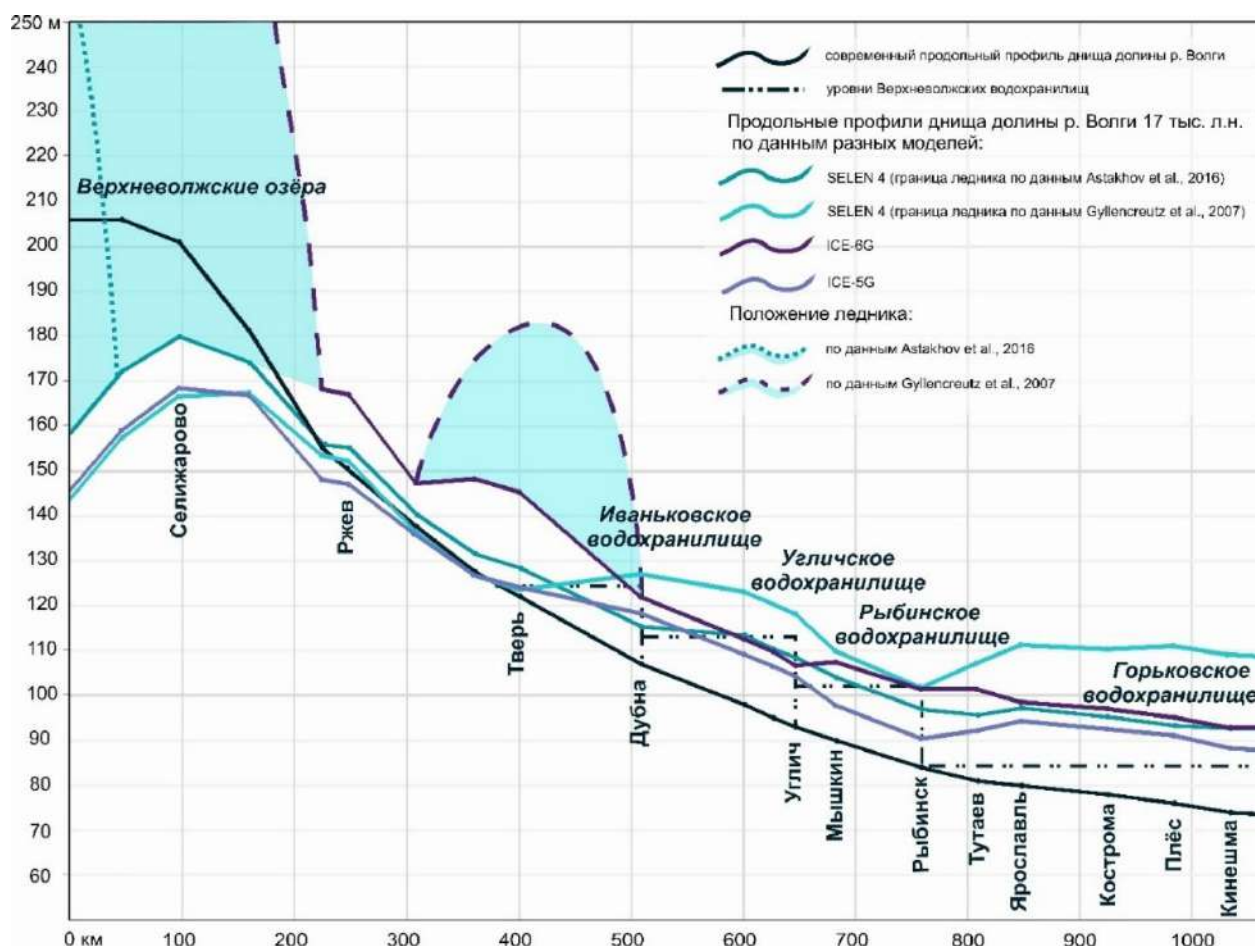


Рис. 4.15. Сравнение продольных профилей верхней Волги, построенных для даты 17 тыс. л.н. по данным ICE-5G, ICE-6G и SELEN 4, моделирование с помощью которого проведено с учетом двух вариантов границ Скандинавского ледникового щита (по Astakhov et al., 2016 и Gyllencreutz et al., 2007).

Данное сравнение наглядно показывает, что реконструкции продольного профиля по всем моделям имеют общие черты: опускание в верховьях верхней Волги и поднятие в низовьях. Положение области «нулевых» изменений везде приходится на район между Ржевом и Тверью. Однако отмечаются также и существенные различия между всеми этими реконструкциями. Так, первая итерация моделирования с использованием SELEN 4 показывает более сильные деформации профиля: как опускание, так и поднятие. В оригинальной версии ICE-6G южная граница оледенения проходит значительно южнее, чем это подтверждается современными данными, в результате чего верхняя часть бассейна верхней Волги ошибочно попадает в зону максимальной ледовой нагрузки. Это приводит к завышению изостатического подъёма земной коры на данном участке и, как следствие, к значительному искажению продольного профиля долины — в частности, к искусственно увеличенной высоте водораздела и недооценке

позднеплейстоценового уклона стока. Скорее всего, это связано с максимальной мощностью ледника, достигнутой как раз в это время по версии Gyllencreutz et al., 2007. Сама модель ICE-6G, данные которой используются в первом запуске SELEN 4, показывает поднятие, близкое по высоте к реконструкции, полученной в результате второго запуска SELEN 4 с актуальной границей оледенения. Величина поднятия по ICE-5G также схожа с этими двумя оценками. Что касается приледникового опускания, его величина по ICE-6G не моделируется, т. к. в реконструкцию изменений топографии в данной модели включена высота ледника. Величина опускания, полученная в результате второго запуска SELEN 4, примерно на 10 м меньше, чем полученная по данным первого запуска и по данным ICE-5G.

Таким образом, рис. 4.15 демонстрирует, что в зависимости от версии модели или границы оледенения мы получаем разные величины гляциоизостатических деформаций, обусловленные различными свойствами ледника и реологии Земли, заложенными в модели. Тем не менее, все реконструкции продольного профиля верхней Волги демонстрируют следование общему тренду изменений: опускание верховий и поднятие низовий. Конкретные величины этих движений имеют расхождения от первых до ~10 м, пространственное положение элементов приледниковой флексуры также не совпадает полностью, однако в общем прослеживается в одном и том же регионе с небольшими расхождениями в контурах. На наш взгляд, данные, полученные нами, убедительно свидетельствуют о характере гляциоизостатических деформаций и их влиянии на продольный профиль верхней Волги: перекося в сторону ледника наблюдался только в верхнем течении, примерно до п.г.т. Селижарово, а весь отрезок Волги от Рыбинска до Плёса находился под влиянием гляциоизостатического поднятия. Подобные изменения профиля подтверждаются всеми моделями вне зависимости от их входных данных. Конкретные величины этих изменений профиля в метрах могут быть установлены приблизительно, т. к. для этого необходимо обладать максимально точными пространственными данными о мощности ледника. На данный момент мы не имеем оснований отдавать предпочтение ни одной из используемых моделей, при этом мы склонны больше доверять результатам, полученным с использованием актуальной границы оледенения.

Глава 5. Строение и история развития долины Волги в Ярославско-Костромском регионе

5.1. Возраст долины Волги

Волга в Ярославско-Костромском регионе в течение последнего столетия изучалась многими специалистами, чьи работы помогли собрать обширный фактический материал о строении ее долины, рассмотренный в предыдущих главах. Многие исследователи отмечали наличие в долине Волги нескольких ступеней террас, формирование которых связывалось с позднеледниковыми циклами эрозии и аккумуляции. Наши исследования строения долины, описанные в предыдущих главах, фокусировались на поиске и верификации надпойменных террас, сборе актуальных данных об их строении и определении возраста слагающих их отложений. На рис. 5.1 приведены все исследованные нами ключевые скважины и обнажения, анализ и интерпретация которых приводятся в данной главе.

Среди изученных внутривалдинных форм рельефа можно выделить те, которые помогают на новой основе решить вопрос о возрасте долины. Одна из наиболее распространенных в литературе гипотез предполагает, что формирование системы стока региона произошло на поздних стадиях последнего оледенения (Квасов, 1975, 1979) в результате блокировки стока валдайским ледниковым щитом и образования системы крупных приледниковых озер (Хавин, 1962; Квасов, 1975, 1979; Шик и Писарева, 1998). Сторонники более древнего возраста долины (Обедиентова, 1964, 1977) считали, что генеральное направление стока на Русской равнине в течение четвертичного периода не менялось. При этом, по мнению всех исследователей, ключевое значение для понимания истории долины верхней Волги имеют узкие и глубокие участки долины у гг. Плёса и Тутаева.

Распространённая среди исследователей точка зрения о формировании долины прорыва у г. Плёса в период или сразу после последнего оледенения (Щукина, 1933; Квасов, 1975) основывается на молодом морфологическом облике данного участка долины, который напоминает ущелье с крутыми склонами и узким днищем (рис. 5.2, 5.3). Ранее в долине прорыва не были

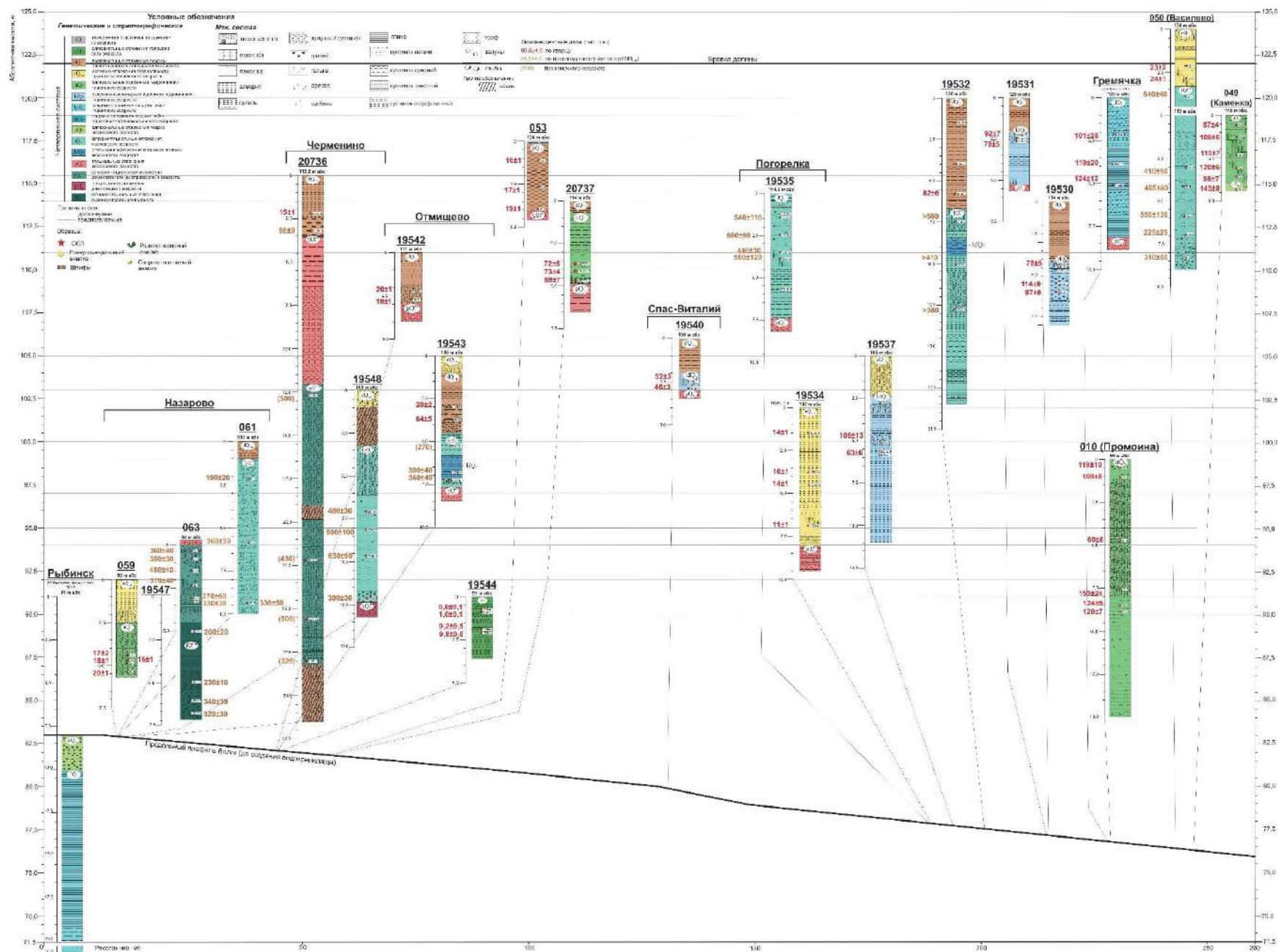


Рис. 5.1. Пространственное и высотное положение ключевых разрезов и скважин, использованных в работе.

описаны аллювиальные отложения, однако их удалось обнаружить в ходе данного исследования. В створе долины у г. Плёса был изучен левый берег Волги, где была обнаружена небольшая террасовидная форма рельефа. Она прислонена к коренному склону долины и занимает приустьевую часть малого притока Волги. Высота площадки террасы – около 20 м над современным урезом. Изучение строения формы показало, что она сложена слоистыми песками аллювиального облика мощностью не менее 15 м. Согласно результатам ОСЛ датирования, возраст аллювия находится в интервале 120–150 тыс. л. (Приложение 4). Вдоль долины Волги терраса на такой высоте не прослеживается, т.е. она имеет локальную природу и представляет, скорее всего, остаток древнего конуса выноса балки, который формировался в результате мощного поступления наносов в ходе врезания балки в высокий и крутой склон долины, сложенный преимущественно межморенными флювиогляциальными песками. Наличие внутри долины малого притока Волги толщи аллювия на столь низкой высоте (20 м над урезом Волги – кровля, 5,5 м – видимая нижняя граница аллювия) свидетельствует о том что долина Волги была выработана как минимум до современной глубины уже на рубеже среднего и позднего плейстоцена (МИС 6 – МИС 5е).

Ниже Плёса долина Волги немного расширяется, но в целом остается довольно узкой (рис. 5.2). На правом берегу в нее впадает р. Сунжа. В ходе исследования этого участка долины был заложен разрез 049, который вскрыл толщу преимущественно песчаных отложений разной степени крупности, с включениями гальки и с участками косой слоистости. Люминесцентный возраст этих отложений варьирует от 145 тыс. до 86,5 тыс. л.н. (Приложение 4), что позволяет считать их несколько моложе, чем отложения, слагающие террасу напротив Плёса, однако начало их накопления пересекается с диапазоном дат террасы. Вероятно, разрез вскрыл аллювиальные отложения надпойменной террасы р. Сунжи, формирование которой происходило в конце среднего – начале позднего плейстоцена и завершилось в раннем валдае.

Существование отложений микулинского возраста на высоте ок. 20 м над современным урезом подтверждается также литературными данными, рассмотренными в Главе 1. На участке долины от г. Костромы до г. Кинешмы известны три разреза, в которых были обнаружены отложения последнего

межледниковья. Они заложены на речных террасах Волги, высота которых схожа либо несколько превышает (на первые метры) высоту террасы у г. Плёса (Borisova et al., 2022). На участках Козловы горы (Щукина, 1933) и Гореславка (Borisova et al., 2022), которые находятся ниже по течению от г. Костромы, описаны аллювиальные отложения, содержащие прослой торфа. Спорово-пыльцевой анализ этих отложений позволил отнести их формирование к микулинскому времени (Писарева и др., 1966; Borisova et al., 2022). В районе г. Кинешмы, ниже по течению от Плёса, изучен разрез, содержащий прослой алевроита, интерпретированный как пойменный аллювий. Обнаруженные пыльцевые спектры также указывают на отложение этого материала в микулинское время (Borisova et al., 2022).



Рис. 5.2. Положение упоминаемых в тексте разрезов и скважин, а также линия профиля А1-А2 (рис. 5.3) в окрестностях г. Плёса.

На основании этих данных можно было бы утверждать, что на всем участке долины Волги от г. Костромы до г. Кинешмы в долине Волги присутствуют участки речных террас, отложения которых были сформированы на рубеже среднего и позднего плейстоцена (МИС 6 – МИС 5е), . Это дало бы основание говорить об этапе аллювиальной аккумуляции в начале позднего плейстоцена и последующем врезании с наступлением валдайской холодной эпохи. Однако такому сценарию противоречат следующие данные:

1. В случае направленной аккумуляции до уровня 20-23 м над современной рекой остатки террасы соответствующей высоты должны были бы хорошо сохраниться в относительных расширениях долины и формировать там отчетливо выраженную аллювиальную поверхность, однако этого не наблюдается. Например, в районе дер. Погорелка в 30 км выше по течению от Плеса (рис. 3.21) эта поверхность аккумуляции должна была бы занимать уровень 100-105 м абс. Однако на профиле по склону морено-камового холма (рис. 3.22), если удалить молодой эоловый чехол, на этом уровне находится пологий склон, сложенный мореной и не перекрытый аллювием. Нет признаков аллювиальной поверхности высотой 20-23 м и на других участках долины.

2. В районе Назаровских карьеров, в 200 км выше по течению от датированного балочного аллювия в долине прорыва у Плеса (разрез 010 Промоина), на дне долины на уровне 94 м абс., или 11 м над рекой, залегает московская морена, не перекрытая более молодым аллювием (разрез 063, рис. 3.12, раздел 3.1.2.2). Кровля балочного аллювия в разрезе 010 находится на уровне 99 м абс., т.е. на 5 м выше. Очевидно, что в районе Назарово поверхность аккумуляции не могла превышать 94 м абс., а на деле гораздо ниже, с учетом существования здесь, занятого еще не заиленным к тому времени озером (разрез Рыбинск, рис. 5.1; см. ниже по тексту). Из приведенных отметок и положения разрезов относительно продольного профиля реки (рис. 5.1) очевидно, что признание аккумуляции мощностью 23 м в долине прорыва у Плеса означает, что на 200-км отрезке река имела обратный уклон, что невозможно.

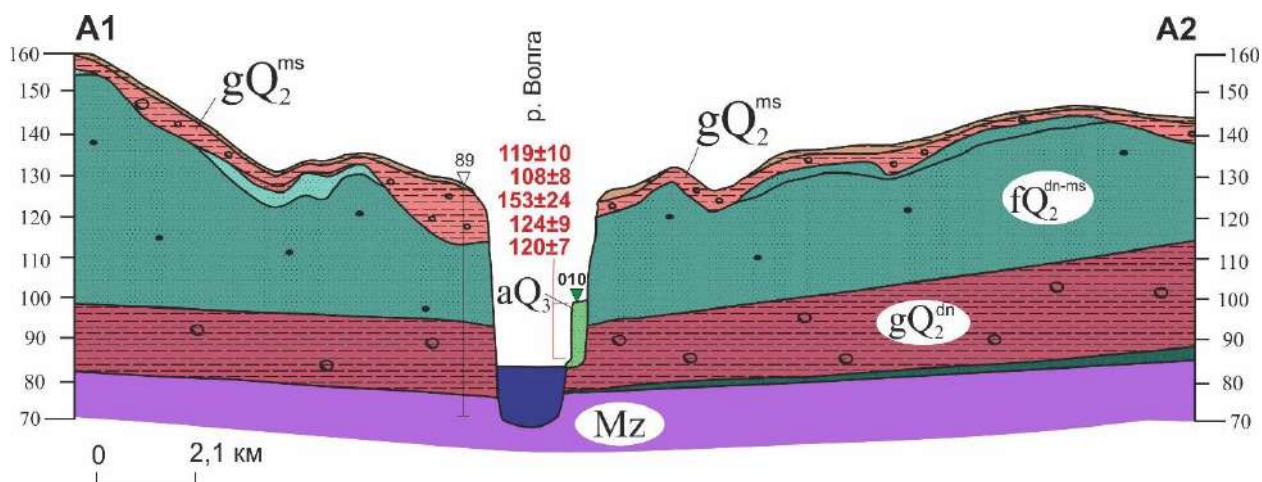


Рис. 5.3. Профиль A1-A2 через долину прорыва у г. Плеса (по Любимовой, 1973, с дополнениями).

Это еще раз доказывает, что разрез 010 отражает лишь локальную аккумуляцию в малом притоке. Локальный охват следует признать и за остальными перечисленными разрезами с микулинскими отложениями. С другой стороны, все они имеют важное значение, показывая, что в микулинское время долина Волги уже существовала и была не менее глубока, чем сейчас.

Еще один участок долины, который предыдущие исследователи называли долинами прорыва и считали, наряду с участком у Плеса, ключевым для понимания времени заложения долины, находится в окрестностях г. Тутаева (рис. 5.4). Нами были получены данные по долине небольшого правого притока Волги – р. Рыкуши, частично протекающей по северной окраине Тутаева. На левом борту ее долины были исследованы отложения, слагающие надпойменную террасу, высота площадки которой составляет 104 м абс (17 м над урезом р. Рыкуши). Люминесцентный возраст террасового аллювия составил 72–88 тыс. л.н., что позволяет отнести формирование этих отложений к ранневалдайскому времени – концу МИС 5–началу МИС 4. Базисом эрозии для р. Рыкуши является р. Волга, и таким образом, ее долина уже должна была существовать к этому времени.



Рис. 5.4. Положение упоминаемых в тексте разрезов и скважин в окрестностях г. Тутаева, а также профиля по линии T1-T2 (рис. 5.6).

Следов существования поздневалдайского озера в долине Волги, которые нашли бы отражение в строении уже существовавшей к тому времени террасы р. Рыкуши, также не было обнаружено. Обнаруженные как в долине Рыкуши, так и на левом склоне долины Волги (Отмищево, рис. 5.6) делювиальные отложения средне-поздневалдайского времени также указывают на то, что к этому времени борта долины уже были сформированы и активно преобразовывались склоновыми процессами.

Согласно литературным данным, вдоль участка от г. Рыбинска до г. Тутаева известно 4 разреза, в которых обнаружены осадки времени оптимальной фазы микулинского межледниковья. Они залегают на высотах 84–86 м абс., что всего на 2–3 м превышает современный урез Волги (Borisova et al., 2022). В створе г. Рыбинска известна скважина, которая демонстрирует всю историю развития этой части долины с позднемосковского до ранневалдайского времени. Ее строение мы рассматривали в разделе 3.1. главы 3. Вскрытые этой скважиной озерные гиттии, алевроиты и глины показывают, что эта часть долины с позднемосковского времени функционировала как озерный водоем, который был заилен к ранневалдайскому времени (Гричук, 1989; Borisova et al., 2022). На остальных участках, где были ранее обнаружены отложения микулинского возраста, они формировались в небольших водоемах на междуречьях, заполняя неровности моренного рельефа. Похожий участок известен и в районе Плёса, где овраг Гремячка вскрыл отложения локального небольшого водоема, не связанного с долиной Волги, существовавшего во время последнего межледниковья (рис. 5.1; Гричук и Гричук, 1959; Borisova et al., 2007).

Таким образом, можно сформулировать **Защищаемое положение 1:**

Основные черты рельефа долины Волги на участке от Рыбинска до Кинешмы, включая долины прорыва у Тутаева и Плеса, сформировались не позднее рубежа среднего и позднего неоплейстоцена.

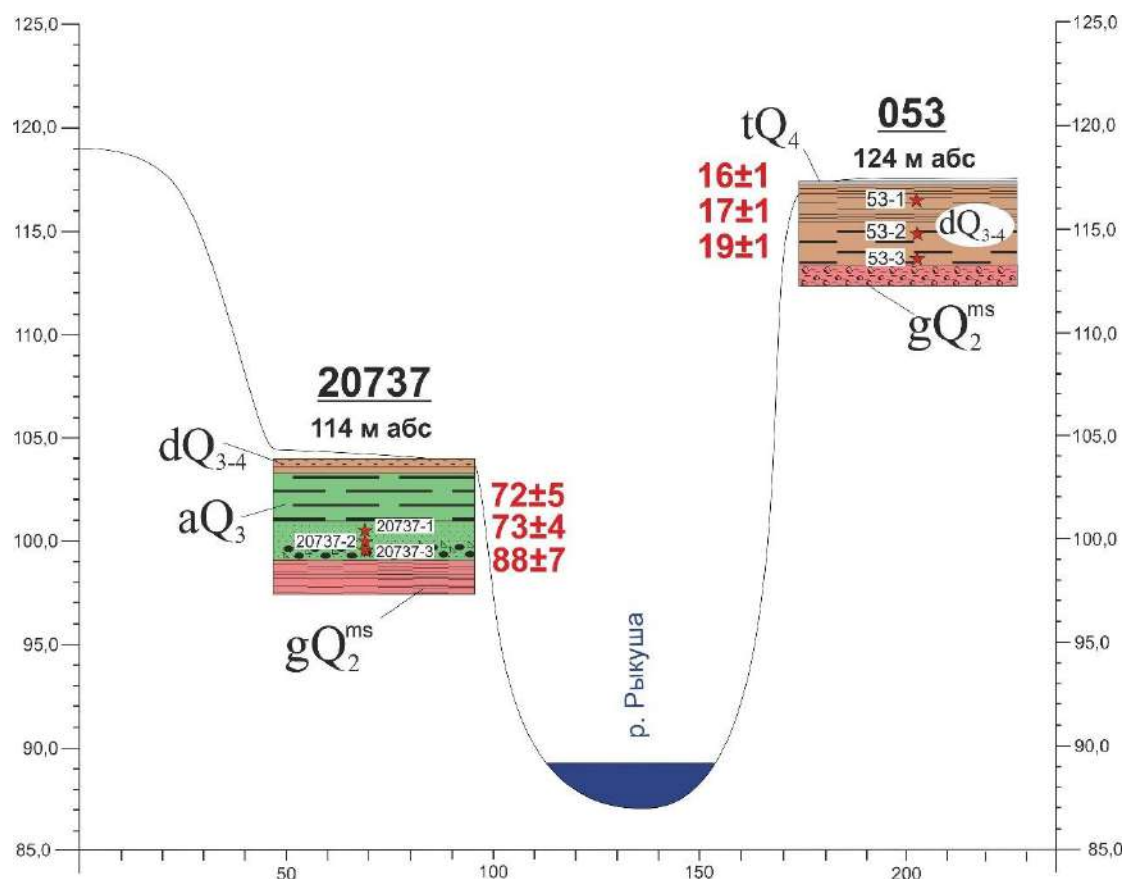


Рис. 5.5. Схематический профиль через долину р. Рыкуша. Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

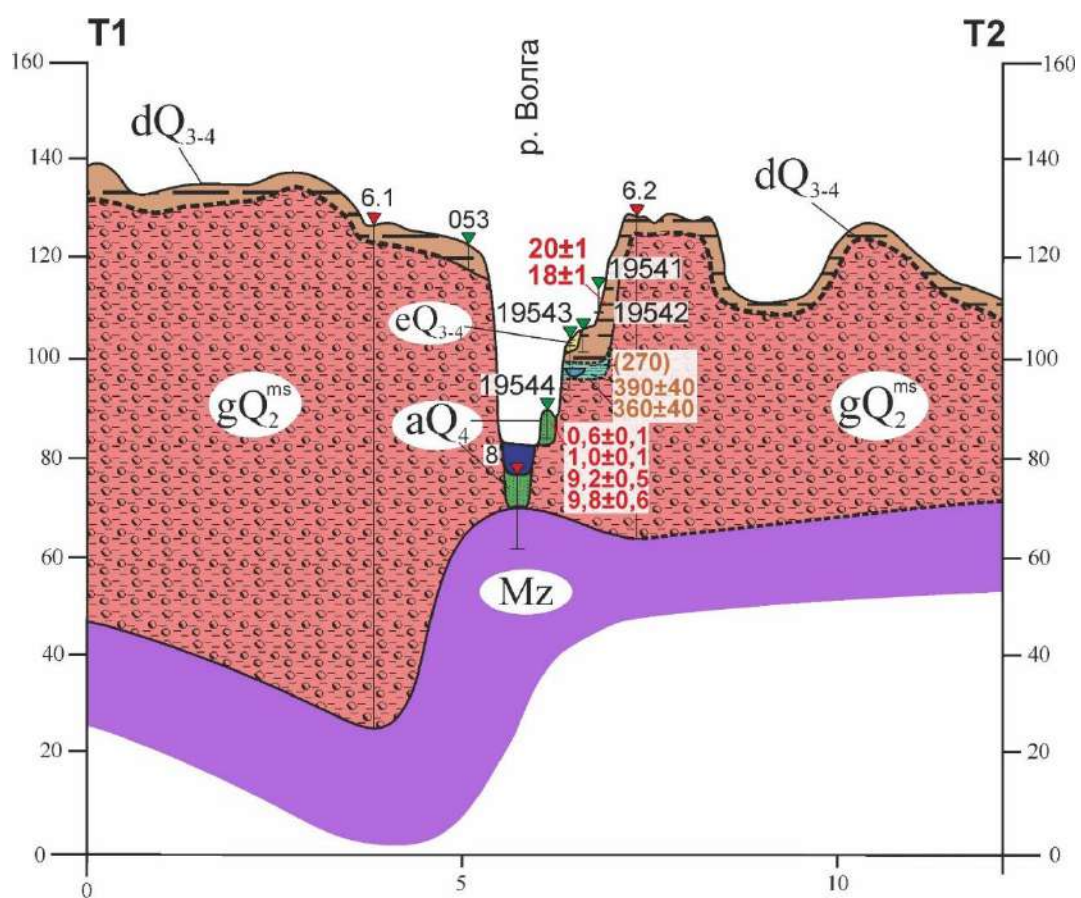


Рис. 5.6. Профиль через долину прорыва у г. Тутаева. Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

5.2. Генезис и возраст разновысотных террас в долине Волги

Строение долины верхней Волги вне участков долин прорыва также важно проанализировать для получения полного представления о ее формировании. В окрестностях г. Рыбинска нами были изучены два ключевых участка: Назарово и Черменино, расположенные на противоположных берегах долины. По фактическим данным полевого изучения этого участка долины был составлен поперечный профиль Волги, иллюстрирующий строение русла реки и берегов (рис. 5.7, 5.8).

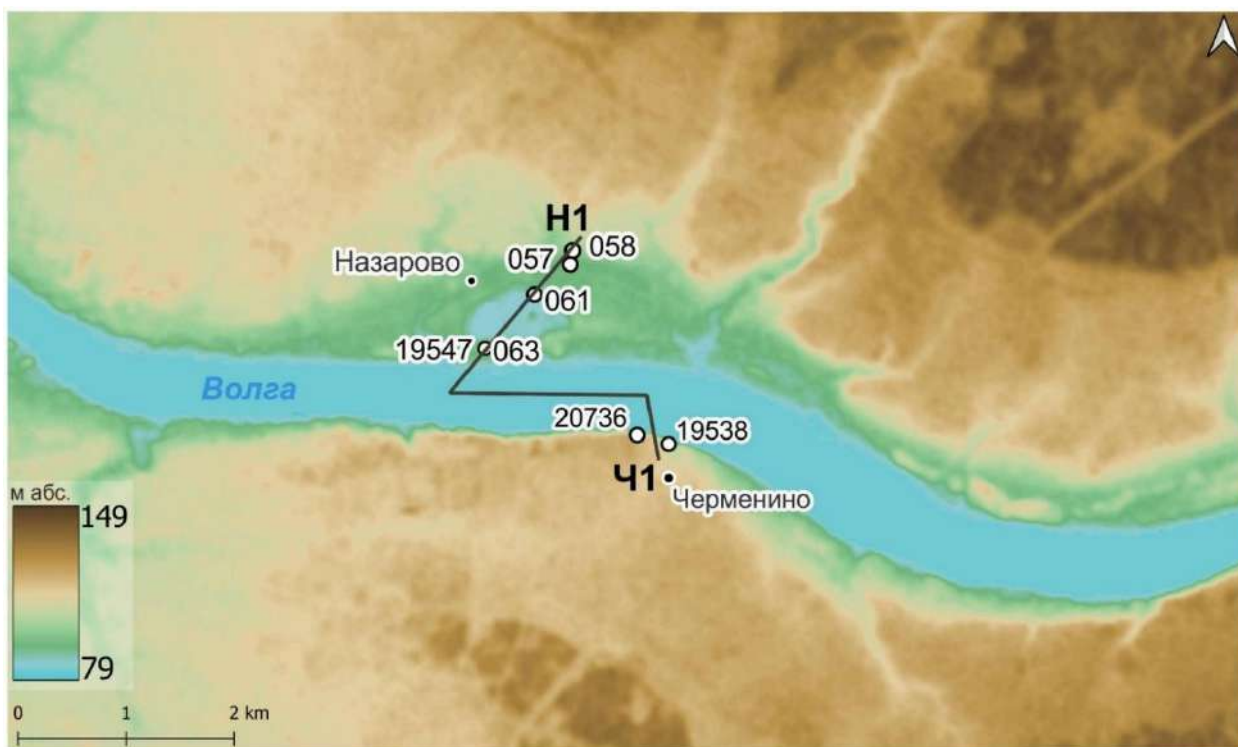


Рис. 5.7. Положение упоминаемых в тексте разрезов и скважин, а также линия профиля Ч1-Н1 (рис. 5.7) в окрестностях г. Рыбинска.

Левый берег долины в настоящее время занят Назаровским карьером, который вскрывает отложения крупной аккумулятивной формы рельефа внутри долины, ширина которой варьирует от нескольких сотен метров до километра. Ее поверхность характеризуется холмисто-грядовым рельефом. В самой дальней части формы были заложены разрезы 057 и 058, где были вскрыты преимущественно склоновые отложения (рис. 5.8). При движении в направлении русла Волги от этих точек поверхность формы полого поднимается, достигая отметки 98 м абс. Для северного края карьера характерно наличие высоких гряд и отдельно стоящих останцов. В одном из таких останцов нами был заложен разрез 061 на стенке южной экспозиции; он вскрыл галечно-валунную толщу с заполнителем из разнозернистого песка с плотными скоплениями валунов размером до 25 см в

диаметре. Даты, полученные из песчаного заполнителя, показали люминесцентный возраст по полевому шпату 190–360 тыс. л.н. (рис. 5.8).

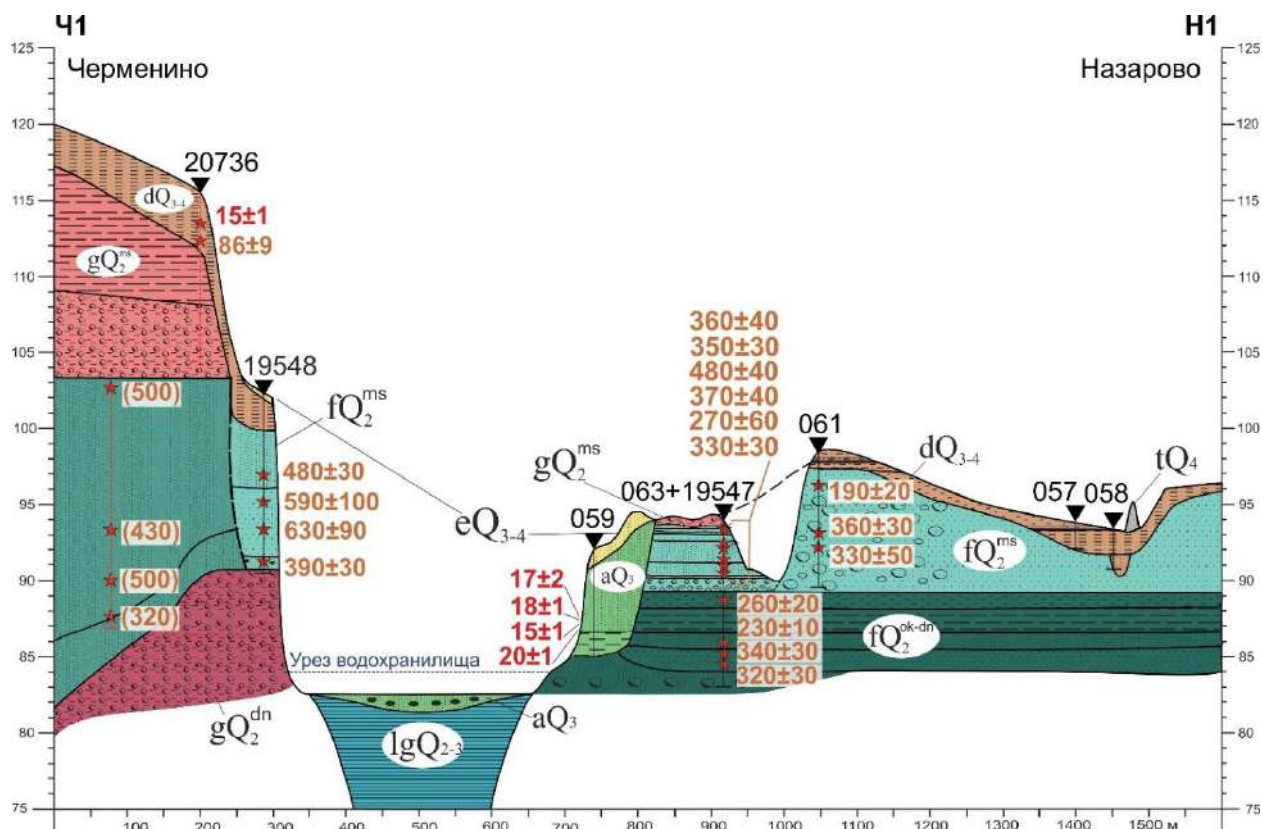


Рис. 5.8. Профиль через долину Волги ниже г. Рыбинска, проходящий через участки Черменино и Назарово. Усл. обозначения см. на рис. 3.4.

Также была изучена южная часть карьера, в стенке которой был заложен разрез 063, продолженный скважиной 19547 (рис. 5.7). Вскрытая толща отложений перекрыта маломощным слоем абляционной морены, под которым залегает песчаная толща с обильными включениями гравия, гальки и валунов, мощностью 4,5 м. Датирование показало, что люминесцентный возраст этих отложений составляет от 270 до 480 тыс. лет, при этом наблюдается большое количество инверсий. Залегающие ниже отложения, вскрытые скважиной 19547, можно разделить на две части: верхнюю – тонкозернистую, с растительными остатками, мощностью ок. 4 м, и нижнюю – грубозернистую, с включениями гравия и крупных валунов. Полученные по образцам из скважины 19547 люминесцентные даты варьируют от 230 до 340 тыс. л.н., при этом демонстрируя меньший разброс, чем в разрезе 063. Спорово-пыльцевой анализ образцов из тонкозернистой части толщи показал, что формирование этих отложений происходило в течение

довольно теплого интерстадиала (Борисова и др., 2022). Приняв во внимание люминесцентные даты, можно отнести формирование этих отложений к МИС 9.

Таким образом, дно долины Волги характеризуется холмистым рельефом, высокими грядами, древними останцами, большим количеством глыб и валунов. Были обнаружены залегающие с поверхности ледниковые отложения и мощные толщи песчаного и алевритового материала, люминесцентный возраст которых превышает 200–300 тыс. лет. Совокупность этих фактов позволяет усомниться в аллювиальной природе этого ландшафта. К нему прислонена невысокая надпойменная терраса Волги, отложения которой были описаны в разрезе 059. Люминесцентный возраст этих аллювиальных отложений относится к позднему валдаю (15–20 тыс. л.н., Приложение 4), что свидетельствует о том, что в данное время в этой части долины развивалось флювиальное рельефообразование.

На правом берегу (Черменино, рис. 5.8) мы обнаружили террасовидную поверхность, строение которой вскрыто разрезом 19548. Высота уступа террасовидной ступени – 17,8 м над урезом. Разрез представлен горизонтально-слоистой песчаной толщей, крупность песков уменьшается снизу вверх по разрезу. Эта толща залегает на морене, а ее верхняя часть (ок. 1 м) переработана эоловыми процессами. Результаты люминесцентного датирования песчаного материала оказались схожи с датами, полученными в Назаровском карьере: люминесцентный возраст отложений лежит в диапазоне 390–630 тыс. лет.

В 260 м выше по течению Волги от точки 19548 был заложен разрез 20736 (рис. 5.8). В этом месте описанная выше террасовидная форма выклинивается. Сам склон круто спускается к реке, бровка его находится на высоте 32 м над современным урезом. Здесь морена оказывается гораздо выше, чем в т. 19548, и слагает верхние 15 м отложений, вскрытых склоном долины. Верхняя часть разреза сложена склоновыми отложениями, по которым получены люминесцентные даты 15 и 86 тыс. л.н. Морена подстилается мощной (более 10 м) песчаной толщей с косой и горизонтальной слоистостью и галечными прослоями, которая также была отобрана на ОСЛ датирование. Удалось определить только минимальный люминесцентный возраст этих отложений, который составил от ок. 300 до 500 тыс. лет. Характер залегания этой песчаной толщи и ее седиментологические

характеристики указывают на то, что она была перекрыта мореной, а не отложена одновременно с ней.

Согласно полученным данным ОСЛ датирования по разрезу 19548, нет оснований утверждать, что разрезом была вскрыта надпойменная терраса Волги. Учитывая, что продатированные отложения залегают выше морены московского возраста, полученные возраста явно удревнены – кроме того, они схожи с минимальным возрастом образцов, полученных из явно подморенных песков в разрезе 20737. Удревнение люминесцентных образцов происходит в результате недостаточной засветки материала. Однако возможность подобной засветки аллювиальных отложений в реке масштаба верхней Волги крайне мала (Murray et al., 2021). Даже в случае недостаточного доступа солнечного света удревнение возраста было бы в масштабах первых тысяч, а не нескольких сотен тысяч лет. Соответственно, аллювиальный генезис отложений данной террасовидной формы опровергается данными люминесцентного датирования.

Таким образом, на обоих берегах внутри долины были обнаружены песчаные аккумулятивные формы, люминесцентный возраст отложений которых в среднем превышает 300 тыс. лет. Часть этих отложений перекрыта мореной, часть залегает стратиграфически выше нее. Единственная аллювиальная форма обнаружена на левом берегу и представляет собой надпойменную террасу высотой ок. 8 м над современным урезом. Возраст ее отложений составляет ок. 15–20 тыс. лет (рис. 5.8).

Ниже по течению верхняя Волга протекает по т.н. долине прорыва. В 4 км выше Тутаева в районе дер. Отмищево был изучен левый берег Волги, в рельефе которого читается несколько площадок, наклоненных в сторону реки. На каждой из них была заложена буровая скважина (19541–19546, рис. 5.4, 5.6). В ходе изучения строения склона обнаружилось, что верхняя часть вскрытых отложений представляет собой склоновый чехол, возраст которого согласно результатам люминесцентного датирования составляет от 64 до 18 тыс. лет. В большинстве скважин сразу под склоновым чехлом залегают ледниковые отложения, за исключением скважины 19543. Выше морены здесь залегает базальный горизонт, который сменяется суглинистой толщей с оторфованными прослоями, перекрытой еще одним грубозернистым слоем. Суглинистые отложения были отобраны на

спорово-пыльцевой анализ, который показал, что эта толща не имеет следов переотложения и накапливалась в сырой низине во время небольшого (межфазального) потепления (Борисова и др., 2022). Люминесцентный возраст этой толщи, а также подстилающих и перекрывающих ее отложений, составил от 270 до 390 тыс. лет. Таким образом, как и в случае вышеописанного участка в районе г. Рыбинска, изученная террасовидная площадка вблизи бровки долины снова не оказалась речной террасой. В прирусловой части склона долины обнаружена другая террасовидная форма, вскрытая разрезом 19544. Возраст ее отложений по данным люминесцентного датирования составил от 10 тыс. до 1 тыс. лет (Приложение 4).

На следующем участке исследования, который расположен на выходе из Ярославско-Костромской низины, на правом берегу долины был заложен буровой профиль в районе деревни Погорелка, вскрывший строение террасовидной формы рельефа (рис. 5.9, 5.10). Ее бровка расположена на уровне 102 м абс. В скважине 19534, заложенной на этой форме, на глубине 9,5 м обнаружена морена, выше которой над небольшим прослоем делювиального материала залегает толща эоловых алевроитов около 6,5 м мощностью. Залегание этих отложений прослеживается вверх по склону в соседних скважинах. Если бы алевроитовые отложения представляли собой пойменный аллювий, они должны были бы залегать горизонтально и выклиниваться вверх по склону. Однако вместо этого было обнаружено, что во всех трех скважинах (20738, 20739, 20740) алевроиты слагают верхние части керна и покрывают плащом весь склон, выклиниваясь вблизи вершины холма. Возраст основной части толщи по данным люминесцентного датирования составляет 13–16 тыс. л.н., а возраст самого верхнего прослоя – 10,7 тыс. л.н., что дает представление о времени активизации эоловых процессов в долине Волги (рис. 5.9).

Второй уровень, выделяющийся на данном склоне долины, расположен на высоте 114,5 м абс. Он представлен холмом, на вершине которого была заложена скважина 19535 (рис. 5.9). Холм сложен преимущественно песчаным материалом с включениями гравия и гальки, отделенным от нижележащей морены прослоем суглинка. Люминесцентный возраст отложений, слагающих холм, составляет 440–660 тыс. лет. Результаты гранулометрического анализа этих отложений показали,

что материал перемещался в активном водном потоке и был хорошо отмыт. Надморенный суглинистый прослой был отобран на спорово-пыльцевой анализ, который показал, что обнаруженные пыльцевые спектры практически точно соответствуют образцам в основании описанной выше скважины 19543 (Борисова и др., 2022). Скорее всего, эти отложения формировались в схожих условиях (осадконакопление в локальном понижении) и, возможно, примерно в одно и то же время (межфазальное потепление).

Таким образом, на данном участке также не удалось обнаружить следов надпойменных террас верхней Волги. Вскрытые скважиной 19535 отложения по данным люминесцентного датирования и спорово-пыльцевого анализа не могут являться аллювием верхней Волги, а террасовидная форма рельефа, вскрытая скважиной 19534, сложена преимущественно эоловыми отложениями, подстилающимися мореной.

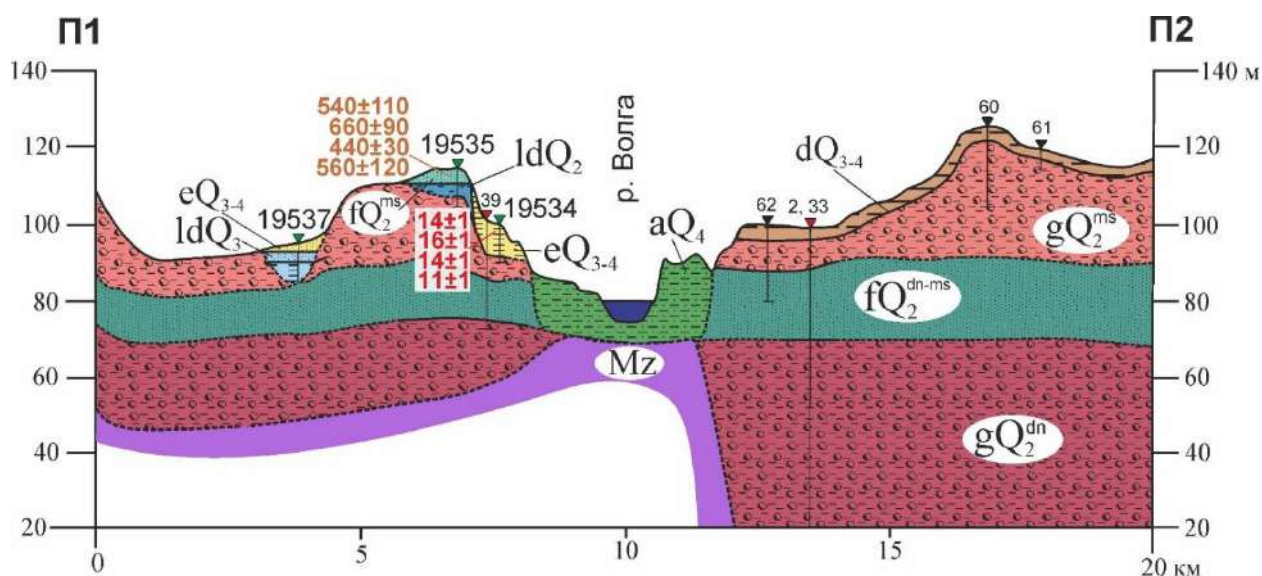


Рис. 5.9. Поперечный профиль долины р. Волги и междуречий в створе дер. Погорелка.

Положение профиля показано на рис. 5.10. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

На этом же поперечном профиле Волги нами была изучена часть междуречья (скважина 19537, 95 м абс., рис. 5.9), которое представляет собой участок возвышенности, пересекаемый серией слепых ложбин. Вскрытые отложения представлены суглинистым материалом с прослоями торфа и тонкого песка. Согласно результатам ОСЛ датирования, эта толща была сформирована в раннем валдае – по ней получены даты 66 и 105 тыс. л.н. Верхняя часть отложений переработана эоловыми процессами. Полученные данные свидетельствуют о том, что в изученном понижении в валдайское время накапливались озерные осадки.

Эта ложбина замкнута и не связана с долиной Волги, соответственно, это озеро было сформировано местным стоком и также не сообщалось с долиной. Из этого можно сделать вывод, что, коль скоро на такой небольшой высоте существует понижение, в главной долине не может быть террас выше этого уровня – иначе вода будет стекать в эту ложбину, свидетелств чего нами не обнаружено.

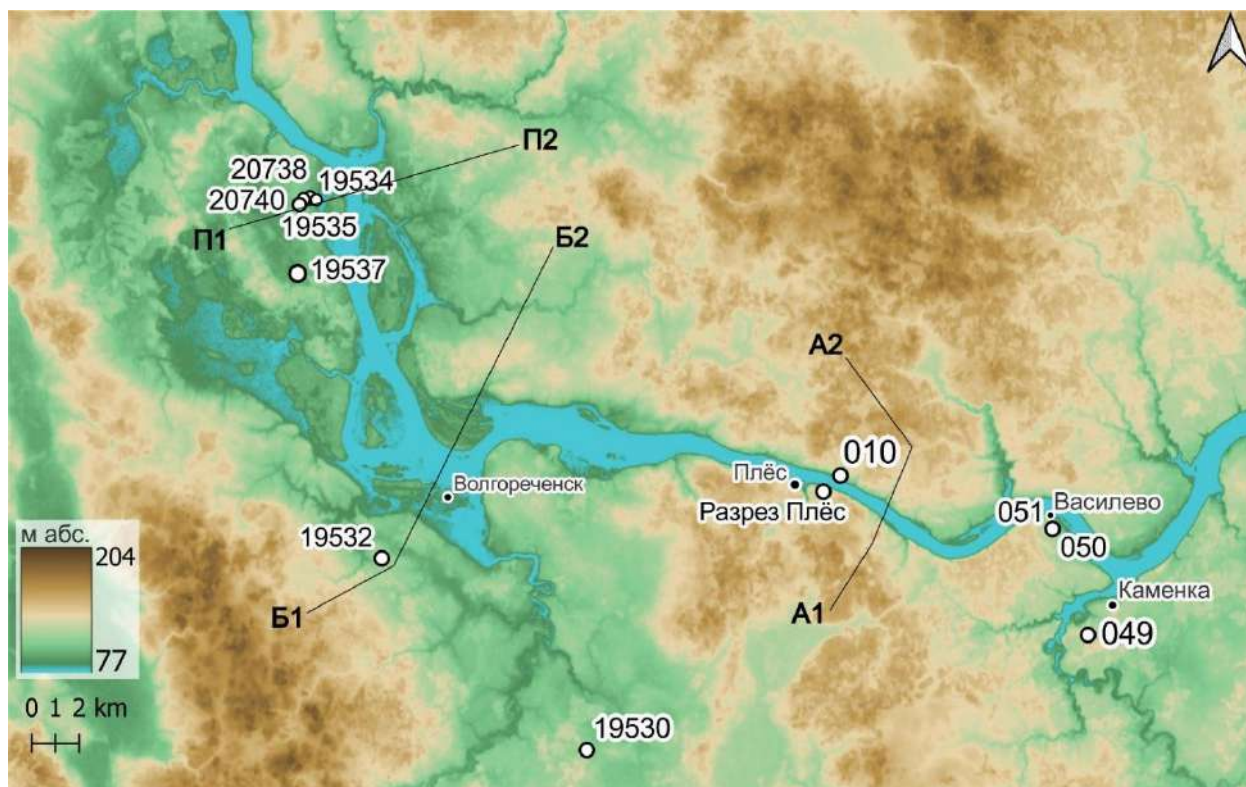


Рис. 5.10. Положение упоминаемых в тексте разрезов, скважин и профилей в районе г. Плёса.

Еще один поперечный профиль Волги был построен нами непосредственно перед началом долины прорыва у г. Плёса преимущественно по архивным данным (рис. 5.11). На этом профиле в оригинальной интерпретации (Большакова, 1963) реконструировались два уровня террас: низкая аллювиальная и высокая озерная. Высота площадки последней здесь должна составлять 120 м абс. На этом высотном уровне на площадке террасовидной формы нами была заложена скважина 19532. Пройденная мощность отложений составила 18,5 м, при этом кровля морены не была достигнута. Толща вскрытых отложений состоит из чередования суглинистого, алевритистого и песчаного материала, местами с тонкой горизонтальной слоистостью. Верхняя часть отложений характеризуется преобладанием крупного алеврита и является делювием. Люминесцентная дата, полученная из данного слоя, показывает ранневалдайский возраст (81,6 тыс. л.н.).

Ниже делювия состав отложений схож с отложениями скважины 19535. Спорово-пыльцевой анализ тяжелого суглинка и алеврита из этой части скважины 19532 показал аналогичные скв. 19535 и 19543 результаты – судя по всему, эти отложения также сформировались в локальном понижении в одно из интерстадиальных потеплений. Конечный возраст ОСЛ образцов, отобранных из этой части скважины и ниже, определить не удалось – полевой шпат находится в насыщенности, что позволяет нам оценить только минимальный люминесцентный возраст, который составил от 380 до 560 тыс. лет. Полученные даты являются удревненными, и в совокупности с обнаруженным составом отложений данную террасовидную форму нельзя отнести ни к озерным, ни к аллювиальным террасам долины верхней Волги.

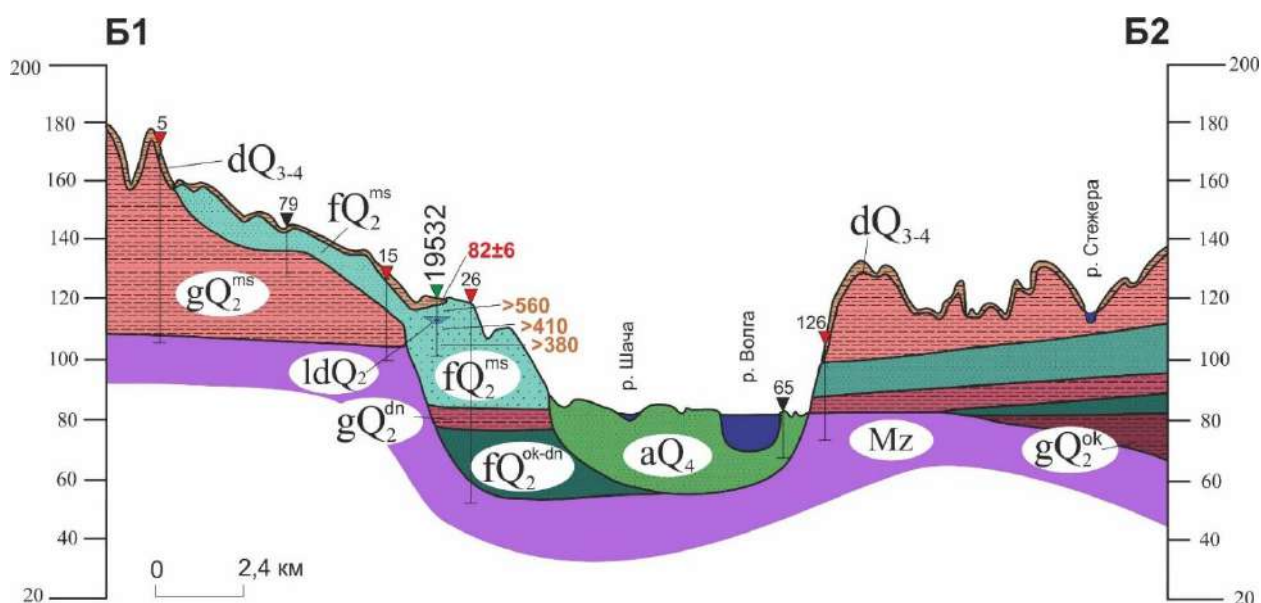


Рис. 5.11. Профиль выше долины прорыва у г. Плёса по Большаковой (1963) с дополнениями. Положение профиля показано на рис. 5.9. Условные обозначения см. на рис. 3.4.

Примерно в 10 км ниже по течению от Плёса сразу после долины прорыва русло Волги формирует крупную излучину, в шпоре которой отмечается еще одна аккумулятивная форма. Заложённые в ней совмещенные разрезы 050 и 051 вскрыли мощную толщу песчаных отложений с включениями гравия, гальки и валунов и со следами косой слоистости. Люминесцентный возраст верхней части толщи, переработанной эоловыми процессами, составляет ок. 23 тыс. л.н., т.е. несколько древнее эоловых отложений в скв. 19534. Люминесцентный возраст основной части толщи, седиментологическая характеристика которой указывает на

осадконакопление в мощном водном потоке, составляет в среднем 400–500 тыс. л.н., тем самым попадая в общую совокупность древних отложений, выполняющих долину верхней Волги. Морена в этом разрезе не обнаружена.

Таким образом, на протяжении всего изученного отрезка верхней Волги от г. Рыбинска до г. Плёса внутри долины регулярно встречаются отложения, явно сформировавшиеся в обстановке водного потока, люминесцентный возраст которых превышает 200–300 тыс. лет. Некоторые из этих отложений перекрыты мореной, некоторые залегают над ней. Как уже отмечалось выше, в речной системе масштаба верхней Волги настолько сильное удревнение аллювиальных отложений вследствие плохой засветки невозможно. При этом люминесцентный возраст этих отложений стратиграфически не согласуется с их надморенным залеганием, как в случае скважин 19548, 19543, 19535, 19532 и разрезов 061, 050, 051 – полученные люминесцентные даты гораздо старше времени последнего для данной территории московского оледенения. Подобные отложения не могли сохраниться *in situ* и не быть при этом перекрыты мореной. Подробный анализ полученных результатов люминесцентного датирования этих отложений, приведенный в следующем разделе, позволит получить больше информации об их происхождении.

5.3. Люминесцентный возраст отложений и его соотношение со временем седиментации

Важной особенностью люминесцентного датирования является возможность получения дополнительной информации об исследуемых отложениях. Это связано с тем, что люминесцентный сигнал в зернах кварца и полевого шпата накапливается и удаляется в ходе циклов осадконакопления – соответственно, на основании полученных в ходе датирования данных мы можем получать сведения о характере перемещения осадка. Это помогает определить, в том числе, достоверность люминесцентных дат. Как уже говорилось в Главе 2, основной проблемой метода ОСЛ является удревнение возраста, которое происходит из-за недостаточного экспонирования зерен кварца и полевого шпата солнечному свету (недостаточное обнуление). Т.к. отложения попадают на солнце во время этапа перемещения, от характера их движения, т.е. среды, в которой они перемещаются, зависит, насколько качественно удалится люминесцентный сигнал, накопленный в зернах за время нахождения отложений в состоянии захоронения. Если в ходе

перемещения зерна пробыли на солнечном свете очень мало, или вообще не засветились, это отразится на полученных данных о люминесцентном сигнале.

Чтобы понять, что происходило с отложениями до момента отбора, и оценить качество их обнуления, необходимо обращаться к различным способам анализа информации о люминесцентном сигнале. Ключевую роль в анализе качества засветки материала играют физические свойства кварца и полевого шпата, а именно – разница в скорости опустошения ловушек их кристаллических решеток. Известно, что зерна кварца обнуляются гораздо быстрее, чем зерна полевого шпата (Murray et al., 2012). Сложность строения последних заключается еще и в том, что в их кристаллической решетке существуют разные уровни ловушек, скорость обнуления которых последовательно изменяется от быстрой до медленной. Эти уровни разделяются по величине температуры, при которой происходит удаление люминесцентного сигнала: чем выше температура, тем сложнее опустошить ловушку. Так, сигнал IR_{50} , измеряемый во время облучения зерен полевого шпата ИК светом при температуре $50^{\circ}C$, обнуляется одним из первых при экспонировании солнечному свету, а для обнуления сигнала $pIRIR_{290}$, измеряемого при температуре $290^{\circ}C$, требуется гораздо больше времени. Так, когда уровень люминесценции кварца снижается до 5% от его исходного уровня (после 10-секундного нахождения на свету), IR_{50} все еще остается на уровне 60% от первоначального, а $pIRIR_{290}$ – на 98% (Murray et al., 2012). Если переходить на уровень характера перемещения материала, то из этого следует, что идеальными условиями для полной засветки всех сигналов будут такие, когда время нахождения отложений на солнце позволяет засветиться всем зернам и всем уровням ловушек в кристаллической решетке. Напротив, если материал двигается быстро или в условиях ограниченного экспонирования солнечному свету, нельзя ожидать полного удаления накопленного в предыдущем цикле осадконакопления люминесцентного сигнала.

В ходе данного исследования было получено большое количество древних дат внутри долины, которые создают прямое противоречие с известными геологическими данными. Согласно современным представлениям о положении максимальной границы московского оледенения (Astakhov et al., 2016), в долине Волги, которая находится внутри ареала распространения московского ледника, не

могло сохраниться отложений старше МИС 6. Соответственно, даты, полученные по этим отложениям, должны быть удревленные. Тогда непонятно, каким именно был механизм их отложения – по седиментологическим данным, они были отложены в водных потоках разной скорости. Известно, что водноледниковые отложения могут отличаться плохой засветкой зерен в случае, если их перенос происходил в подледных условиях или при очень больших скоростях на небольшие расстояния (Thrasher et al., 2009). Однако не совсем понятно, насколько подобный механизм перемещения реалистичен в наших равнинных условиях, где, в отличие от горных, сильно меньше предпосылок для образования быстрых и непротяженных водных потоков.

В любом случае, было бы некорректно утверждать, что даты удревлены, без исследования их люминесцентных характеристик. Одним из способов обнаружения плохой засветки является сравнение возрастов по различным сигналам (ОСЛ, IR_{50} , $pIRIR_{290}$ и т.д.). Между уровнями люминесцентного сигнала в разных зернах и ловушках в одном образце существуют определенные соотношения, которые происходят из разницы в скоростях засветки (см. выше, Murray et al., 2012). Прежде всего исследователи смотрят на соотношения дат по полевому шпату и кварцу. Такие соотношения для образцов, возраст которых удалось оценить по обоим минералам, отражены и в данном исследовании (Приложение 4). Однако для древних образцов оценка возраста по кварцу отсутствует, т.к. накопленный в нем люминесцентный сигнал уже достиг состояния насыщения. Учитывая, что оба исследованных сигнала полевого шпата обнуляются с разными скоростями, их сравнение также может использоваться для анализа степени засветки образцов. Отметим, что из-за аномального затухания соотношения, равного единице, между этими двумя возрастами не будет, и возраста по IR_{50} будут стремиться к насыщению раньше, чем возраста по $pIRIR_{290}$, также из-за затухания. Тем не менее, если между ними наблюдается плавная и предсказуемая зависимость, это означает, что оба сигнала были засвечены в одинаковой степени (Buylaert et al., 2013; Yi et al., 2016; Utkina et al., 2022; Panin et al., 2024; Utkina et al., 2024).

Полученные древние даты можно разделить на две категории: не перекрытые мореной (надморенные) и залегающие под ней (подморенные). Возраст образцов из второй группы не противоречит их стратиграфическому

положению, что делает его более достоверным, чем возраст образцов из первой. Тем не менее, как и в случае с любыми люминесцентными датами, существует вероятность их неполного обнуления. В группу подморенных образцов были добавлены еще несколько из другого участка верхней Волги, который находится выше по течению от Рыбинска, и рассматривается в кандидатской диссертации Д.В. Баранова (2023). В тексте диссертации рассматриваются несколько разрезов с подморенными песками, продатированными методом ОСЛ (Приложение 5). Они были добавлены в группу подморенных дат для получения более представительной выборки.

На рис. 5.12 показано сравнение возрастов по сигналам IR_{50} и $pIRIR_{290}$ для под- и надморенных песков. На верхнем графике точки окрашены в разные цвета в зависимости от скважины или разреза, откуда были отобраны образцы, тогда как на нижнем графике различие сделано по генезису (надморенные и подморенные отложения), а также добавлена регрессионная линия. Большинство точек на графиках сосредоточены в районе 400 тыс. л.н. по $pIRIR_{290}$. Возраста >500 –600 тыс. лет встречаются реже и сопровождаются большими погрешностями. Можно обратить внимание, что в диапазоне 200–400 тыс. лет данные распределены более равномерно, а в более древней части (>450 –500 тыс. лет) они начинают сильнее расходиться. В целом по графикам видно, что надморенные отложения (чёрные точки) и подморенные (белые точки) имеют схожий общий тренд, но подморенные в среднем дают более молодые даты (в основном до 300–350 тыс. лет), а надморенные встречаются как в молодом диапазоне, так и в области более древних возрастов (400–600 тыс. лет).

В общем массиве дат есть несколько молодых, возраст которых удалось установить по всем сигналам и достоверность которых не вызывает сомнений (Приложение 4, обозначены буквой *w* как хорошо засвеченные). Посмотрим, насколько хорошо согласуются с ними даты по под- и надморенным пескам. Эти сравнения представлены на рис. 5.13А и Б, соответственно.

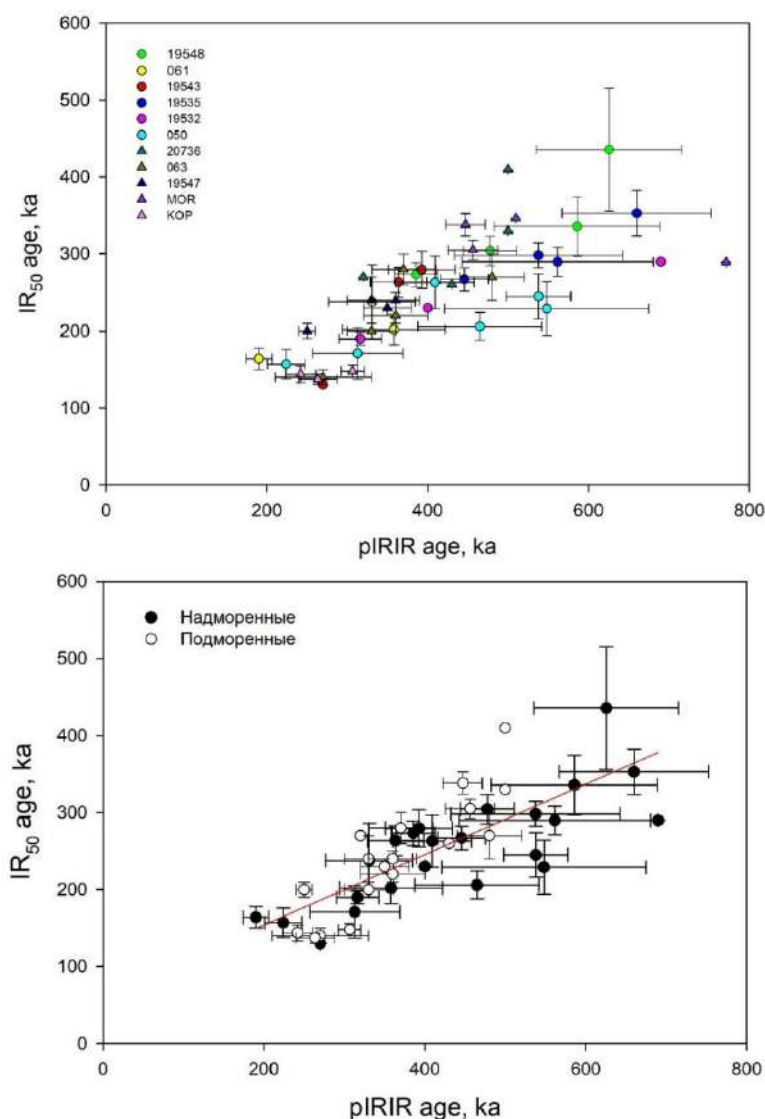


Рис. 5.12. Сравнение дат, полученных по сигналам IR_{50} и $pIRIR_{290}$ для подморенных и надморенных отложений долины верхней Волги.

Распределения обоих массивов данных описаны регрессионными линиями. На рис. 5.13А древние даты почти идеально ложатся на общую линию с молодыми, хоть и с некоторым разбросом. Это значит, что IR_{50} возраст здесь предсказывается через $pIRIR_{290}$ без значительных отклонений. Не полностью засвеченные сигналы $pIRIR_{290}$ должны значительно отклоняться вправо от линии, описывающей совокупность данных, но здесь подобное не наблюдается. Некоторый разброс данных ожидаем и объясняется особенностями зерен полевого шпата: их внутренней скоростью накопления дозы и аномальным затуханием сигналов IR_{50} . На рис. 5.13Б, где представлены молодые и древние надморенные даты, видно несколько отличающуюся последовательность данных, которая описывается уже не линейной, а экспоненциальной регрессией. Тем не менее, для молодых образцов

IR_{50} и $pIRIR_{290}$ возраста связаны почти линейно, без значительных отскоков, что подтверждает их хорошее засвечивание. Для древних дат IR_{50} возраст систематически ниже, чем $pIRIR_{290}$, и их соотношение становится нелинейным. Это говорит о том, что древние образцы засвечивались не так, как молодые.

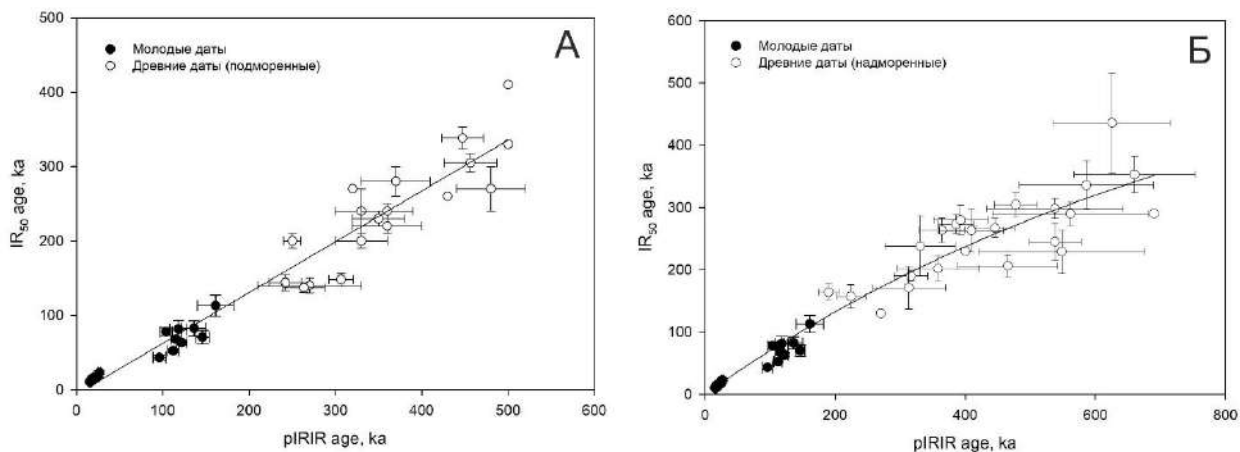


Рис. 5.13. Сравнение дат, полученных по сигналам IR_{50} и $pIRIR_{290}$ для: А – молодых хорошо засвеченных образцов и древних подморенных; Б – молодых хорошо засвеченных образцов и древних надморенных.

Соотношение возрастов по сигналам IR_{50} и $pIRIR_{290}$ для молодых дат можно считать эталонным для хорошо засвеченных образцов в нашей обстановке. На рис. 5.13 видно, что возраста по этим сигналам для таких образцов соотносятся практически линейно. Противопоставление подморенных образцов надморенным на рис. 5.13 демонстрирует, что ближе к линейному соотношению образцов находятся именно подморенные пески. Это дает основание утверждать, что они хорошо засвечены, с большей уверенностью. Действительно, их возраста не противоречат их стратиграфическому положению, чего нельзя сказать про надморенные образцы. Они демонстрируют куда больший разброс, чем подморенные, и меньше согласуются с хорошо засвеченными молодыми образцами, а также их возраст в среднем больше, чем возраст подморенных, что само по себе противоречит их стратиграфическому положению. Соответственно, особенности полученных люминесцентных возрастов по образцам, перекрывающих ледниковые отложения, подтверждают вероятность их неполного обнуления.

Таким образом, помимо аллювия, в строении долины принимают участие эоловые отложения, а также комплекс отложений, люминесцентный возраст

которых не соответствует времени их образования. Единственный вариант, при котором это может быть возможно – если отложения были переотложены без доступа (или с очень ограниченным доступом) к солнечному свету и их возраст унаследован. Подобные ограничивающие факторы дают нам некоторую информацию об их возможном генезисе. Эти отложения не могут слагать собой речные террасы, ведь в такой равнинной речной системе, как Волга, отложение аллювия происходит с многократным вовлечением зерен в механизм перемещения-отложения, транспорт не ограничивается несколькими минутами или часами, и частицы перемещаются больше, чем на несколько метров. Хотя аллювий и может нести в себе следы неполного обнуления, они чаще всего незначительны – в этом можно убедиться как в рамках данной работы (рис. 5.1), так в других работах по Волге (Курбанов и др., 2023). Судя по характеру залегания отложений и их гранулометрическому составу, они представляют собой материал, перемещенный в водной среде с разнообразной динамикой – такие условия могли создаваться в период оледенения и быть связаны со стоком талых ледниковых вод. Степень обнуления значительно изменяется в зависимости от условий переноса и отложения флювиогляциального материала. Так, отложения, перемещаемые в теле ледника или под ледником, имеют существенно меньше шансов обнулиться, чем отложения, перемещаемые по поверхности ледника; отложения, которые перемещаются на небольшое расстояние в потоке высокой мутности, также получают недостаточное количество солнечного света (Thrasher et al., 2009). Тем не менее, большое количество работ свидетельствует о том, что водно-ледниковые отложения часто характеризуются хорошей засветкой, даже когда перемещение материала ограничивается первыми километрами (Alexanderson & Murray, 2015). Учитывая, что изучаемые нами отложения несут на себе неоспоримые признаки удревания возраста, скорее всего, их перемещение должно было происходить в мутном потоке и/или быть очень коротким по времени. Исследования ряда флювио- и лимногляциальных отложений, накопление которых происходит в подобных условиях (озы, камы), показали, что быстрые темпы их отложения в мутной среде не способствуют достаточной засветке минеральных зерен (Raukas and Stankowski, 2005; Thrasher et al., 2009). Если предположить, что удревленные

надморенные отложения имеют водноледниковый генезис, наиболее вероятным кажется их формирование в условиях, характерных для камовых террас.

Камовые террасы являются разновидностью и флювио- и лимнокамов (Flint, 1964). Эти формы сохраняются на склонах доледниковых линейных понижений, унаследованных послеледниковыми долинами. В фазе деградации "мертвый" лед быстрее таял на возвышенных участках, где его мощность была меньше, и дольше сохранялся в низинах. На границе языков льда и освободившихся от ледяного покрова склонов долин, благодаря их большей теплоемкости, формировались маргинальные (краевые) водоемы. В этих водоемах происходило накопление камовых отложений (рис. 5.14А). После исчезновения льда камовые отложения образовали террасы на склонах долин (рис. 5.14Б).

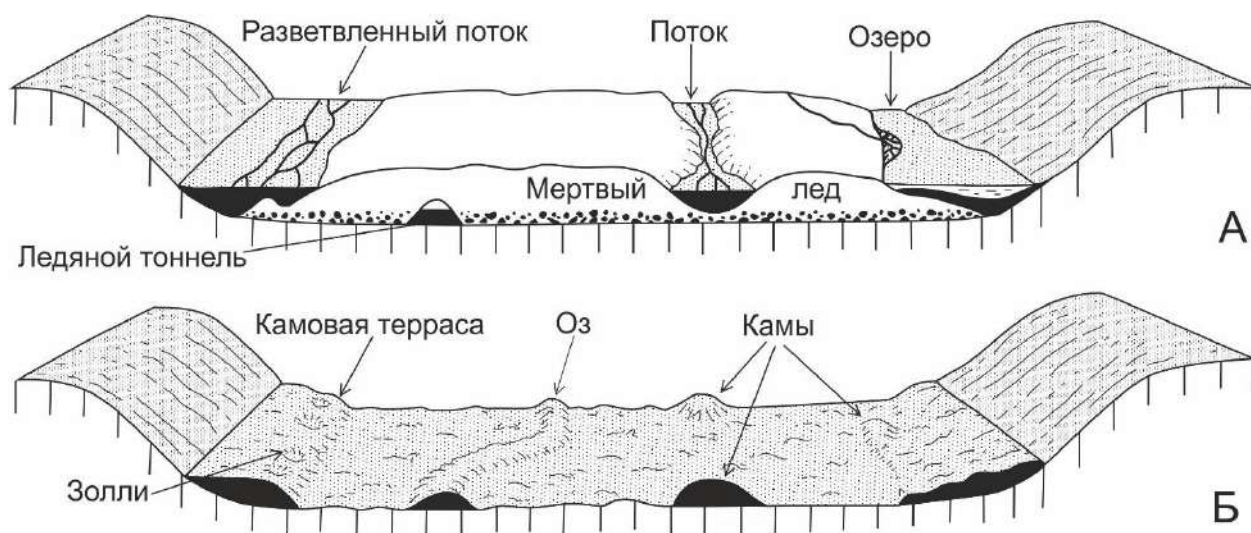


Рис. 5.13. Схема образования водно-ледниковых форм рельефа (адаптировано из Flint, 1964).

Основными аргументами в пользу этой гипотезы выступают особенности морфологии, литологического состава, а также результаты люминесцентного датирования, свидетельствующие о слабой засветке материала. Во-первых, форма залегания исследуемых отложений — террасовидная, с выраженным горизонтальным или слабонаклонным простиранием, — соответствует типичной морфологии камов, формирующихся в результате аккумуляции талых ледниковых вод в замкнутых или полузамкнутых понижениях рельефа. Подобные террасы обычно располагаются значительно выше современных урезов воды и поймы. В нашем случае к таким террасам можно отнести формы, вскрытые разрезом 20736

(Черменино, рис. 5.7), скважинами 19535 (Погорелка, рис. 5.8) 19532 (рис. 5.10). Высота этих террасовидных поверхностей составляет от 115 до 120 м абс., что на 15–20 м превышает уровень наиболее высокой из обнаруженных нами террас верхней Волги. Во-вторых, литологический состав отложений представлен чередующимися слоями песков, супесей, алевроитов, а также включениями гравия и гальки. Подобная фракционная неоднородность указывает на отложение в условиях переменной гидродинамической активности, типичной для флювиогляциальных сред. В-третьих, результаты люминесцентного датирования указывают на слабую степень засветки данного материала. Для большинства образцов возраста, полученные по IR_{50} сигналу, значительно ниже значений, полученных по $pIRIR_{290}$, что свидетельствует о частично сохранившейся остаточной дозе. Это, в свою очередь, может быть обусловлено быстрым захоронением материала и отсутствием прямого контакта с солнечным светом в процессе накопления, что вполне характерно для условий формирования камовых тел. Как отмечают Buylaert et al. (2013) и Yi et al. (2016), даже при различиях между сигналами, гладкая зависимость между возрастaми, полученными по IR_{50} и $pIRIR_{290}$, может свидетельствовать о равномерной степени засветки. В данном случае отклонения от такой зависимости подтверждают предположение о слабой или неполной засветке.

Опубликованные результаты люминесцентного датирования отложений камовых террас не слишком обширны. Среди них встречаются примеры как хорошо, так и плохо засвеченных отложений. Так, исследования водно-ледниковых отложений в долинной части северных Альп показали, что датирование отложений камовых террас по кварцу показывает возрастa без следов удревнения. Однако сигнал $pIRIR_{225}$ полевого шпата показывает возрастa, превышающий данные по кварцу в 1,5 раза. Авторы объясняют такую разницу именно неполным обнулением – судя по таким результатам, зернам кварца для достаточного обнуления хватает и быстрого и короткого транспорта, а наиболее глубокие ловушки полевого шпата не успевают засветиться в таких условиях (Bickel et al., 2015).

В еще одной работе, посвященной исследованию эффективности ОСЛ датирования следов валдайского оледенения в южной Скандинавии, автор исследует отложения различных водно-ледниковых форм (Houmark-Nielsen, 2008).

В частности, методом ОСЛ были получены возраста отложений камовой террасы (49 тыс. л.н.) и камовой дельты (89–71 тыс. л.н.). В статье отмечается, что возраста, полученные по ОСЛ для этих формаций, оказались более древними по сравнению с возрастами дегляциации, определёнными по независимым методам (радиоуглеродное датирование, спорово-пыльцевой метод, варвометрия). Это указывает на необходимость осторожной интерпретации результатов датирования камовых отложений и условий их формирования (Houmark-Nielsen, 2008).

В исследовании A. Raukas и W. Stankowski (2005) рассматривается ОСЛ-датирование камовых отложений в Эстонии по кварцу и полевому шпату. Полученные возраста очень разбросаны: от 9.2 до 95.1 тыс. лет, даже внутри одного объекта. При этом, как и в исследовании Bickel et al. (2015), возраста по кварцу в среднем гораздо моложе, чем по полевому шпату. Это согласуется с проблемой неполного обнуления, о которой упоминают авторы: свет мог не достигать зёрен из-за мутной воды, глубины, отложения в ночное время или в мёртвом льду. Авторы прямо говорят, что метод ОСЛ нельзя рутинно применять к камовым отложениям из-за невозможности реконструировать условия осаждения, потенциального перемешивания с более старыми (необнулёнными) зёрнами и ограниченного воздействия света на фракции, пригодные для ОСЛ-датирования.

Еще одно интересное исследование использует ОСЛ-датирование для уточнения генезиса водно-ледниковых отложений террасовидной формы в районе дер. Февайс, северо-восточная Германия (Lüthgens et al., 2011). Происхождение этой формы спорно: некоторые исследователи считали ее флювиальной (Brose et al., 2003), а другие – камовой (Liedtke, 1996). Второй сценарий предполагает, что эта терраса формировалась на поверхности мертвого льда во время последней дегляциации. Только когда он начал таять, эти отложения были перемещены в краевые долины и сформировали камовые террасы. ОСЛ даты (17–18 тыс. лет) показали, что отложения, слагающие террасу, сформировались раньше, чем таяние предполагаемого мертвого льда (~13.7 тыс. л.н.). Кроме того, типичные для камов проблемы с обнулением ОСЛ-сигнала у этих образцов выражены слабо, что также говорит в пользу флювиогляциального происхождения. Авторы заключают, что модель камоподобного формирования (Liedtke, 1996) не подтверждается датами, и предпочтение отдают флювиальной модели Brose et al. (2003).

Таким образом, древний люминесцентный возраст внутридолинных отложений дает информацию о механизме осадконакопления и позволяет интерпретировать их генезис как водно-ледниковый. Эти отложения были сформированы в условиях деградации московского ледника. Вероятно, в большинстве это камовые отложения, формировавшиеся вблизи массивов мертвого льда, заполнявших долину. Возможно, их возраст может быть унаследован от подморенных песчаных толщ, широко распространенных в долине как ниже, так и выше г. Рыбинска. Подобные отложения описаны, например, в районе Черменино и Назарово, а также выше по течению верхней Волги (Баранов, 2023).

Совокупность геоморфологических, литологических и геохронологических данных позволяет сформулировать **Защищаемое положение 2:**

В строении долины Волги участвуют лишь поздневалдайская и раннеголоценовая террасы относительной высотой не более 8-10 м. Более высокие террасовидные формы в долине Волги образованы водно-ледниковыми процессами времени деградации московского оледенения (конец среднего неоплейстоцена). Аллювиальные террасы микулинско-ранневалдайского возраста локально присутствуют только в приустьевых частях долин малых притоков Волги.

5.4. Роль гляциоизостатических деформаций в развитии долины Волги

Новая итерация моделирования с использованием SELEN 4 позволила нам изучить влияние гляциоизостатических деформаций на изменения продольного профиля верхней Волги в позднем валдае и голоcene. Исследования с использованием моделей семейства ICE (Peltier, 2004; Argus et al., 2014; Peltier, Argus, Drummond, 2015) показали, что они реконструируют наличие ледника в долине Волги 21 и 17,5 тыс. л.н. (Глава 4, рис. 4.5). При создании моделей авторы опирались на реконструкции границ оледенений по Gyllencreutz et al. (2007), которые расходятся с современными геолого-геоморфологическими данными по бассейну верхней Волги (Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2015). Распространение и мощность ледникового щита, а также его эволюция в пространстве и времени являются одними из ключевых входных данных для моделирования влияния гляциоизостатических деформаций на рельеф приледниковых областей (Whitehouse, 2018). Модели гляциоизостатических деформаций сильно чувствительны к очертаниям и площади ледяного щита. Если граница

реконструирована некорректно (например, по устаревшим или генерализованным схемам), результат моделирования будет существенно искажён. Использование некорректной ледовой нагрузки может, в частности, занижать или увеличивать расчётную амплитуду гляциоизостатического прогиба и поднятия, что негативно повлияет на точность реконструкций развития бассейна верхней Волги в позднем плейстоцене. В связи с этим возникает необходимость адаптировать гляциоизостатические модели к уточнённым региональным данным о распространении и мощностях ледникового покрова, что и было нами сделано в данной работе. Загрузив актуальные данные о границах и мощности Скандинавского ледникового щита в пределах северо-запада Восточно-Европейской равнины (Astakhov et al., 2016; Hughes et al., 2015) в SELEN 4 – программное обеспечение для моделирования гляциоизостатических деформаций – мы получили обновленную реконструкцию изменений рельефа бассейна верхней Волги в позднем плейстоцене и голоцене, подробно описанную в Главе 4.

Имея в распоряжении данные об изменении продольного профиля верхней Волги, можно проанализировать изменения ее уклона. На рис. 5.15 представлено изменение уклона от 22 тыс. л.н. до настоящего времени для разных участков русла верхней Волги. Величина уклона указана на вертикальной оси, а время в тыс. л.н. – на горизонтальной. Линией черного цвета показано изменение уклона реки в целом – от истока до г. Плёса, а цветными линиями показаны изменения уклона на отдельных участках верхней Волги. На рис. 5.15 хорошо видно общий тренд изменения уклона, который характерен как для всего рассматриваемого русла верхней Волги, так и для большинства его отдельных участков: постепенное увеличение уклона со временем. Для областей, находившихся в пределах ПКВ, наблюдается планомерное увеличение уклона – приледниковый вал вызывал его уменьшение в связи с поднятием высотных отметок.

Проведенное моделирование помогает получить представление о масштабах и характере гляциоизостатических деформаций, вызванных валдайским оледенением, и об их возможном влиянии на развитие долины верхней Волги. Гляциоизостазия напрямую влияет на перераспределение высотных отметок бассейна, и эти изменения должны влиять на эрозионно-аккумулятивные процессы в русле, а также создавать возможности для формирования подпрудных

приледниковых озер. Важным условием для последнего является перекося русла в сторону ледника, что создало бы условия для скопления вод между приледниковым поднятием и краем ледника. Судя по последним реконструкциям (рис. 4.14, Глава 4), подобные условия могли формироваться только в самой верхней части бассейна, в районе истока Волги.

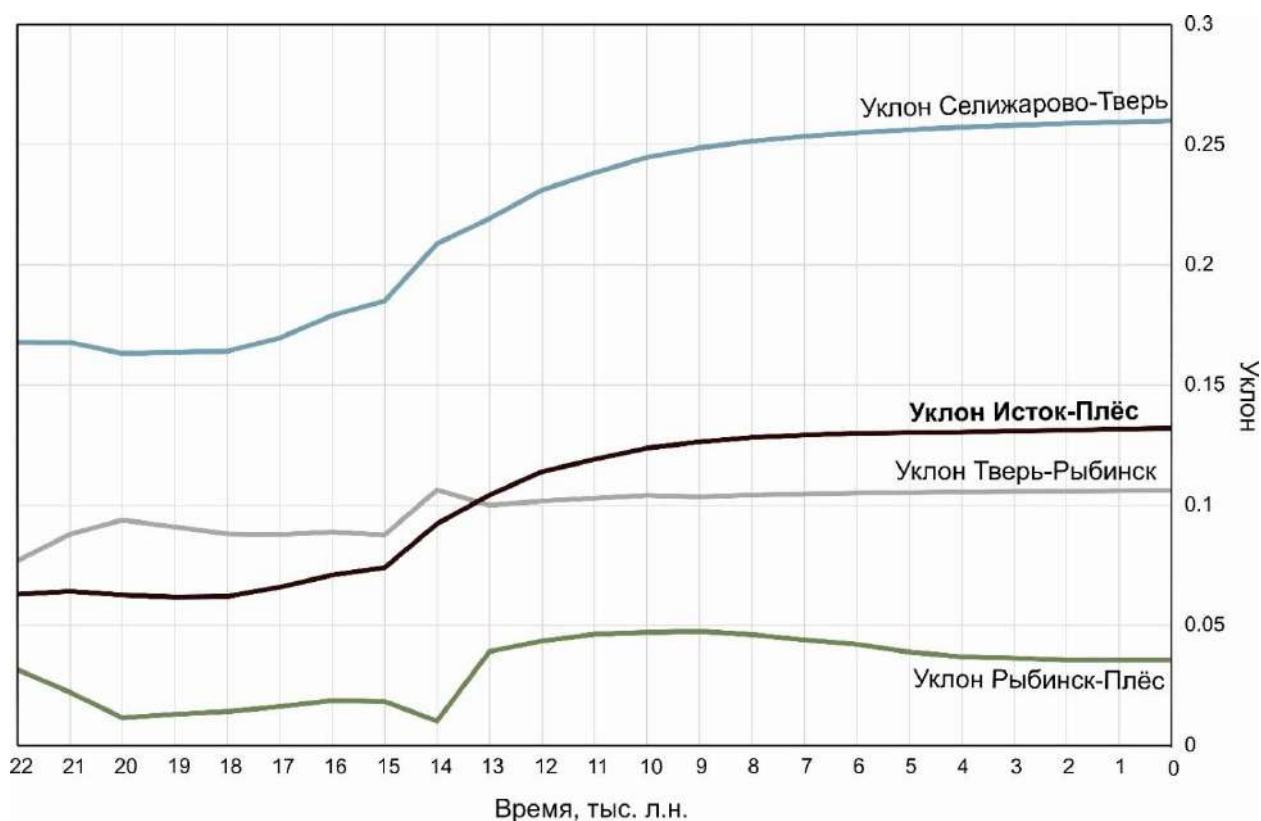


Рис. 5.15. Изменения уклона верхней Волги с 22 тыс. л.н. до настоящего времени на разных участках русла (см. подписи линий).

В остальной части бассейна русло сохраняет современное направление уклона к югу, однако величина уклона меняется с течением времени под воздействием постепенно изменяющихся границ и мощностей Скандинавского ледника. Так, сформировавшийся на периферии оледенения приледниковый вал затронул собой большую часть бассейна верхней Волги, а его максимальные отметки пришлись на участок от Рыбинска до Плёса, который является ключевым в данной работе. Переходный участок между прогибом в районе Верхневолжских озер и валом в Ярославско-Костромском Поволжье претерпел изменения высоты меньшей амплитуды. Они выразились в поднятии высотных отметок русла и уменьшении уклона — этот участок попал на пологий склон приледникового вала, направленный к леднику. На рис. 5.15 черной линией показан генеральный тренд

изменения уклона русла верхней Волги от истока до Плёса: до вепсовской стадии (ок. 15 тыс. л.н.) уклон русла был довольно небольшим, но постепенно повышался. После 15 тыс. л.н. последовал резкий скачок величины уклона, который затем вновь сменился очень плавным повышением до современных отметок. Таким образом, в долине верхней Волги в позднем плейстоцене происходил этап аккумуляции, который около 15 тыс. л.н. сменился эрозионным этапом.

Для того, чтобы более детально определить динамику эрозионно-аккумулятивных процессов на ключевом участке верхней Волги, рассмотрим график изменений уклона на участке Рыбинск-Плёт (рис. 5.15, темно-зеленая линия). С 22 тыс. л.н. до 14 тыс. л.н. уклон реки был стабильно небольшим. Скачки, которые видно на графике, связаны с погрешностью моделирования. После 14 тыс. л.н. наблюдается увеличение уклона, связанное с деградацией приледникового вала, которое продолжается примерно до 10 тыс. л.н. Далее величина уклона начинает плавно понижаться и достигает современного значения.

Как описано выше, на участке Рыбинск-Плёт нами обнаружено две надпойменные террасы на высотах 92 м и 91 м. Отложения, слагающие террасу у г. Рыбинска (разрез 059) формировались в позднем валдае (15-19 тыс. л.н., Приложение 4), а отложения, слагающие террасу у г. Тутаева – в раннем и позднем голоцене (9-10 тыс. л.н. и ок. 1000 л.н., Приложение 4). Эти террасы подтверждают тенденцию изменения уклонов, смоделированную при помощи SELEN 4. Отложения НПТ в точке 059 накопились около 15–19 тыс. л.н., что совпадает с периодом стабильных низких уклонов русла. В это время на участке Рыбинск-Плёт наблюдалась стабилизация уклонов, связанная с установлением приледникового вала, который приподнял и выровнял русло. Оформление этого аллювия в надпойменную террасу произошло во время этапа усиления эрозии в долине в начале дегляциации. Однако аллювий террасы в районе Тутаева моложе – он был сформирован ок. 10 тыс. л.н. Позднеголоценовая верхушка данной террасы, скорее всего, образовалась в ходе высоких паводков. Тем не менее, есть несколько причин полагать, что эти террасы сформированы в течение единого эрозионно-аккумулятивного цикла. Во-первых, точность проведенного гляциоизостатического моделирования исследования позволяет делать приближения в пределах первых тысяч лет. Во-вторых, эрозионно-аккумулятивные циклы в долине и в бассейне

реки связаны не только с изменениями уклона и стока воды, но и с транспортом речных наносов. Поскольку изменения уклона были наиболее значительными в верховьях реки, можно предполагать, что процессы врезания, которые там происходили (Баранов и др., 2019), вызвали мобилизацию значительного количества наносов, которые перемещались вниз по течению и могли вызвать аккумулятивный эффект. Таким образом, этот эрозионно-аккумулятивный ритм имел сложную природу: с одной стороны на него влияли локальные изменения уклона, а с другой стороны он проявлялся как реакция на увеличение транспорта наносов за счет врезания реки выше по течению.

Исходя из озвученных в данном разделе выводов можно сформулировать **Защищаемое положение 3:**

В поздневалдайское время приледниковые гляциоизостатические деформации земной коры вызывали изменения уклона р. Волги, послужившие одной из причин аккумуляции и последующего врезания реки в позднем валдае–раннем голоцене и формирования соответствующих низких речных террас.

5.5. История формирования долины Волги на участке от г. Рыбинска до г. Кинешмы

Наличие внутри долины верхней Волги и в долинах ее притоков аллювиальных отложений позднемосковского и ранневалдайского возраста указывает на то, что на рубеже среднего и позднего плейстоцена долина верхней Волги уже существовала. В ходе исследований было обнаружено только два уровня надпойменных террас, один из которых образовался в позднем валдае, а второй – в начале голоцена. В долинах притоков Волги в районе гг. Тутаева и Плёса обнаружены аллювиальные террасы микулинско-ранневалдайского времени. Если предположить, что долина сформировалась после освобождения территории от московского ледника, то тогда в ней можно было бы обнаружить лестницу разновозрастных террас, которые бы образовались по мере того, как река постепенно прорезала свое русло. Однако наши последние исследования показали, что долина верхней Волги сильно выработана и при этом практически не имеет аллювиальных отложений. Вместо этого внутри долины находятся многочисленные водно-ледниковые и лимногляциальные формы, относящиеся ко времени таяния московского ледника. По мере дегляциации в уже сформированном долинном углублении оставались массивы мертвого льда, по периферии которых формировались озера. Отложения этих водоемов создали

террасовидные поверхности, не связанные с деятельностью реки. Их морфологические и седиментологические сходства с речными надпойменными террасами не позволяли сразу обнаружить их истинную природу, и это стало возможно только при помощи люминесцентного датирования.

Важным вопросом остается потенциальное существование внутри долины подпрудных приледниковых озер в позднем плейстоцене. Озерные отложения, обнаруженные в северной части долины у г. Рыбинска (рис. 5.1) свидетельствуют о существовании приледникового озера в бассейне бывшего Молого-Шекснинского озера, ныне частично занятого Рыбинским водохранилищем, где в период московского позднеледниковогоя накапливались терригенные осадки. На междуречье в районе г. Рыбинска также было обнаружено наличие примерно 3 м микулинской гиттии, которые залегают на эродированной неровной поверхности, сформированной на морене московского оледенения, и перекрыты аллювиальными песками толщиной около 7 м (Чеботарева и Макарычева, 1974). По всей видимости, участок долины верхней Волги в районе г. Рыбинска в микулинское время являлся заливом Молого-Шекснинского озера и впоследствии был заилен.

Таким образом, все озерные отложения, обнаруженные в долине верхней Волги, образовались до валдайского времени. Мощная толща ленточно-слоистых глин ледниково-озерного происхождения, перекрытая массивными озерными илами, вскрытая скважиной в Рыбинске (Гричук, 1989, рис. 5.1), указывает на то, что во время московского оледенения глубокое приледниковое озеро занимало бассейн бывшего Молого-Шекснинского озера, накопление гиттии в котором продолжалось на протяжении всего микулинского межледниковогоя (Чеботарева и Макарычева, 1974). Анализ высотного положения отложений оптимальной фазы микулинского межледниковогоя, встречающихся на участке долины реки Волги от Рыбинска до Тутаева и в устьях ее притоков, показывает, что они залегают вблизи современного летнего уровня воды в Волге или немного выше него (Borisova et al., 2022). В то же время на междуречьях также происходило накопление озерных отложений: их следы отмечаются как в глубоких впадинах, частично занятых современными озерами Галичское и Неро (Borisova et al., 2022), так и в более мелких впадинках на междуречье, как в случае с озерными отложениями в овраге Гремячка у г. Плёса (рис.

5.1). Скорее всего, подобные впадины образовывались в ходе отмирания участков эрозионной сети.

Таким образом, свидетельства никаких событий заполнения долины водами приледниковых озер во время валдайского оледенения не обнаруживаются. Этот вывод позволяет сформулировать **Защищаемое положение 4**:

На изученном участке долины Волги в течение всего валдайского времени не формировалось крупных приледниковых озер и сохранялись флювиальные обстановки рельефообразования.

История долины в течение большей части позднего плейстоцена не записана в рельефе и отложениях. Найденные аллювиальные формы в долинах ее притоков и озерные отложения на междуречьях позволяют сказать, что в это время происходило постепенное расчленение бортов долины в ходе углубления долин притоков и формирование эрозионной сети. Также можно отметить, что в позднем плейстоцене не происходило никаких событий мощного аллювиального выполнения, поскольку достаточно низко расположенные древние аккумулятивные поверхности (например, ледниково-водно-ледниковый ландшафт времени МИС 6 на дне долины в районе Назарово, рис. 5.1) не имеют сверху молодого аллювия. В течение всего позднего плейстоцена аккумуляция в долине не превышала уровень 92 м (уровень аллювиальной террасы в Назарово, разрез 059, рис. 5.1).

Выраженная динамика в развитии долины отмечается только начиная со второй половины МИС 2. Ее развитие напрямую связано с влиянием валдайских гляциоизостатических деформаций: благодаря формированию приледникового вала на изучаемом отрезке долины верхней Волги во время ПЛМ происходило уменьшение уклонов. В результате связанной с этим событием аккумуляции формировались узкие полосы аллювиальных террас высотой до 8-10 м. Далее, в конце дегляциации и в голоцене рост уклонов, связанный с деградацией приледникового вала, вызвал этап врезания.

По результатам проведенных исследований были определены основные этапы развития долины Волги в Ярославско-Костромском регионе.

1. Позднемосковское время. Формирование долины и озера.

Формирование долины верхней Волги произошло в конце московского времени. По мере дегляциации в русловой зоне происходил сток талых ледниковых

вод. Участки мертвого льда, остававшиеся в долине, вызывали формирование камовых террас. В этот период крупное приледниковое озеро занимало территорию нынешней Молого-Шекснинской низины, частично совпадающую с акваторией современного Рыбинского водохранилища, и заходило в долину Волги в районе нынешнего г. Рыбинска.

2. Микулинско-ранневалдайское время (МИС 5–МИС 4). Стабильное состояние долины верхней Волги, активное углубление притоков.

В конце московского оледенения постепенное снижение уровня долинного озера в районе Рыбинска способствовало образованию относительно тёплого, мелководного водоёма, где на протяжении всего микулинского межледниковья происходило накопление гиттии. К концу микулинского времени озеро было заилено. В долине Волги ниже по течению заметных эрозионно-аккумулятивных событий, оставивших следы в рельефе и отложениях, не обнаруживается. Долины притоков верхней Волги в это время быстро углублялись с формированием локальных террас.

3. Средний валдай (МИС 3). Стабилизация флювиальной системы.

Отложения ранне-средневалдайского времени представлены внутри долины исключительно склоновыми отложениями. На междуречных пространствах в это время происходило заполнение локальных понижений и формирование небольших водоемов. Аллювиальных отложений этого времени в долинах Волги и ее притоков не обнаружено.

4. Поздний валдай-голоцен. Развитие эрозионно-аккумулятивного ритма под влиянием гляциоизостазии.

Начиная с максимума последнего оледенения в долине устанавливаются условия аккумуляции, что зафиксировано в виде отложений невысоких и узких аллювиальных террас высотой ок. 8 м над урезом воды в реке. Аллювиальная аккумуляция и формирование отложений террас происходили в условиях снижения уклонов русла, обусловленного гляциоизостатическим воздействием – формированием приледникового компенсационного вала. Постепенная деградация приледникового вала вызвала активизацию эрозионных процессов внутри долины. В позднем голоцене, по всей видимости, наблюдались высокие паводки, сформировавшие тонкий аллювиальный чехол на низких террасах.

Заключение

В ходе работы для достижения поставленных во введении цели и задач и более детального изучения некоторых вопросов палеогеографии долины верхней Волги были проанализированы работы исследователей региона, проведен анализ геолого-геоморфологического строения по материалам геологических фондов и собственных полевых исследований, выполнено люминесцентное датирование изученных отложений. Совокупность использованных методов исследования и проанализированных материалов позволила получить результаты, которые во многом уточняют эволюцию долины верхней Волги в среднем и позднем плейстоцене и уточняют механизм воздействия на нее последнего оледенения. Кроме того, был рассмотрен важный аспект позднеплейстоценовой эволюции верхней Волги – существование подпрудных приледниковых озер в ее бассейне, а также их возможная связь с формированием долин прорыва. Ранее в литературе была выдвинута гипотеза формирования этих участков в результате спуска ледниково-подпрудных озер в последнюю ледниковую эпоху. Только после формирования долины прорыва у г. Плёса (14-15 тыс. л.н.) к речной системе Волги присоединилось ее нынешнее верхнее течение, а до того истоком волжской системы была р. Унжа. Напротив, другая группа исследователей утверждала, что верхняя Волга в ее нынешней конфигурации образовалась сразу после таяния московского ледника в конце среднего плейстоцена. В результате работы удалось получить данные, уточняющие эти и другие представления о палеогеографии верхней Волги.

Было установлено, что долина верхней Волги уже существовала сразу после деградации московского оледенения. Отсутствие выраженной лестницы террас и сильная морфологическая выраженность долины говорят о том, что долина не могла постепенно углубляться после освобождения территории от московского ледника. Кроме того, внутри долины находятся многочисленные водно-ледниковые отложения, заполняющие переуглубления и слагающие внутридолинные террасовидные формы. Их генезис и возраст удалось установить благодаря анализу результатов люминесцентного датирования: не перекрытые мореной водно-ледниковые отложения имеют явные признаки удревнения люминесцентного возраста, связанные с недостаточным экспонированием отложений солнечному

свету при их последнем перемещении. Можно предполагать, что по мере дегляциации внутри долины оставались массивы мертвого льда, по периферии которых формировались камовые террасы – террасовидные формы на склонах долины, морфологически и седиментологически напоминающие речные террасы.

В верхней части изучаемого отрезка долины после деградации московского ледника (во время МИС 5) существовало приледниковое озеро, являвшееся заливом более обширного Молого-Шекснинского озера и заходившее на несколько километров внутрь долины Волги. На междуречьях в МИС 5 также формировались локальные озера. К окончанию микулинского межледниковья подпрудное озеро было окончательно заилено и на этом участке долины установился флювиальный режим.

Позднеплейстоценовая история долины вплоть до максимума последнего оледенения практически не записана в рельефе и отложениях. Очевидно, долина Волги находилась в это время в стабильном состоянии, не испытывая заметных эрозионно-аккумулятивных событий. В течение этого времени происходило постепенное расчленение бортов долины в ходе углубления долин притоков, в которых формировались локальные разновысотные террасы. Следов событий мощного аллювиального выполнения в долине также не найдено, как и свидетельств существования подпрудных приледниковых озер в позднем валдае.

Выраженная эрозионно-аккумулятивная динамика в долине Волги отмечается начиная со второй половины МИС 2. В это время на развитие долины оказывали влияние гляциоизостатические деформации, связанные с развитием и деградацией поздневалдайского оледенения. Наибольшее влияние на долину оказало формирование приледникового компенсационного вала, что привело к уменьшению уклонов на протяжении всего изучаемого отрезка долины Волги от Рыбинска до Плёса в максимум поздневалдайского оледенения. В результате вызванной этим аллювиальной аккумуляции были сформированы узкие полосы террас высотой 8-10 м. Деградация приледникового вала вызывала постепенное увеличение уклона реки, которое, по всей видимости, началось в нижнем течении и постепенно распространилось в направлении Рыбинска. Подобное изменение уклона привело к врезанию реки, которое было сдвинуто по времени на ранний

голоцен, по-видимому, вследствие повышенного поступления наносов из верховий реки, где врезание продолжалось вплоть до середины голоцена.

Полученные в работе результаты позволяют выдвинуть следующие защищаемые положения:

1. Основные черты рельефа долины Волги на участке от Рыбинска до Кинешмы, включая долины прорыва у Тутаева и Плеса, сформировались не позднее рубежа среднего и позднего неоплейстоцена.
2. В строении долины Волги участвуют лишь поздневалдайская и раннеголоценовая террасы относительной высотой не более 8–10 м. Более высокие террасовидные формы в долине Волги образованы водно-ледниковыми процессами времени деградации московского оледенения (конец среднего неоплейстоцена). Аллювиальные террасы микулинско-ранневалдайского возраста локально присутствуют только в приустьевых частях долин малых притоков Волги.
3. В поздневалдайское время приледниковые гляциоизостатические деформации земной коры вызывали изменения уклона р. Волги, послужившие одной из причин аккумуляции и последующего врезания реки в позднем валдае–раннем голоцене и формирования соответствующих низких речных террас.
4. На изученном участке долины Волги в течение всего валдайского времени не формировалось крупных приледниковых озер и сохранялись флювиальные обстановки рельефообразования.

Благодарности

Автор искренне благодарит своего научного руководителя, д.г.н. А.В. Панина, за многолетнюю плодотворную работу, постоянную помощь, поддержку, заинтересованность, внимание и ценные научные и жизненные советы, без которых как выполнение данной работы, так и профессиональное становление автора были бы невозможными.

Особую благодарность автор выражает всем участникам полевых работ, в ходе которых был произведен сбор данных для настоящей работы: к.г.н. Д.В. Баранову, д.г.н. О.К. Борисовой, А.Ю. Качалову, И.А. Васильженко, В.М. Пискаревой. Отдельную благодарность автор выражает д.г.н. О.К. Борисовой за многолетнюю поддержку, ценные совместные обсуждения, а также теплоту и заботу, сопровождавшие работу над настоящей диссертацией. Также отдельно автор благодарит к.г.н. Д.В. Баранова за активное участие в экспедициях, совместные обсуждения и помощь в подготовке конференционных выступлений, а также за постоянную готовность прийти на помощь в работе.

Получение содержательных результатов было бы невозможно без проведения люминесцентного датирования. Автор выражает благодарность к.г.н. Р.Н. Курбанову за знакомство с методом ОСЛ датирования и предоставление поддержки и возможностей в рамках его освоения и организации стажировок. Особую благодарность автор выражает Э. Мюррею, Я.-П. Булаерту, Чхве Чжон Хону, а также коллективам Северной Люминесцентной лаборатории Датского технического университета и Лаборатории люминесцентного датирования Корейского института фундаментальных наук за предоставление условий для проведения люминесцентного датирования, а также за передачу своих бесценных знаний и опыта. Также автор благодарит совместную Люминесцентную лабораторию Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и Института географии РАН за возможность проведения пробоподготовки ОСЛ образцов. Отдельную благодарность автор выражает к.г.н. Н.А. Таратуниной за совместную работу в различных люминесцентных лабораториях и за их пределами.

Автор хотела бы поблагодарить своих коллег – сотрудников Лаборатории эволюционной географии и Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН – за содействие в проведении исследований, подготовке

данной диссертации, а также за продуктивную и приятную ежедневную работу и совместные полевые выезды. Особую благодарность хотелось бы выразить к.г.н. Н.Е. Зарецкой за многолетнюю поддержку, участие и научное сотрудничество, способствовавшие развитию автора как исследователя, а также за ценные замечания по тексту диссертации. Отдельно автор благодарит к.г.н. Н.В. Карпухину за многолетнюю совместную работу и помощь с текстом научных работ. Автор выражает благодарность сотрудникам кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и лично д.г.н., проф. С. И. Большову, к.г.н., доценту Ю.Н. Фузеине, д.г.н., проф. Т.А. Янине за всестороннее обучение и привитую любовь к геоморфологии и палеогеографии.

Особую благодарность автор выражает своей семье – О.В., О.Г., Н.О. и М.О. Уткиным, Н.А. Шолухе, И.Ю. и П.В. Товкачам – за понимание, терпение и поддержку в течение всего периода работы над диссертацией. Также за неустанную моральную поддержку и готовность выслушать автор благодарит М.А. Черевик, А.Д. Лисову, Л.В. Метревели, Е.А. Пушкареву, Е.Ю. Костенко и А.Р. Чобанян.

Список литературы

1. Арманд Д.Л. Естественный эрозионный процесс // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1955. – С. 14–32.
2. Арсланов Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Краснов И. И., Новский В. А., Руднев Ю. П., Спиридинова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера // Докл. АН СССР. – 1967. – Т. 172. – № 1. – С. 161-164.
3. Ауслендер В. Г. Основные черты стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Молого-Шекснинской низины // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л. – 1966. – №. 5. – С. 215–232.
4. Ауслендер В. Г. Морфологические и генетические особенности террасовых поверхностей Молого-Шекснинской низины близ г. Череповца // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л. – 1966. – №. 5. – С. 233–240.
5. Ауслендер В. Г., Гей В. П. История развития Кубено-Сухонской впадины в плейстоцене и голоцене // Материалы второго симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. – 1967. – С. 10-13.
6. Ауслендер В. Г., Плешивцева Э. С., Горшкова С. С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г. Санкт-Петербурга и его окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-европейской равнины. СПб.: Наука. – 1998. – С. 99-111.
7. Архангельский А.М. О геоморфологическом строении и происхождении Белоозерской и Молого-Шекснинской низменностей // Уч. записки Ленинградского пед. ин-та им. А.И. Герцена. – 1960. – 205. – С. 23-38.
8. Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Болысов С.И., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2019. – №6. – С. 90–101.
9. Баранов, Д.В. Развитие речных долин в приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита: дис. на соиск.

- учен. степ. канд. геогр. наук: 1.6.14. / Баранов Дмитрий Валерьевич; Моск. гос. ун-т. – Москва, 2023. – 287 с.
10. Басаликас А. Проблемы изучения позднеледниковых озерных водоемов // История озер. Тр. Всесоюзн. симпоз. – 1970. – Т. 2. – С. 17–33.
 11. Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. – М.: Изд-во АН СССР, 1947. – 352 с.
 12. Беркович К. М. Регулирование речных русел. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 159 с.
 13. Большакова П.А. Геологическое строение и гидрогеологические условия территории листа 0-37-XXIV : Отчет Расловской ГПП о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200000 в 1960-63 гг. / 1963. – 256 с.
 14. Борсук О. А., Чалов Р. С. О механизме перестройки речной сети / Проблемы перестройки и перехвата речных долин: материалы совещания геоморфологической комиссии (Москва, 7–8 февраля 1972 года). – М.: МФ ГО, 1975. – Том XI. – С. 26–30.
 15. Борисова О. К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – №. 2. – С. 5-20.
 16. Борисова О. К., Нарышкина Н. Н., Уткина А. О., Панин А. В. О разнообразии интерстадиальных обстановок среднего-позднего плейстоцена в Ярославском Поволжье (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы современной палинологии : Материалы XV Всероссийской палинологической конференции, посвященной памяти доктора геолого-минералогических наук В.С. Волковой и доктора геолого-минералогических наук М.В. Ошурковой, Москва, 01–03 июня 2022 года / Отв. редактор Н.С. Болиховская. Редактор-составитель Д.А. Мамонтов. – Москва: Общество с ограниченной ответственностью "Издательство ГЕОС", 2022. – С. 91-96.
 17. Былинский Е.Н. Валообразные глядиоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // Геоморфология. – 1990. – № 4. – С. 3–13.
 18. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. – 210 с.

19. Вагнер Г. А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. – 534 с.
20. Валуева М.Н., Гричук В.П., Новский В.А., Шик С.М. Отложения лихвинского межледникового в Ярославском Поволжье // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1969. – № 36. – С. 42-46.
21. Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лессов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. – С. 48–70.
22. Воскресенский С. С. Причины и развитие речных перехватов // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. М.: МФ ГО. – 1973. – С. 8–15.
23. Геология СССР. Том 4. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание / под ред. И. Н. Леоненко, С. М. Шика. – М.: Недра, 1971. – 753 с.
24. Геренчук К. И. О тектонической обусловленности орогидрографии Русской равнины // Памяти академика Л.С. Берга: Сб. работ по геогр. и биол.– М.; Л. – 1955. – С. 283–298.
25. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки камского бассейна. М.: Наука, 1964. – 416 с.
26. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. – 412 с.
27. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. – 223 с.
28. Гричук В. П., Гричук М. П. Древнеозерные отложения в районе г. Плеса // Ледниковый период на территории СССР и Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1959. – С. 14–39.
29. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 25–71.
30. Гричук В.П.. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. – 189 с.

31. Гричук В.П. К истории растительности Европейской части СССР в четвертичном периоде // Труды Института географии АН СССР. – 1946. – Т. 37. – С. 249-266.
32. Гричук В. П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 41-57.
33. Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период. Палеогеография и литология. – Кишинев: Штиинца, 1989. – С. 5-13.
34. Гуделис В. К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения // Труды комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – №. 21. – С. 84-91.
35. Евсеенков А.И. Геологическое строение и гидрогеологические условия Костромской области и прилегающих территорий, м-б 1:500000. Листы 0-37-XII, XVIII, XXIII, XXIV, 0-38-VII-XX. – 1971. – 548 с.
36. Зеккель Я.Д. О влиянии структурных особенностей на направление речных долин Русской равнины // Проблемы физ. Географ. – М.–Л.: изд. АН СССР, 1947. – С. 75-90.
37. Знаменская О.М., Фаустова М.А., Чеботарева Н.С. Ладожский ледниковый поток // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. – М.: Наука, 1977. – С. 54-65.
38. Карпухина Н. В., Писарева В. В., Зюганова И. С., Константинов Е. А., Захаров А. Л., Баранов Д. В., Уткина А. О., Панин А. В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область)–ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2021. – Т. 84. – №. 6. – С. 874-887.
39. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., Изд-во Наука, 1974. – 278 с.
40. Квасов Д.Д., Краснов И.И. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада // История озер Северо-Запада. – Л. 1967. – С. 3-9.

41. Константинов Е. А., Еременко Е. А. Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лессов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье) // Отечественная геология. — 2012. — № 3. — С. 47–54.
42. Котлукова, И.В. Состав и строение дочетвертичного субстрата // Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). — Л.: Изд-во Наука, 1969. — С. 18-25.
43. Криштофович А. Н. Геологический словарь. М.: Рипол Классик, 2013. — 404 с.
44. Кудерский Л.А. Лимногенез в эпохи глобальных покровных оледенений // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). — 2008. — №3. — С. 155-156.
45. Курбанов Р. Н., Беляев В. Р., Свистунов М. И., Бутузова Е. А., Солодовников Д. А., Таратунина Н. А., Янина Т. А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия Российской академии наук. Серия географическая. — 2023. — Т. 87. — №. 3. — С. 403–419.
46. Лебедева Е.В. Перестройки речной сети: причины и факторы // Геоморфология. — 2012. — №3. — С. 21-31.
47. Личков Б.Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР // Проблемы физической географии, вып. XI. — 1942.
48. Лихачёва Э.А., Маккавеев А.Н., Локшин Г.П. Физическая сущность геоморфологических границ // Геоморфология. — 2010. — № 2. — С. 3–10.
49. Любимова И.А., Заключение о перспективах расширения сырьевой базы Плесского гравийного карьера, расположенного в Заволжском р-не Ивановской обл., 1973.
50. Лютцау С.В. Факторы и способы перестройки эрозионных систем // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. — Москва, 1975. — С. 39–49.
51. Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Труды Верхневолжской экспедиции. — 1940. — №. 1. — С. 3-40.

52. Мирчинк Г. Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи // Труды комиссии по изучению четвертичного периода, IV. – 1935. – №. 2. – С. 5-36.
53. Москвитин А.И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1950. – 220 с.
54. Москвитин А. И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1947. – №. 88. – С. 5–18.
55. Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. Критический обзор литературных данных. М.: Наука, 1965. – 182 с.
56. Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. – 238 с.
57. Новский В. А. Верхний плейстоцен Ярославского Поволжья // Ученые записки ЯГПИ. Ярославль. – 1971. – №. 87. – С. 3–48.
58. Новский В. А. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области // Уч. зап. Яросл. пед. ин-та. География. Ярославль. – 1958. – №. 20. – С. 30.
59. Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М.: Наука, 1975. – 236 с.
60. Обедиентова Г. В. Границы и характер оледенения на востоке центральной части Русской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1965. – №. 30. – С. 111-127.
61. Обедиентова Г. В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 5-40.
62. Обедиентова Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975. – 174 с.
63. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. – 240 с.
64. Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Под ред. А.А. Величко и Л. Старкель. – М.: Наука, 1994. – 375 с.
65. Панин А. В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. М.: Географический факультет МГУ Москва, 2014. — 116 с.

66. Писарева В. В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. – 1965. – №. 4. – С. 24–39.
67. Писарева В. В., Никифорова С. Н., Свиридова Т. Г. Палинологическая характеристика микулинских межледниковых отложений северо-востока Европейской части СССР // Значение палинологии для стратиграфии и палеофлористики. – М.: 1966. – С. 225–231.
68. Пирогова Е.М., Комплексная геологическая карта м-б 1:500000, лист О-37-Г Ярославль / Гл. ред. Д.В. Соколов. Карты. Описание геологического строения и полезных ископаемых. 1949.
69. Гей В. П., Ауслендер В. Г., Демидов И. Н., Киселева В. Б. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России) // Материалы международного симпозиума. – М.: ГЕОС, 2000. – 99 с.
70. Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура) / Под ред. Герасимова И. П., Мещерякова Ю. А. – М.: Наука, 1967. – 285 с.
71. Свиточ А. А. Палеогеография Большого Каспия // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2015. – №. 4. – С. 69-80.
72. Соколова В.Б. Приледниковые озера Вологодского района // История озер Северо-Запада. – Л., 1967. – С. 198-200.
73. Сомов Е. И. Геологическое строение северной части Ярославской области // Тр. Моск. геол. управления. – 1939. – №. 31. – 56 с.
74. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Высшая Школа, 1978. – 335 с.
75. Спиридонов А.И. О некоторых особенностях убывания четвертичного оледенения на Русской равнине // Вопросы географии, сб. 12. Историческое землеведение. – М., 1949. – С. 167–182.
76. Спиридонов А.И. О различиях в оценке степени перестроек долинной сети // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. — Москва, 1975. — С. 3–8.

77. Спиридонов А.И. Развитие речных долин центра Русской равнины // Природа. – 1954. – №12. – С. 94–97.
78. Спиридонов А. И., Спиридонова Н.А. К геоморфологии Молого-Шекснинской низины // Вестник МГУ. – 1951. – №6. – С. 131–142.
79. Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1983. – № 52. – С. 42-57.
80. Спиридонова Е.А., Арсланов Х.А., Малаховский Д.Б. и др. Разрез плейстоценовых отложений у пос. Селижарово (Верхняя Волга) // Палинология плейстоцена. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. – С. 32-45.
81. Судакова Н. Г., Антонов С. И., Введенская А. И. Реконструкция краевых зон разновозрастных оледенений в центре Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – 2013. – С. 611-613.
82. Судакова Н. Г., Базилевская Л. И., Восковская Л. Т., Гунова В. С., Немцова Г. М. Палеогеографические реконструкции по новым результатам комплексного палеогеографического исследования Рыбинского Поволжья // Тез. докл. симпозиума Климаты прошлого и климатологический прогноз. – М.: изд-во Института охраны природы и заповедного дела, 1992. – С. 67–69.
83. Судакова И. Г., Введенская А. И., Восковская Л.Т., Писарева В. В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клино-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография России. – М: ГЕОС, 1997. – С. 171–180.
84. Судакова Н. Г., Гунова В. С., Немцова Г. М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 1996. – Т. 4. – №. 2. – С. 46–55.
85. Судакова Н. Г. Актуальные дискуссионные вопросы о проявлении ледниковых событий в центре Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2012. – № 72. – С. 60–72.

86. Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. – 159 с.
87. Тимофеев Д.А. Главные водоразделы и развитие гидросети материков // Докл. ИГ Сибири и Дальнего Востока. – 1965. – № 8. – С. 29–37.
88. Уткина А. О. Влияние гляциоизостатических деформаций на речной сток в бассейне верхней Волги в последнюю ледниковую эпоху // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина. — 2020а. — № 3 (68). — С. 116–129.
89. Уткина А. О. Моделирование эффектов гляциоизостазии в программном комплексе SELEN // Естественные и технические науки. — 2020б. — № 8 (146). — С. 110–115.
90. Уткина А. О., Панин А. В. Строение и история формирования долин прорыва верхней Волги // Геоморфология. – 2022. – Т. 53. – № 5. – С. 162–172.
91. Хавин Е. И. Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. – Л., 1962. – С. 109–124.
92. Хименков В.Г. Геологическое строение долины р. Волги от г. Рыбинска до г. Горького. М., 1956. – 137 с.
93. Хлевина С.Е. Климатические особенности Верхней Волги и их современные изменения // Вестник МГУ. – 2004. – №3–4. – С. 123–124.
94. Чеботарева Н. С., Макарычева И. А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. – 216 с.
95. Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюллетень КИЧП. – 2008. – №68. – С. 40–49.
96. Шик С. М., Писарева В. В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроностратиграфические подразделения плейстоцена // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб., 1998. – С. 8–23.
97. Щукин И.С. Общая геоморфология. В 3 т. Т.1. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 615 с.

98. Щукина Е.Н. Террасы Верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края // Бюллетень Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. – 1933. – Т. 11. – №3. – С.195-244.
99. Эпштейн О. Г. Базальные (основные) морены: проблема выделения, основы новой классификации // Литология и полезные ископаемые. – 2017. – №. 2. – С. 145-168.
100. Aitken, M.J. Thermoluminescence Dating. London: Academic press, 1985. – 359 p.
101. Alexanderson H., Murray A. S. Was southern Sweden ice free at 19–25 ka, or were the post LGM glacifluvial sediments incompletely bleached? // Quaternary Geochronology. – 2007. – Vol. 2. – No. 1-4. – P. 229-236.
102. Amante, C. and Eakins, B.: ETOPO1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Source and Analysis // Tech. rep. – 2009. – 1-19 p.
103. Argus D.F., Peltier W.R., Drummond R., Moore A.W. The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories // Geophysical Journal International. – 2014. – Vol. 198. – No. 1. – P. 537-563.
104. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420. – P. 4-14.
105. Atkinson K., Han W. Spherical harmonics and approximations on the unit sphere: an introduction. Heidelberg: Springer Berlin, 2012. – 2044 p.
106. Auriac A., Spaans K. H., Sigmundsson F., Hooper A., Schmidt P., Lund B. Iceland rising: Solid Earth response to ice retreat inferred from satellite radar interferometry and viscoelastic modeling // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2013. – Vol. 118. – No. 4. – P. 1331-1344.
107. Berger G.W. Effectiveness of natural zeroing of the thermo- luminescence in sediments // Journal of Geophysical Research. – 1990. – Vol. 95. – No. B8. – P. 12,375–12,397.
108. Berger G.W. Thermoluminescence dating studies of glacial silts from Ontario. // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1984. –Vol. 21. – No. 12. – P. 1393-1399.
109. Berger G. W., Luternauer J. J. Preliminary field work for thermoluminescence dating studies at the Fraser River delta, British Columbia // Geological Survey of Canada. – 1987. – Paper 87/IA. – P. 901–904.

110. Bickel L., Lüthgens C., Lomax J., Fiebig M. Luminescence dating of glaciofluvial deposits linked to the penultimate glaciation in the Eastern Alps // *Quaternary International*. – 2015. – Vol. 357. – P. 110-124.
111. Bøe A.-G., Murray A. S., Dahl O. S. Resetting of sediments mobilised by the LGM ice sheet in southern Norway // *Quaternary Geochronology*. – 2007. – Vol. 2. – No. 1-4. – P. 222–228.
112. Boettger T., Junge F.W., Knetsch S., Novenko E.Yu., Borisova O.K., Kremenetski K.V., Velichko A.A. Indications of short-term climate warming in the very end of the Eemian in terrestrial records of Central and Eastern Europe // *Developments in Quaternary Sciences*. – Amsterdam: Elsevier, 2007. – P 265–275.
113. Boettger T., Novenko E.Yu., Velichko A.A., Borisova O.K., Kremenetski K.V., Knetsch S., Junge F.W. Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early Glaciation // *Quaternary International*. – 2009. – Vol. 207. – No. 1-2. – P. 137-144.
114. Bøtter-Jensen L., Bulur E., Duller G., Murray A. Advances in luminescence instrument systems // *Radiation Measurements*. – 2000. – Vol. 32. – No. 5-6. – P. 523-528.
115. Borisova O., Konstantinov E., Utkina A., Baranov D., Panin A. On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia // *Journal of Quaternary Science*. – 2022. – Vol. 37. – No. 8. – P. 1442-1459.
116. Borisova O. K., Novenko E. Yu., Velichko A. A., Kremenetski K. V., Junge F. W., Boettger T. Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Volga region (Russia) // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – No. 19-21. – P. 2574–2585.
117. Boulton G. S., Dent D. L., Morris E. M. Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from south-east Iceland // *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. – 1974. – Vol. 56. – No. 3-4. – P. 135-145.
118. Brose F., Piotrowski A., Schroeder J. H. Entwicklung des Oderbruchs: Neue Daten zur Sedimentfüllung der Oderbruchdepression // *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg*. – 2003. – No. 9. – P. 57-65.

119. Busschers F. S., Kasse C., Van Balen R. T., Vandenberghe J., Cohen K. M., Weerts H. J. T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa J., Bunnik F. P. M. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26. – No. 25-28. – P. 3216-3248.
120. Buylaert J. P., Jain M., Murray A. S., Thomsen K. J., Thiel C., Sohbati R. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments // *Boreas*. – 2012. – Vol. 41. – No. 3. – P. 435-451.
121. Buylaert J. P., Murray A. S., Gebhardt A. C., Sohbati R., Ohlendorf C., Thiel C., Wastegård S., Zolitschka B., The PASADO Science Team. Luminescence dating of the PASADO core 5022-1D from Laguna Potrok Aike (Argentina) using IRSL signals from feldspar // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – Vol. 71. – P. 70-80.
122. Cathles L. M. *The Viscosity of Earth's Mantle*. Princeton: Princeton Univ. Press, 1975. – 414 p.
123. Celsius A. Anmärkning om vatnets förminskande så i Östersjön som Vesterhafvet // *Kongl. Svenska Wetenskaps Academiens Handlingar*. – 1743. – Vol. 4. – P. 33–50.
124. Chamberlin T. C., Salisbury R. D. *The Driftless Area of the Upper Mississippi Valley*. 6th Annual Report of the U.S. Geological Survey. Washington, 1885.
125. Clark J. A., Farrell W. E., and Peltier W. R. Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation // *Quaternary Research*. – 1978. – Vol. 9. – No. 3. – P. 265–287.
126. Cockburn H. A. P., Summerfield M. A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis // *Progress in physical Geography*. – 2004. – Vol. 28. – No. 1. – P. 1-42.
127. Colls A. E., Stokes, S., Blum, M. D., Straffin, E. Age limits on the Late Quaternary evolution of the upper Loire River // *Quaternary Science Reviews*. – 2001. – Vol. 20. – No. 5-9. – P. 743-750.
128. Croll J. *Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate*. Glasgow: Good Press, 2023. – 562 p.

129. Degering D., Krbetschek M. R. Dating of interglacial sediments by luminescence methods // *Developments in Quaternary Sciences*. – Amsterdam: Elsevier, 2007. – P. 157-171.
130. Dreimanis A. Till: Their genetic terminology and classification // *Genetic classification of glacial deposits*. – Rotterdam: A.A. Balkema, 1989. – P. 17-83.
131. Duller G. A. T. *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*. Swindon: English Heritage, 2008. – 44 p.
132. Duller G.A.T., Wintle A.G., Hall A.M. Luminescence dating and its application to key pre-late Devensian sites in Scotland // *Quaternary Science Reviews*. – 1995. – Vol. 14. – No. 5. – P. 495–519.
133. Ekman M. The changing level of the Baltic Sea during 300 years: a clue to understanding the Earth // *Åland Islands: Summer Institute for Historical Geophysics*, 2009. – P. 155.
134. Farrell W. E., Clark J. A. On postglacial sea level // *Geophysical Journal International*. – 1976. – Vol. 46. – No. 3. – P. 647-667.
135. Fleming K., Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Y., Lambeck K., Chappell J. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – Vol. 163. – No. 1-4. – P. 327–342.
136. Flint R.F. *Glacial and Pleistocene Geology*. New York: John Wiley & Sons, 1964. – 892 p.
137. Forman S. L., Pierson J., Lepper K. Luminescence geochronology // *Quaternary geochronology: Methods and applications*. – 2000. – Vol. 4. – P. 157-176.
138. Fuchs M., Owen L. A. Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions // *Boreas*. – 2008. – Vol. 37. – No. 4. – P. 636-659.
139. Fuller I. C., Macklin M. G., Passmore D. G., Brewer P. A., Lewin J., Wintle A. G. Geochronologies and environmental records of Quaternary fluvial sequences in the Guadalope basin, northeast Spain, based on luminescence dating // *Global Continental Changes: The Context of Palaeohydrology*. Geological Society Special Publication. – 1996. – No. 115. – No. 1 – P. 99–120.

140. Fuller I. C., Macklin M. G., Lewin J., Passmore D. G., Wintle A. G. River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 ky // *Geology*. – 1998. – Vol. 26. – No. 3. – P. 275-278.
141. Gey V., Saarnisto M., Lunkka J. P., Demidov I. Mikulino and Valdai palaeoenvironments in the Vologda area, NW Russia // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31. – No. 1-4. – P. 347–366.
142. Gemmell A. M. D. Zeroing of the TL signal in sediment undergoing fluvio-glacial transport. An example from Austerdalen, Western Norway // *Quaternary Science Reviews*. – 1988. – Vol. 7. – No. 3-4. – P. 339-345.
143. Gilbert G. K. Proceedings of the Section of Geology and Geography // *Science*. – 1885a. – 6. – P. 219–222.
144. Gilbert G. K. The Inculcation of Scientific Method by Example, with an illustration drawn from the Quaternary Geology of Utah // *American Journal of Science*. – 1885b. – Vol. 3. – No. 184. – P. 284–299.
145. Guerin G., Mercier N., Nathan R., Adamiec G., Lefrais Y. On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review // *Radiation Measurements*. – 2012. – Vol. 47. – No. 9. – P. 778–785.
146. Godfrey-Smith D. I., Huntley D. J., Chen W. H. Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts // *Quaternary Science Reviews*. – 1988. – Vol. 7. – No. 3-4. – P. 373-380.
147. Gyllencreutz R., Mangerud J., Svendsen J.-I., Lohne Ø. DATED—a GIS-based reconstruction and dating database of the Eurasian deglaciation // *Applied Quaternary Research in the Central Part of Glaciated Terrain*. Geological Survey of Finland. – 2007. – P. 113-120.
148. Haskell N. A. The motion of a viscous fluid under a surface load. Part II // *Physics*. – 1935. – Vol. 7. – No. 2. – P. 56-61.
149. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of Paleolimnology*. – 2001. – Vol. 25. – No. 1. – P. 101–110.
150. Holbrook J., Autin W. J., Rittenour T. M., Marshak S., Goble R. J. Stratigraphic evidence for millennial-scale temporal clustering of earthquakes on a continental-

- interior fault: Holocene Mississippi River floodplain deposits, New Madrid seismic zone, USA // *Tectonophysics*. – 2006. – Vol. 420. – No. 3-4. – P. 431-454.
151. Houmark-Nielsen M. Testing OSL failures against a regional Weichselian glaciation chronology from southern Scandinavia // *Boreas*. – 2008. – Vol. 37. – No. 4. – P. 660-677.
152. Hubberten H., Andreev A., Astakhov V., Demidov I., Dowdeswell J., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsen E., Lunkkak J., Lysa A., Mangerude J., Möller P., Saarnisto M., Schirmer L., Sherm A., Siegert C., Siegert M., Svendsen J. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23 – No. 11-13. – P. 1333–1357.
153. Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S., Mangerud J., Svendsen J. I. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. – 2015. – Vol. 45. – No. 1. – P. 1-45.
154. Jamieson T. F. On the history of the last geological changes in Scotland // *Quarterly Journal of the Geological Society*. – 1865. – Vol. 21. – No. 1-2. – P. 161-204.
155. Jeong G. Y., Choi J. H. Variations in quartz OSL components with lithology, weathering and transportation // *Quaternary Geochronology*. – 2012. – Vol. 10. – P. 320-326.
156. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 44. – P. 51-59.
157. King G. E., Robinson R. A. J., Finch A. A. Towards successful OSL sampling strategies in glacial environments: deciphering the influence of depositional processes on bleaching of modern glacial sediments from Jostedal, Southern Norway // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 89. – P. 94-107.
158. Kurbanov, R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // *Boreas*. – 2021. – Vol. 50. – No. 1. – P. 134-146.
159. Kvasov D.D. The Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. Helsinki: Suomalainen tiedeakat, 1979. – 71 p.

160. Lambeck K., Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle // *Science*. – 2001. – Vol. 292. – No. 5517. – P. 679-686.
161. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lysa A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. – 2006. – Vol. 35. – No. 3. – P. 394-424.
162. Lasberg K., Kalm V., Kihno K. Ice-free interval corresponding to Marine Isotope Stages 4 and 3 at the Last Glacial Maximum position at Kileshino, Valdaj Upland, Russia // *Estonian Journal of Earth Sciences*. – 2014. – Vol. 63. – No. 2. – P. 88.
163. Taratunina N. A., Buylaert J. P., Kurbanov R. N., Yanina T.A., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Utkina A.O., Murray A.S. Late quaternary evolution of Lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating // *Quaternary Geochronology*. — 2022. — Vol. 72. — P. 101-369.
164. Li S. H. Luminescence sensitivity changes of quartz by bleaching, annealing and UV exposure // *Radiation Effects and Defects in Solids* – 2002. – Vol. 157. – No. 3. – P. 357-364.
165. Lidberg M., Johansson J. M., Scherneck H. G., Milne G. A. Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST // *J. Geodyn.* – 2010 – Vol. 50 – No. 1 – P. 8-18.
166. Liedtke H. Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruchs // *Heidelberger Geographische Arbeiten*. – 1996. – Vol. 104. – P. 327-351.
167. Lowe J.J., Walker M.J.C. *Reconstructing Quaternary Environments*, 2nd ed. London: Pearson Prentice Hall, 1997. – 568 p.
168. Lukas S., Spencer J. Q., Robinson R. A., Benn D. I. Problems associated with luminescence dating of Late Quaternary glacial sediments in the NW Scottish Highlands // *Quaternary Geochronology*. – 2007. – Vol. 2. – No. 1-4. – P. 243-248.
169. Lüthgens C., Böse M., Lauer T., Krbetschek M., Strahl J., Wenske D. Timing of the last interglacial in Northern Europe derived from Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a terrestrial Saalian–Eemian–Weichselian sedimentary sequence in NE-Germany // *Quaternary International*. – 2011. – Vol. 241. – No. 1-2. – P. 79-96.

170. Lyell C. I. On the proofs of a gradual rising of the land certain parts of Sweden // Abstracts of the Papers Printed in the Philosophical Transactions of the Royal Society of London. – London: The Royal Society, 1837. – No. 3. – C. 313-315.
171. Lysa A., Jensen M. A., Larsen E., Fredin O., Demidov I. N. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // *Boreas*. – 2011. – Vol. 40. – No. 3. – P. 481–497.
172. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G. K. C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23. – No. 11-13. – P. 1313–1332.
173. Mangerud J., Astakhov V.I., Murray A.S., Svendsen J.I. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents–Kara Ice Sheet advances, Northern Russia // *Global and Planetary Change*. – 2001. – Vol. 31. – No. 1-4. – P. 321-336.
174. Mangerud J., Astakhov V., Svendsen J. I. The extent of the Barents–Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. – 2002. – Vol. 21. – No. 1-3. – P. 111-119.
175. McConnell Jr R. K. Viscosity of the mantle from relaxation time spectra of isostatic adjustment // *Journal of Geophysical Research*. – 1968. – Vol. 73. – No. 22. – P. 7089-7105.
176. Mey J., Scherler D., Wickert A. D., Egholm D. L., Tesauro M., Schildgen T. F., Strecker M. R. Glacial isostatic uplift of the European Alps // *Nature Communications*. – 2016. – Vol. 7. – No. 1. – P. 13382.
177. Milne G. A., Mitrovica J. X. Postglacial sea-level change on a rotating Earth // *Geophysical Journal International*. – 1998. – Vol. 133. – No. 1. – P. 1-19.
178. Möller P., Murray A. S. Drumlinised glaciofluvial and glaciolacustrine sediments on the Småland peneplain, South Sweden–new information on the growth and decay history of the Fennoscandian Ice Sheets during MIS 3 // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – Vol. 122. – P. 1-29.
179. Moska P., Murray A. S. Stability of the quartz fast-component in insensitive samples // *Radiation Measurements*. – 2006. – Vol. 41. – No.7-8. – P. 878-885.

180. Murray A. S., Helsted L. M., Autzen M., Jain M., Buylaert J.-P. Measurement of natural radioactivity: calibration and performance of a high-resolution gamma spectrometry facility // *Radiation Measurements*. – 2018. – Vol. 120. – P. 215–220.
181. Murray A. S., Marten R., Johnston A., Martin P. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. – 1987. – Vol. 115. – No. 2. – P. 263–288.
182. Murray A. S., Thomsen K. J., Masuda N., Buylaert J.-P., Jain M. Identifying well-bleached quartz using the different bleaching rates of quartz and feldspar luminescence signals // *Radiation measurements*. – 2012. – Vol. 47. – No. 9. – P. 688-695.
183. Murray A., Arnold L. J., Buylaert J.-P., Guérin G., Qin J., Singhvi A. K., Smedley R., Thomsen K. J. Optically stimulated luminescence dating using quartz // *Nature Reviews Methods Primers*. – 2021. – Vol. 1. – No. 1. – P. 1-31.
184. Murray A. S., Olley J. M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review // *Geochronometria*. – 2002. – Vol. 21. – No. 1. – P. 1-16.
185. Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability // *Radiation Measurements*. – 2003. – Vol. 37. – No. 4-5. – P. 377–381.
186. Nansen F. The strandflat and isostasy, *Videnskapsselskapets Skrifter*. 1. Matematisk-Naturhistorisk Klasse. Kristiania: Jacob Dybwad, 1921. – 313 p.
187. Nield G. A., Barletta V. R., Bordoni A., King M. A., Whitehouse P. L., Clarke P. J., Domack E., Scambos T. A., Berthier E. Rapid bedrock uplift in the Antarctic Peninsula explained by viscoelastic response to recent ice unloading // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2014. – Vol. 397. – P. 32-41.
188. Olley J., Caitcheon G., Murray A. The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments // *Quaternary Science Reviews*. – 1998. – Vol. 17. – No. 11. – P. 1033-1040.
189. Panin A., Konstantinov E., Borisova O., Zyuganova I., Baranov D., Karpukhina N., Utkina A., Naryshkina N., Kurbanov R. Palaeoenvironmental conditions of the Upper-Middle Pleistocene warm intervals in the Upper Volga region, Northwestern

- Russia, based on palynological, paleocarpological and quantitative geochronological data // *Quaternary*. – 2024. – Vol. 7. – No. 2. – P. 24.
190. Peltier W. R. Global glacial isostatic adjustment: Palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model // *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*. – 2002. – Vol. 17. – No. 5-6. – P. 491-510.
 191. Peltier W. Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) Model and GRACE // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* – 2004. – Vol. 32 – No. 1. – P. 111-149.
 192. Peltier W. R. Mantle viscosity and ice-age ice sheet topography // *Science*. – 1996. – Vol. 273. – No. 5280. – P. 1359-1364.
 193. Peltier W. R. The impulse response of a Maxwell Earth // *Reviews of Geophysics*. – 1974. – Vol. 12. – No. 4. – P. 649-669.
 194. Peltier W. R., Andrews J. T. Glacial-isostatic adjustment—I. The forward problem // *Geophysical Journal International*. – 1976. – Vol. 46. – No. 3. – P. 605-646.
 195. Peltier W.R., Argus D.F., Drummond R. Space geodesy constrains ice-age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2015. – Vol. 120. – No. 1. – P. 450-487.
 196. Peltier W. R., Drummond R. A., Tushingham A. M. Post-glacial rebound and transient lower mantle rheology // *Geophysical Journal International*. – 1986. – Vol. 87. – No. 1. – P. 79-116.
 197. Peltier W. R., Farrell W. E., Clark J. A. Glacial isostasy and relative sea level: a global finite element model // *Tectonophysics*. – 1978. – Vol. 50. – No. 2-3. – P. 81-110.
 198. Peltier W., Tushingham A. Global sea level rise and the greenhouse effect: might they be connected? // *Science*. – 1989. – Vol. 244. – No. 4906. – P. 806–810.
 199. Pietsch T. J., Olley J. M., Nanson G. C. Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz // *Quaternary Geochronology*. – 2008. – Vol. 3. – No. 4. – P. 365-376.
 200. Playfair J. *Illustrations of the Huttonian theory of the Earth*. London: Cadell and Davies, and Edinburgh: William Creech, 1802. – 523 p.

201. Prescott J. R., Hutton J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations // Radiation Measurements. – 1994. – Vol. 23. – No. 2-3. – P. 497–500.
202. Punning J. M., Raukas A. The age of tills: problems and methods // INQUA Symposia on the genesis and lithology of quaternary deposits. – 1983. – P. 357-364.
203. Raukas A., Stankowski W. Influence of sedimentological composition on OSL dating of glaciofluvial deposits: examples from Estonia // Geological Quarterly. – 2005. – Vol. 49. – No. 4. – P. 463-470.
204. Rittenour T. M. Luminescence dating of fluvial deposits: Applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research // Boreas. – 2008. – Vol. 37. – No. 4. – P. 613–635.
205. Rittenour T. M., Blum M. D., Goble R. J. Fluvial evolution of the lower Mississippi River valley during the last 100 ky glacial cycle: Response to glaciation and sea-level change // Geological Society of America Bulletin. – 2007. – Vol. 119. – No. 5-6. – P. 586-608.
206. Roy K., Peltier W. R. Space-geodetic and water level gauge constraints on continental uplift and tilting over North America: regional convergence of the ICE-6G_C (VM5a/VM6) models // Geophysical Journal International. – 2017. – Vol. 210. – No. 2. – P. 1115-1142.
207. Sawakuchi A. O., Blair M. W., DeWitt R., Faleiros F. M., Hyppolito T., Guedes C. C. Thermal history versus sedimentary history: OSL sensitivity of quartz grains extracted from rocks and sediments // Quaternary Geochronology. – 2011. – Vol. 6. – No. 2. – P. 261-272.
208. Sella G. F., Stein S., Dixon T.H., Craymer M., James T.S., Mazzotti S., Dokka R.K. Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS // Geophysical Research Letters. – 2007. – Vol. 34. – No. 2. – L02306.
209. Sohbaty R., Murray A., Lindvold L., Buylaert J.-P., Jain M. Optimization of laboratory illumination in optical dating // Quaternary Geochronology. – 2017. – Vol. 39. – P. 105–111.
210. Spada G., Melini D. SELEN4 (SELEN version 4.0): a Fortran program for solving the gravitationally and topographically self-consistent sea-level equation in glacial

- isostatic adjustment modeling // *Geoscientific Model Dev.* – 2019. – Vol. 12. – No. 12. – P. 5055–5075.
211. Spada G., Stocchi P. SELEN: a Fortran 90 program for solving the “sea-level equation” // *Computers and Geosciences.* – 2007. – Vol. 33. – No. 4. – P. 538–562.
212. Spencer J. Q., Owen L. A. Optically stimulated luminescence dating of Late Quaternary glaciogenic sediments in the upper Hunza valley: validating the timing of glaciation and assessing dating methods // *Quaternary Science Reviews.* – 2004. – Vol. 23. – No. 1-2. – P. 175-191.
213. Spooner N. A. The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars // *Radiation Measurements.* – 1994. – Vol. 23. – No. 2-3. – P. 625-632.
214. Straffin E., Blum M., Colls A., Stokes S. Alluvial stratigraphy of the Loire and Arroux rivers (Burgundy, France) [Stratigraphie des alluvions de la Loire et de l'Arroux, Bourgogne, France] // *Quaternaire.* – 1999. – Vol. 10. – No. 4. – P. 271-282.
215. Steffen H., Wu P. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia—a review of data and modeling // *Journal of geodynamics.* – 2011. – Vol. 52. – No. 3-4. – P. 169-204.
216. Stroeve A., Hattestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J., Olsen L., Caffee M., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G., Stromberg B., Jansson K. Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews* – 2016. – Vol. 147. – P. 91-121.
217. Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J. P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews.* – 2004. – Vol. 23 – No. 11-13 – P. 1229–1271.
218. Svendsen J. I., Gataullin V., Mangerud J., Polyak K. The glacial history of the Barents and Kara Sea region // *Developments in Quaternary Sciences.* – Elsevier, 2004. – Vol. 2. – P. 369-378.
219. Taratunina N. A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N., Yanina T.A., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Utkina A.O., Murray A.S. Late Quaternary evolution of lower

- reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating // *Quaternary Geochronology*. – 2022. – Vol. 72. – P. 101369.
220. Thiel C., Buylaert J.-P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // *Quaternary International*. – 2011. – Vol. 234. – No. 1. – P. 23–31.
221. Thomas P.J., Murray A.S., Kjær K.H., Funder S., Larsen E. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glacial sediments from Arctic Russia - depositional bleaching and methodological aspects // *Boreas*. – 2006. – Vol. 35. – No. 3. – P. 587-599.
222. Thomsen K. J., Murray A. S., Jain M. Stability of IRSL signals from sedimentary K-feldspar samples // *Geochronometria*. – 2011. – Vol. 38. – No. 1. – P. 1-13.
223. Thomsen K.J., Murray A.S., Jain M., Bøtter-Jensen L. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts // *Radiation Measurements*. – 2008. – Vol. 43. – No. 9-10. – P. 1474-1486.
224. Thrasher I. M., Mauz B., Chiverrell R. C., Lang A. Luminescence dating of glaciofluvial deposits: a review // *Earth-Science Reviews*. – 2009. – Vol. 97. – No. 1-4. – P. 133-146.
225. Truelsen J. L., Wallinga J. Zeroing of the OSL signal as a function of grain size: investigating bleaching and thermal transfer for a young fluvial sample // *Geochronometria*. – 2003. – Vol. 22. – No. 1. – P. 8.
226. Tsukamoto S., Asahi, K. Watanabe T., Rink W. J. Timing of past glaciations in Kanchenjunga Himal, Nepal by optically stimulated luminescence dating of tills // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 97. – P. 57-67.
227. Tushingham A. M., Peltier W. R. Ice-3G: A new global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1991. – Vol. 96. – No. B3. – P. 4497-4523.
228. Utkina A., Choi J.-H., Murray A., Panin A., Zaretskaya N., Kurbanov R., Buylaert J.-P. Luminescence ages of sediments from the margin of the penultimate glaciation in the north-eastern East European plain // *Quaternary Geochronology*. – 2024. – P. 101578.

229. Utkina A. O., Panin A.V., Kurbanov R.N., Murray A.S. Unexpectedly old luminescence ages as an indicator of the origin of the upper Volga River valley sediments // *Quaternary Geochronology*. – 2022. – Vol. 73. – P. 101381.
230. Vandenberghe D., Derese C., Houbrechts G. Residual doses in recent alluvial sediments from the Ardenne (S. Belgium) // *Geochronometria*. – 2007. – Vol. 28. – P. 1–8.
231. Walker M. *Quaternary dating methods*. Chichester: John Wiley and Sons, 2005. – 304 p.
232. Wallinga J. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review // *Boreas*. – 2008. – Vol. 31. – No. 4. – P. 303–322.
233. Wallinga J., Törnqvist T. E., Busschers F. S., Weerts H. J. Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine–Meuse fluvial record: the interplay of sea-level change, climate change and crustal movements // *Basin Research*. – 2004. – Vol. 16. – No. 4. – P. 535–547.
234. Whitehouse P. L. Glacial isostatic adjustment modelling: historical perspectives, recent advances, and future directions // *Earth surface dynamics*. – 2018. – Vol. 6. – No. 2. – P. 401–429.
235. Wintle A. G. Anomalous fading of thermo-luminescence in mineral samples // *Nature*. – 1973. – Vol. 245. – No. 5421. – P. 143–144.
236. Wintle A. G., Catt J. A. Thermoluminescence dating of soils developed in Late Devensian loess at Pegwell Bay, Kent // *Journal of Soil Science*. – 1985. – Vol. 36. – No. 2. – P. 293–298.
237. Woodward R. S. *On the Form and Position of the Sea Level: With Special References to Its Dependence on Superficial Masses Symmetrically Disposed about a Normal to the Earth's Surface*. – US Government Printing Office, 1888. – No. 48. – P. 87–170.
238. Wu P., Peltier W. R. Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity // *Geophysical Journal International*. – 1983. – Vol. 74. – No. 2. – P. 377–449.
239. Yi S., Buylaert J.-P., Murray A.S., Lu H., Thiel C., Zeng L. A detailed post-IR IRSL dating study of the Niuyangzigou loess site in northeastern China // *Boreas*. – 2016. – Vol. 45. – No. 4. – P. 644–657.

240. Государственная геологическая карта четвертичных отложений масштаба 1:200000, листы О-37-XVI, О-37-XXII, О-37-XXIV // Государственная геологическая карта России (ГГК-1000, ГГК-200): сайт – Москва, 2020. – URL: <http://geolkarta.ru/index.php> (дата обращения: 10.02.2020).
241. NASA Shuttle Radar Topography Mission, Global 1 arc second. / NASA EOSDIS Land Processes DAAC // EARTHDATA: сайт – Гринбелт, 2020. – URL: <https://doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1.003> (дата обращения: 13.01.2020)
242. Peltier W.R., Datasets. / Peltier W.R. // University of Toronto: сайт. – Торонто, 2019. – URL: <https://www.atmosp.physics.utoronto.ca/~peltier/data.php> (дата обращения: 12.04.2024).

Приложения

Приложение 1. Методика изменения толщины ледника в области исследования

Изменение границы ледника требовало соответствующей корректировки модели распределения толщины ледника в области исследования. Для этой цели была использована методика уменьшения толщины ледника (*tapering*), основанная на расстоянии от границы ледяного щита. Расчет толщины ледника производился при помощи инструмента «Калькулятор поля» в ArcMap 10.6.1 по следующей формуле:

```
IC * (!NEAR_DIST_! / (M + !NEAR_DIST_!)) if !stgit! == 0 else (!stgit! *  
(!NEAR_DIST_! / (M + !NEAR_DIST_!)) if !NEAR_DIST_! is not None else 0)  
str(!lat!) + "_" + str(!lon!)
```

где IC — максимальная толщина льда, заданная исходя из геологических данных для данной области; $NEAR_DIST_$ — расстояние от каждой точки до границы ледяного щита, рассчитанное с помощью инструмента «Евклидово расстояние»; M — коэффициент масштабирования, который контролирует скорость уменьшения толщины льда по мере приближения к границе ледника. Этот параметр можно настраивать в зависимости от характеристик местности.

str(!lat!) + "_" + str(!lon!)

Когда $NEAR_DIST_$ имеет малые значения (точки находятся близко к границе ледника), дробь $!NEAR_DIST_! / (10000.0 + !NEAR_DIST_!)$ также будет мала, что приведет к уменьшению толщины льда в этих точках. По мере увеличения значений $NEAR_DIST_$ (точки дальше от границы), значение дроби будет расти, что приведет к увеличению толщины льда.

Выбор коэффициента масштабирования M основан на данных, отражающих естественное поведение ледников и скорость снижения их толщины по мере продвижения от центральной части ледника к его краю. Исследования крупных ледников, таких как Гренландский и Антарктический, установили, что толщина льда существенно уменьшается на расстоянии от 50 до 100 км от края ледяного щита (Patterson, 1994; Cuffey & Paterson, 2010). Этот процесс следует экспоненциальной зависимости, при которой лед теряет толщину быстрее на участках, расположенных ближе к границе. Исследования палеоледников, в

частности Скандинавского ледяного щита, также подтверждают, что зона истончения льда охватывает расстояние от 50 до 100 км от его границы (Svendsen et al., 2004). На основании данного исследования в данной работе мы приняли 10 км в качестве расстояния уменьшения толщины льда.

Максимальная толщина ледника в 1400 м выбрана на основе геологических данных, представленных в публикациях о палеоледниковых исследованиях Скандинавского ледника и его периферийных областей (модель ICE-6G; Peltier et al., 2015).

Основная идея расчета заключается в том, чтобы корректно отобразить уменьшение толщины льда в зависимости от расстояния до границы ледника. Применение данной формулы обеспечивает плавное снижение толщины льда от границы к центру ледяного покрова, где значения достигают максимума. Формула учитывает экспоненциальный характер уменьшения толщины льда, который свойственен крупным ледяным щитам. Основой для этого подхода стал принцип, согласно которому экспоненциальная зависимость наиболее точно описывает процесс истончения ледников, что подтверждается литературными данными (Cuffey & Paterson, 2010).

Приложение 2. Создание файла толщины льда.

Отдельным важным аспектом является конвертация в нужный формат NetCDF файлов модели ICE-6G. Для упрощения работы мы использовали исходный файл с толщиной льда формата *.rix*, поставляемый вместе с SELEN4, и заменили в нём значения толщины льда только в пределах бассейна верхней Волги. Для корректировки значений толщины льда в *rix*-файле с использованием данных из нескольких NetCDF-файлов была разработана программа на языке R. Основные этапы программы включают в себя загрузку данных, интерполяцию значений толщины льда и запись обновленных данных в исходный файл.

Этапы работы программы:

1. Для каждого временного среза (в нашем случае, 21 тыс. л.н., 17 тыс. л.н. и 15 тыс. л.н.) данные о толщине льда извлекаются из NetCDF-файлов. Используются переменные *lat* (широта), *lon* (долгота) и *stgit* (толщина льда).
2. Загружается исходный *rix*-файл SELEN4, который содержит координаты узлов сетки пикселей и соответствующие значения толщины льда для различных временных срезов.
3. Для обновления данных используется метод нахождения ближайшего значения. Функция *find_nearest_thickness* рассчитывает евклидово расстояние между целевыми координатами и всеми доступными точками в данных NetCDF и выбирает ближайшее значение толщины льда.
4. После корректировки значений для каждого временного среза обновленные данные записываются обратно в файл формата *.rix*.

Текст кода представлен ниже.

```
library(ncdf4)
library(dplyr)

# Функция для чтения данных NetCDF
read_netcdf <- function(file_path, var_name) {
  nc_data <- nc_open(file_path)
  latitudes <- ncvar_get(nc_data, "lat")
  longitudes <- ncvar_get(nc_data, "lon")
  ice_thickness <- ncvar_get(nc_data, var_name)
```

```

nc_close(nc_data)

# Объединение в дата фрейм
df <- expand.grid(lat = latitudes, lon = longitudes)
df$ice_thickness <- as.vector(ice_thickness)
return(df)
}

# Чтение данных из файлов модели
nc_21ka <- read_netcdf("path_to_netcdf_21ka.nc", "stgit")
nc_17ka <- read_netcdf("path_to_netcdf_17ka.nc", "stgit")
nc_15ka <- read_netcdf("path_to_netcdf_15ka.nc", "stgit")

# Чтение файла толщины льда из SELEN4
pix_file <- "path_to_selen4_ice_thickness_file.pix"
seln4_df <- read.table(pix_file, header = FALSE)

# Определение корректных подзаголовков колонок файла толщины льда
colnames(seln4_df) <- c("pixel_id", "longitude", "latitude", "pixel_constant",
                        paste0("thickness_", seq(26, 0, by = -0.5), "ka"))

# Функция для поиска ближайшего значения толщины льда
find_nearest_thickness <- function(lat, lon, nc_df) {
  distances <- (nc_df$lat - lat)^2 + (nc_df$lon - lon)^2
  nearest_index <- which.min(distances)
  return(ceiling(nc_df$ice_thickness[nearest_index]))
}

# Функция обновления толщины льда для заданных временных отрезков
update_thickness <- function(seln4_df, nc_df, time_step_col, lat_min, lat_max,
                             lon_min, lon_max) {
  for (i in seq_len(nrow(seln4_df))) {
    lat <- seln4_df$latitude[i]
    lon <- seln4_df$longitude[i]

```

```

    if (lat >= lat_min & lat <= lat_max & lon >= lon_min & lon <= lon_max) {
      ice_thickness <- find_nearest_thickness(lat, lon, nc_df)

      if (!is.na(ice_thickness)) {
        seln4_df[i, time_step_col] <- ice_thickness
      }
    }
  }
  return(seln4_df)
}

# Обновление значений толщины льда для каждого временного отрезка
seln4_df <- update_thickness(seln4_df, nc_21ka, "thickness_21ka", 55.5, 61.5,
34.5, 44.5)
seln4_df <- update_thickness(seln4_df, nc_17.5ka, "thickness_17ka", 55.5, 61.5,
34.5, 44.5)
seln4_df <- update_thickness(seln4_df, nc_15ka, "thickness_15ka", 55.5, 61.5,
34.5, 44.5)

# Запись обновленных значений толщины в файл толщины льда SELEN4
write.table(seln4_df, "updated_selen4_ice_thickness_file.pix", row.names =
FALSE, col.names = FALSE)

```

Методика позволяет гибко адаптировать данные о толщине льда в модели SELEN4. Полученный файл может быть использован для стандартного запуска SELEN4, который описан в руководстве пользователя.

**Приложение 3. Поправки на высоту геоида для палеотопографии,
смоделированной при помощи SELEN 4**

Время, тыс. л.н.	Поправка, м
22	97
21	95
20	95
19	93
18	92
17	89
16	85
15	82
14	68
13	50
12	50
11	30
10	30
9	12
8	5
7	1,5
6	0
5	0
4	0
3	0
2	0
1	0

Приложение 4. Результаты люминесцентного датирования: дозы, итоговые возраста и их соотношения по кварцу и полевому шпату. Минимальный возраст (обозначенный символом ">") показан для образцов, кварц или полевой шпат которых находится в сатурации. Неопределенности в отношении дат с менее чем 2 аликвотами определены недостаточно точно, поэтому эти даты указаны в круглых скобках.

Древние: **подморенные**, **надморенные**, **эол**, **аллювий**, **дельтовый**, **озерные**

Лаб. номер	Полевой номер	Глуб. , см	Эквивалентная доза (Гр) и количество аликвот (n – всех, n _a – принятых)									Скорость накопления дозы кварца, Гр /тыс.л.**	Возраст, тыс.л.			Соотношения ППШ/кварц		Качество засветки*
			ОСЛ кварц			IR ₅₀			pIRIR ₂₉₀				ОСЛ кварц	IR ₅₀	pIRIR ₂₉₀	IR ₅₀ /OSL	pIRIR ₂₉₀ / OSL	
			De (Гр)	n	n _a	De (Гр)	n	n _a	De (Гр)	n	n _a							
Черменино (точки 19548, 20736)																		
206137	19548-1	390	>200	2	0	487±23	6	6	764±39	6	6	0.83±0.03	>240	300±20	480±30	-		
206138	19548-2	490		2	0	527±57	6	5	919±156	6	5	0.80±0.03	>250	340±40	590±100			
206139	19548-3	645		2	0	680±121	6	6	976±133	6	6	0.79±0.03	>250	440±80	630±90			
206140	19548-4	890		2	0	503±20	6	6	710±38	6	6	1.07±0.05	>190	270±20	390±30			
208658	20736-6	230	36.1±0.7	20	19	41±1	8	8	66±2	8	8	2.34±0.11	15.4±0.8	12.6±0.6	20.0±1.0	0.82±0.06	1.30±0.10	pw
208657	20736-5	330	>200	2	0	213±22	6	6	265±25	6	6	2.14±0.10	>90	69.4±7.8	86.1±8.9	-		
208656	20736-4	1260		2	0	805±115	2	0	968±227	2	0	1.01±0.05	>200	(410)	(500)			
208655	20736-3	2230		2	0	530±10	2	0	878±54	2	0	1.13±0.05	>180	(260)	(430)			
208554	20736-2	2550		2	0	638±2	2	0	964±50	2	0	0.99±0.05	>200	(330)	(500)			
208653	20736-1	2810		2	0	569±8	2	0	676±388	2	0	1.17±0.05	>170	(270)	(320)			
196101	063-1	30	>200	18	0	443±17	12	12	708±82	12	12	1.05±0.04	>190	220±10	360±40	-		
196102	063-2	80		18	0	440±15	12	12	662±47	12	12	0.98±0.04	>200	230±10	350±30			
196103	063-3	150		18	0	475±49	6	6	850±65	6	6	0.85±0.04	>240	270±30	480±40			
196104	063-4	230		16	0	486±28	6	6	645±56	6	6	0.81±0.03	>250	280±20	370±40			
196105	063-5	320		18	0	341±29	6	6	645±143	6	6	1.48±0.06	>140	140±10	270±60			
196106	063-6	370		18	0	457±19	6	6	778±66	6	6	1.41±0.05	>140	200±10	330±30			
206133	19547-1	200		6	0	562±72	6	6	766±74	6	6	1.54±0.06	>130	240±30	330±30			

206134	19547-2	500		2	0	493±19	6	6	620±14	6	6	1.75±0.08	>110	200±10	250±10			
206135	19547-3	600		2	0	450±9	6	6	662±40	6	6	1.09±0.05	>180	240±10	360±30			
206135	19547-4	650		2	0	483±12	6	6	675±53	6	6	1.18±0.05	>170	230±10	350±30			
196110	061-3	270		15	0	394±32	12	12	458±33	12	12	1.46±0.06	>140	160±10	190±20			
196109	061-2b	630		17	0	484±45	6	6	859±149	6	6	1.47±0.05	>140	200±20	360±70			
196108	061-2a	630		15	0	541±107	6	6	751±119	6	6	1.33±0.06	>150	240±50	330±50			
196107	061-1	870	100±22	12	11	130±35	12	10	161±22	12	10	1.39±0.05	72±16	56±15	69±10	0.77±0.28	0.96±0.26	w
196111	59-1	440	29.0±2.3	20	18	31.8±1.3	6	6	59.7±3.5	6	6	1.70±0.1	16.6±1.5	11.9±0.6	22.3±1.6	0.71±0.1	1.34±0.1	pw
196112	59-2	470	26.7±0.9	20	18	23.9±1.0	6	6	50.7±3.7	6	6	1.80±0.1	15.0±0.9	8.8±0.5	18.6±1.6	0.59±0.1	1.25±0.1	pw
196113	59-3	495	28.0±1.7	20	20	34.0±1.6	6	5	86.8±11	6	6	1.60±0.1	17.7±1.3	13.5±0.8	34.5±4.4	0.76±0.1	1.95±0.1	pw
196114	59-4	530	25.4±0.8	20	18	30.8±1.6	6	5	59.7±4.8	6	6	1.30±0.1	19.5±1.0	13.8±0.9	26.7±2.4	0.70±0.1	1.36±0.1	pw
Рыкуша (точки 053, 20737)																		
196155	53-1	120	46.5±2.1	20	17	42.8±2.6	6	6	63.9±5.4	6	6	3.00±0.1	15.6±1.0	10.9±0.8	16.3±1.5	0.70±0.1	1.05±0.1	w
196156	53-2	270	45.6±1.7	20	18	50.4±1.0	6	6	61.9±1.3	6	6	2.70±0.1	17.0±1.0	13.9±0.5	17.1±0.7	0.82±0.1	1.01±0.1	w
196157	53-3	410	48.6±1.4	20	18	55.6±1.3	8	7	68.2±2.4	8	8	2.50±0.1	19.1±1.0	16.0±0.6	19.6±0.1	0.84±0.1	1.03±0.1	w
208659	20737-1	370	146±6.7	23	23	174±4.7	8	8	262±15	7	7	2.02±0.09	72.2±4.9	58.9±2.7	88.6±6.3	0.82±0.1	1.23±0.1	pw
208660	20737-2	420	126±4.4	24	21	184±9.6	8	7	339±51	8	8	1.72±0.08	73.2±4.4	69.2±4.5	128±20	0.95±0.1	1.75±0.3	pw
208661	20737-3	470	169±11	17	17	237±8.4	8	8	323±21	7	6	1.91±0.09	88.3±7.1	83.2±4.3	114±8.8	0.94±0.1	1.29±0.1	pw
Отмищево (точки 19542, 19643, 19544)																		
206120	19542-1	225	35±1	24	22	37±1	6	6	50±2	6	6	1.76±0.1	20.0±1.2	14±1	20±1	0.7±0.1	1.0±0.1	w
206121	19542-2	275	35±1	24	22	37±1	6	6	51±2	6	6	1.94±0.1	18.1±1.1	14±1	19±1	0.8±0.1	1.0±0.1	w
206122	19543-1	295	49.9±1.9	23	19	65.9±4.1	10	10	117.4±13.3	10	8	1.78±0.08	28.1±1.8	25.8±1.9	46.0±5.6	0.92±0.08	1.64±0.18	pw
206123	19543-2	405	115.9±5.2	25	25	189±23	10	10	259±40	10	8	1.81±0.09	64.2±4.5	73.2±9.3	100±16	1.14±0.25	1.57±0.44	pw
206124	19543-3	525	>200	2	0	389±9	2	0	783±66	2	0	2.18±0.10	>90	(130)	(270)	-		
206125	19543-4	670		2	0	576±44	6	6	809±77	6	5	1.29±0.06	>160	280±20	390±40			
206126	19543-5	750		2	0	508±30	6	6	701±59	6	6	1.15±0.06	>170	260±20	360±40			
206127	19544-1	85	1.1±1	24	18	19±1	6	6	65±1	6	6	1.73±0.08	0.57±0.1	8±1	26±2	13±2	43±5.7	pw
206128	19544-2	90	1.7±1	24	18	20±1	6	6	63±1	6	6	1.68±0.08	0.97±0.1	8±1	26±1	8±1	25±3.4	pw
206129	19544-3	180	21±1	24	24	25±1	6	6	57±1	6	6	2.33±0.11	9.2±0.5	8±1	18±1	0.9±0.1	2.0±0.2	pw
206130	19544-4	210	19±1	24	23	24±1	6	6	55±1	6	6	1.99±0.10	9.8±0.6	9±1	20±1	0.9±0.1	2.1±0.2	pw

Спас-Виталий (точка 19540)																		
206131	19540-3	225	62±2	24	24	90±5	6	5	142±12	6	5	1.20±0.1	51.5±3.2	44.1±3.3	86.1±11	0.9±0.1	1.4±0.1	pw
206132	19540-4	290	53±1	20	20	85±1	6	6	132±5	6	6	1.16±0.1	45.4±2.7	44.0±1.9	68.3±4.1	1.0±0.1	1.5±0.1	pw
Погорелка (точки 19534, 19535, 19537)																		
206110	19534-3	690	18±1	24	22	24±1	6	6	35±2	6	6	1.69±0.09	10.7±0.7	9.6±0.5	14.0±1.0	0.9±0.1	1.3±0.1	pw
206111	19534-4	150	36±1	24	23	35±1	6	6	54±1	6	6	2.55±0.13	13.9±0.8	10.4±0.5	16.2±0.8	0.7±0.1	1.2±0.1	w
206112	19534-5	380	36±1	24	23	32±1	6	6	50±1	6	6	2.20±0.11	16.2±1.0	10.9±0.5	16.8±0.8	0.7±0.1	1.0±0.1	w
206113	19534-6	450	33±1	24	23	33±1	6	6	53±1	6	6	2.33±0.12	14.1±0.9	10.8±0.5	17.0±0.8	0.8±0.1	1.2±0.1	w
206114	19535-1	150	>200	2	0	463±14	6	6	835±158	6	6	0.78±0.03	>260	300±10	540±110	-		
206115	19535-2	250		2	0	522±36	6	6	976±128	6	6	0.71±0.03	>280	350±30	660±90			
206116	19535-3	350		2	0	444±17	6	6	740±35	6	5	0.89±0.04	>230	270±20	440±30			
206117	19535-4	395		2	0	464±22	6	6	899±186	6	5	0.83±0.04	>240	290±20	560±120			
206118	19537-2	590	85.0±6.2	18	18	136±8	6	6	195±11	6	6	1.34±0.1	63.3±5.8	64.4±4.6	92.1±6.9	1.02±0.1	1.46±0.1	pw
206119	19537-3	515	139±15	18	14	233±80	6	3	454±143	6	4	1.32±0.1	105±13	111±38	217±69	1.05±0.1	2.03±0.1	pw
«Терраса Костромского озера» (точки 19532, 19530, 19531)																		
206106	19532-1	575	144±6	20	19	194±15	6	6	266±15	6	6	1.68±0.08	85.6±5.8	79±6.7	108±8.0	0.92±0.11	1.27±0.13	pw
206107	19532-2	750	>200	2	0	491±48	6	0	1176±100	6	0	0.95±0.04	>210	(290)	(690)	-		
206108	19532-3	1000		2	0	447±8	6	6	746±53	6	0	1.59±0.07	>130	190±8.3	(320)			
206109	19532-4	1275		2	0	560±104	2	0	988±100	2	0	1.73±0.08	>120	(230)	(400)			
206101	19530-3	400	112±3.1	20	17	163±3.0	6	6	207±4.3	6	5	1.44±0.1	78.1±4.7	73.6±3.3	93.6±4.7	0.95±0.1	1.21±0.1	pw
206102	19530-4	500	134±6.7	20	19	231±16	6	6	326±34	6	6	1.18±0.1	114±8.3	119±10	167±19	1.04±0.1	1.46±0.1	pw
206103	19530-5	550	124±6.7	18	16	358±34	10	10	504±112	10	10	1.28±0.1	97.2±7.5	174±18	245±56	1.79±0.1	2.53±0.1	pw
206104	19531-1	250	143±6.9	20	20	181±9.1	6	6	242±12	6	6	1.55±0.1	92.3±6.6	78.0±5.1	104±6.9	0.85±0.1	1.13±0.1	w
20610	19531-2	250	119±4.2	20	18	177±8.1	6	6	239±13	6	6	1.54±0.1	77.6±5.0	76.7±4.8	103±7.3	0.99±0.1	1.33±0.1	pw
Плѣс (точка 010 «Промоина»)																		
196138	010-5	80	111±3.9	20	17	154±16	12	12	255±20	12	12	0.93±0.04	119±10	82.5±10	136±14	0.69±0.08	1.15±0.12	w
196139	010-6	130	116±5.3	21	21	163±20	12	12	237±15	12	12	1.07±0.04	108±8.2	81.3±12	118±10	0.75±0.10	1.09±0.10	w
196134	010-1	470	62.0±7.0	20	20	202±20	8	7	453±57	8	8	1.04±0.05	59.5±7.9	100±11	230±32	1.71±0.26	3.85±0.67	-
196135	010-2	730	167±23	20	20	265±25	8	8	376±29	8	8	1.09±0.04	153±24	131±14	186±17	0.85±0.15	1.21±0.20	pw
196136	010-3	870	126±6.3	20	15	137±16	8	7	285±6.8	8	8	1.01±0.04	124±9.3	70.5±9.0	146±7.7	0.57±0.08	1.17±0.10	w

196137	010-4	890	155±5.4	20	20	244±17	8	7	362±26	8	7	1.30±0.05	120±7.2	109±9.1	162±14	0.92±0.09	1.36±0.13	pw
Каменка (точка 049)																		
196140	49-1	65	80.3±2.0	22	22	80.6±5.3	6	6	179±12	6	6	0.9±0.03	86.5±4.0	43.2±3.3	96.0±7.5	0.50±0.04	1.11±0.08	w
196141	49-2	130	97.2±3.0	21	21	96.1±3.5	6	6	205±7.5	6	6	0.9±0.03	108±5.7	52.4±2.8	112±6.4	0.48±0.14	1.03±0.07	w
196142	49-3	230	95.9±3.3	16	16	107±2.2	8	8	248±5.0	8	8	0.8±0.04	115±6.8	60.6±2.8	140±7.1	0.52±0.03	1.21±0.08	pw
196143	49-4	310	107.2±2.7	22	22	116±2.4	6	6	223±4.6	6	6	0.9±0.04	120±6.2	63.2±2.9	122±6.0	0.53±0.07	1.02±0.09	w
196144	49-5	360	106.2±4.5	18	18	137±3.5	6	6	232±5.9	6	6	1.1±0.06	98.2±7.1	67.9±3.4	115±6.2	0.69±0.04	1.17±0.05	w
196145	49-6	440	120.2±4.2	19	19	199±24	7	7	284±34	7	7	0.8±0.03	145±7.9	113±14	161±21	0.78±0.15	1.11±0.16	w
Василевский карьер (точки 050 и 051)																		
196146	50-1	215	20.6±1.1	18	18	42.1±3.0	10	10	48.6±2.0	10	10	0.9±0.03	23.0±1.5	23.0±1.9	26.5±1.6	1.00±0.08	1.15±0.09	w
196147	50-2	275	18.5±0.5	18	18	29.3±6.0	10	10	41.6±0.9	10	10	0.8±0.03	23.9±1.1	17.1±0.8	24.3±1.2	0.72±0.04	1.02±0.06	w
196148	50-3	380	>200	2	0	507±57	6	6	1113±69	5	5	1.1±0.04	>182	245±29	540±40	-		
196149	50-4	790		2	0	487±60	12	12	757±85	12	12	0.9±0.04	>222	263±34	410±50			
196150	50-5	940		2	0	397±30	12	12	899±142	12	12	1.0±0.05	>200	206±18	465±80			
196151	50-6	1050		2	0	411±60	12	12	985±224	12	12	0.9±0.03	>222	229±35	550±130			
196152	50-7	1150		2	0	284±33	12	12	407±37	12	12	0.9±0.03	>222	157±19	225±25			
196153	50-8	1350		2	0	348±67	12	12	637±111	12	12	1.1±0.04	>182	171±34	310±60			
196154	50-9	1450		2	0	Количество полевого шпата было недостаточным для измерений												

*w – хорошо обнуленный, pw – возможно хорошо обнуленный.

**Скорость накопления дозы для полевого шпата может быть получена путем прибавления коэффициента 0,94 к скорости накопления дозы для кварца

Приложение 5. Люминесцентные даты подморенных песков из кандидатской диссертации Д.В. Баранова (2023).

Лаб. номер	Полевой номер	Глуб., см	Эквивалентная доза (Гр) и количество аликвот (n – всех, n _a – принятых)									Скорость накопления дозы кварца, Гр /тыс.л. **	Возраст, тыс.л.		
			ОСЛ кварц			IR ₅₀			pIRIR ₂₉₀				ОСЛ кварц	IR ₅₀	pIRIR ₂₉₀
			De (Гр)	n	n _a	De (Гр)	n	n _a	De (Гр)	n	n _a				
Разрез Моркино Городище															
198639	MOR-4	760	>200	2	0	487±23	6	6	764±39	6	6	0.83±0.03	>240	300±20	480±30
198638	MOR-3	1025		2	0	527±57	6	5	919±156	6	5	0.80±0.03	>250	340±40	590±100
Разрез Кокаево															
198629	KOP-2	250	>200	2	0	680±121	6	6	976±133	6	6	0.79±0.03	>250	440±80	630±90
198630	KOP-3	290		2	0	503±20	6	6	710±38	6	6	1.07±0.05	>190	270±20	390±30
198631	KOP-4	380		2	0	213±22	6	6	265±25	6	6	2.14±0.10	>90	69.4±7.8	86.1±8.9