

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

На правах рукописи

Баранов Дмитрий Валерьевич

**Развитие речных долин
в приледниковой области юго-восточного сектора
поздневалдайского ледникового щита**

1.6.14 – Геоморфология и палеогеография

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
Доктор географических наук,
член-корреспондент РАН, доцент А.В. Панин

Москва – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Влияние покровного оледенения на развитие речных долин приледниковой области.....	17
1.1. Приледниковая область: границы и принципы выделения.....	17
1.2. Влияние покровного оледенения на перестройку долинной сети.....	23
1.3. Образование подпрудных приледниковых озёр.....	32
1.4. Влияние гляциоизостатических деформаций на речные долины.....	44
Глава 2. Природные условия приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита.....	55
2.1. Дочетвертичные отложения и рельеф.....	55
2.2. Четвертичные отложения и история развития рельефа.....	60
2.3. Проблема максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на севере и северо-западе Восточно-Европейской равнины.....	64
2.4. Рельеф приледниковой области.....	67
2.5. Климатические условия, почвенно-растительный покров и их изменение за последние 20 тыс. лет.....	72
Глава 3. Методы исследований.....	76
3.1. Общие подходы и принципы исследования.....	76
3.2. Геоморфологические методы.....	77
3.3. Геологические методы.....	83
3.4. Геохронологические методы.....	87
3.5. Выявление воздействия гляциоизостатических деформаций на речные долины.....	90
Глава 4. Геолого-геоморфологическое строение речных долин в приледниковой области.....	92
4.1. Долина р. Волги в пределах Валдайской возвышенности.....	92
4.1.1. Общая характеристика долины.....	92
4.1.2. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в верховье р. Волги.....	103
4.1.3. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в Ржевском Поволжье.....	123
4.2. Долина р. Волги в пределах Верхневолжской низины.....	128
4.2.1. Общая характеристика долины.....	128

4.2.2. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий Тверском Поволжье.....	142
4.2.3. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в Угличско-Мышкинском Поволжье.....	151
4.3. Долина р. Вычегды в нижнем течении.....	159
4.3.1. Общая характеристика долины.....	159
4.3.2. Строение долины р. Вычегды от устья р. Сысолы до устья р. Яреньги.....	170
4.3.3. Строение долины р. Вычегды от устья р. Яреньги до слияния с р. Малой Северной Двиной.....	178
Глава 5. История развития речных долин приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита.....	187
5.1. История развития долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности.....	187
5.2. История развития долины р. Волги в пределах Верхневолжской низины.....	207
5.3. История развития долины р. Вычегды в нижнем течении.....	224
5.4. Основные закономерности развития речных долин приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита.....	235
Заключение.....	243
Список литературы.....	245
Приложение 1. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги	

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Исследование истории речных долин является одним из важнейших направлений как геоморфологической, так и палеогеографической науки (Горецкий, 1964, 1966, 1970, 1980; Обедиентова, 1975, 1977 и др.). Изучение развития рельефа во времени, формирование тех или иных элементов речной долины (русла, поймы, надпойменных террас) – одной из основных задач флювиальной геоморфологии. В то же время, исследование тех или иных форм рельефа невозможно без рассмотрения факторов рельефообразования и условий, в которых они сформировались и развивались (климатических, гидрологических, ландшафтных и др.; Щукин, 1960; Рычагов, 2017 и др.). Важен и исторический аспект – изменение облика формы рельефа (речной долины) с течением времени (Симонов, Болысов, 2002; Симонов, 2005).

Для достаточно протяжённых географических объектов, в частности речных долин, помимо прочего характерна проблема разновременного становления отдельных своих участков. Во многих случаях, верхние звенья речной сети моложе нижних, т.к. эрозионное освоение территории происходит в направлении от базиса эрозии в сторону водоразделов, но встречаются и обратные ситуации, например, вследствие воздействия на нижние звенья оледенений и других рельефообразующих факторов. Возникает проблема определения возраста и границ одновозрастных сегментов, а также порядка их присоединения к уже имеющейся речной системе.

Среди рельефообразующих факторов, порождающих разновозрастность долин рек соседних территорий, можно назвать покровное оледенение (Шик, 1960, 1961а; Галоп, 1965; Обедиентова, 1975). Оно обуславливает различные перестройки долинной сети как прямым воздействием – непосредственным влиянием масс льда и образующимися после деградации оледенения отложениями (Лютцау, 1975; Горецкий, 1980 и др.), так и косвенно – через климат, речной сток, гляциоизостазию и др. (Былинский, 1988, 1996; Панин, 2015; Панин и др., 2021). В частности, предметом научных дискуссий является в настоящее время история развития речных долин в приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита. Предложено несколько реконструкций, различающихся как во временном аспекте, так и по ряду содержательных вопросов, в частности по проблеме формирования в долинах приледниковых озёр (Мирчинк, 1935; Квасов, 1975; Обедиентова, 1977; Larsen et al., 2006, 2014; Lyså et al., 2011 и др.). Дискуссионность проблемы объясняется слабой изученностью истории развития речных долин в связи с недостатком данных о возрасте аллювия речных террас, а также проблемной генетической трактовкой некоторых широко распространенных в бассейнах рек геологических образований. Этим объясняется актуальность представленной работы.

Целью исследования является установление основных закономерностей развития крупных речных долин в приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита на примере верхней Волги и нижней Вычегды.

Для достижения цели были поставлены следующие **задачи** исследования:

1. Установить основные черты геолого-геоморфологического строения крупных речных долин и возраст их основных элементов на участках, различающихся по простиранию относительно границы оледенения.
2. Реконструировать историю формирования речных долин и выделить основные этапы их развития.
3. Выявить роль основных факторов развития речных долин в приледниковой области – гляциоизостатических движений земной коры, ледникового подпруживания, стока талых ледниковых вод.

Объектом исследования выступают речные долины приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита. **Предметом исследования** являются морфология, происхождение, возраст и история развития рассматриваемых речных долин.

Фактический материал и личный вклад автора. Автором диссертации проработан значительный объём опубликованных и фондовых материалов по вопросам влияния покровного оледенения на речные долины (в том числе реконструкции приледниковых подпрудных озёр (ППО) и влияния гляциоизостатического фактора на речные долины), а также по истории развития представлений о геолого-геоморфологическом строении долин рек верхней Волги и Вычегды. Фактический материал, положенный в основу диссертации, получен при непосредственном участии автора в полевых работах в рамках учебно-производственных и производственной практик кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова 2014 – 2016 гг. (Большекошинский учебно-научный полигон, Тверская область), экспедиций отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН 2017 – 2020 гг. (пгт Селижарово, Тверская область), совместной экспедиции Института географии РАН и Института языка, литературы и истории Коми научного центра УрО РАН 2017 г. (нижняя Вычегда, республика Коми и Архангельская область), а также проектов РФФИ №15-05-05284 «Отклик флювиальных систем на периферийные гляциоизостатические деформации литосферы (на примере северо-запада Русской равнины)», РФФИ №18-35-00601 мол_а «История долины реки Волги в пределах Верхневолжской низины» – в качестве руководителя проекта, РФФИ №17-17-01289 «Перестройка систем стока и миграция главного водораздела Русской равнины в

последнюю ледниковую эпоху», № 22-17-00259 «Трансконтинентальная система стока Северной Евразии в среднем и позднем неоплейстоцене». Заложено 42 шурфа и обнажения, пробурено 81 скважина суммарной глубиной 500 м. Непосредственно автором диссертации проводился гранулометрический анализ (37 образцов, литологическая лаборатория кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова), подготовка образцов для радиоуглеродного датирования (6 образцов, лаборатория геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН) и датирования методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ, 18 образцов, совместная лаборатория ОСЛ-датирования Института географии РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова). Общее количество использованных геохронометрических данных составило 134 единиц, из которых 30 радиоуглеродных (лаборатория геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН, индекс ГИН, лаборатория геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана имени В.П. Кёппена СПбГУ, индекс ЛУ, и ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института Географии РАН, индекс ИГАН) и 104 ОСЛ (Лаборатория люминесцентного датирования Института физики Силезского технологического университета (г. Гливице, Польша), индекс GdTL, и Северная лаборатория люминесцентного датирования Факультета естественных наук Орхусского университета (г. Орхус, Дания), индекс Risø). Анализ и обобщение материала, в том числе составление геоморфологических карт и профилей, выполнено лично автором диссертации.

Методология и методика. Основными методологическими подходами, использованными в диссертационной работе, являются исторический, аналитический, синтетический и пространственное моделирование. Для выполнения поставленных задач применялась последовательная схема геоморфологических методов, предложенная Ю.Г. Симоновым (2005), а также подходы классиков отечественной и мировой геоморфологии (Спирidonов, 1959,1970; Щукин, 1960; Пенк, 1961, Дэвис, 1962; Симонов, Болысов, 2002; Рычагов, 2017). Основу работы составляют геоморфологические методы: крупномасштабная геоморфологическая съёмка, геоморфологическое картографирование и профилирование. Также использованы геологические, геохронологические (радиоуглеродное и ОСЛ-датирование) методы, а также методы выявления гляциоизостатических адаптаций (ГИА) на речные долины.

Для исследования особенностей истории развития долин приледниковой области были выбраны долина р. Волги (от истока до устья р. Шексны, то есть в пределах Валдайской возвышенности и Верхневолжской низменности) и долина р. Вычегды (от устья р. Сысолы до слияния с р. Малой Северной Двиной, т.н. «нижняя Вычегда») (рис. В1).

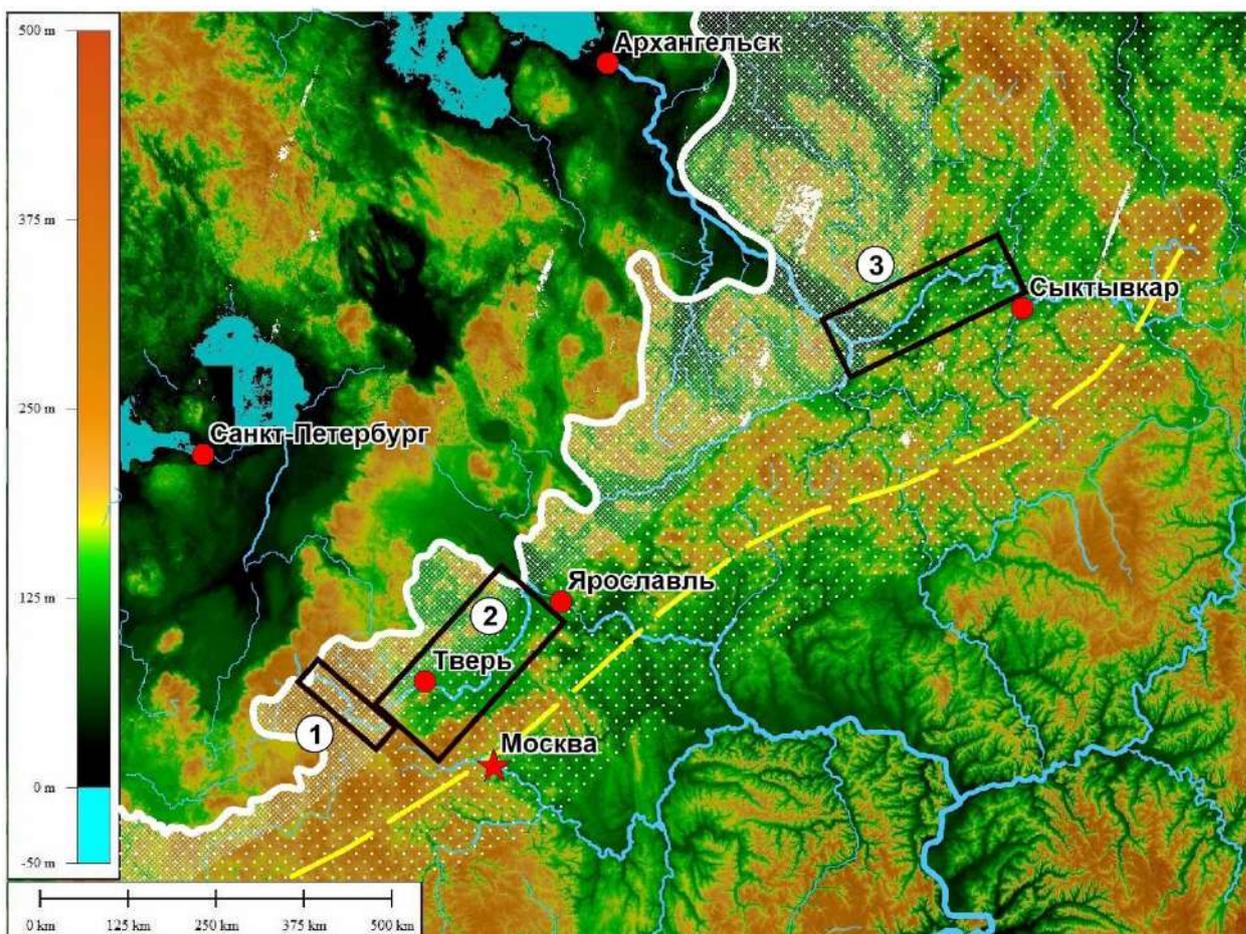


Рисунок В1. Район исследования.

Условные обозначения: белый крап – предполагаемые границы приледниковой области, белая штриховка – положение приледникового прогиба по оценке и моделированию разных авторов (Былинский, 1990; Уткина, 2020аб), жёлтая пунктирная линия – предполагаемое положение периферийного компенсационного вала, белая линия – максимальная граница поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016). Цифрами обозначены участки работ: 1 – валдайский долины р. Волги, 2 – верхневолжский долины р. Волги, 3 – нижневолжский долины р. Волги. Цифровая модель местности (ЦММ) SRTM и ASTER GDEM.

Выбор ключевых участков обуславливается направлением течения данных рек относительно границы поздневалдайского оледенения – от, вдоль и к ней. Это представляется важным в связи с возможными различиями в характере влияния на развитие рек перечисленных выше факторов рельефообразования.

С точки зрения действия гляциоизостатического фактора поток на валдайском участке р. Волги направляется вверх по приледниковой флекуре навстречу периферийному компенсационному валу (см. рис. В1). Кроме того, можно ожидать влияния на развитие долины стока талых ледниковых вод, поскольку современный исток р. Волги (Верхневолжские озёра и оз. Селигер) находятся в пределах области поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017; Карпухина и др., 2020; Маккавеев и др., 2020). На верхневолжском участке поток протекает вдоль границы оледенения и,

соответственно, вдоль оси периферического гляциоизостатического компенсационного вала. На нижневыхегодском участке, являющимся зеркальным отражением ситуации первого участка, водный поток направлен к границе оледенения, как бы стекая с оси компенсационного вала вниз по склону приледниковой флексуры в связи с чем можно ожидать эффекта ледникового подпруживания реки.

Научная новизна работы заключается в следующем. Во-первых, впервые на основе геохронометрических данных реконструирована история развития долин рек верхней Волги и нижней Вычегды. Во-вторых, выявлено воздействие гляциостатического фактора на речные долины приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита. В-третьих, установлена существенная роль участия эолового процесса рельефообразования в истории развития речных долин приледниковой области.

Практическая значимость исследования. Полученные результаты могут быть использованы для корректировки имеющихся материалов государственного геологического картографирования и существующих региональных и общих хроностратиграфических схем для Восточно-Европейской равнины. Материалы диссертации могут быть использованы в образовательном процессе в курсах по динамической геоморфологии, региональной геоморфологии и палеогеографии для студентов кафедр геоморфологии географических факультетов, используются автором диссертации при чтении лекций по геоморфологии на кафедре археологии исторического факультета Государственного академического университета гуманитарных наук.

Основные защищаемые положения:

1. Заложение речных долин верхней Волги и нижней Вычегды произошло на этапе деградации московского (вычегодского) оледенения (МИС 6), однако выраженные в современном рельефе надпойменные террасы сформировались в последнюю ледниковую эпоху (МИС 2). На развитие долины верхней Волги в МИС 2 существенное влияние оказал сток талых ледниковых вод, спровоцировавший образование долины прорыва, и, как следствие, значительное увеличение площади водосбора, что обусловило направленное углубление долины вплоть до раннего голоцена.

2. Гляциоизостатическая адаптация земной коры, выразившаяся в воздымании приледникового прогиба, вызвала усиление врезания как верхней Волги (на валдайском участке), так и нижней Вычегды (в устьевой части) во время дегляциации, однако величины этого воздействия составили первые метры, что значительно меньше предсказываемого существующими гляциоизостатическими моделями.

3. Как в системе верхней Волги, так и в долине нижней Вычегды во время максимума последнего оледенения приледниковые подпрудные озёра не формировались и сохранился речной сток.

4. Для долин с песчаным руслом (нижняя Вычегда) вследствие развевания песка с прирусловых отмелей характерно двучленное строение террас с эоловыми покровами поверх аллювия мощностью до 12 – 14 м; для долин с галечно-щебнистым руслом (верхняя Волга) характерна эоловая переработка приповерхностного аллювия террас и формирование эоловых покровов на междуречье мощностью не более 2 м.

Степень достоверности полученных результатов обусловлена обширным фактическим материалом по геолого-геоморфологическому строению речных долин, полученному в ходе проведения диссертационного исследования. Предлагаемые реконструкции истории развития речных долин основаны на массовых геохронологических данных (радиоуглеродное и ОСЛ-датирование), полученных по образцам автора в аккредитованных лабораториях.

Апробация работы. Результаты исследования были представлены на VI Межвузовской конференции по итогам практик (Москва, 2014), Всероссийской конференции «VII Щукинские чтения» (Москва, 2015), VIII Молодежном конгрессе по итогам практик (Москва, 2016), XXIV Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2017» (Москва, 2017), X Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» (Москва, 2017), III и V Международных конференциях «Палеолимнология Северной Евразии» (Казань, 2018; Санкт-Петербург, 2022), XXVIII и XXIX Всероссийских молодежных конференциях «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2019, 2021), IX Российской молодежной научно-практической Школе с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, 2019), Всероссийской конференции «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России» (Санкт-Петербург, 2019 – 2022), Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения – 2020» (Москва, 2020), Всероссийской конференции с международным участием «VIII Щукинские чтения» (Москва, 2020), FLAG Biennial meeting «Evolution of fluvial systems at different time scales» (Москва, 2021), II Всероссийской научной конференции с международным участием «Пути эволюционной географии» (Москва, 2021), конференции и полевого симпозиуме «Перигляциал Восточно-Европейской равнины» (Ростов Великий – Переславль-Залесский – Юрьев-Польский – Суздаль, 2023).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 39 научных работ, в том числе 7 в рецензируемых научных изданиях (2 на иностранном языке), рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.14 Геоморфология и палеогеография, 4 (2 на иностранном языке) в иных рецензируемых научных изданиях и 28 в сборниках и материалах международных и всероссийских конференций. Во всех опубликованных работах вклад автора является значительным. Автор принимал активное участие в постановке научных задач, полевых и лабораторных работах, анализе и интерпретации полученных результатов, предоставлении их в печать. При подготовке диссертации использован текст публикаций 2, 3, 6, 7 выполненных автором лично (2, 3, 7) и в соавторстве (6), в которых, согласно Положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования. В публикации 6 личный вклад автора диссертации являлся определяющим, им написан весь текст, составлены графические материалы, проведено представление рукописи в редакцию и работа с рецензентами.

Статьи в журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.14:

1. *Karpukhina N.V., Makkaveyev A.N., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Kurbanov R.N., Bricheva S.S., Sychev N.V., Baranov D.V.* The glaciolacustrine terrace in the Izborsk-Malskaya valley (the North-West of Russia): Composition, age, and origin // *Doklady Earth Sciences*, vol. 506, 2022, pp. S73 – S83 DOI: 10.1134/S1028334X22600311 (WoS, IF = 0.9 (JIF))
2. **Баранов Д.В.** Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 2. Верхневолжская низина) // *Геоморфология*, том 53, №1, 2022, стр. 35 – 48. DOI: 10.31857/S0435428122010047 (Scopus, IF = 0.32 (SJR))
3. **Баранов Д.В.** Геоморфология долины верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность) // *Геоморфология*, том 52, №4, 2021, стр.3 – 14. DOI: 10.31857/s0435428121040039 (Scopus, IF = 0.32 (SJR))
4. *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 плейстоцене // *Известия РАН. Серия географическая*, том 84, №6, 2020, стр. 874 – 887. (Scopus, IF = 0.31 (SJR))
5. *Zaretskaya N., Panin A., Molod'kov A., Trofimova S., Simakova A., Baranov D.* Pleistocene stratigraphy of the Vychegda River basin, European North-East // *Quaternary International*, vol. 546, 2020, pp. 185 – 195. DOI: 10.1016/j.quaint.2019.09.020 (WoS, IF = 2.2 (JIF))

6. **Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов 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, №6, 2019, стр. 90 – 101. (Scopus, IF = 0.2 (SJR))

7. **Баранов Д.В.** Геоморфологическое строение долины р. Волги в окрестностях д. Большой Коши (Тверская область) // Естественные и технические науки, т. 111, № 9, 2017, стр. 30 – 32. (ИФ РИНЦ = 0.151)

Статьи в иных журналах:

8. **Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Панин А.В.** Разрез Курьядор — исчезнувшее геологическое наследие Республики Коми // Вестник геонаук, №11 (335), 2022, стр. 47 – 49.

9. **Baranov D.V., Utkina A.O., Panin A.V.** Tver proglacial lake (Tver region, Russia): myth or reality // Limnology and Freshwater Biology, vol. 5, №4, 2022, pp. 1383 – 1384. DOI: 10.31951/2658-3518-2022-a-4-1383

10. **Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Panin A.V., Utkina, A.O.** Proglacial lakes at the periphery of the southeastern LGM limit: configuration, chronology, degradation // Limnology and Freshwater Biology, vol. 5, №4, 2022, pp. 1620 – 1622. DOI: 10.31951/2658-3518-2022-a-4-1620

11. **Баранов Д.В., Третниченко А.С.** Геоморфологическое строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в окрестностях д. Сеславье Тверской области // Вестник РГУ имени С.А. Есенина, №2, 2019, стр. 95 – 109.

Материалы конференций:

12. **Баранов Д.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Качалов А.Ю., Луговой Н.Н., Ван В.Г., Чупраков Н.Р.** Исследования плейстоценовых перетоков и подпрудных озёр в бассейне Вычегды – Северной Двины // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 9, 2022, стр. 320 – 325. DOI: 10.24412/2687-1092-2022-9-320-325

13. **Баранов Д.В., Панин А.В., Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Захаров А.Л.** Исток Волги – река Большая Коша? // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 8, 2021, стр. 313 – 317. DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-313-317

14. **Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Лазукова Л.И., Мишурунский Д.В.** Подпрудное приледниковое озеро в долине реки Сухоны // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 8, 2021, стр. 323 – 325. DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-323-325

15. **Баранов Д.В., Панин А.В.** Динамика и причины врезания Верхней Волги по данным ОСЛ датирования лестницы террас // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, 2021, стр. 761 – 764.
16. **Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Корсакова О.П.** Безледный ранний валдай на севере Европейской России // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, 2021, стр. 781 – 786.
17. **Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Мухаметшина Е.О., Панин А.В.** Покровные супеси Верхневолжья: распространение, происхождение, возраст // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, стр. 757 – 760.
18. **Panin A., Baranov D., Moska P., Utkina A.** The Upper Volga River in MIS 2 – early Holocene: response to climate changes and ice sheet impact // FLAG Biennial Meeting 2021. «Evolution of fluvial systems at different time scales». – Moscow: Institute of Geography RAS, 2021, pp. 54 – 56.
19. **Баранов Д.В.** Высокая терраса р. Волги в окрестностях г. Твери // «Строение литосферы и геодинамика»: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021, стр. 26 – 28.
20. **Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Панин А.В., Захаров А.Л.** «Селижаровский зандр» и долина реки Волги // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 7, 2020, стр. 269 – 273. DOI: 10.24411/2687-1092-2020-10743
21. **Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Трофимова С.С., Луговой Н.Н., Ван В.Г., Беляев В.Р.** Подпрудные приледниковые озёра в долинах рек Северной Двины и Ваги в максимум последнего оледенения // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 7, 2020, стр. 295 – 299. DOI: 10.24411/2687-1092-2020-10748
22. **Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Панин А.В., Курбанов Р.Н., Карманов В.Н.** Феномен Гамской террасы в бассейне Северной Двины // «Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена»: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». – М.: Географический факультет МГУ, 2020, стр. 129 – 133.
23. **Баранов Д.В., Панин А.В., Зарецкая Н.Е.** Проявление поздневалдайских гляциоизостатических деформаций в террасовых комплексах речных долин приледниковой области // «VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование». Материалы

Всероссийской конференции с международным участием. – М.: Издательский дом МГУ, 2020, стр. 259 – 264.

24. *Третниченко А.С., Баранов Д.В.* Долина р. Волги от Углича до Рыбинска: всё ли скрывают воды водохранилищ? // «Новое в познании процессов рудообразования»: Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием. Сборник материалов. – М.: ИГЕМ РАН, 2019, стр. 425 – 428.

25. *Баранов Д.В.* К вопросу о возрасте террас р. Волги в Верхневолжье // «Строение литосферы и геодинамика»: Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019, стр. 27 – 28.

26. *Баранов Д.В., Третниченко А.С.* Разрез Моркино Городище – ключ к пониманию истории долины Верхней Волги? // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 6, 2019, стр. 192 – 199. DOI: 10.24411/2687-1092-2019-10629

27. *Baranov D.V., Utkina A.O.* Late Valdai proglacial lakes of the Upper Volga: geological and geomorphological data // «Paleolimnology of Northern Eurasia»: experience, methodology, current status and young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: Proceedings of the 3rd International Conference. – Kazan: Publ. House of Kazan University, 2018, pp. 15 – 18. (ИФ = 0)

28. *Баранов Д.В., Третниченко А.С.* Морфологические особенности террас р. Волги в пределах Верхневолжской низины // Сборник статей XIX международной научно-практической конференции «Российская наука в современном мире», том 1. – М.: НИЦ «Актуальность.РФ», 2018, стр. 139 – 140.

29. *Третниченко А.С., Баранов Д.В.* Террасы р. Волги в Верхневолжье: история исследования и современное состояние проблемы // Сборник статей XVII международной научно-практической конференции «EurasiaScience». – М.: НИЦ «Актуальность.РФ», 2018, стр. 121 – 122.

30. *Панин А.В., Баранов Д.В.* Хронология послеледникового врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // «Геоморфология – наука XXI века». Материалы XXXVI Пленума геоморфологической комиссии РАН. – Барнаул: Алтайский университет, 2018, стр. 295 – 299.

31. *Zaretskaya N.E., Panin A.V., Molod'kov A.N., Trofimova S.S., Baranov D.V.* Pleistocene chronostratigraphy and key-sections of the Vychegda River basin (European north-east) // «Quaternary Stratigraphy and Karst and Cave Sediments»: program, abstracts & guide book (Postojna, Slovenia). – Postojna, 2018, pp. 83 – 84.

32. **Баранов Д.В.** Гляциоизостатический фактор в развитии долины Верхней Волги // «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий»: Сборник статей V Всероссийской молодежной геологической конференции. – Уфа: «Альфа-Реклама», 2017, стр. 430 – 434.
33. *Panin A., Baranov D., Moska P.* Rates of postglacial incision of the Upper Volga River estimated by luminescence dating of the terrace staircase // «Practical Geography and XXI Century Challenges». International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. Conference Book, vol. 1. – Moscow: Institute of Geography RAS, pp. 626 – 631.
34. **Баранов Д.В., Беляев В.Р., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е., Панин А.В.** Влияние приледниковых гляциоизостатических движений на развитие долины верхней Волги // «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2017, стр. 35 – 36.
35. **Баранов Д.В.** История развития долины Верхней Волги в позднем плейстоцене – голоцене // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2017». – М.: МАКС Пресс, 2017 [Электронный ресурс].
36. **Баранов Д.В.** Геолого-геоморфологическое строение правобережья р. Волги в урочище Роговское колено // VIII молодежный конгресс по итогам практик. Тезисы докладов. – М.: МГУ имени М.В. Ломоносова, 2016, стр. 216 – 218.
37. *Panin A., Baranov D.* Fluvial system response to proglacial crustal deformations at the se periphery of the Scandinavian ice sheet (SIS) // IGU 2015 Book of Abstracts. – Moscow: Lomonosov Moscow State University, 2015, pp. 180 – 180.
38. *Панин А.В., Баранов Д.В.* Влияние приледниковых гляциоизостатических деформаций на развитие речных долин северо-запада Русской равнины // «Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике»: Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения». Материалы конференции. – М.: МАКС Пресс, 2015, стр. 484 – 489.
39. **Баранов Д.В.** Геоморфологическое строение Большекошинского учебно-научного полигона // «Разведка и добыча горючих ископаемых, геология, география, биология и экология». Тезисы докладов Шестой межвузовской конференции по итогам практик. – М.: «Перо», 2014, стр. 109 – 110.

Структура и объём работы. Работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы и приложения. Основной текст диссертации изложен на 287 страницах,

включает 153 рисунка, одну таблицу и одно приложение. Список литературы содержит 372 наименования, в том числе 85 – на иностранном языке. Приложение включает 27 рисунков.

Благодарности. Автор диссертации выражает искреннюю благодарность д.г.н., чл.-корр. РАН **Андрею Валерьевичу Панину** за чуткое научное руководство и всевозможную поддержку при написании настоящей работы. Автор считает долгом выразить благодарность своим геоморфологическим учителям – сотрудникам кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и лично д.г.н., проф. С.И. Большову, открывшему для автора мир геоморфологии, к.г.н. И.С. Воскресенскому, научившему автора видеть и понимать рельеф в полевых условиях, первому научному руководителю к.г.н. **Т.Ю. Симоновой**, а также д.г.н., проф. **Г.И. Рычагову** и к.г.н. **В.И. Мысливцу**, чьи ценные советы были учтены при написании диссертации.

Сбор столь значительного количества фактического материала был бы невозможен без помощи организаторов и участников различных полевых работ: участников Большекошинских практик и лично к.г.н. С.И. Антонова (которого хочется поблагодарить отдельно за предоставленные материалы, а также ценные замечания и пожелания в ходе написания диссертации), к.г.н. Е.А. Ерёмченко, к.г.н. В.Р. Беляева, Е.О. Мухаметшиной, Н.Т. Ткача, Н.В. Сычёва, Е.Д. Тулякова; участников экспедиций в окрестностях пгт Селижарово и лично к.г.н. Е.А. Константинова, к.г.н. Н.В. Карпухиной, к.г.н. А.Л. Захарова, А.О. Уткиной (отдельная благодарность – за ОСЛ-датирование образцов); участников экспедиций в Тверском и Угличско-Мышкинском Поволжье А.С. Третниченко и А.Ю. Качалова; участников экспедиций на Нижней Вычегде и Северной Двине и лично к.г.н. Н.Е. Зарецкой (особая благодарность – за радиоуглеродное датирование образцов), к.и.н. В.Н. Карманова (ИЯЛИ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар), А.Р. Игушева (ИЯЛИ КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) и В.В. Королёва (МБОУ «СОШ», с. Айкино, респ. Коми). Выполнение ряда камеральных работ было бы невозможным без наставничества и помощи Е.Д. Шеремецкой (гранулометрический анализ) и А.А. Мареевой (предподготовка образцов для ОСЛ-датирования). За помощь в поиске и получении необходимых литературных и фондовых материалов хочется поблагодарить сотрудников Научной библиотеки МГУ имени М.В. Ломоносова, библиотеки Института географии РАН, читального зала Росгеолфонда, а также Д. Шальнева и Н. Назарову.

Отдельное спасибо хочется выразить педагогическому коллективу и особенно ученикам ГБОУ «Школа №218» г. Москвы за создание благоприятной атмосферы в течение первого года работы над диссертацией. Слова благодарности выражаю своим коллегам по

Отделу палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН и особенно д.г.н. О.К. Борисовой, а также В.А. Федину, к.г.н. А.А. Камышеву, В.В. Камышевой, В.А. Гетманскому и особенно Д.В. Мишуринскому за ценные замечания по работе над диссертацией; Ларисе Николаевне и Александру Александровичу Катушиным (г. Череповец) за понимание и всевозможное содействие при написании данной работы.

ГЛАВА 1. ВЛИЯНИЕ ПОКРОВНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ПРИЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

1.1. Приледниковая область: границы и принципы выделения

В отечественной литературе для обозначения пространств на периферии ледниковых покровов наиболее часто употребляется словосочетание «перигляциальная область» (или зона, что в данном контексте равнозначно). Термин «перигляциальный» (от греч. *peri* – возле, около и лат. *glacies* – лёд) предложен польским географом и почвоведом В. фон Лозинским в 1909 году как характеристика климата областей, расположенных по периферии плейстоценовых ледниковых покровов (French, 1979; Тимофеев, Втюрина, 1983; Worsley, 2004). В течение XX века этот термин стал пониматься более широко – как условия, процессы или явления, обусловленные перигляциальным климатом за границей оледенения (Тимофеев, Втюрина, 1983; Kotlyakov, Komarova, 2007). Характерными особенностями перигляциального климата являются (по И.С. Щукину, 1980) низкие температуры, наличие холодных сухих ветров со стороны ледникового массива, многократное замерзание и оттаивание воды.

Исходя из вышеизложенного, **перигляциальная область – это территория, где господствует перигляциальный климат и существуют особые перигляциальные условия.** Эти условия порождают специфический набор процессов и явлений, характерных для перигляциальной зоны: эоловых, нивальных и криогенных, а также распространение многолетней мерзлоты. Рельеф перигляциальных областей традиционно ассоциируется с господством криогенных форм – полигональных тундр, бугров пучения, термокарстовых образований (French, 2007 по Slaymaker, 2009).

Первоначально в качестве перигляциальной областью понимали территорию, примыкающую к областям покровного оледенения полосой порядка 100 – 150 км, куда распространяется влияние холодной массы льда (Тимофеев, Втюрина, 1983; Геологический..., 2011). И.С. Щукин (1980) подчёркивает, что перигляциальная область непосредственно примыкает к ледниковому покрову; в то же время Х.М. Френч (French, 2007 по Slaymaker, 2009) указывает, что близость к леднику не является обязательной для формирования перигляциальных обстановок: они могут возникать как в арктических и антарктических пустынях и тундре, так и в умеренных широтах (как в современной зоне распространения многолетнемерзлых пород, перигляциальная область в широком смысле).

Однозначных критериев проведения границы перигляциальной области не существует, условно их можно разделить на две группы: климатические и криолитологические. С климатической точки зрения перигляциальная область выделяется

по диапазону среднегодовых температур и среднегодовому количеству осадков (при этом диапазон температур по данным разных авторов сильно различается – от колебаний около 0°C до –15°C (Peltier, 1950 по Тимофеев, Втюрина, 1983)). Этот подход преобладает в отечественной научной литературе. В зарубежной литературе (Worsley, 2004, Slaymaker, 2007; Ballantyne, 2018) перигляциальную область выделяют, опираясь преимущественно на криолитологические критерии: границу распространения сплошной многолетней мерзлоты или областей сезонного промерзания/оттаивания земной поверхности.

Немецкими геоморфологами А. Пенком и Э.А. Брикнером в том же 1909 году был предложен термин «прогляциальный» (в досл. переводе – «перед ледником»; в отечественной литературе также фигурирует как «предледниковый») для обозначения процессов и форм рельефа, существующих в непосредственной близости от границы ледника (Penck, Bruckner, 1909 по Slaymaker, 2009). В течение XX века употребление этого термина сильно возросло, в связи с чем возникли различные трактовки его понимания.

Так, например, в отечественной справочной научной литературе второй половины XX века термин «прогляциальный» («предледниковый») либо вообще не упоминается (Тимофеев, Втюрина, 1983), либо ассоциируется лишь с подпрудными озёрами, образовавшимися вдоль границ плейстоценовых оледенений (Щукин, 1980). В Геологическом словаре (2011) термин «прогляциальный» понимается как составляющая одной из пяти обстановок ледникового морфолитогенеза, в зависимости от условий образования отложений и форм рельефа (рис. 1.1.1).

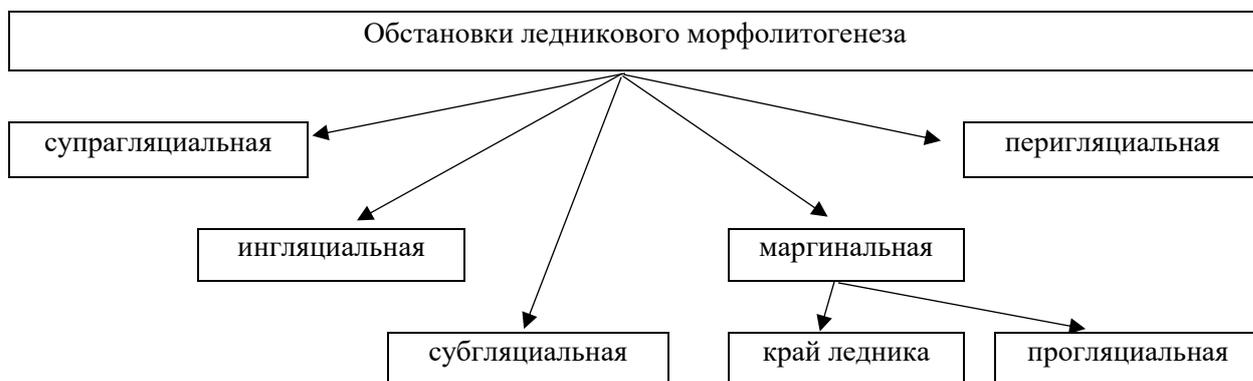


Рис. 1.1.1. Обстановки ледникового морфолитогенеза (по Геологический..., 2011)

Три из них таких обстановок относятся к областям внутри границ оледенения (ингляциальная (внутриледниковая), субгляциальная (подлёдная), супрагляциальная (надлёдная)), ещё одна, называемая перигляциальной, выделяется на некотором отдалении от края ледника за пределами непосредственного воздействия ледникового фронта. Зона контакта, включающая в себя как часть ледника, так и узкую полосу суши вдоль её границы называется маргинальной зоной. С позиции ледникового морфолитогенеза

прогляциальная область – это часть маргинальной зоны ледника, узкая полоса за его пределами вдоль ледникового фронта. Стоит заметить, что конкретного указания на размеры этой зоны, а также чёткие критерии её выделения в Геологическом словаре (2011) не приводятся.

Согласно англоязычному Словарю по наукам о Земле (Dictionary..., 2013) под термином «proglacial» – «прогляциальный» – понимается территория между границей ледникового покрова и возвышенностью на некотором отдалении от неё. Этот термин употребляется по отношению к озёрам, которые занимают такие понижения. Сходное объяснение термина «proglacial» приведено и в Оксфордском словаре по географии (Kotlyakov, Komarova, 2007).

У ряда зарубежных авторов начала XXI века (Maizels, 2002; Embleton-Hamann, 2004; Slaymaker, 2009, 2011) указывается, что **прогляциальная область – это территория в непосредственной близости от границы ледника, где существуют особые условия, связанные с его таянием.** Это постоянный или сезонный приток талых ледниковых вод и повсеместное распространение отложений, образованных в результате таяния льда (Maizels, 2002). В связи с колебаниями границы покровного или горного оледенения, прогляциальная область непостоянна во времени и пространстве (Heckmann et al., 2019).

В начале 1970-ых при изучении прогляциальных ландшафтов на Баффиновой Земле и Британской Колумбии (Канада) было отмечено, что жизнь рельефа на определённом этапе дегляциации переходит под контроль неледниковых процессов. Для таких процессов (и обстановок) был предложен термин «paraglacial» – «парагляциальный» (Church, Ryder, 1972). Он противопоставлялся как термину «прогляциальный» (с точки зрения преобладающих геоморфологических процессов), так и термину «перигляциальный», смысловое значение которого не подразумевало непосредственную близость ледника. **Под термином «парагляциальный» в настоящее время понимаются неледниковые геоморфологические процессы, отложения и формы рельефа, а также ландшафтные обстановки, формирование которых обусловлено оледенением или дегляциацией** (Ballantyne, 2002; Slaymaker, 2004). Иначе говоря, отложения и формы рельефа, сформировавшиеся в прогляциальных обстановках непосредственно из-за влияния оледенения под действием флювиогляциальных, озёрно-ледниковых и ледниково-морских процессов, испытывают дальнейшее преобразование уже неледниковыми процессами: флювиальными, склоновыми, эоловыми, озёрными, береговыми и морскими (Slaymaker, 2009).

В первые десятилетия XXI века отечественными учёными (преимущественно в англоязычных статьях) стал часто употребляться термин «extraglacial» –

экстрагляциальный (от лат. extra – вне и glacies – лёд). И.С. Щукин (1980) понимает этот термин дословно: экстрагляциальная область – это внеледниковая область, то есть территория, которая не покрывалась материковыми оледенениями. Соответственно, экстрагляциальные отложения – это совокупность всех отложений, образовавшихся в экстрагляциальной области. Д.А. Тимофеев и Е.А. Втюрина (1983) поясняют термин «экстрагляциальный» как синоним терминам приледниковый и перигляциальный. Синонимичность термину перигляциальный (но по отношению к отложениям) указана и в Оксфордском словаре по географии (Kotlyakov, Komarova, 2007). В ряде изданий этот термин вообще отсутствует (Encyclopedia ..., 2004; Dictionary ..., 2013). В целом, какой-либо конкретной определённости в употреблении этого термина в научной литературе не наблюдается.

В отечественной научной литературе помимо вышеописанных терминов употребляется ещё один, не имеющий дословного перевода: «приледниковый». Приледниковая область – это область, примыкающая к областям покровного или горного оледенения (Тимофеев, Втюрина, 1983). В то же время в ряде изданий (Щукин, 1980; Kotlyakov, Komarova, 2007) указывается, что термин «приледниковый» синонимичен термину «перигляциальный» (в узком смысле) с точки зрения пространственного распространения. Важной особенностью приледниковой области является отсутствие каких-либо критериев её выделения кроме собственно территориального – рядом с ледником. **Учитывая обилие терминов, обозначающих различные обстановки рельефообразования для территорий в той или иной степени удалённых от ледникового покрова исходя из определённых критериев, можно предложить использовать термин «приледниковая область» в качестве нейтрального и обобщающего для всех этих обстановок.** Таким образом, приледниковая область, в зависимости от происходящих процессов, отложений и форм рельефа, климатических условий, а также расстояния от границы оледенения может подразделяться на прогляциальную, парагляциальную, перигляциальную и экстрагляциальную области. В таком случае внутренняя граница приледниковой области будет однозначно определена – граница ледника. Для определения положения внешней границы приледниковой области предлагаются следующие критерии.

Известно, что в областях распространения покровного оледенения происходят движения земной коры, вызванные самим оледенением – гляциоизостатические деформации. Первые исследования этих деформаций связаны с именами Т. Джемисона, Н. Шалера, Г. де Геера, Ф. Нансена и др. (Былинский, 1996). В течение XX века, особенно во второй его половине, изучение гляциоизостатических деформаций земной поверхности

получило значительное развитие. Обобщение и анализ имеющихся гипотез был произведён шведским учёным Н.-А. Мёрнером (рис. 1.1.2).

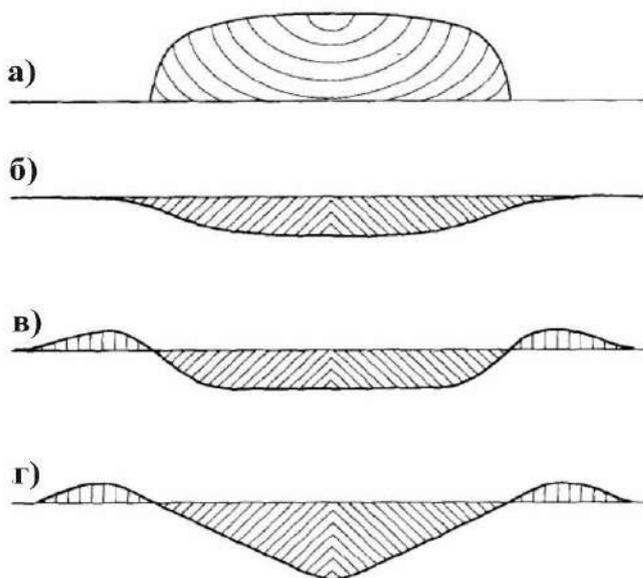


Рис. 1.1.2. Различные модели гляциоизостатических деформаций и последующего поднятия: а) ледниковый щит, б) «гипотеза прогибания», в) «гипотеза вспучивания», г) модель с наличием компенсационного вала и воздымающейся областью конической формы (по Н.-А. Мёрнер, 1979).

Н.-А. Мёрнер выделил две группы гипотез сущности процесса – «гипотезы вспучивания» (англ. bulge hypothesis) и «гипотезы прогибания» (англ. punching hypothesis; Mörner, 1979). Согласно «гипотезе прогибания» (рис. 1.1.2б) гляциоизостатические деформации проявляются непосредственно под телом ледника; это может происходить как с образованием шарнирных линий на периферии, так и без него (Goldthwait, 1908; Daly, 1934; Sauramo, 1939, по Mörner, 1979). Согласно «гипотезе вспучивания» (рис. 1.1.2в) по периферии ледниковой зоны во время оледенений образуется компенсационное валообразное поднятие (англ. glacial forebulge, наиболее точный перевод – периферийный гляциоизостатический компенсационный вал), которое перемещается по поверхности Земли с течением времени (Nansen, 1922; Ramsay, 1924, по Mörner, 1979). Однако, по мнению Н.-А. Мёрнера (1979) гляциоизостатическое воздымание Фенноскандии не согласуется ни с «гипотезой вспучивания», ни с «гипотезой прогибания», а описывается иной, третьей, моделью, включающей в себя как существование стабильного компенсационного вала, так и воздымающуюся область конической формы (рис. 1.1.2г). Проявление гляциоизостатических деформаций не только под телом ледника, а и за его пределами объясняется тем, что прогибание земной поверхности вследствие ледовой нагрузки, является функцией композиционных и реологических свойств земной коры и верхней мантии. Гляциоизостатические движения обусловлены с наличием менее вязкого, чем литосфера, слоя – астеносферы, из-за чего бóльшая часть прогибания локально компенсируется достаточно быстрыми горизонтальными перетоками мантийного вещества (рис. 1.1.3).

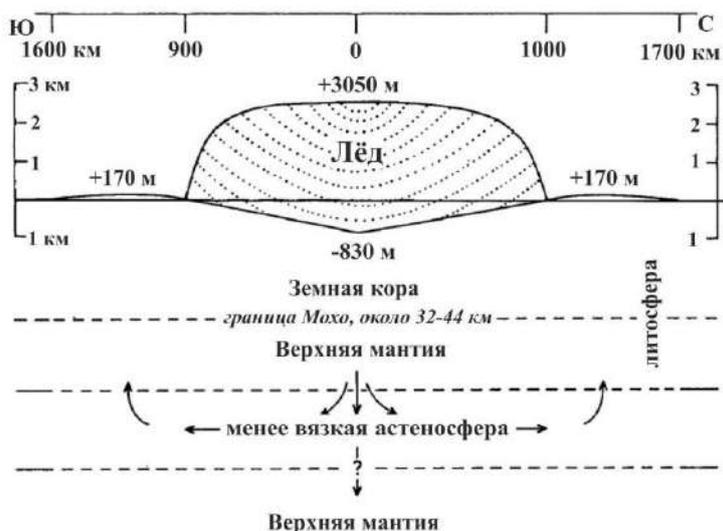


Рис. 1.1.3. Модель гляциоизоста-зии Скандинавского ледникового щита по данным Н.-А. Мёрнера (по N.-A. Mörner, 1979).

Е.Н. Былинский (1985) указывает, что воздействие гляциоизостаии не ограничено только ледниковыми областями, а имеет глобальное (планетарное) распространение. Исследования гляциоизостаии второй половины XX – начала XXI века показали (Peltier, 1987, 1999; Lambeck et al., 2010; Cohen et al., 2014), что она не ограничивается вертикальными движениями литосферы под воздействием ледниковой нагрузки (т.н. гляциоизостатическими деформациями – англ. «glacial isostatical rebound»), а также определяет изменение уровня Мирового океана, гравитационного поля Земли и скорости её вращения. Для более точного наименования реального воздействия явления гляциоизостаии В.Р. Пельтье и Дж.Т. Эндрюсом (Peltier, Andrews, 1976; Peltier, 1976) было предложено и в последствии развито (Peltier, 1999, 2002, 2004) использование термина «glacial isostatical adjustment (GIA)», точный перевод которого на русский язык достаточно затруднён. Дословно термин «adjustment» переводится как «регулировка» в смысле незначительных изменений чего-либо. Нами предлагается использовать в русском языке словосочетание «гляциоизостатическая адаптация (ГИА)», в целом отражающее задумку В.Р. Пельтье, в то же время созвучное с англоязычным термином.

Проявление гляциоизостатического фактора в истории развития рельефа приледниковой области рассмотрено в значительном количестве работ отечественных и зарубежных исследователей. С ГИА связывают изменение береговых линий океана, в частности в Северной Атлантике (Былинский 1985; Lambeck et al., 1998; Peltier, 1999 и др.). Эволюция устьевых областей рек и изменение базиса их эрозии также зачастую может быть объяснена только с позиции ГИА (Wallinga et al., 2004). Значительную роль ГИА играют и в реконструкциях уровней приледниковых озёр, образующихся в понижениях вдоль границы оледенения (Карпухина, 2013; Субетто и др., 2019). Влияние ГИА на речные долины подробно рассмотрено в п. 1.4.

Резюмируя, в областях за пределами покровного оледенения существует ещё один, гляциоизостатический, фактор, в той или иной степени воздействующий на процессы, отложения и формы рельефа. Предлагается действие этого фактора, то есть распространение гляциоизостатических деформаций, возникших в результате оледенения непосредственно за пределами его границ, использовать как критерий выделения приледниковой области, а в качестве обоснования внешней границы использовать дистальное подножие периферийного гляциоизостатического компенсационного вала.

Таким образом, в настоящем исследовании под приледниковой областью понимается территория, окаймляющая край покровного оледенения, где процессы рельефообразования и осадконакопления испытывают прямое воздействие ледника. В числе факторов этого воздействия – гляциоизостазия, ее воздействие распространяется далее всех других, поэтому именно она определяет границы приледниковой области, внешнюю границу которой можно условно провести по оси компенсационного вала. Приледниковая область включает в себя прогляциальную, парагляциальную, перигляциальную и экстрагляциальную области и является обобщающим термином для обстановок вблизи или на некотором отдалении от ледника и в той или иной степени зависящих от него.

1.2. Влияние покровного оледенения на перестройку долинной сети

Под термином «перестройка» по отношению к долинной сети понимаются «такие изменения эрозионной сети, которые сопровождаются изменением во времени её конфигурации в плане, появлением и исчезновением водотоков или изменениями в направлении стока» (Лютцау, 1975, стр. 40). К перестройкам не относятся внутриволинные переформирования: образование лестницы террас, изменение продольного профиля долины и др. С.В. Лютцау (1975) совместно с термином «перестройка» предпочитает использовать словосочетания «эрозионная сеть» или «эрозионная система», так как учитывает не только преобразования речных долин, но и малых эрозионных форм (балок и оврагов); при этом в качестве синонима им употребляется и словосочетание «долинная система». Некоторые исследователи (Квасов, 1963, 1975) рассматривают перестройки ещё шире, учитывая и озёрные водоёмы, поэтому используют термин «гидрографическая сеть». При рассмотрении влияния покровного оледенения на перестройки таких систем будут использоваться термины, употребляемые теми или другими исследователями, однако пониматься под ними будет главным образом долинная сеть.

Согласно представлениям С.В. Лютцау (1975) выделяется пять разновидностей перестройки эрозионных систем. Во-первых, это появление новых и исчезновение старых

эрозионных форм, а также изменение их характера (например, переход оврага в балку или балки в речную долину). Во-вторых, это изменение пространственной ориентировки эрозионных форм по отношению к сторонам света или геологическим структурам. В-третьих, это изменение наклона днищ долин на обратный, то есть смена направления течения водотока. Четвёртой разновидностью перестройки является смещение эрозионной формы (не водотока!) в плане. И пятая разновидность – изменение плановой конфигурации самой эрозионной формы (например, спрямление долины (всей долины, а не русла) или, наоборот, появление изгибов). Отмечается, что перестройка речных систем может быть полной – когда вся система вовлечена в трансформацию – или неполной – когда перестройка проявляется только на отдельных её звеньях.

С.В. Лютцау (1975) выделяет четыре способа перестройки эрозионной сети: перезаложение, перерасчленение, перехват и причленение. Наиболее распространённым и «кардинальным» способом перестройки долинных систем (по С.В. Лютцау) является перезаложение, когда «эрозионная сеть полностью уничтожается, а затем вновь проявляется и при этом обычно оказывается в существенном, а иногда и в полном несоответствии с первоначальной сетью эрозионных форм (Лютцау, 1975, стр. 41). При такой перестройке речные долины полностью или частично погребаются под мощными толщами отложений различного происхождения (морского, флювиального, эолового, вулканического, ледникового и др.), а затем вновь закладываются на прежнем или на новом месте. Перезаложения могут быть вызваны различными причинами – саморазвитием системы, тектоническими движениями, изменением уровня приёмного водоёма, заполнением долин продуктами вулканической или ветровой деятельности. Однако наиболее масштабные перезаложения происходят под воздействием покровных оледенений.

Если перестройка эрозионной сети не сопровождается её уничтожением, погребением или изменением направления стока, то С.В. Лютцау предлагает её называть перерасчленением. Как правило, перерасчленение происходит в результате саморазвития эрозионной системы. По тем же причинам возникают и перехваты – «такие перестройки речных систем, которые сопровождаются их слиянием в результате более активной эрозионной деятельности одной реки (перехватчицы) по сравнению с другой (перехваченной)» (Лютцау, 1975, стр. 46 – 47).

К четвёртому способу, причленению, С.В. Лютцау относит такие механизмы перестроек долинной сети, которые напрямую не обусловлены деятельностью рек. Например, в качестве причленения может рассматриваться перелив воды через водораздел

из одного речного бассейна в другой. Такие переливы могут возникать в результате подпруживания речных систем, например, льдами покровного оледенения.

Все способы перестройки долинной сети могут быть обусловлены различными факторами: геологическими, климатическими, космогенными, геоморфологическими и др. Наличие перестройки долинной сети определяется сравнением её современного состояния с рисунком сети, существовавшим некоторое время назад (несколько лет, десятилетия, века, тысячи, десятки и сотни тысяч лет). Так, работы по реконструкции доледниковой гидрографической сети на северо-западе Восточно-Европейской равнины (Квасов и др., 1975) и в Подмоскovie (Шик, 1960, 1961а) показали, что она существенно отличается от современной (рис. 1.2.1). Перестройка долинной сети была вызвана фактором, который действовал на этих территориях в четвертичное время – покровным оледенением, неоднократно перекрывавшим пространства Восточно-Европейской равнины.

Наибольшие изменения долинной сети происходят в областях, которые покрывались льдами покровных оледенений (Обедиентова, 1975). С.М. Шик (1960, 1961а), на примере территории юго-западного Подмоскovie, показывает, что в областях распространения

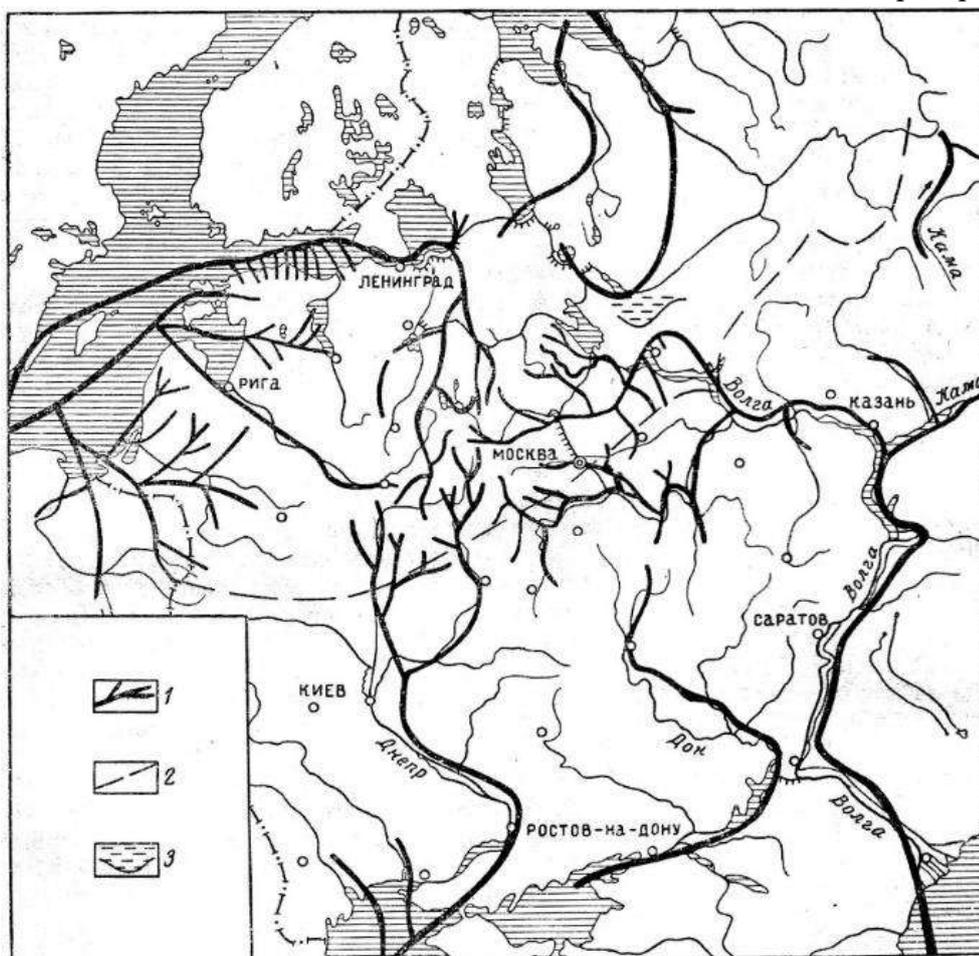


Рис. 1.2.1. Схема раннечетвертичной речной сети Русской платформы (Обедиентова, 1975). Условные обозначения: 1 – погребённые реки, 2 – граница московского оледенения, 3 – южная часть позднеплиоценового Кубено-Сухонского озера.

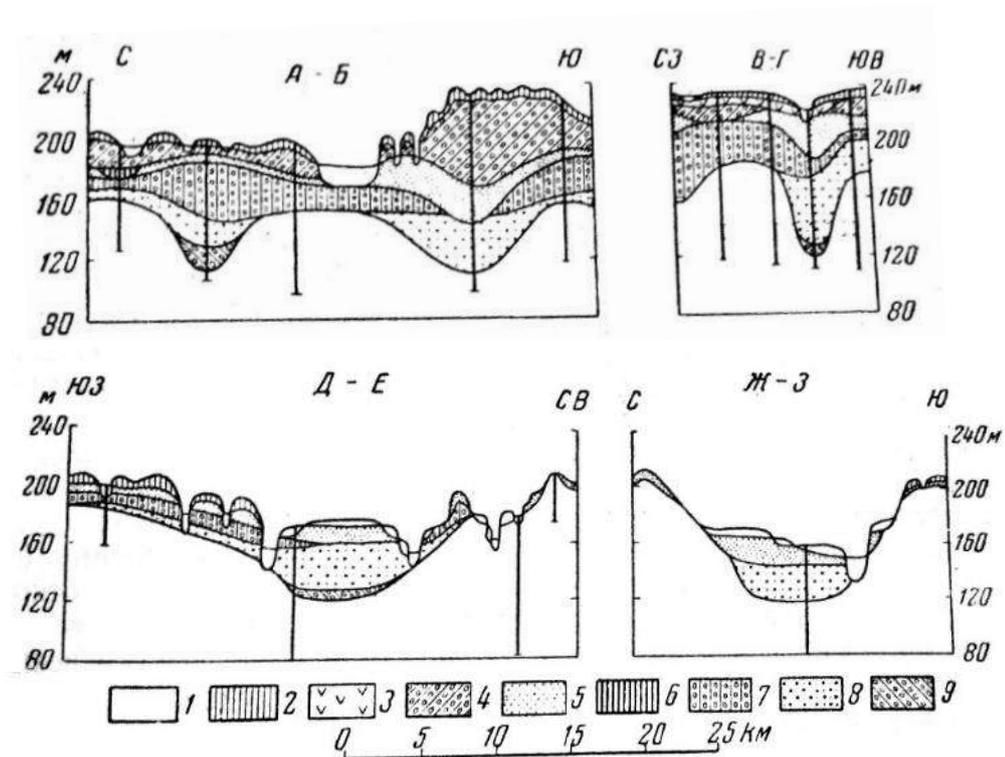


Рис. 1.2.2. Поперечные геологические профили погребённых долин (Шик, 1961).

Условные обозначения: 1 – современный и древний аллювий, 2 – покровные суглинки, 3 – водно-ледниковые отложения, покрывающие московскую морену, 4 – московская морена, 5 – комплекс водно-ледниковых и аллювиальных отложений, залегающих между днепровской и московской моренами, 6 – одинцовские межледниковые озёрно-болотные отложения, 7 – днепровская морена, 8 – комплекс водно-ледниковых и аллювиальных отложений, залегающих между окской и днепровской моренами, 9 – окская морена.

четвертичных оледенений речные долины оказались заполнены толщами ледниковых и водно-ледниковых отложений повышенной (по сравнению с водоразделами) мощности (рис. 1.2.2). При этом отмечается, что понижения рельефа на месте этих долин в целом сохранялись вплоть до московского времени. На этом основании им сделан вывод, что несмотря на постепенное заполнение долин в течение раннего и среднего плейстоцена доледниковые долины существовали как ложбины стока.

Данные С.М. Шика (1960, 1961а) указывают на то, что в течение московского оледенения большинство долин были до конца заполнены ледниковым и водно-ледниковым материалом, а на месте некоторых из них появились конечно-моренные образования. Иными словами, после деградации московского оледенения гидрографическая сеть формировалась заново, лишь на отдельных участках наследуя древние долины. При этом стоит отметить, что на территориях, не покрывавшихся московским оледенением, полного заполнения долин не произошло, поэтому там доледниковая долинная сеть имеет лучшую сохранность.

На основании имеющихся данных С.М. Шик (1960, 1961а) выделяет этап заполнения древних долин, который существовал в течение раннего и среднего плейстоцена. Исследования Д.Б. Малаховского (1961) в северной части Валдайской возвышенности подтверждают наличие такого этапа, однако полное погребение долин здесь наступает позднее, во время валдайского оледенения. На полное заполнение долин в области московского и валдайского оледенения и последовавшую перестройку долинной сети указывает и Г.В. Обедиентова (1975).

Массовое глубокое бурение позволило реконструировать доледниковую долинную сеть центральной части Восточно-Европейской равнины. Видно (см. рис. 1.2.1), что за границей московского оледенения раннечетвертичная долинная сеть в целом соответствует современной, в то же время внутри этой области обнаруживаются значительные перестройки. Например, доледниковая долина верхней р. Волги располагалась у подножия северного макросклона Клинско-Дмитровской гряды и уходила к северо-востоку в сторону Ярославля и Костромы (рис. 1.2.3). По данным Г.В. Обедиентовой (1975), эта долина была полностью заполнена ледниковыми отложениями (мореной), а на поверхности сформировался холмистый рельеф.

Влияние масс льда покровного оледенения не ограничивается только заполнением долин. Г.И. Горецкий (1967, по Квасову и др., 1975), а позднее и Г.В. Обедиентова (1975) считали, что оледенение может формировать ложбины выпаживания и рытвины подледного стока. По данным Г.В. Обедиентовой (1975) такие ложбины, как правило, приурочены к существовавшим до оледенения речным долинам, однако преобразованы в результате

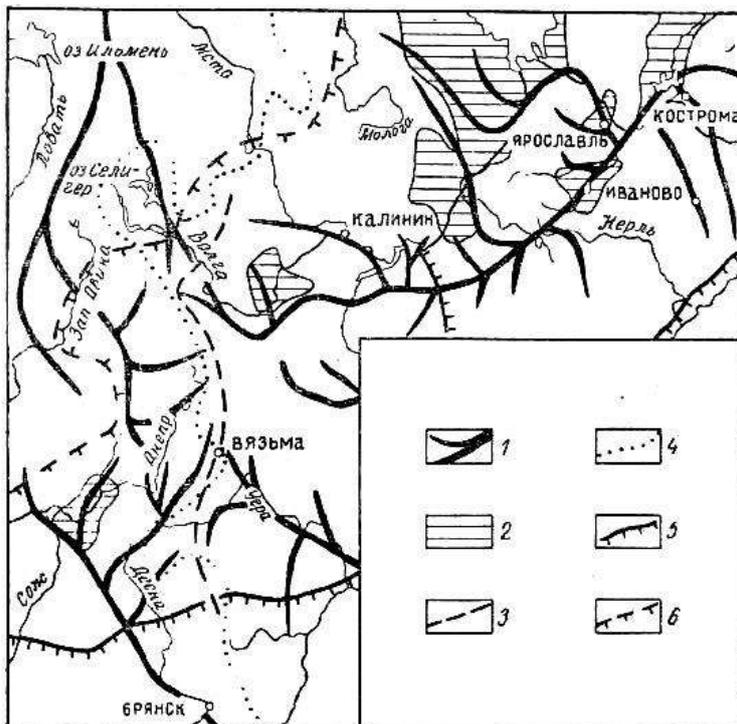


Рис. 1.2.3. Схема доледниковой погребенной речной сети в бассейнах Волги, Днепра и Ловати (Обедиентова, 1975).

Условные обозначения: 1 – русла рек, 2 – озёрные равнины, 3 – Балтийско-Черноморско-Каспийский водораздел доледникового времени, 4 – то же, современный, 5 – граница московского оледенения, 6 – граница валдайского оледенения.

воздействия льда. Г.И. Горецкий (1967, по Квасову и др., 1975), напротив, вообще не прослеживал доледниковую долинную сеть в областях плейстоценовых оледенений; он считал, что такие ложбины являются первым звеном будущей послеледниковой долинной сети. Г.В. Обедиентова (1975) показывает, что положение древних ложбин по отношению к направлению продвижения ледника оказывает значительное влияние на их последующее развитие. Вытянутость ложбин выпахивания по направлению движения, способствует распространению по ним льда в виде лопастей и языков, а значит значительной экзарационной трансформации бортов и днища древних долин. Заполнение таких ложбин происходит в фазу деградации оледенения продуктами дегляциации. Если же ложбины перпендикулярны пути движения льда, то они выступают в качестве естественного барьера: льды тормозятся о борта, растрескиваются и заполняют их моренным материалом.

Польскими учёными (Галоп и др., 1965) установлено, что при определённых уклонах зандровых конусов и общему уклону местности отток талых ледниковых вод в направлении от ледника может быть ограничен или полностью замещаться маргинальными (вдоль границы оледенения) потоками с формированием древних долин стока. Последующее отступление границы оледенения приводит к наследованию реками ложбин стока и образованию сложной системы речных долин (рис. 1.2.4)

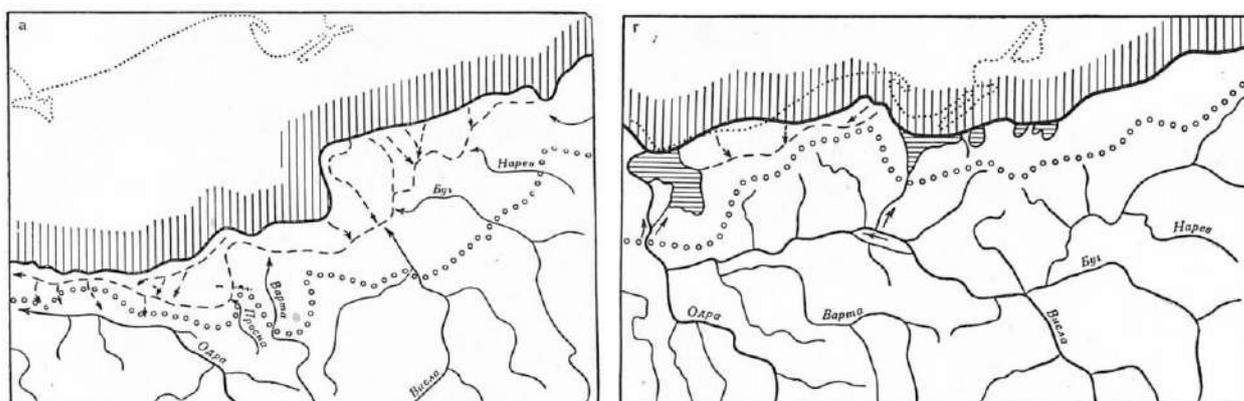


Рис. 1.2.4. Эволюция речной сети перед отступающим краем ледника во время последнего оледенения на территории Польши (Augustowski, 1962 по Галоп и др., 1965).

Слева – во время брандербургской стадии, справа – во время фаз деградации померанской стадии. Линией из кружочков показаны морены стадии варта (слева), главные морены померанской стадии (справа).

Положение края ледника или конечных морен относительно направления течения рек также по-разному влияет на речные системы. У рек, текущих от ледника, обезглавливаются верховья (Обедиентова, 1975). Ледники, воздействующие на реки как бы «сбоку», будут вызывать формирование обходных долин, как это описано для низовий р. Лены (Коржуев, 1979), р. Темзы (Bridgland, Gibbard, 1997) и р. Миссисипи (Curry, 1998). Для двух последних такая перестройка по сути стала моментом зарождения новых,

совершенно иных речных систем современных рек. Для рек, текущих к леднику, оледенения могут выступать препятствиями – подпруживать их, заполняя мощными толщами осадков или создавая обширные озёрные бассейны (Квасов, 1963, 1975), либо разворачивать сток вдоль края ледника или в противоположном направлении, как это предполагается для верховьев Вычегды и Печоры Н.Н. Назаровым (2017). Возможное существование подпрудных приледниковых озёр во время плейстоценовых оледенений реконструируется для долин Оби и Енисея (Альтер, 1965; Лазуков, 1979аб; Mangerud et al., 2004; Astakhov, 2006; Волков, Казьмин, 2007 и др.). При этом обширные разливы этих озёр могли вызывать перелив вод из бассейна Енисея в гипсометрически более сниженную систему Оби, то есть перестройку гидрографической сети способом причленения.

А.Б. Басаликас (1961) на основании исследований погребённого долинного рельефа Прибалтики для этапа дегляциации выделяет четыре фазы развития речной сети. В первую фазу, когда начинается деградация ледника максимальной фазы продвижения, талые воды стекают мощными реками по долинообразным понижениям рельефа. Сложная сеть ложбин стока талых вод московского оледенения реконструируется А.А. Асеевым и И.Э. Введенской (1961) для Подмосковья. Отмечается, что концентрация стока в таких ложбинах, сохранившихся с более ранних оледенений, способствовала их заполнению водно-ледниковыми осадками. Внедрение мощных потоков талых вод в долины малых рек могут приводить к разрастанию бассейнов и их значительным переформированиям (Квасов, 1963).

Важное значение ложбинам стока придавал Г.Ф. Мирчинк (1935), особенно в свете реконструкции истории развития речной сети центра Восточно-Европейской равнины (рис. 1.2.5). По его представлениям, в результате деградации рисского <московского> оледенения оказалась заполнена древняя ложбина пра-Нерли, соединявшая современный бассейн верхней Волги с Доном. Это привело к изменению направления пра-Нерли, её присоединению к бассейну Клязьмы (по ложбине на месте современной Нерли-Клязьминской) и возникновению некоего подобия современной Волги. После отступления вюрмского <валдайского> ледника по ложбинам стока заложилась долина пра-Шексны. Дальнейшее развитие речной системы Камы и Унжи позволило ей перехватить верховья пра-Шексны, а также её приток и верховья пра-Нерли, сформировав современную долину р. Волги.

Реконструкция Г.Ф. Мирчинка практически сразу после опубликования получила значительную критику (Спиридонов, 1957, по Обедиентовой, 1975). Г.В. Обедиентова (1975) также указывает на несостоятельность реконструкций Г.Ф. Мирчинка. Согласно составленной схеме палеогеоморфологических условий Верхневолжской низины в конце

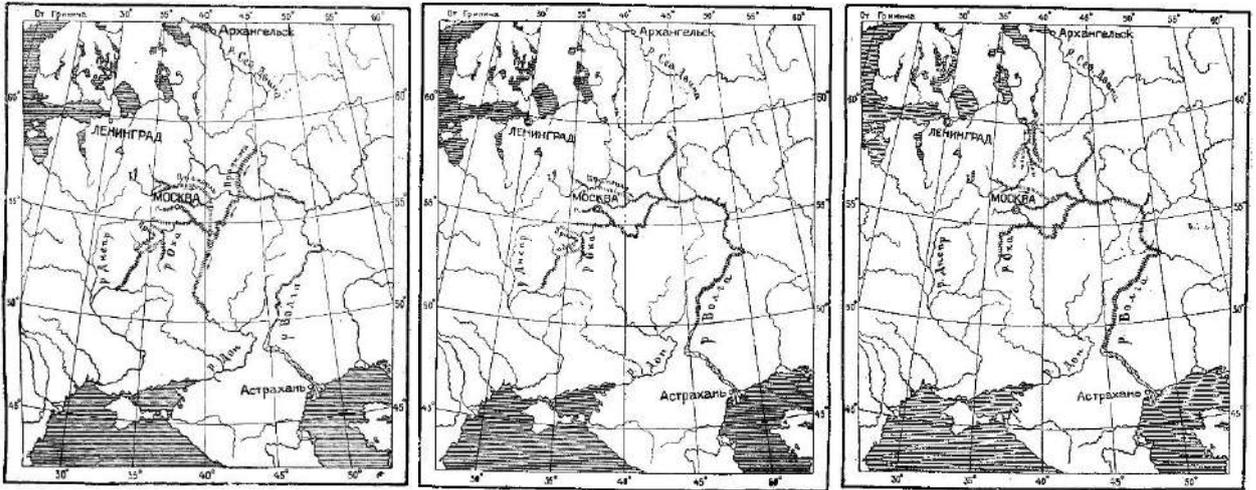


Рис. 1.2.5. Схема распределения гидрографической сети в бассейне рек Волги и Дона в миндель-рисское <днепровско-московское> (слева), рисс-вюрмское <московско-валдайское> (по центру) и послевюрмское <послевалдайское> время (справа) (Мирчинк, 1935).

московского оледенения (рис. 1.2.6) сток ледниковых вод был направлен к северо-западу, в сторону современной долины р. Волги (и может рассматриваться как один из факторов её формирования).

Дальнейшее отступление ледника по А.Б. Басаликасу (1961) приводит ко второй фазе развития послеледниковой речной сети – образованию прогляциальных озёр. Вода поступает как с ледника, так и (в меньшей степени) с внешней стороны озёр. В это время активно формируются ложбины стока, сквозные долины и протоки между озёрами. Сходные идеи о существовании областей распространения озёр вдоль границ покровного оледенения во время его деградации высказывает и Д.Д. Квасов (1963). По его представлениям именно такие озёра, соединяясь протоками и ложбинами между собой, являются зарождающейся долинной сетью на территориях, только что освободившихся от

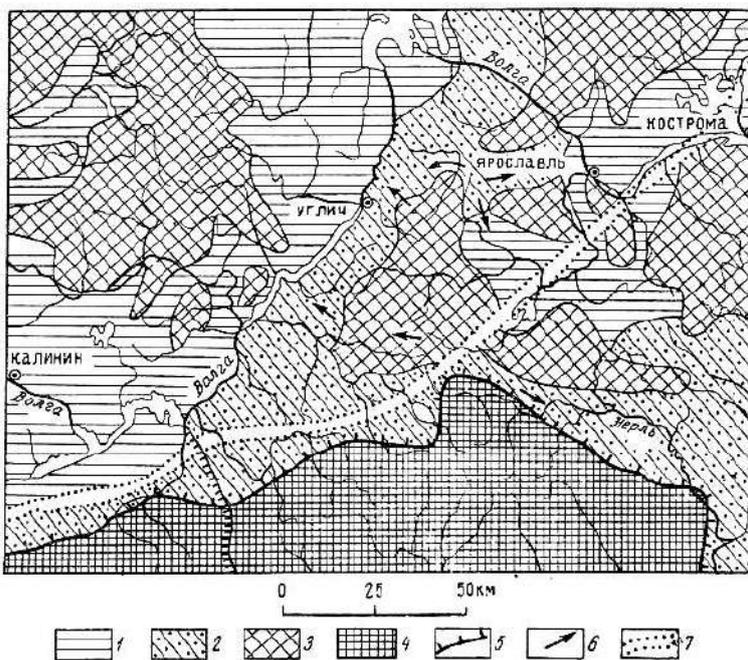


Рис. 1.2.6. Схема палеогеоморфологических условий Верхневолжской низины в конце московского века (Обедиентова, 1975).

Условные обозначения: 1 – озёра, 2 – потоки талых вод, 3 – холмисто-ледниковый рельеф, 4 – Клинско-Дмитровская гряда, 5 – крутой её северный склон, 6 – направление потока талых вод, 7 – погребённая долина доледниковой Волги.

льда. По представлениям Г.В. Обедиентовой (1975), такие ложбины стока между озёрными понижениями могли быть причиной резкого изменения направления течения рек Камы, Вятки, Ветлуги и Унжи в верховьях.

По мере деградации оледенения, озёрная полоса перемещается вслед за границей льда. На освободившейся территории формируются проточные озёра и ложбины стока ледниковых вод, которые в свою очередь дают начало рекам. В ходе четвёртой фазы реки начинают врезаться в поверхности ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, формируя современные речные долины. Выделяя данные фазы, А.Б. Басаликас (1961) важное значение придаёт тектоническим движениям – воздыманиям и опусканиям поверхности, освободившейся ото льда. Однако он указывает, что воздействие гляциоизостазии накладывается на не связанные с оледенением неотектонические движения.

Рассматривая влияние покровного оледенения на развитие гидрографической сети Восточно-Европейской равнины, Д.Д. Квасов (1963) отмечает, что «многие её особенности можно объяснить только влиянием оледенения (Квасов, 1963, стр. 247). О первой особенности уже упоминалось выше – это значительное количество озёр вдоль границы последнего оледенения от Германии и Польши до Валдайской возвышенности. По мнению Д.Д. Квасова в условиях гумидного климата такие озёра могли существовать не более нескольких десятков тысяч лет, по прошествии которых они либо заполняются осадками, либо спускаются в результате врезания вытекающих рек. Соответственно, несколько десятков тысяч лет назад на данной территории должны были существовать условия, благоприятствующие развитию озёр. Такими условиями Д.Д. Квасов (1963) считает обстановки краевых зон покровного оледенения во время его деградации.

Второй особенностью (по Д.Д. Квасову, 1963) является положение главного водораздела Восточно-Европейской равнины. В случае различий в увлажнении по разные стороны от водораздела он, как правило, смещается в сторону более засушливых условий, ввиду того, что речные системы более увлажнённого макросклона обладают бóльшей эрозионной силой. Сильное смещение главного водораздела Восточно-Европейской равнины к северо-западу при уменьшении увлажнения в юго-восточном направлении говорит о наличии иного фактора, обуславливающего его положение. Таким фактором может быть только покровное оледенение. Это подтверждается более поздними реконструкциями доледниковой долинной сети (рис. 1.2.7): они показывают, что в течение плейстоцена главный водораздел Восточно-Европейской равнины постепенно смещался в северо-западном направлении.

Третья особенность гидрографической сети Восточно-Европейской равнины – её решетчатый рисунок. Преобладают направления юго-запад – северо-восток и перпендикулярное к нему. Эту особенность Д.Д. Квасов (1963) объясняет адаптацией речной сети к покровному оледенению: реки, текущие к леднику, поворачивают вдоль его края, соответственно к северо-востоку или юго-западу. Часть рек прорывается между конечно-моренных гряд и протекает субпараллельно их осям.

Исследования северных рек Восточно-Европейской равнины (Печоры, Мезени, Северной Двины) позволили Е.Н. Былинскому (1979, 1985, 1996) рассматривать ещё один фактор влияния покровного оледенения на долинную сеть. По его представлениям, таким фактором являются гляциоизостатические деформации земной поверхности. Подробно действие этого фактора будет рассмотрено в разделе 1.4.

Таким образом, выделяется несколько видов воздействия покровного оледенения на перестройку долинной сети. Значительная часть перестроек происходит путём перезаложения долинной сети из-за погребения древних, доледниковых долин. Покровное оледенение может обезглавливать реки, изменять их направление или подпруживать. Ввиду многократной смены ледниково-межледниковых обстановок ведущим фактором перестройки речной сети на Восточно-Европейской равнине выступает покровное оледенение.

1.3. Образование подпрудных приледниковых озёр

Подпрудные приледниковые озёра (ППО) – это такие озёра, которые образовались в результате подпруживания ледником рек, текущих в направлении, противоположном направлению движения льда (Квасов, 1975). Сам Д.Д. Квасов называл такие озёра просто приледниковыми, однако позднее выяснилось (Шик, Писарева, 1998), что это не совсем верно, ибо образование по такому сценарию характерно не для всех озёр приледниковой

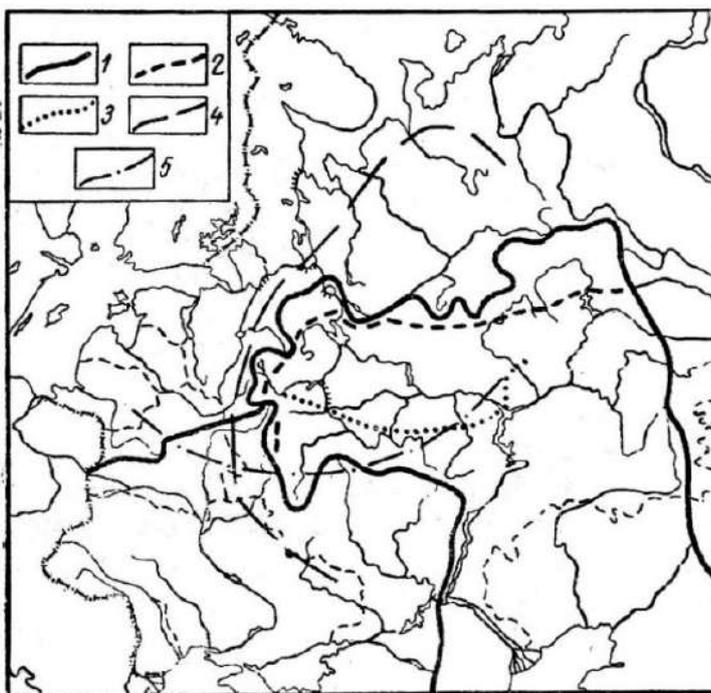


Рис. 1.2.7. Главный водораздел Русской равнины (Обедиентова, 1975).

Условные обозначения: 1 – современный, 2 – раннечетвертичный, 3 – раннемезозойский, 4 – раннекарбоновый, 5 – раннедевонский.

области. Уровень таких озёр контролируется высотным положением водосборного бассейна реки, образовавшей озеро. При достижении уровня порога стока – самого низкого водораздела – начинается сток из озера, который может происходить тремя путями (по Д.Д. Квасову, 1975): вдоль границы ледника, по долинам, параллельным этой границе, или в противоположном направлении, через главный водораздел. Установившийся уровень ППО может измениться лишь в случае снижения или поднятия порога стока – например, при образовании более низкого порога стока в другом месте (снижения тем или иным путем существующего водораздела или открытия более низкого порога стока вследствие изменения положения границы оледенения), а также при изменении высоты водоразделов в следствие гляциоизостатических деформаций поверхности.

Если ледники и реки движутся в одном направлении, то ППО не образуется: в речные долины поступает большое количество материала, что способствует формированию флювиогляциальных террас. Также формированию ППО не способствуют низкие водоразделы водосборного бассейна – воды не концентрируются в понижении, а уходят потоками вдоль края ледника, образуя широкие долины (Квасов, 1975).

В зарубежной литературе для наименования озёр в приледниковой области используются термины «proglacial lake» и «periglacial lake» (рис. 1.3.1). Согласно (Kotlyakov, Komarova, 2007), отечественному термину «приледниковое озеро» соответствует англоязычный термин «periglacial lake» со значением «озеро у края ледника, образуемое потоками талых вод, вытекающих с ледника, особенно в фазу его деградации», что в целом совпадает с традиционным пониманием приледниковых озёр в отечественной науке (рис. 1.3.1).

Термину «proglacial lake», согласно (Kotlyakov, Komarova, 2007) предлагается русский аналог «предледниковое озеро» с двумя значениями: а) «озеро, формирующееся между концом ледника и возвышенностями прилегающего рельефа, чаще всего это моренные гряды» и б) «обширные озера, образовывавшиеся вдоль края четвертичных ледниковых покровов в Европе и Северной Америке вследствие подпруды ледником рек, стекающих на север». В отечественной литературе для сопоставления с первым значением обычно используют транслитерацию зарубежного термина и называют такие озёра прогляциальными (по аналогии с прогляциальными реками). Второе значение термина «proglacial lake» в русскоязычном варианте – классические приледниковые озёра Д.Д. Квасова (1975), для которых в настоящей работе будет использоваться наименование «приледниковые подпрудные озёра» или ППО.

В зарубежной литературе к прогляциальным (proglacial) озёрам относят такие озёра, которые располагаются перед горными ледниками или вдоль границ покровного

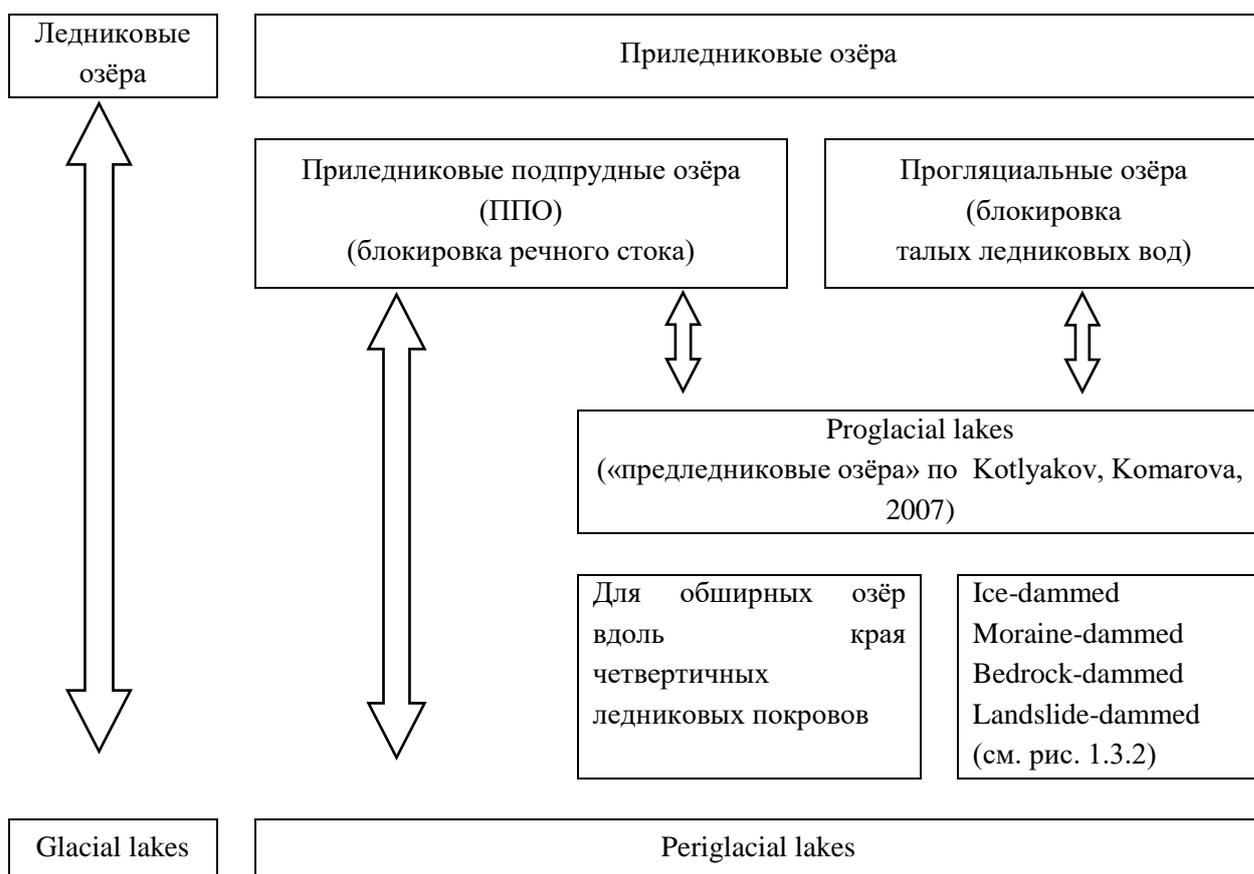


Рис. 1.3.1. Схема сопоставления терминологии озёр ледниковой и приледниковой области в отечественной и зарубежной литературе

оледенения, а их образование связано с подпруживанием талых ледниковых вод (Carrivick, Tweed, 2013). В качестве подпруды обычно выступают моренные валы или гряды (рис. 1.3.2А), естественный рельеф приледниковой области (рис. 1.3.2Б), ледник (рис. 1.3.2В), а также тела крупных оползней (рис. 1.3.2Г). Функционирование прогляциальных озёр определяется как ледниковой динамикой, так и условиями окружающей среды. На особенности существования озёр оказывает влияние положение края ледника, абсолютная высота и рельеф подстилающей поверхности, положение и уровень порога стока, а также условия и объём осадконакопления (Carrivick, Tweed, 2013).

Приледниковые озёра (proglacial lakes) существуют во всех районах современного оледенения, их следы можно обнаружить также в бывших ледниковых областях (рис. 1.3.3). Наиболее богатую историю исследования среди приледниковых озёр имеет одна из крупнейших

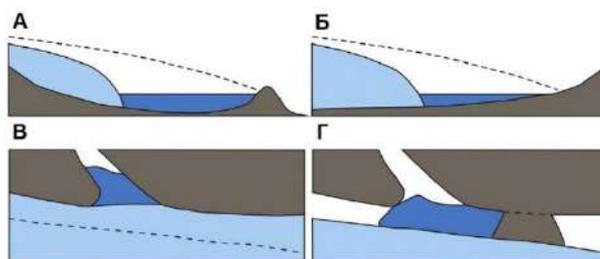


Рис. 1.3.2. Развитие прогляциальных (proglacial) озёр в зависимости от продвижения или отступления ледника (Carrivick, Tweed, 2013). Пунктирной линией показано предыдущее положение ледника. А, Б – вид сбоку, В, Г – вид сверху.

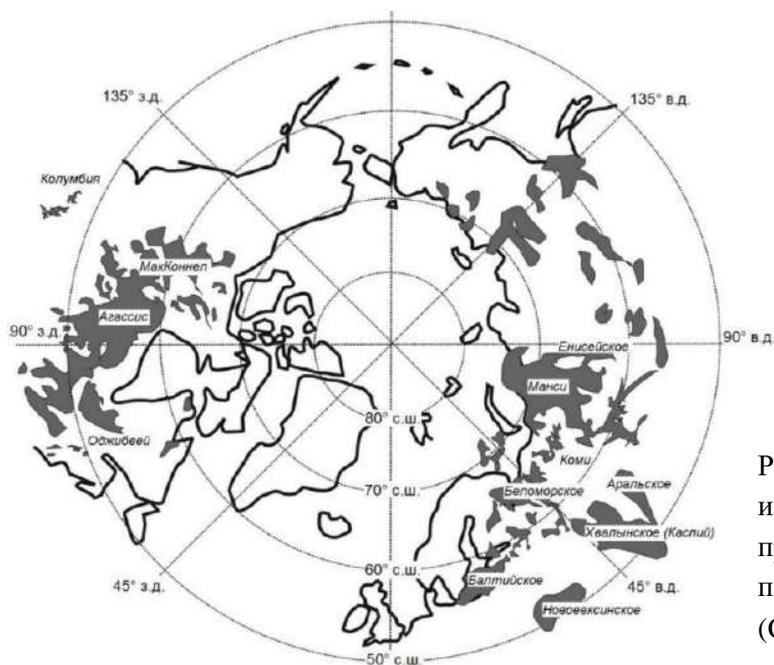


Рис. 1.3.3. Схематическое изображение четвертичных приледниковых озёр (proglacial lakes) по данным ряда исследователей (Carrivick, Tweed, 2013).

четвертичных озёрных систем, окаймлявшая Лаврентийский ледниковый щит в Северной Америке (Teller, 2003). Эта система включала в себя такие озёра, как Агассис, МакКоннелл, Оджибвей, пра- Великие озёра, а также большое количество небольших по площади озёр; их общая площадь превышала 2 млн км². Новые озёра появились преимущественно к северу от главного водораздела Северной Америки между бассейном Северного Ледовитого океана – Гудзонова залива и бассейном Великих озёр – Миссисипи¹. К югу от главного водораздела приледниковые озёра заняли уже существовавшие озёрные котловины. Образование первых приледниковых озёр в Северной Америке связывают с разрастанием Лаврентийского ледникового покрова, максимальная фаза которого относится ко времени 21 – 18 тыс. лет назад (Teller, 1995, 2003).

Реконструкции приледниковых подпружных озёр (proglacial lakes) в Евразии неразрывно связаны с существованием ледниковых покровов в течение позднего плейстоцена. Обобщённо можно выделить две эпохи существования ППО: ранневалдайскую (зырянскую – для Западной Сибири), когда образование озёр было вызвано блокировкой Баренцевоморским и Карским центрами оледенения низовий Печоры, Оби и Енисея, и поздневалдайскую, когда Скандинавским ледником были подпружены реки северо-запада и, частично, севера Восточно-Европейской равнины.

Первые гипотезы о существовании крупных ППО в Западной Сибири появились в 1960 – 1970-ых годах в работах И.А. Волкова и В.С. Волковой (Волков, Волкова, 1964, 1965). Было очевидно, что в эпохи оледенений сток великих сибирских рек – Оби и Енисея – блокировался границей ледника. Пионерные реконструкции показывали существование

¹ Здесь и далее наименования географических объектов Северной Америки по Атлас..., 1977

огромного Мансийского озера, затопивавшего практически всю Западно-Сибирскую низменность. Дальнейшие работы (в том числе и по реконструкции ледниковых покровов) М.Г. Гросвальда и С.А. Архипова (Гончаров, 1991) позволили выявить озёрные террасы с высотами 110 – 120 м абс., а также установить порог стока этого озера на высоте 115 – 125 м через Тургайскую ложбину. Подобные реконструкции по долинам Енисея и Лены привели к формированию гипотезы трансконтинентальной системы стока талых ледниковых вод северной Евразии (Волков, Казьмин, 2007; рис. 1.3.4).

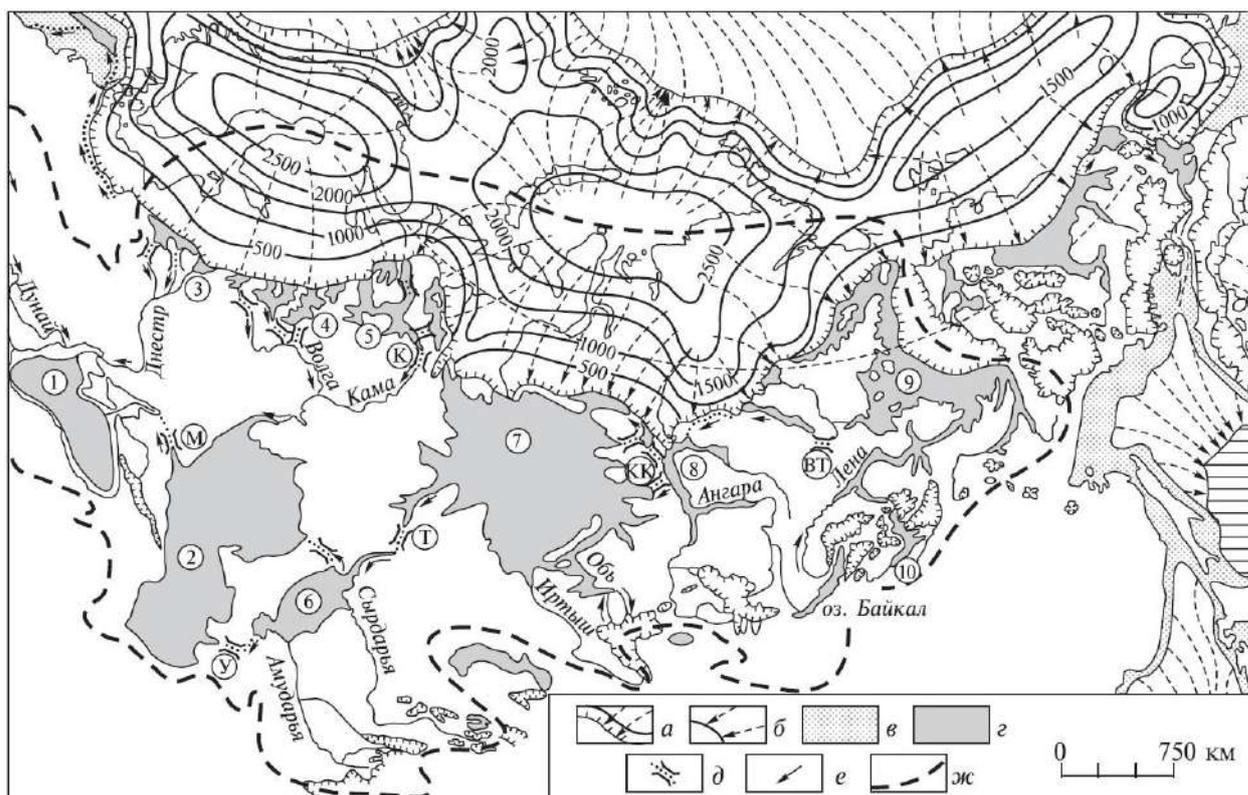


Рис. 1.3.4. Основные элементы трансконтинентальной системы стока талых вод последнего оледенения (Гросвальд, 1980, по Волкову, Казьмину, 2007).

Условные обозначения: а – ледниковые щиты, б – плавучие шельфовые ледники и их линии стока, в – осушенные континентальные шельфы, 7 – элементы системы стока от низовьев к верховьям: 1 – Новозвксинский (Черноморский), 2 – Хвалынский (Каспийский), 3 – Верхнеднепровский, 4 – Верхневолжский, 5 – Двинско-Печорский, 6 – Аральский (Тургайский), 7 – Манский (Обской), 8 – Енисейский, 9 – Ленско-Вилуйский, 10 – Витимский, д – озёрные протоки-спиллвеи: М – Манычский, К – Кельтминский, Т – Тургайский, У – Узбойский, КК – Кас-Кетский (Енисей-Обский), ВТ – Вилючинско-Тунгусский, е – течение талой воды в протоках, ж – граница бассейна системы стока.

Более поздние исследования проекта QUEEN под руководством В.И. Астахова (Astakhov, 1992, 2006; Mangerud et al., 2001a, 2004; Астахов, Мангеруд, 2007; Астахов, 2009) сильно скорректировали эти представления (рис. 1.3.5). Было детально изучено строение Тургайской ложбины (Astakhov, 1992), которое показало, что её коренное основание, расположенное на 40 м абс., сверху заполнено склоновыми и эоловыми отложениями.

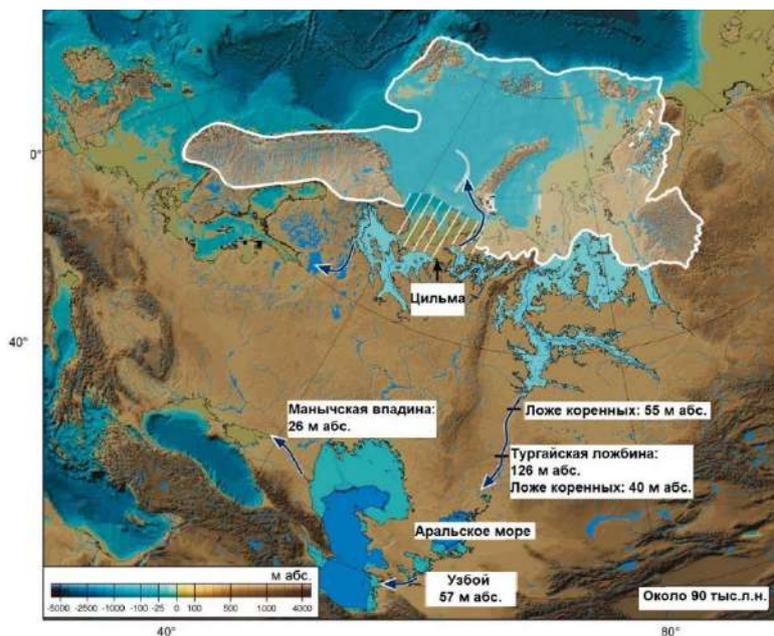


Рис. 1.3.5. Реконструкция подпрудных приледниковых озёр в ранневалдайское (раннезырянское) время, около 80 – 90 тыс. л.н. (Mangerud et al., 2004). Граница оледенения по Svendsen et al., 2004. В заштрихованной области положение границы не известно. Синими стрелками показаны пути стока. Уровень моря ниже современного на 50 м без учёта гляциоизостатических деформаций.

Установлено субэаральное происхождение лёссовидных алевритов, перекрывающих обширные междуречные пространства Западной Сибири и рассматривавшихся ранее в качестве отложений Мансийского приледникового озера (Astakhov, 2006; Астахов, 2009). В 500 км севернее Тургайской ложбины обнаружен участок возможного порога стока озера с высотой 55 м абс.

Таким образом, уровень Мансийского озера не мог превышать 60 м абс. Это подтверждается наличием береговых линий на этом уровне по дешифрированию АФС. Уровень озера в долине р. Енисей реконструируется не выше 70 м абс. Датирование озёрных отложений в низовьях р. Оби и Енисея методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) дало возраст в пределах 72...93 тыс. л.н. (Astakhov, 2006; Астахов, Мангеруд, 2014), что соответствует раннезырянскому (ермаковскому) оледенению Западной Сибири. По-видимому, озёрные условия продолжали существовать и в среднезырянское (каргинское) время, а уже в позднезырянское (сартанское) время ледник, ввиду деградации, перестал блокировать сток сибирских рек (Mangerud et al., 2004). Тем не менее реконструкции ППО в Западной Сибири в позднезырянское (сартанское) время продолжают отстаиваться некоторыми исследователями (например, Волков, Казьмин, 2007).

Концепция образования масштабных ППО на Восточно-Европейской равнине предложена Д.Д. Квасовым (1975). Им выделены несколько озёрных систем от Белоруссии и Прибалтики до северо-востока Европейской части России. Реконструкции ППО Д.Д. Квасова основаны на схеме с максимальным позднеплейстоценовым оледенением Восточно-Европейской равнины в позднем валдае.

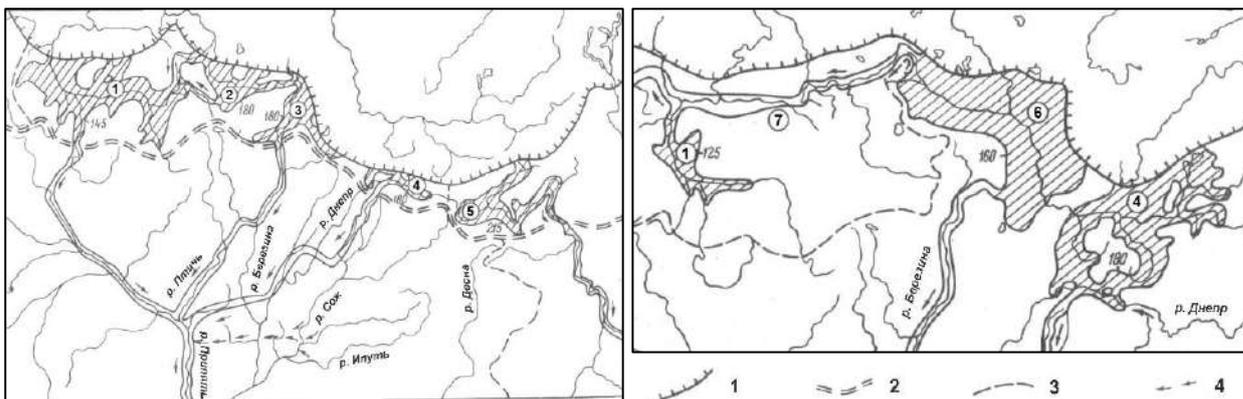


Рис. 1.3.6. Приледниковые озёра в максимальную (слева) и вепсовскую (справа) стадии поздневалдайского оледенения в верховьях Немана, Березины и Днепра, согласно концепции Д.Д. Квасова (1975).

Условные обозначения: 1 – граница оледенения, 2 – главный водораздел Восточно-Европейской равнины в микулинское время, 3 – граница водосборного бассейна Днепра, 4 – направление путей стока. Цифрами обозначены: 1 – Верхне-Неманское озеро, 2 – Верхне-Вилийское озеро, 3 – Верхне-Березинское озеро, 4 – Оршанское озеро, 5 – Дорогобужское озеро, 6 – Полоцкое озеро, 7 – Вильнюсская прадолина.

На территории Белоруссии, стран Прибалтики и западной части России Д.Д. Квасов для поздневалдайского времени реконструирует сеть приледниковых озёр, постепенно смещающихся к северо-западу вслед за отступающей границей оледенения (рис. 1.3.6). Большинство из этих озёр образовалось не за счёт подпруживания речного стока, а в результате накопления талых ледниковых вод в приледниковых понижениях. В максимальную фазу поздневалдайского оледенения в верховьях рек Немана, Березины и Днепра, по его представлениям, существовали Верхне-Неманское, Верхне-Вилийское, Верхне-Березинское, Оршанское, Дорогобужское и несколько более мелких озёр, порог стока которых определялся Балтийской грядой. Среди особенностей существования озёр в период деградации оледенения М.А. Фаустовой (1998) отмечены быстрое изменение их конфигурации и приуроченность озёрных котловин к гляциодепрессиям, оставшимся от ледниковых языков. Более поздние реконструкции (Gorlach et al., 2017), проведённые с учётом гляциоизостатического воздействия в целом подтверждают построения Д.Д. Квасова, лишь корректируя контуры озёрных бассейнов.

На территории Прибалтики приледниковые озёра (наиболее крупные – Латгальское (Литва и Латвия) и Привалдайское (Эстония, а также Псковская и Новгородская области России)) реконструируются А.Б. Басаликасом и Г.Я. Эберхардом (по Д.Д. Квасову, 1975) для стадий деградации, начиная с вепсовской. Максимального объёма они достигают во время лужской стадии, а в невскую стадию сливаются с Балтийским ледниковым озером, что с палеогеографической точки зрения можно считать моментом зарождения последнего (Кондратене, Раукас, 1998). Реконструкции уровней прибалтийских ППО проводились с

учётом гляциоизостатических деформаций. Существование приледниковых озёр на более поздних стадиях деградации оледенения в окрестностях Балтийского моря, в частности Ладожского и Онежского, было связано не столько с подпруживанием речного стока, сколько с накоплением талых ледниковых вод в понижениях рельефа вдоль границы оледенения (Квасов, 1975; Давыдова и др., 1998; Давыдова, Хомутова, Демидов, 1998).

Формирование ППО на Европейском севере Д.Д. Квасов характеризует рядом особенностей, среди которых близость границ средне- и позднеплейстоценового оледенения, наличие морских (ледово-морских) трансгрессий на прибрежные равнины, а также действие нескольких центров поздневалдайского оледенения – Скандинавского и Новоземельского. В максимальную фазу, когда оба ледника образовали единый фронт оледенения (согласно гипотезе М.Г. Гросвальда, на которую опирался Д.Д. Квасов), произошло полное преграждение стока рек, текущих на север – Ваги, Северной Двины, Вычегды, Мезени, Пинеги и Печоры, что привело к образованию системы ППО (рис. 1.3.7).

В долине р. Ваги образовалось Важское озеро с уровнем около 150 м абс., сток которого в максимальную стадию оледенения осуществлялся через долину Сухоны на юг. Деградация оледенения привела к снижению уровня озера до 130 м и его соединению с Котласским озером в долине Северной Двины – Вычегды. Система этих рек образовывала обширное озеро, сток которого осуществлялся по верховьям р. Вычегды через Кельтминскую ложбину в р. Каму. Максимальный уровень озера, оцениваемый в 130 м абс. реконструирован по террасам в ложбине. Разделение единого ледника на два

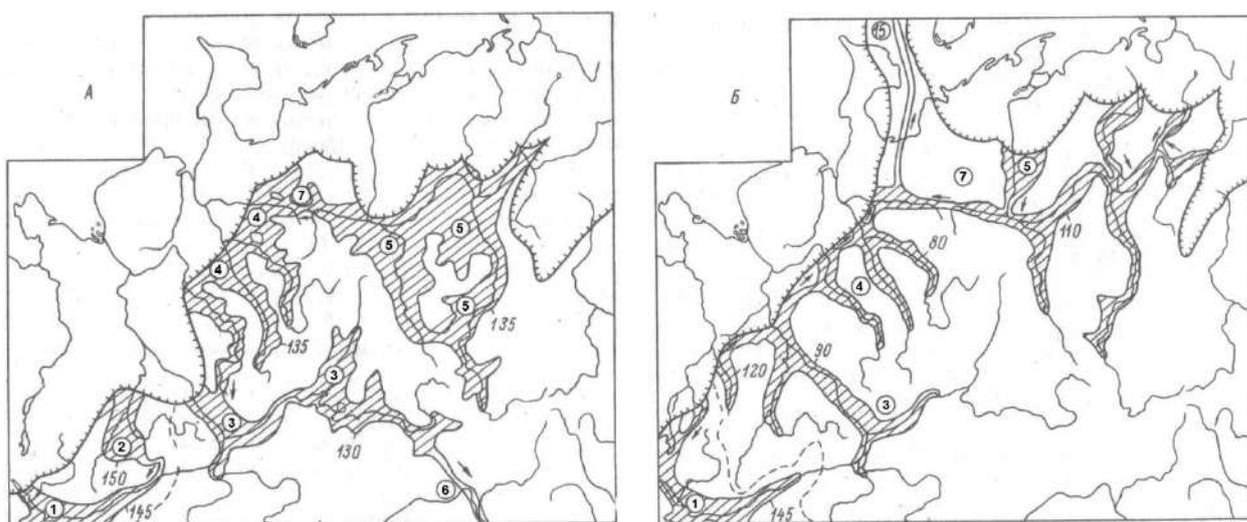


Рис. 1.3.7. Подпрудные приледниковые озёра Европейского севера России в максимальную (слева) и веппсовскую (справа) стадии поздневалдайского оледенения, согласно концепции Д.Д. Квасова (1975).

Цифрами обозначены: 1 – Сухонское озеро, 2 – Важское озеро, 3 – Котласское озеро, 4 – Мезенско-Пинежское озеро, 5 – Печорское озеро, 6 – Кельтминская ложбина, 7 – долина р. Цильмы.

самостоятельных в вепсовскую стадию привела к спуску Котласского озера, возобновлению стока на север и перехвату р. Камой части бассейна р. Вычегды. В долинах р. Мезени и р. Пинеги в максимальную стадию поздневалдайского оледенения формировалось Мезенско-Пинежское озеро с урезом около 130 м или чуть больше, сток которого был направлен в Котласское озеро.

Д.Д. Квасов отмечает, что реконструкции ППО в долине р. Печоры представляют сложности ввиду неоднозначных взглядов на существование оледенений в этом районе. Им реконструируется существование озера в треугольнике Уральские горы – Тиманский кряж – граница оледенения с уровнем около 130 м. Он отмечает, что намеченный ранее порог стока озера в 145 м по долинам р. Северной и Южной Мылвы несостоятелен, т.к. существует более низкий порог стока (около 110 м) в долине р. Цильмы (Тиманский кряж), по которой это озеро сообщалось с Мезенско-Пинежским водоёмом. Деградация оледенения привела к прорыву озера и образованию современной долины р. Печоры.

Дальнейшие исследования четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии этого региона по программам QUEEN и PECHORA (В.И. Астахов, Я. Мангеруд, Дж. Свендсен и др.) позволяют значительно скорректировать схему Д.Д. Квасова. Дешифрирование аэрофото- и космоснимков позволило выявить береговые линии на высотах 90 (в южной части) – 100 (в северной) м абс. (Astakhov et al., 1999), в обнажениях по долинам рек были обнаружены и исследованы озёрные отложения (Mangerud et al., 1999), датирование которых методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) показало возраст в пределах 80 – 100 тыс. лет (Mangerud et al., 2001б). Это позволило говорить о существовании так называемого Коми-озера с урезом около 90 м абс. не в позднем, а в раннем валдае (Mangerud et al., 2001б; Mangerud et al., 2004; рис. 1.3.5). Одновременно независимое изучение конечно-моренных образований показало, что низовья Печоры также перекрывалось ледником в раннем валдае, а в позднем валдае максимальная граница ледника проходила значительно западнее и сток Печоры не блокировался (Mangerud et al., 2004).

Образование Коми-озера связано с распространением Баренцевоморско-Карского ледника в южном направлении и блокировкой стока рек Печорской низменности. Превышение высот берегов в северной части озера объясняется гляциоизостатическим прогибанием земной поверхности вдоль границы оледенения. Установлено (Maslennikova, Mangerud, 2001), что сток из озера осуществлялся через Тиманский кряж по долине р. Цильмы в бассейн Белого моря. Предполагается, что в среднем валдае Коми-озеро ещё сохранялось, однако постепенная деградация Баренцевоморско-Карского ледника в

позднем валдае привела к спуску озера и возобновлению стока рек Печорской низменности (Mangerud et al., 2004).

Ряд исследователей (Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2006, 2014; Lyså et al., 2011) полагает, что в раннем валдае Скандинавский и Карско-Баренцевоморский ледниковые покровы не смыкались, и, соответственно не блокировали сток из бассейна Белого моря. Однако, эта группа исследователей реконструирует продвижение Баренцевоморского центра оледенения в период 70 – 65 тыс. лет, которое блокировало горловину Белого моря и способствовало образованию Беломорского ППО (рис. 1.3.8, слева). Пути стока этого озера не установлены, но предполагается, что он осуществлялся через долину р. Цильмы в Печорскую низменность. В максимальную стадию поздневалдайского оледенения реконструируется сильное продвижение лопасти ледника по долине р. Северной Двины (в противовес «традиционному» положению границы в среднем течении реки) и образование Мезенского, Кулойского, Пинежского (Demidov et al., 2006) и Вычегодского ППО (Lyså et al., 2011; Лавров, Потапенко, 2012; Larsen et al., 2014). Уровень наиболее крупного Вычегодского ППО оценивается в 135 м абс., сток которого осуществлялся через Кельтминскую ложбину в р. Каму (рис. 1.3.8, справа). Однако, детальные работы (в том числе и с применением ОСЛ-датирования) в Кельтминской ложбине показали, что переток ледниково-подпрудных вод по ней происходил не в валдае, а в более раннее время (Панин и др., 2019; Panin et al., 2020).

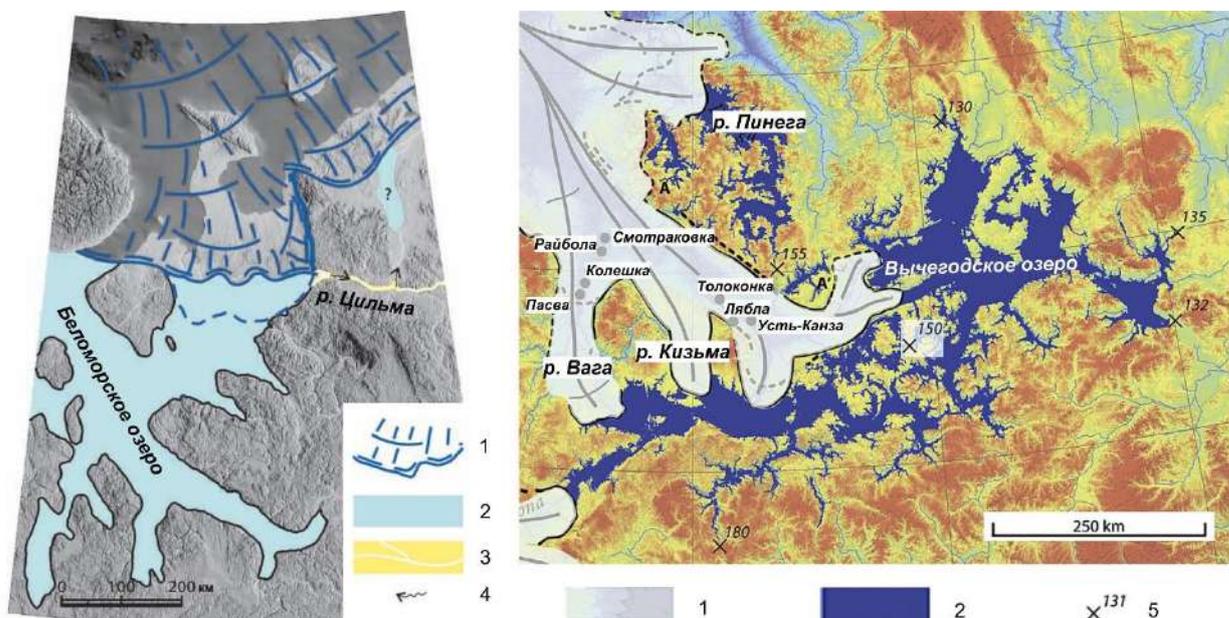


Рис. 1.3.8. Приледниковые подпрудные озёра бассейна Белого моря 70 – 65 тыс. л.н. (Lyså et al., 2011, слева) и в ПЛМ (Larsen et al., 2014, справа).

Условные обозначения: 1 – ледниковые покровы, 2 – ППО, 3 – речные долины, 4 – пути стока, 5 – пороги стока и их абсолютная высота в метрах.

Первые идеи о существовании озёр в Нечерноземной зоне в эпохи ледниковья появились ещё в начале XX века в работах В.В. Докучаева и др. (по Москвитину, 1947; Архангельскому, 1960; Квасову, 1975). К 1970-м годам благодаря анализу террасовых рядов было установлено существование Молого-Шекснинского, Белозерского и Сухонского озёр на территории Ярославской и Вологодской областей (Москвитин, 1947; Спиридонов, Спиридонова, 1951; Архангельский, 1960). Единого мнения об их происхождении и возрасте не было, однако объём накопленного материала способствовал появлению гипотезы Д.Д. Квасова (1975) о существовании обширной Верхне-Волжской системы подпрудных приледниковых озёр (рис. 1.3.9).

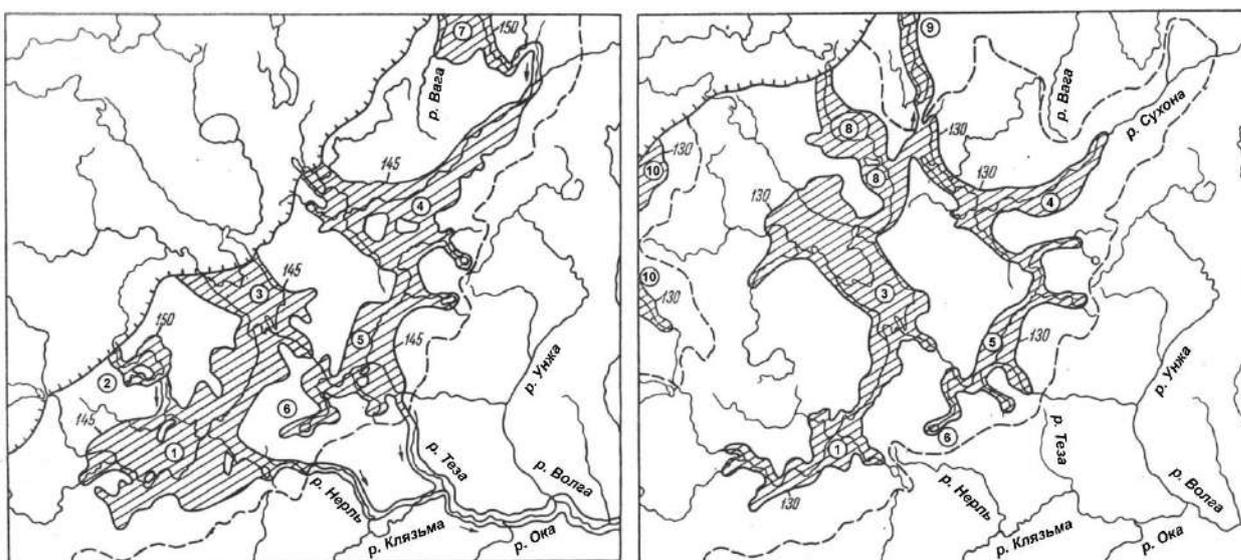


Рис. 1.3.9. Верхне-Волжская система ППО в максимальную (слева) и вековскую (справа) стадии поздневалдайского оледенения согласно концепции Д.Д. Квасова (1975).

Пунктирной линией обозначена граница водосборного бассейна. Цифрами обозначены: 1 – Тверское озеро, 2 – Верхне-Моложское озеро, 3 – Молого-Шекснинское озеро, 4 – Сухонское озеро, 5 – Костромское озеро, 6 – Ростовское озеро, 7 – Важское озеро, 8 – Белозерское и Шекснинское озёра, 9 – Воже-Лачинское озеро, 10 – Привалдайское озеро.

По представлениям Д.Д. Квасова, до начала позднего плейстоцена главный водораздел Восточно-Европейской равнины проходил значительно южнее современного (примерно по оси Клинско-Дмитровской гряды), поэтому сток из бассейна Верхней Волги осуществлялся в северном направлении. В позднем плейстоцене речная сеть этого региона претерпела, по мнению Д.Д.Квасова, коренную перестройку: наступление поздневалдайского ледника привело к блокировке стока бассейна Верхней Волги, его подпруживанию и появлению крупной системы озёрных бассейнов, простиравшейся от Валдайской возвышенности до Северных Увалов.

Согласно этой концепции, западная часть Верхневолжской низменности была покрыта водами Тверского озера, максимальный уровень которого достигал 140 – 145 м абс. С севера к нему примыкали озёра в среднем и верхнем течении р. Мологи. Наиболее

крупное Молого-Шекснинское озеро занимало одноимённую низменность и окрестные пространства также сообщалось с Тверским озером. Сток озёр в максимальную стадию поздневалдайского оледенения происходил по долине р. Нерль (клязьминская) и далее в верховья р. Клязьмы и далее в Оку и Волгу. В Ярославско-Костромской низине существовало Костромское озеро с уровнем 140 – 145 м абс., которое на севере сообщалось в Сухонским озером. Сток этой группы озёр осуществлялся по долине в нижнее течение Клязьмы.

Деградация оледенения привела к слиянию Молого-Шекснинского и Сухонского озёр в вепсовскую стадию и образованию Белозерского озёра. Сток на север по Воже-Лачинской долине был разблокирован – это привело к спуску системы до уровня 130 м абс. В лужскую стадию освобождается сток через Онежское озеро и уровень всей системы снижается до 120 м; при таком низком уровне обособляется Сухонское озеро, которое перестанет существовать лишь в начале голоцена в результате образования прорыва около с. Нюксеницы и стока в р. Северную Двину. В бёллинге осуществляется прорыв озёр около г. Тутаева и г. Плёса с формированием долин прорыва, что приводит к формированию современной верхней Волги и гидрографической сети в ее бассейне.

Работы последних десятилетий XX века (Давыдова, Субетто, Хомутова, 1998; Lunkka et al., 2001) были направлены на исследование истории отдельных озёр (Ильменя, Валдайского, Кубенского, Белого, Воже) и в целом придерживались взглядов Д.Д. Квасова. Концепция трансконтинентальной системы стока и существования Верхне-Волжской системы ППО с уровнем до 180 м абс. была развита А.В. Русаковым (2012). Ряд работ начала XXI века благодаря новым методическим возможностям позволил скорректировать некоторые представления. Доступность цифровых моделей местности (ЦММ) позволила более точно воспринимать топографию земной поверхности, что очень важно для масштабных реконструкций озёрных бассейнов. Так, удалось уточнить очертания озёр (по максимальным уровням озёрных террас) для фаз дегляциации на территории Вологодской области (Анисимов и др., 2016).

Также на ЦММ была наложена реконструкция Верхне-Волжской системы ППО Д.Д. Квасова, что позволило выявить ряд неточностей (Уткина, 2017). Во-первых, были скорректированы очертания озёр, например, площадь Тверского озера оказалась заметно меньше, а Костромского, наоборот, больше. Во-вторых, согласно ЦММ при уровне системы в 145 м абс. Костромское и Молого-Шекснинское озёра должны были соединяться у г. Тутаева. В-третьих, по ЦММ не подтвердился сток Тверского озера в максимальную стадию по долине р. Нерли – его реальная высота оказалась выше 145 м абс. В-четвёртых, сток по долине р. Тезы при её уровне должен был сохраняться и во время деградации

оледенения, а не только в максимальную стадию. Кроме того, Д.Д. Квасовым и в более поздних реконструкциях не учитываются гляциоизостатические деформации земной поверхности, которые должны были оказывать влияние на формирование приледниковых подпрудных озёр.

Таким образом, образование приледниковых подпрудных озёр является одной из характерных и, пожалуй, наиболее ярких, особенностей приледниковых областей покровных оледенений. Наиболее изученными в настоящее время являются озёра, образовавшиеся в эпоху последнего оледенения. Такие озёра описаны в Северной Америке по периферии Лаврентийского ледникового покрова, а также на севере Евразии, где их образование связано со Скандинавским и Баренцевоморско-Карским оледенением. Современная наука не ставит под сомнение факт принципиальной возможности существования ППО, однако поднимает вопросы о причинах, факторах и времени их образования, площади распространения и хронологии событий.

1.4. Влияние гляциоизостатических деформаций на речные долины

Воздействие гляциоизостатических деформаций на рельеф платформенных областей в плейстоцене было детально рассмотрено Е.Н. Былинским (1988, 1996). Так, например, с воздействием гляциоизостази связывается положение Главного водораздела Восточно-Европейской равнины (Былинский, Востоков, 1976). Особенное внимание Е.Н. Былинский уделял образованию периферических гляциоизостатических компенсационных валов (по Е.Н. Былинскому (1979, 1996) – участков передового или корового вздутия) и их воздействию на рельеф в приледниковой области в целом и на речные долины в частности. Исследования продольных профилей и аллювиальных толщ крупных рек Восточно-Европейской равнины и Западной Сибири позволили Е.Н. Былинскому (1988, 1996) выделить некоторые особенности развития речных долин, обусловленных воздействием гляциоизостатического фактора.

Воздействие гляциоизостатических деформаций на речные долины рек, текущих в направлении от границы оледенения, обусловлено как прогибанием земной поверхности вдоль границы ледника, так и формированием периферийного гляциоизостатического компенсационного вала на некотором отдалении от неё (Былинский, 1988, 1996). В начальную стадию оледенения в приледниковой области формируется флексуобразный перегиб, с более пологим внешним склоном и более крутым склоном, направленным в сторону ледника (рис. 1.4.1а). Это приводит к снижению уклонов рек в верхнем течении и, как следствие, повышенной аккумуляции аллювия. Вдоль границы оледенения (где прогибание максимально) могут образовываться подпрудные приледниковые озёра.

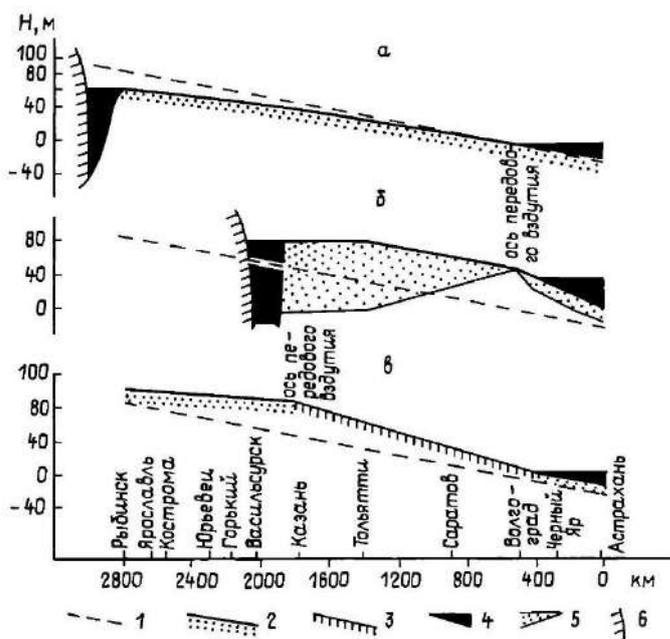


Рис. 1.4.1. Схема изменения продольного профиля реки, текущей от надвигающегося ледника, под влиянием гляциоизостазии (на примере р. Волги в эпоху днепровского оледенения): а – при наступании ледника, б – в конце максимума оледенения, в – в конце оледенения (Былинский, 1996).

Условные обозначения: 1 – современный продольный профиль р. Волги (схематизированно), 2 – продольный профиль Пра-Волги при аккумуляции перигляциального аллювия и морских осадков, 3 – продольный профиль Пра-Волги при врезании реки, 4 – приледниковый и морской (позднехазарский) бассейны, 5 – толщина осадков, накопившаяся к концу максимума оледенения, 6 – край ледникового щита.

В максимальную стадию оледенения на речные долины влияет как сама флексура, так и компенсационный вал (рис. 1.4.1б). Выше оси вала по течению уклоны рек минимальны, что провоцирует максимальную аккумуляцию аллювия; ниже оси вала происходит увеличение уклонов и врезание рек. Деградация оледенения сопровождается распадом вала и миграцией флексуры вслед за отступающей границей (рис. 1.4.1в). Это приводит к возрастанию уклонов реки и её врезанию. Описанные особенности развития долин отмечены на р. Днепр и р. Волга (Былинский, 1988, 1996) для времени днепровского оледенения, а также позднее установлены на р. Протве для днепровского и московского оледенений (Антонов, Полосухина, 1992).

На реки, текущие в сторону покровного оледенения, по мнению Е.Н. Былинского (1979, 1996), оказывает влияние лишь компенсационный вал. Причём, важно положение истока рек: если истоки реки расположены в осевой зоне вала, то его формирование приводит к увеличению уклонов рек в верхнем течении и усиленному врезанию. При этом направление течения рек значения не имеет. Совершенно иные этапы развития претерпевают реки, чьи истоки расположены на значительном расстоянии от вала (например, реки Европейского севера России – Печора, Вычегда и др.). При наступлении оледенения у таких рек уменьшаются уклоны (в следствие появления компенсационного вала), что сопровождается снижением зернистости аллювия (до супесей и суглинков). Важно заметить, что изменение крупности частиц происходит не только из-за

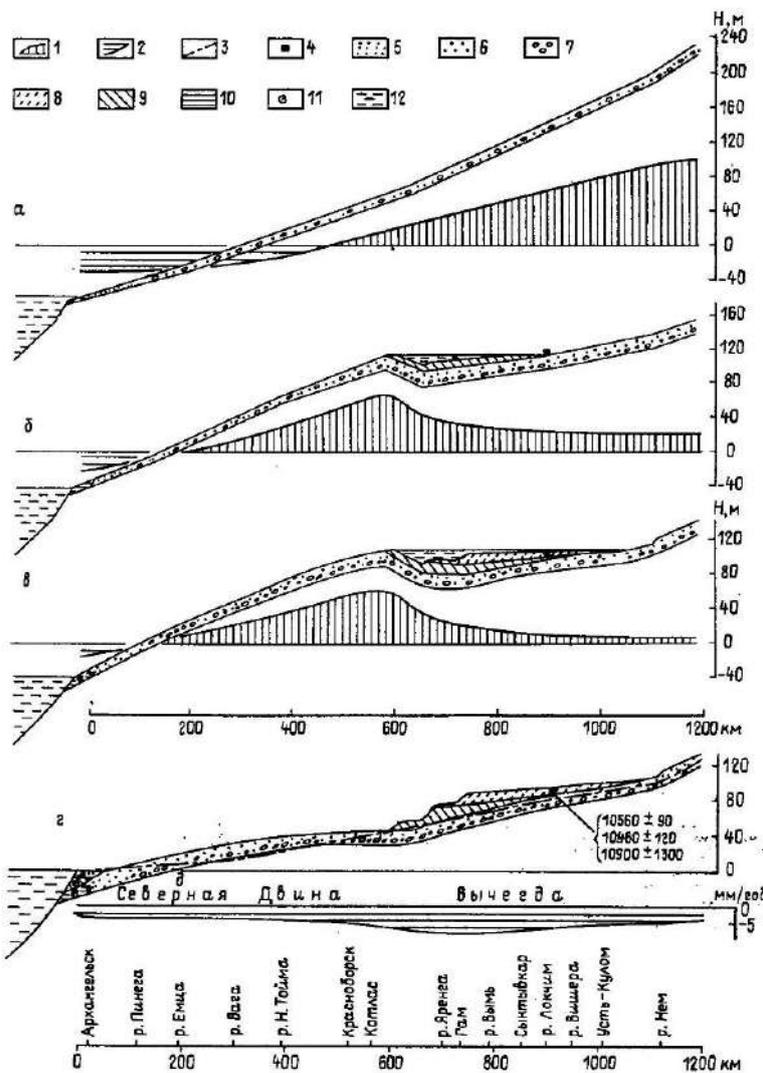


Рис. 1.4.2. Схема развития валообразного поднятия в поздне- и послеледниковые в долине р. Северной Двины – р. Вычегды: а) – 13000 л.н., б) – 10500 л.н., в) – 9800 л.н., г) – в настоящее время, д) – современные движения литосферы (Былинский, 1996).

Условные обозначения: 1–2 – амплитуда гляциоизостатических движений относительно современного положения: 1 – поднятия, 2 – опускания, 3 – современный профиль водной поверхности, 4 – радиоуглеродные даты, 5 – песок м/з, 6 – песок с/з и к/з, 7 – гравий и галька, 8 – т/з песок и супесь, 9 – суглинок, 10 – глина, 11 – раковины морских моллюсков, 12 – озёрный, ледниково-морской и морской бассейны.

гляциоизостазии, но и из-за похолодания климата. Значительные события происходят в стадию деградации оледенения: длительное существование компенсационного вала приводит к образованию озёровидных расширений или даже озёр в долинах рек (Е.Н. Былинский их также называл подпрудными приледниковыми – ППО; рис. 1.4.2). Такие озёра, по мнению Е.Н. Былинского, сохранились до начала межледниковий. Исходя из своих соображений, Е.Н. Былинский не отвергал гипотезу Д.Д. Квасова о формировании вдоль границ покровного оледенения крупных озёрных систем, однако объяснял их формирование с точки зрения гляциоизостазии.

Исследования Е.Н. Былинского (1990, 1996) проводились в то время, когда высота компенсационного вала не рассчитывалась, а оценивалась исходя из общих физических свойств астеносферного вещества. Так, один из основоположников гипотезы образования такого вала Н.-А. Мёрнер (Mörner, 1979, 1981) предполагал, что его высота может достигать 170 м (при мощности льда в 3 км). Математический подход В.Р. Пельтье (Peltier, 1987) позволил ему оценить высоту вала в 100 – 110 м. Е.Н. Былинским (1988, 1996) был предложен метод расчёта высоты компенсационного вала исходя из мощности

аллювиальных толщ и (с определённой долей условности) уклона водной поверхности во время соответствующего оледенения. Для различных рек Восточно-Европейской равнины расчётная высота вала составила от 40 м (на р. Днепре) до 100 м (р. Волга, р. Вычегда).

Более поздние исследования ГИА, в частности компьютерное моделирование, позволили установить, что высота компенсационного вала складывается из двух составляющих – непосредственно физических изменений земной поверхности из-за гляциоизостатического воздействия масс льда, снижения уровня океана как точки отсчета, а также изменений поля силы тяжести Земли, вызванного перераспределением масс в системе «океан – суша» (Cohen et al., 2014). Согласно имеющимся гляциоизостатическим моделям (Peltier, 2002, 2004; Peltier et al., 2015) основной составляющей высоты компенсационных валов являются не собственно гляциоизостатические деформации поверхности Земли, а именно изменение геоида (поля силы тяжести) в результате перераспределения масс воды, то есть изменение положения нуля системы отсчёта абсолютных высот.

Собственная высота компенсационного вала, таким образом, не превышает 10 – 15 м; оставшиеся 85 – 90 м обеспечиваются падением уровня Мирового океана вследствие уменьшения объема в нем воды (её консервации в покровных ледниках) и изменения гравитационного поля Земли (Cohen et al., 2014). Суммарная величина этих двух показателей получается равной около 100 м. Здесь важно отметить, что в непосредственной близости ледника высота обращённого на него склона компенсационного вала как правило увеличивается за счёт прогибания поверхности вдоль границы оледенения (изначально считалось, что граница прогибания совпадает с границей оледенения), из-за чего сам вал приобретает вид флексурообразного перегиба, направленного крутым склоном в сторону к леднику, на что обращал внимание ещё Е.Н. Былинский (1996).

Исследования речных долин в Великобритании (в частности р. Темзы) позволили выявить влияние ГИА на особенности образования надпойменных террас (Maddy, Bridgland, 2000; Bridgland et al., 2010). Геоморфологические работы в долине р. Темзы, определение террасовых уровней и их возраста (методом ОСЛ) позволило составить модели врезания реки для соответствующих временных интервалов (Maddy, Bridgland, 2000; рис. 1.4.3). Переход от одной модели к другой, по мнению авторов, исследования обусловлен воздействием гляциоизостатических деформаций во время Английской эпохи оледенения (МИС-12).

Сравнение геоморфологического строения речных долин Великобритании внутри и за пределами последнего оледенения (МИС-2) позволило установить ещё один пример отражения гляциоизостатического фактора в истории их развития (Bridgland et al., 2010).

Речные долины внутри бывшей ледниковой области имеют лестницу цокольных послеледниковых террас, высота наиболее высокой из которых, соответствующей ранним стадиям деградации оледенения, составляет порядка 30 м. За пределами оледенения все послеледниковые террасы имеют приблизительно сходные высоты, причём более молодые вложены в более древние. Сопоставление продольных профилей террас с гляциоизостатическими движениями литосферы позволило установить, что послеледниковое врезание реки в ледниковой зоне, сопровождающееся образованием лестницы террас, обусловлено релаксационным воздыманием после снятия ледниковой нагрузки (Bridgland et al., 2010).

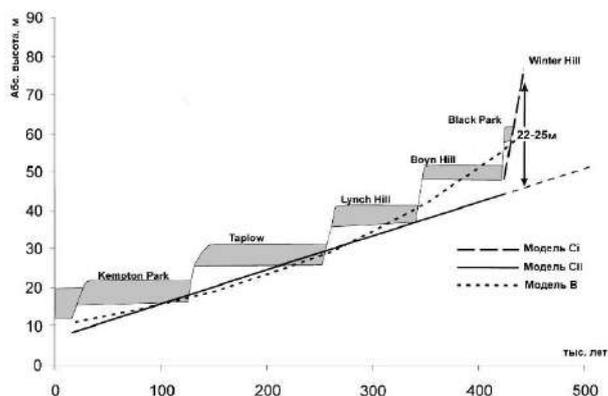


Рис. 1.4.3. Совмещённые модели врезания р. Темзы (В и С) и предполагаемая модель регионального поднятия (Сii). Переход от одной модели к другой вызван поднятием, обусловленным гляциоизостазией (Maddy, Bridgland, 2000)

Первые примеры того, что гляциоизостатические деформации могут перестраивать речные системы, выявлены в США на примере рек бассейна Миссисипи. Р. Андерсен (Anderson, 1988), наложив положение доледникового и современного русла р. Миссисипи (от впадения р. Чиппевы до устья) на карту гляциоизостатических деформаций определил, что смещение русла к югу вызвано увеличением уклонов реки вследствие образования компенсационного вала (рис. 1.4.4). Использованная Р. Андерсеном карта гляциоизостатических деформаций конца 1960-х годов исходила из принципа, что прогибание может происходить лишь под поверхностью ледника, а за его пределами

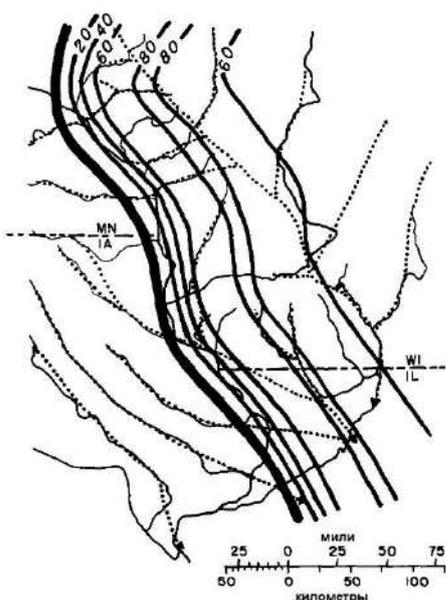
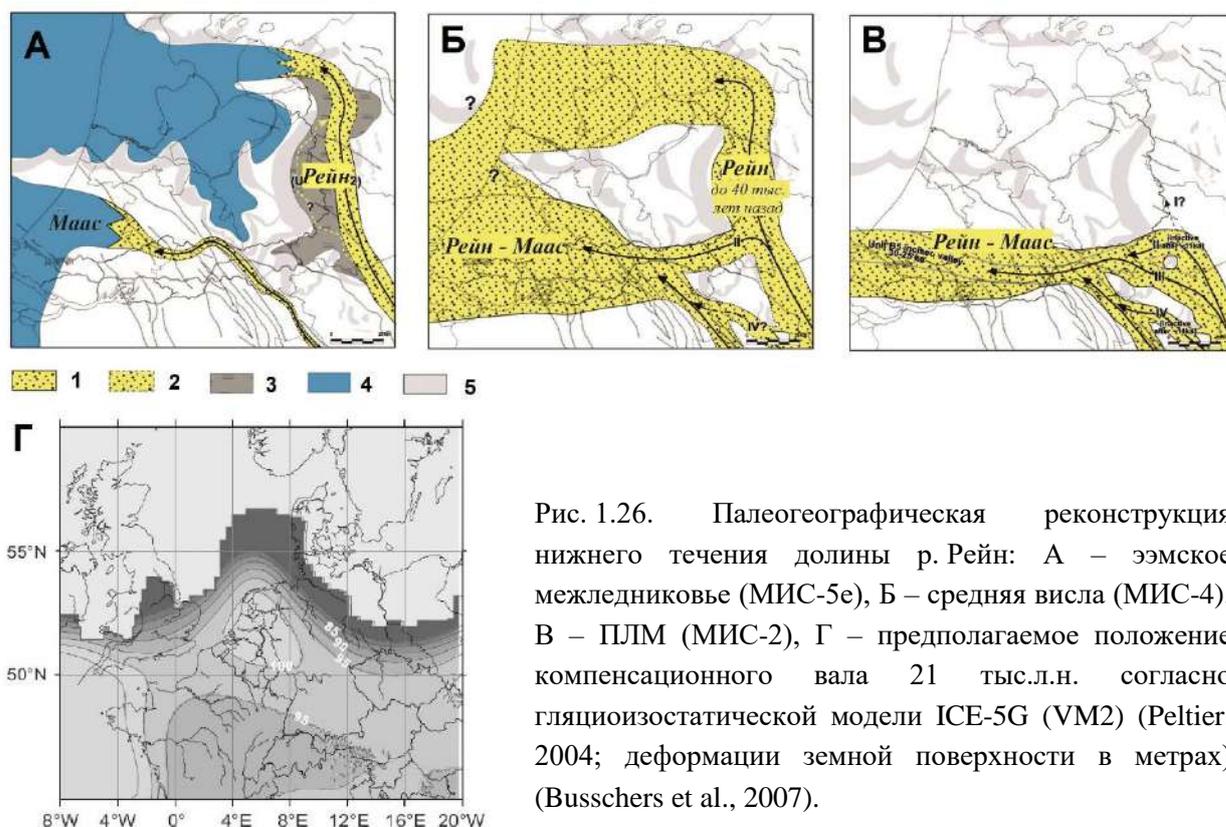


Рис. 1.4.4. Смещение русла р. Миссисипи под действием гляциоизостатических деформаций (Anderson, 1988). Пунктиром показано доледниковое русло р. Миссисипи; жирная линия – граница оледенения; чёрные линии – величина деформаций приледниковой области под действием гляциоизостазии.

происходит компенсационное поднятие. В настоящее время более полное представление о принципах формирования компенсационного вала позволяет предположить, что увеличение уклонов и последующее смещение русла р. Миссисипи на данном участке обусловлено не столько образованием вала как такового, а сколько гляциоизостатическим прогибанием вдоль границы оледенения.

Исследования четвертичной истории развития нижнего течения речной системы Рейн – Маас (Мёз) позволили установить, что она также испытала воздействие гляциоизостатического фактора, повлекшее к её перестройке (Busschers et al., 2007, 2008). Детальными геолого-геоморфологическими работами установлено, что в ээмское межледниковье (МИС-5е) реки Рейн и Маас независимо друг от друга впадали в океан, уровень которого был выше современного (рис. 1.4.5А). С началом вислинского оледенения (МИС-5а-d) уровень моря начал постепенно снижаться, однако русла рек сохраняли своё положение. В МИС-4 русло р. Рейн начало смещаться к югу, в сторону р. Маас, и через каналы стока в ПЛМ образовало единую систему Рейн – Маас (рис. 1.4.5БВ). Установлено, что произошедшая перестройка не могла быть обусловлена «традиционными» причинами – ледниковым подпруживанием, саморазвитием речных долин или снижением уровня моря. Было высказано предположение, что такое изменение



Условные обозначения: 1 – установленное положение русел рек, 2 – предполагаемое положение русел рек, 3 – пойма р. Рейн в ээмское межледниковье, 4 – уровень моря в ээмское межледниковье, 5 – заальские гляцио-тектонические возвышенности.

планового рисунка нижнего течения р. Рейн может быть связано с ГИА. Моделирование изостатически изменённой поверхности времени ПЛМ и её сопоставление с современной топографией бассейна нижнего Рейна показали существование компенсационного вала, ось которого проходила чуть севернее устья р. Рейн (рис. 1.4.5Г). Таким образом, нижнее течение реки располагалось как бы на внешнем склоне этого вала, что вызвало изменение уклонов и смещение русла реки в южном направлении.

Развитие технологий начала XXI века позволило подтвердить гипотезы, которые были высказаны относительно гляциоизостатического воздействия несколько лет назад (Pico et al., 2018). К концу XX века было установлено, что доледниковое русло р. Гудзон в пределах шельфа располагается южнее современного подводного каньона Гудзон (рис. 1.4.6). Смещение русла к северу объяснялось действием гляциоизостазии, однако механизм этого процесса описан не было. Для подтверждения возможности смещения русла рек под действием гляциоизостатических деформаций (авторы статьи обращают внимание, что изменение береговой линии ими специально не учитывалось) были выделены пути тока на цифровых моделях рельефа бухты Лоуэр-Бей по современной топографии и по топографии ПЛМ, построенной по собственной модели ICE-PC2 и модели ICE-5G (VM2) В.Р. Пельтье (Peltier, 2004). Сравнение положений линий тока подтвердило их смещение к востоку под воздействием ГИА (рис. 1.4.7).

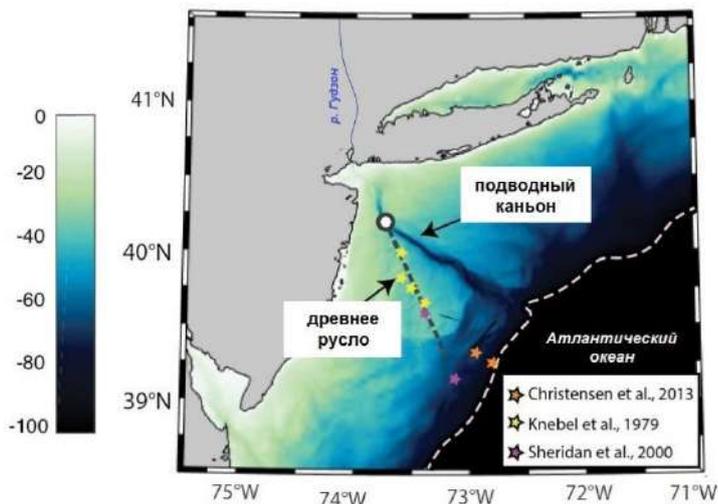


Рис. 1.4.6. Смещение русла р. Гудзон на современном шельфе Атлантического океана (Pico et al., 2018). Звёздочками показаны места датирования отложений вдоль древнего русла р. Гудзон по данным разных авторов.

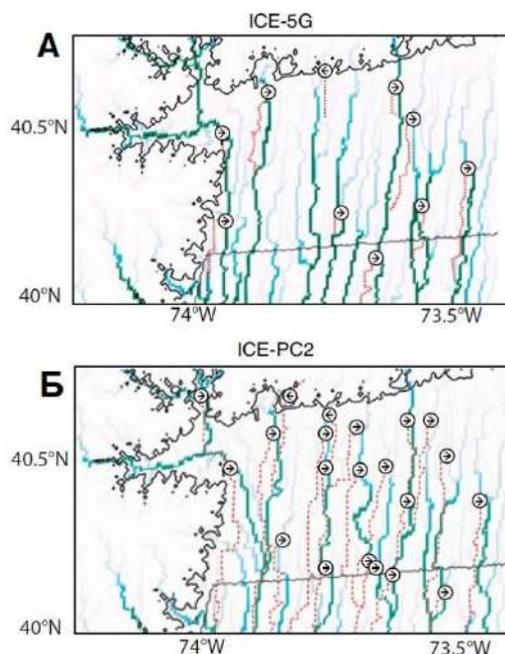


Рис. 1.4.7. Линии тока, построенные по ЦМР (красный пунктир) и деформированные в поле гляциоизостатических деформаций (зелёно-синие) согласно моделям ICE-5G (VM2) по Peltier, 2004 (А) и ICE-PC2 (Б) (Pico et al., 2018). Направление смещения показано стрелками.

ГИА может быть причиной не только перезаложения речных долин, но и перенаправлять их сток по уже существующим понижениям. Это иллюстрируется позднплейстоценовой историей р. Делавэр на восточном побережье США (Stanford et al., 2016). Детальные геолого-геоморфологические работы в речной долине позволили построить продольные профили постели аллювия реки, ложа коренных пород и поверхности поздневисконсинской флювиогляциальной террасы (рис. 1.4.8). Чтобы выявить воздействие ГИА на жизнь речной долины, продольные профили были изменены в поле деформаций высот ПЛМ и современной топографии. Данное поле на основе исследований береговых линий озёр, образовавшихся во время оледенения в долинах рек Пассейик, Хакенсак и Уолкилл. Сравнение современных продольных профилей с деформированными воздействием ГИА для времени ПЛМ показало следующие результаты.

Продольный профиль поздневисконсинской флювиогляциальной террасы р. Делавэр для времени ПЛМ при приближении к г. Трентону начинает выполаживаться, а

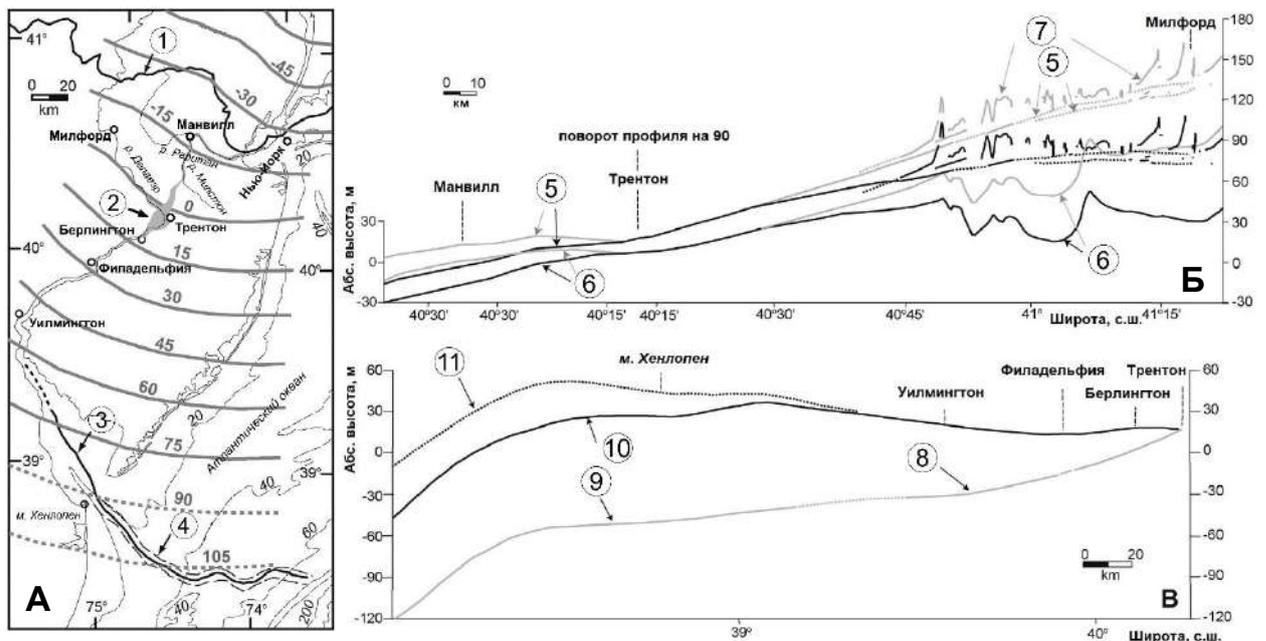


Рис. 1.4.8. Изменение продольного профиля долины р. Делавэр под действием ГИА: А – район исследования (изолинии показывают величину деформации поверхности (в метрах) под действием гляциоизостазии), Б – продольные профили по линии Милфорд – Трентон – Манвилл, В – продольный профиль по линии Трентон – м. Хенлопен. Серым цветом указано современное положение, чёрным – изменённое под действием ГИА (Stanford et al., 2016).

Цифрами обозначены: 1 – граница поздневисконсинского оледенения, 2 – аллювий поздневисконсинской флювиогляциальной террасы, 3 – русло р. Делавэр в зал. Делавэр в МИС-2, 4 – шельфовая долина р. Делавэр, 5 – продольный профиль по кровле аллювия флювиогляциальной террасы, 6 – поверхность ложа коренных пород, 7 – ледниковый рельеф, 8 – кровля базального горизонта русла р. Делавэр в МИС-2, 9 – тальвег шельфовой долины (по сейсмическим данным), 10 – положение компенсационного вала в зал. Делавэр, 11 – положение компенсационного вала к югу от зал. Делавэр.

ниже его по течению приобретает обратный уклон (рис. 1.4.8В). Рассчитано, что сток р. Делавэр в сторону одноимённого залива мог сохраняться в ПЛМ только в том случае, если высота компенсационного вала не превышала 55 м абс. Однако при существующей вязкости мантийного вещества и ледниковой нагрузке в ПЛМ высота компенсационного вала должна была быть значительно выше отметки 55 м абс. Отсутствие реакции на это событие в долине р. Делавэр выше по течению г. Трентона позволило предположить, что её сток сохранялся, однако в каком-то другом направлении. Единственным возможным путём стока могла быть ложбина Пенсокен к северо-востоку от г. Трентона. В долинах рек Милстон и Раритан была обнаружена узкая и маломощная флювиогляциальная терраса, аналогичная таковой выше г. Трентона. Продольный ПЛМ профиль этой террасы является как бы продолжением долины р. Делавэр выше г. Трентона (рис. 1.4.8Б). Таким образом, образование компенсационного вала в нижнем течении р. Делавэр привело к повороту реки практически на 90° и перенаправлению её стока в сторону Нью-Йорка и бассейн р. Гудзон. Распад компенсационного вала в результате деградации оледенения привел к возобновлению стока по долине р. Делавэр около 15,5 – 13,5 тыс. л. ВР.

Группа американских геоморфологов под руководством Э. Викерта (Wickert et al., 2019) отмечает, что известные в литературе случаи воздействия ГИА на флювиальные системы описывают, как правило, отклонение речных долин от доледникового пути в результате образования периферийного гляциоизостатического компенсационного вала. При этом не учитывается, что обеднённый наносами водный поток имеет достаточную силу, чтобы прорезать такой вал. В таком случае после деградации оледенения на месте оси вала должно образоваться переуглубление, которое будет заполнено наносами и найдёт своё отражение в продольном профиле реки (рис. 1.4.9). Механизм работы речного потока в таких условиях описан ещё Н.И. Маккавеевым и Н.В. Хмелёвой в 1960-ых годах XX века (Маккавеев, Хмелёва, 1961, по Маккавеев, 2003).

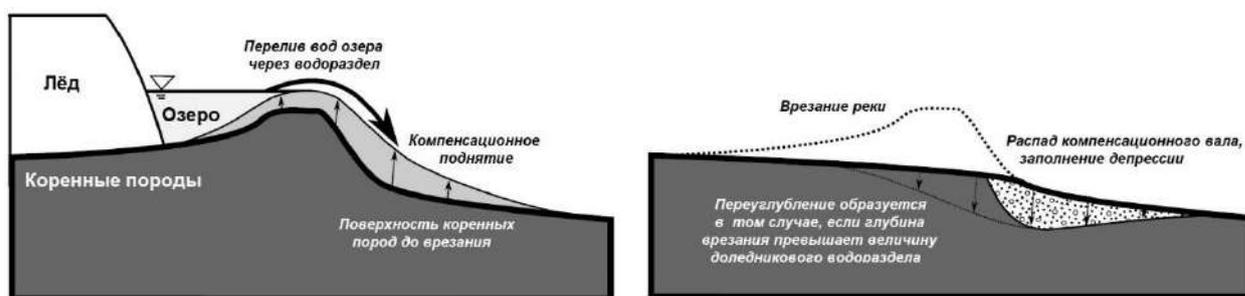


Рис. 1.4.9 Схема «пропиливания» компенсационного вала. Слева – в результате оледенения образуется подпрудное озеро, воды которого переливаются через водораздел. Справа – прорезание водораздела тальми ледниковыми водами в результате деградации оледенения; прорезанный компенсационный вал заполняется аллювием (Wickert et al., 2019).

В качестве модельного участка долины авторами исследования (Wickert et al., 2019) был выбрана долина р. Миссисипи – она располагается в приледниковой области, для которой имеются хорошо разработанные гляциоизостатические модели (Peltier et al., 2015). На общий график были нанесены три продольных профиля: плиоценовый, построенный по поверхности древних террас, современный – по поверхности нынешних террас и продольный профиль постели аллювия р. Миссисипи на данном участке (рис. 1.4.10). В

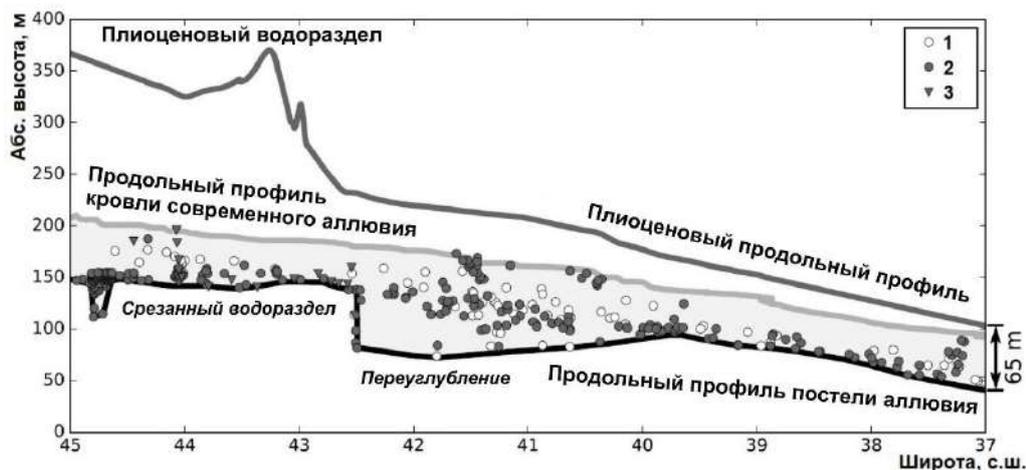


Рис. 1.4.10. Эволюция продольного профиля р. Миссисипи (Wickert et al., 2019).

Условные обозначения: 1 – в забое скважин рыхлые породы, 2 – кровля коренных пород по скважинам, 3 – кровля коренных пород по сейсмическим данным.

дополнение к этому на график были нанесены точки геологических скважин, фиксирующее положение кровли коренных пород. Из сопоставления профилей видно, что в целом долина р. Миссисипи врезалась на глубину около 65 м, что авторы статьи связывают с падением уровня Мирового океана в течение четвертичного периода. В средней части профиля чётко фиксируется переуглубление долины, выраженное в депрессии профиля постели аллювия, которая располагается даже ниже кровли коренных пород. При этом за счёт увеличения мощности аллювия на данном отрезке долины в современном продольном профиле такая депрессия не читается. Сопоставление продольных профилей долины р. Миссисипи с картой гляциоизостатических деформаций В.Р. Пельтье показало, что именно на этом участке долины располагалась ось компенсационного вала в период ПЛМ. Авторы статьи также предполагают, что «перепиливание» довисконсинского водораздела также связано с влиянием ГИА.

Влияние ГИА на речные долины обусловлено прогибанием земной поверхности вдоль границы оледенения, а также образованием гляциоизостатического компенсационного поднятия по его периферии. Оно может проявляться в плановом смещении русел рек, перенаправлении стока по уже существующим понижениям или увеличении ёмкости озёрной котловины вдоль границы оледенения. Подпруживание

речных долин в результате образования компенсационных валов представляется, скорее всего, невозможным: водный поток либо будет отклоняться в сторону, либо будет пытаться «перепилить» возникшее препятствие. Гляциоизостатическое воздействие также влияет на геолого-геоморфологическое строение речных долин: формирование их продольного профиля или условия образования надпойменных террас.

Таким образом, можно резюмировать, что приледниковая область – это особая территория вдоль границы ледника, основным рельефообразующим фактором которой является покровное оледенение. Оно воздействует на речные долины приледниковой области путём перестройки долинной сети. Это проявляется в перезаложении речных долин, изменении их направления, обезглавливания или подпруживания. В результате последнего могут образовываться обширные подпрудные приледниковые озёра. Помимо этого, покровное оледенение воздействует на речные долины через гляциоизостатический фактор, отклоняя их русла, изменяя уклоны (вплоть до обратного), следы которых фиксируются в геолого-геоморфологическом строении испытывших воздействие долин.

ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПРИЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

2.1. Дочетвертичные отложения и рельеф

Приледниковая область поздневалдайского оледенения располагается в северо-западной части Русской платформы. Глубина фундамента в этой части платформы (Московско-Мезенская впадина) достигает 4 км (Кириков, 2006). Фундамент Русской платформы имеет блоковую структуру, рассматриваемая территория относится к Скандинавско-Белорусскому и Лапландско-Мезенскому мегаблокам, разделённых Балтийско-Рыбинской межмегаблоковой зоной (Петров, 2006). В тектоническом плане приледниковая область соответствует Московской и Мезенской синеклизам, осложнённым прогибами, седловинами, впадинами, авлакогенами и разломами (рис. 2.1.1).

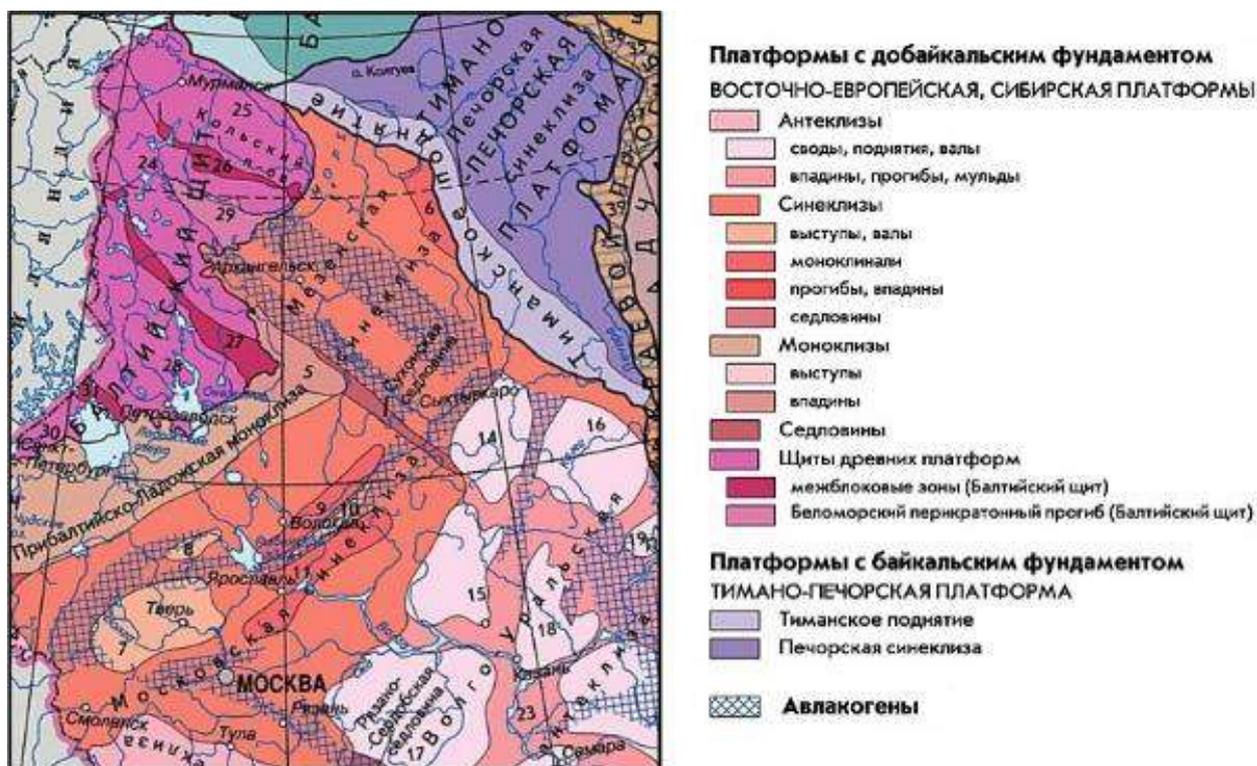


Рис. 2.1.1. Тектонические структуры приледниковой области поздневалдайского оледенения (фрагмент карты тектонического районирования России, по Национальный..., 2007).

Цифрами обозначены: 5 – выступ Ветряного пояса, 6 – Пешская впадина, 7 – Нелидово-Торжокский выступ, 8 – Пестовский выступ, 9 – Грязовецко-Тарногский прогиб, 10 – Рыбинско-Сухонский инверсионный вал, 11 – Ярославско-Галичский прогиб, 14 – Сыктывкарский свод, 15 – Котельничский свод, 16 – Коми-Пермяцкий свод, 17 – Токмовский свод, 18 – Северо-татарский свод, 19 – Пермский свод, 23 – система межсводовых впадин, 24 – Беломорский мегаблок, 25 – Кольский мегаблок, 26 – Печенгско-Варзугская шовная зона, 27 – Пяозерско-Ундозёрская межблоковая зона, 28 – Карельский мегаблок, 29 – Беломорский перикратонный прогиб, 30 – Свекофенский мегаблок.

Осадочный чехол платформы представлен породами от рифея до мела. Дочетвертичную поверхность формируют породы преимущественно позднего палеозоя и мезозоя (рис. 2.1.2). В западной части, на территории Валдайской возвышенности, это

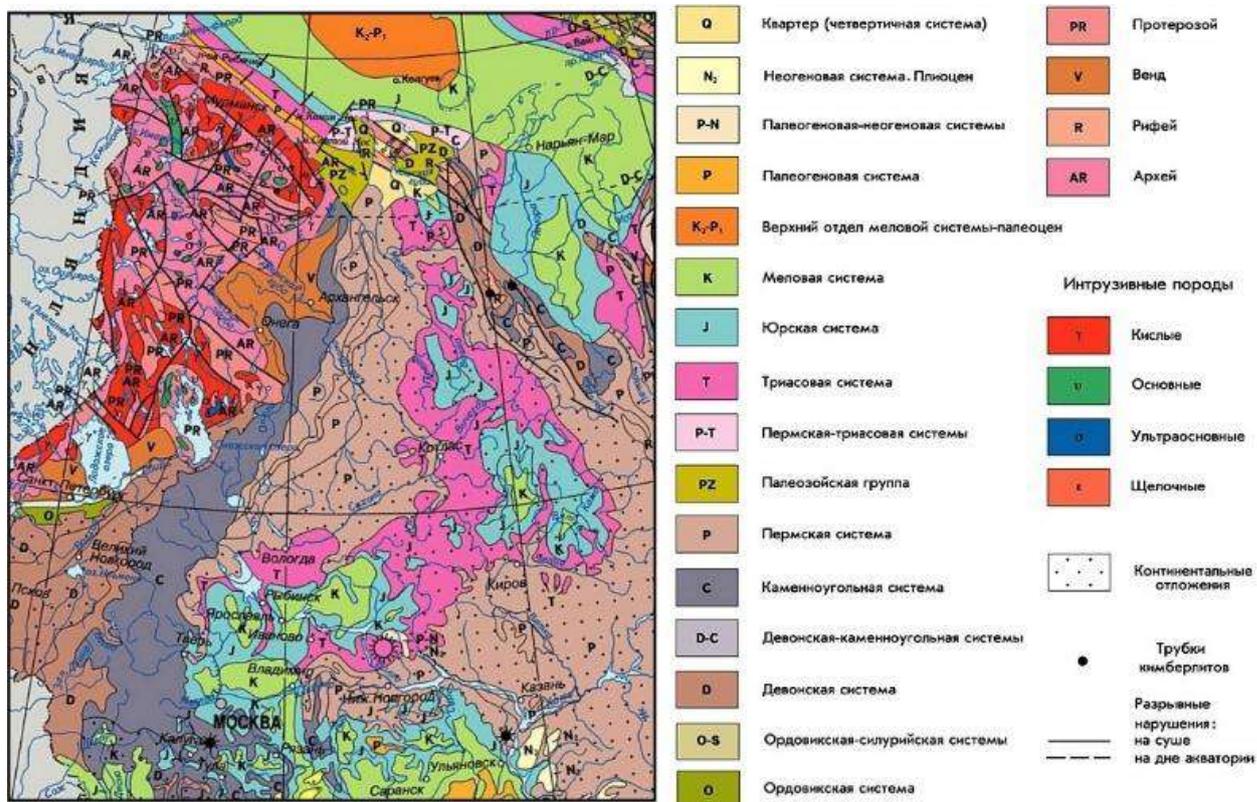


Рис. 2.1.2. Дочетвертичные отложения приледниковой области поздневалдайского оледенения (фрагмент карты геологического строения России, по Национальный ..., 2007).

морские доломиты, известняки, реже глины с прослоями мергелей нижнего, среднего и верхнего карбона (Бирин и др., 1971; Шик, 1971; Гоффеншефер, 1971). При движении к северо-востоку после 36° в.д. дочетвертичную поверхность слагают мезозойские породы – глины, пески и алевроиты нижнего триаса (Горбаткина и др., 1971), чёрные и тёмно-серые морские глины средней и верхней юры (Герасимов, 1971а), а также пески и песчаники нижнего мела (Герасимов, 1971б).

Пермские отложения выходят на дочетвертичную поверхность на территории Вологодской и Архангельской областей и представлены гипсово-доломитовыми толщами среднего и верхнего отдела (Пахтусова, Зоричева, 1963). К востоку от р. Северной Двины дочетвертичную поверхность вновь формируют породы мезозойского возраста: пестроцветные глины, пески и песчаники нижнего триаса и средней юры (Зоричева, 1963; Бодылевский, 1963). Отдельными ареалами представлены породы верхней юры и нижнего мела.

Ввиду длительного континентального этапа развития севера Русской платформы (с конца мезозоя) рельеф дочетвертичной поверхности крайне сложен (рис. 2.1.3). Среди

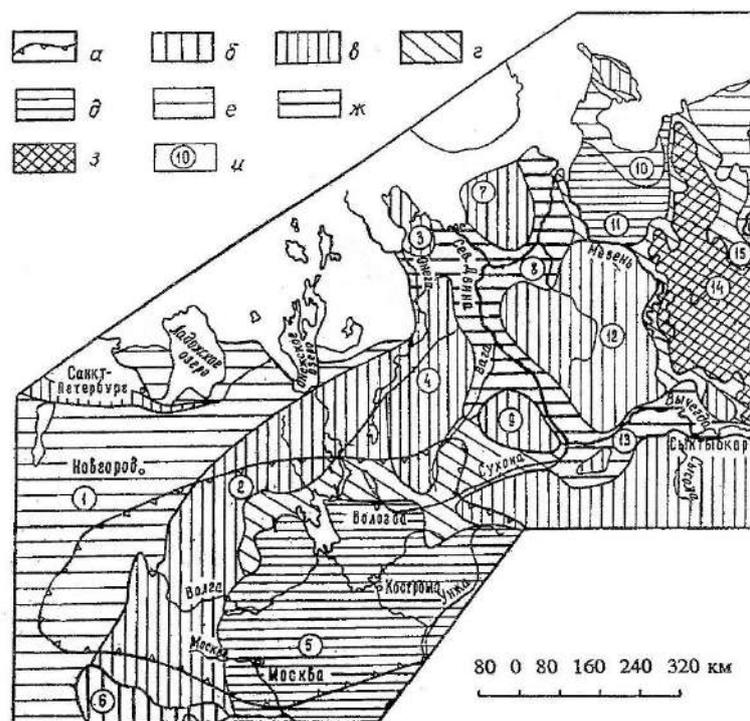


Рис. 2.1.3. Морфоструктуры дочетвертичной поверхности Восточно-Европейской равнины (Андреичева и др., 1997, с упрощениями).

Условные обозначения: а) – граница Московской синеклизы, б) – возвышенности, в) – плато, г) – склоны плато, д) – равнины, е) – низины, ж) – ложбины, з) – горные системы, и) – морфоструктуры (1 – Чудско-Ильменская низина, 2 – Центральное карбоновое плато, 3 – Онежское плато, 4 – Онего-Двинское плато, 5 – Московская мезозойская равнина, 6 – Среднерусская возвышенность, 7 – Беломорско-Кулойское плато,

8 – Двинско-Кулойская ложбина, 9 – Сухоно-Двинское плато, 10 – Канинская низина, 11 – Мезенская равнина, 12 – Мезенско-Вычегодское плато, 13 – Вычегодская ложбина, 14 – Тиманское поднятие, 15 – Тиманский склон.

ведущих факторов его неоднородности – рельеф кристаллического фундамента платформы и литологические контрасты поверхности осадочного чехла (Чеботарёва и др., 1969; Башилов, 1974). Дочетвертичный рельеф представляет собой ступенчатую структурно-денудационную равнину (Чеботарёва и др., 1961б, Гуделис и др., 1965, Саммет и др., 1967, Чеботарёва и др., 1969; Спиридонов, 1971а; 1978). Наиболее повышенные участки дочетвертичного рельефа, т.н. плато, соответствуют областям распространения устойчивых к денудации известняков и доломитов или возвышенностям кристаллического фундамента. Таковыми, например, являются Карбоновое плато, где коренные породы поднимаются до высоты 250 – 280 м абс., Сухоно-Двинское и Мезенско-Вычегодское плато с отметками кровли осадочного чехла до 200 м абс. (Гуделис и др., 1965). Депрессии коренного ложа, т.н. низины приурочены к областям более податливых пород терригенного характера. Низины и плато отделены друг от друга структурно-денудационными уступами (Саммет и др., 1967). Высокое залегание кровли дочетвертичных образований способствует выходу на дневную поверхность пород осадочного чехла в береговых уступах долин рек (каменноугольных в Ржевско-Старицком Поволжье, пермских по долинам р. Сухоны и р. Северной Двины, триасовых по долине нижней Вычегды и др.).

Поверхность дочетвертичного рельефа осложняется глубокими долинами и ложбинами (Чеботарёва, Фаустова, 1969; рис. 2.1.4). Вероятнее всего древняя речная сеть была гуще современной, значительное количество доледниковых долин сейчас находится в

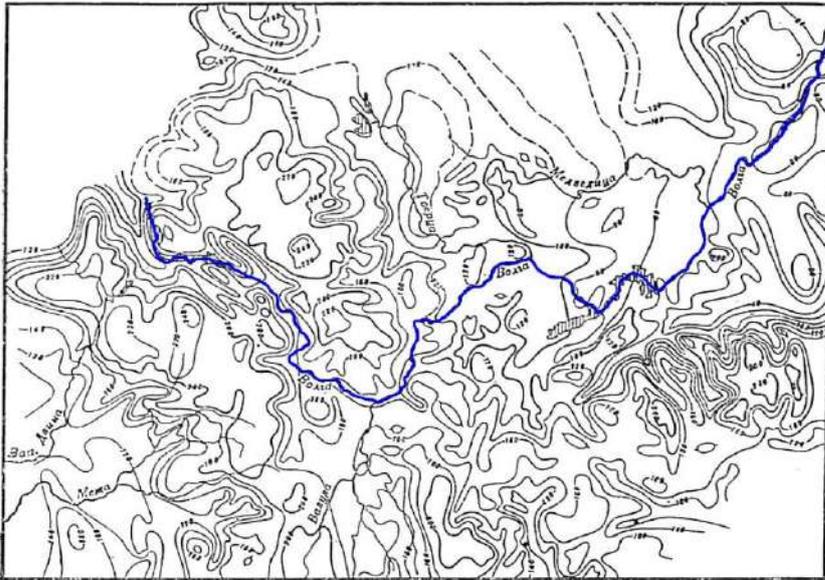


Рис. 2.1.4. Доледниковый рельеф Тверской области. Сост. А.Н. Маккавеев по материалам С.Л. Бреслава (Чеботарёва, Фаустова, 1969). Синим цветом показана р. Волга.

погребённом состоянии (Спиридонов, 1978; Малаховский, Фёдоров, 1984). Глубина вреза доледниковых долин могла достигать 200 – 300 м (Чеботарёва и др., 1969). Наиболее расчленённый рельеф характерен для Московской мезозойской равнины, где мезозойские отложения сохранились практически в виде останцов (Чеботарёва и др., 1961).

Н.С. Чеботарёва с соавторами (1961б, 1969) указывает на наличие крупных древних долин в районе Верхневолжских озёр и в районе г. Ржева (рис. 2.1.5). У первой, предположительно, сток был направлен на северо-запад, а у второй – соответствовал современному. Высокую степень неровности кровли дочетвертичных пород в Верхневолжье отмечает Л.Н. Штерн (1965). Составленная им карта позволяет проследить существование древней долины, соответствующей основному направлению современной Волги, на отрезке Селижарово – Ржев (рис. 2.1.6). Наличие узкой долины в дочетвертичных породах обнаружено Л.М. Потапенко (1979) в Вычегодской низине (рис. 2.1.7). Отмечается,

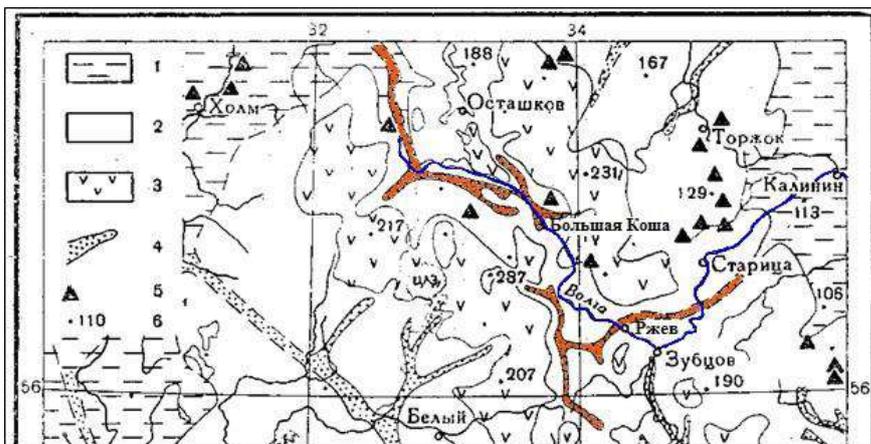


Рис. 2.1.5. Рельеф поверхности дочетвертичных отложений западной части РСФСР (фрагмент). Сост. С.М. Шик и Н.А. Корина (Чеботарёва и др., 1961а).

Условные обозначения: 1 – участки древних низин с абсолютной высотой кровли дочетвертичных пород менее 120 м, 2 – участки с абсолютной высотой кровли дочетвертичных пород от 120 до 200 м, 3 – участки древних водоразделов с абсолютной высотой более 200 м, 4 – древние долины (цветом выделены упоминаемые в тексте), 5 – ледниковые отторженцы, 6 – абсолютные отметки поверхности дочетвертичных отложений. Синим цветом показана р. Волга.

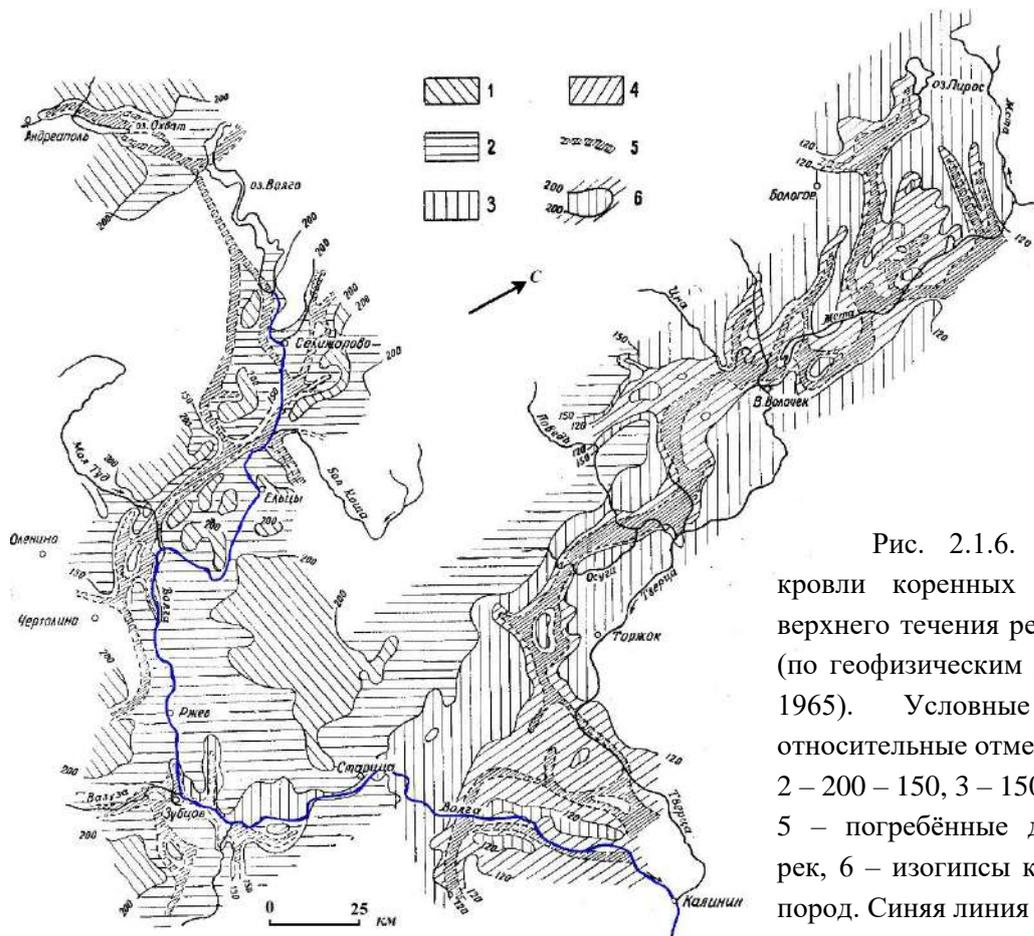


Рис. 2.1.6. Схема рельефа кровли коренных пород районов верхнего течения рек Волги и Мсты (по геофизическим данным; Штерн, 1965). Условные обозначения: относительные отметки, м: 1 – > 200, 2 – 200 – 150, 3 – 150 – 120, 4 – < 120, 5 – погребённые долины древних рек, 6 – изогипсы кровли коренных пород. Синяя линия – р. Волга.

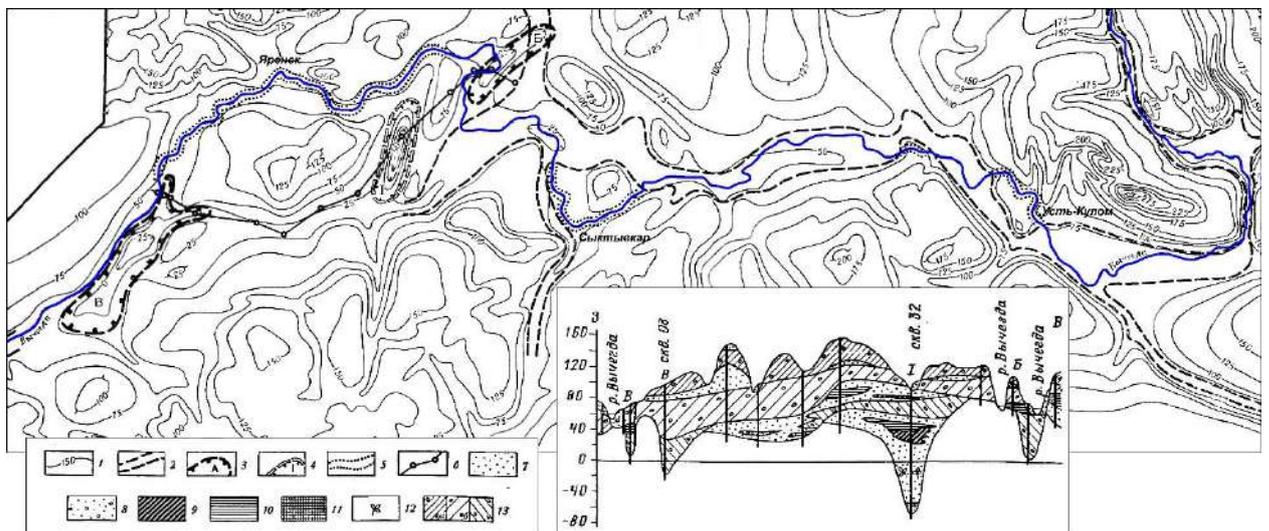


Рис. 2.1.7 Дочетвертичная долина пра-Вычегды (по Потапенко, 1979). Условные обозначения: 1 – изогипсы поверхности дочетвертичных пород, 2 – погребённые речные долины, 3 – ложбины ледникового выпаживания, 4 – ложбины ледникового размыва, 5 – участки несоответствия современной долины р. Вычегды древней долине, 6 – линия геолого-геоморфологического профиля; 7 – пески, 8 – пески с гравием и галькой, 9 – суглинки, 10 – глины, 11 – отторженцы дочетвертичных пород, 12 – растительный детрит, 13 – морены: а) московская, б) днепровская, в) окская. Синим поднята р. Вычегда.

что прослеженные долины соответствуют современным только по общему направлению и лишь на отдельных участках.

2.2. Четвертичные отложения и история развития рельефа

Приледниковая область
 поздневалдайского оледенения
 относится к ледниково-перигляциальной формации преимущественно ранне-среднеплейстоценового возраста (Шкатова, Заррина, 2006); средняя мощность четвертичного чехла составляет 20 – 60 м, значительно увеличиваясь в понижениях дочетвертичного рельефа (рис. 2.2.1 – 2.2.3). Основу разреза междуречий составляют среднечетвертичные отложения ледникового и водно-ледникового происхождения. Раннечетвертичные отложения встречаются фрагментарно и, как правило, сохранились лишь в понижениях и глубоких дочетвертичных долинах (Шик, 1961а; Чеботарёва и др., 1961в; Государственная..., 1999; Лавров, Потапенко, 2005; Кямря и др., 2012;

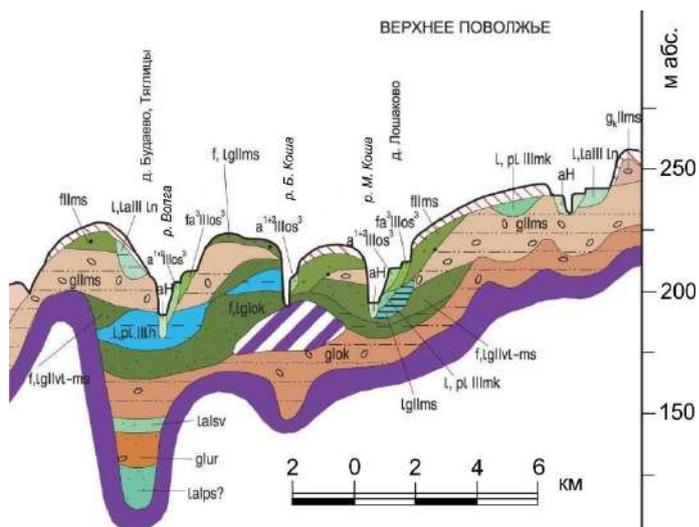


Рис. 2.2.1. Схема соотношений рыхлых отложений Верхнего Поволжья (Государственная..., 2012).

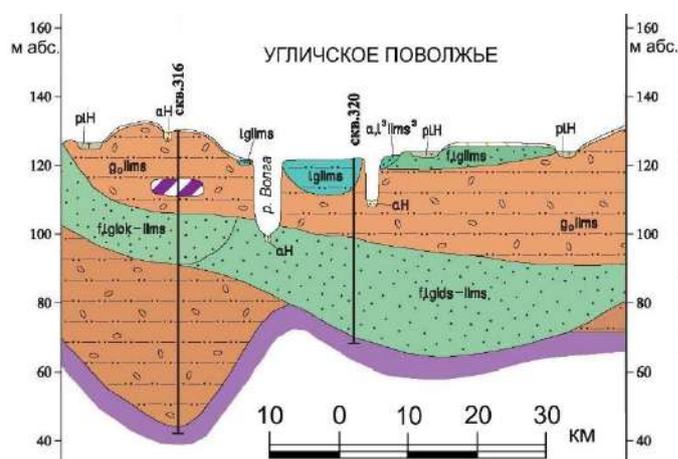


Рис. 2.2.2. Геологический разрез четвертичных отложений Угличского Поволжья (Государственная..., 2016в).

Семёнова, 2016а; Государственная..., 2016г и др.). Лишь изредка в основаниях обнажений (например, на р. Большой Коше в Тверской области (Чеботарёва и др., 1961в; Заррина, 1991), у с. Туис-Керес в республике Коми (Лавров, Потапенко, 2005)) на дневную поверхность выходит окская¹ (в бассейне нижней Вычегды – помусовская) морена, представленная плотными валунными суглинками коричневого и тёмно-серого цветов, местами перекрытая песчаными водно-ледниковыми осадками (Кямря и др., 2012).

¹ Здесь и далее наименование и возраст стратиграфических подразделений приводится согласно Стратиграфическому кодексу России (2019; Постановление..., 2016; Состояние..., 2008), региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений центральных районов Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печоро-Вычегодского региона (Решение..., 1986); Cohen, Gibbard, 2019; Zastrozhnov et al., 2018.

Наибольшую мощность в геологическом разрезе имеют среднечетвертичные образования (рис. 2.2.1 – 2.2.3), где для северо-запада выделяются лихвинский (межледниковый), вологодский (или днепровский, ледниковый), горкинский (одинцовский, межледниковый) и московский (ледниковый) горизонты (Бреслав, 1971б; Заррина, 1991; Шкатова, Заррина, 2006; Кямья и др., 2012; Государственная..., 2016вг;

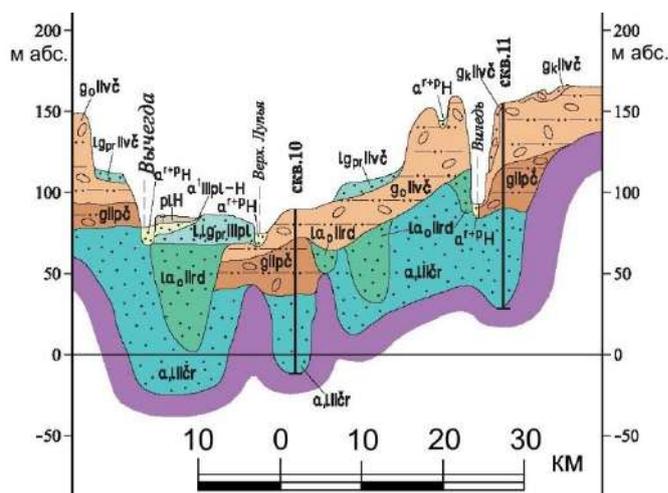


Рис. 2.2.3. Геологический разрез четвертичных отложений нижней Вычегды (Государственная..., 2016а).

Астахов, 2020); в бассейне нижней Вычегды им соответствуют чирвинский (межледниковый), печорский (ледниковый), родионовский (межледниковый) и вычегодский (ледниковый) горизонты (Андреичева, 2002; Лавров, Потапенко, 2005; Андреичева и др., 2015; Семёнова, 2016а; Астахов, 2020).

Лихвинские отложения в бассейне верхней Волги представлены, главным образом, линзами торфов, глин и суглинков с сапропелями озёрно-болотного происхождения (Чеботарёва и др., 1961в; Бреслав, 1971б; Кямья и др., 2012; Государственная..., 2016г). Они, как правило, залегают на более древних отложениях и вскрываются в редких обнажениях по берегам рек, в частности у погоста Илии Пророка – стратотипическом разрезе с флорой лихвинского межледниковья (Чеботарёва и др., 1961в; Гричук, 1989; Кямья и др., 2012). Чирвинские межледниковые осадки представлены в основном песчаными аллювиальными и озёрно-аллювиальными толщами и приурочены к древней долине Вычегды (Государственная..., 1999; Лавров, Потапенко, 2005; Андреичева и др., 2015).

Вологодская (днепровская) морена зачастую не имеет сплошного распространения и залегает преимущественно на коренных дочетвертичных породах, но местами перекрывает и более древние образования. Отмечается (Асеев, Доскач, 1974) значительная геоморфологическая роль этой морены: помимо погребения многих раннечетвертичных долин и понижений, она акцентирует доледниковые возвышенности. Морена представлена плотными серо-бурыми, коричнево-бурыми карбонатными суглинками средней мощностью 5 – 10 м с линзами песков и большим количеством обломочного материала (Шик, 1961б; Чеботарёва и др., 1961в; Бреслав, 1971б; Ауслендер, 1989; Кямья и др., 2012; Государственная..., 2016г). Печорская морена (по С.А. Яковлеву (1956, 1963б) – отложения

среднеледниковья) в отличие от вологодской (днепровской) имеет не скандинавское, а новоземельское происхождение, представлена буро-серыми, тёмно-серыми опесчаненными валунными суглинками с гравием и часто образует обнажения 20 – 30 м мощности по берегам рек, в частности в низовьях Вычегды (Яковлев, 1956, 1963б; Апухтин, Щукин, 1967; Государственная..., 1999; Лавров, Потапенко, 2005; Андреичева 2002; Андреичева и др., 2015; Семёнова, 2016а).

Горкинские (одинцовские) и родионовские межледниковые озёрные и озёрно-аллювиальные отложения распространены в приледниковой области незначительно и представляют собой прослой и линзы в вологодско-московских и печорско-вычегодских флювиогляциальных толщах (Шик, 1961б; Кямря и др., 2012; Андреичева и др., 2015; Семёнова, 2016а; Государственная..., 2016г). Аллювиальные отложения этого горизонта встречены в палеодолине р. Вычегды (Геологическая..., 1999; Лавров, Потапенко, 2005), однако ряд исследователей на основании обнаружения морской фауны рассматривает их как морские образования (Яковлев, 1956; Апухтин, Щукин, 1967).

Московские и вычегодские (по С.А. Яковлеву (1956, 1963б) – отложения первого новоледниковья) ледниковые отложения (морена) имеют повсеместное распространение и являются рельефообразующими для всей приледниковой области поздневалдайского оледенения (Карта ..., 2014; рис. 2.2.4). Морена, как правило, залегает на вологодско-московских (печорско-вычегодских) флювиогляциальных отложениях и представлена красно-бурыми, красно-коричневыми опесчаненными суглинками с линзами песков (Шик,

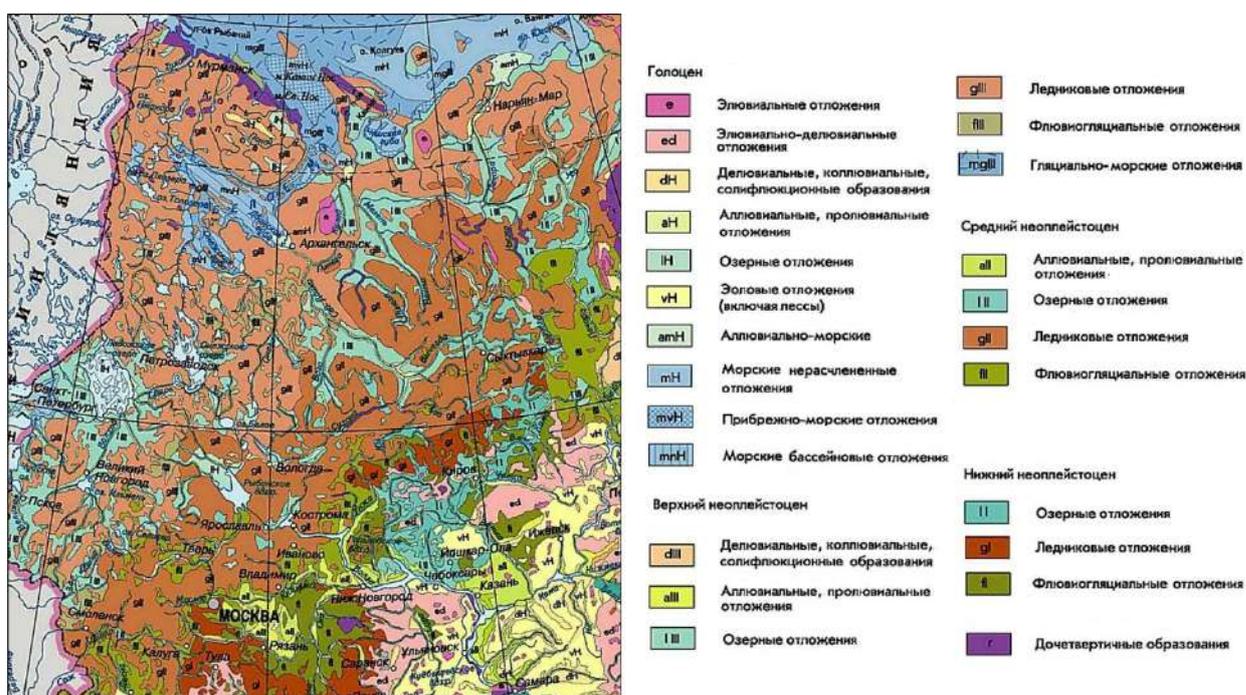


Рис. 2.2.4. Четвертичные образования приледниковой области поздневалдайского оледенения (фрагмент карты четвертичных образований России, по Национальный..., 2007).

1961б; Чеботарёва и др., 1961в; Яковлев, 1956, 1963б; Апухтин, Шукин, 1967; Бреслав, 1971б; Писарева, Лобачёва, 1982; Потапенко, Никифорова, 1982; Ауслендер, 1989; Лавров, Потапенко, 2005, 2012; Кямря и др., 2012; Андреичева и др., 2015; Семёнова, 2016а; Государственная..., 2016г). Отложения нередко сильно дислоцированы, а также содержат отторженцы коренных пород и водно-ледниковые прослои (Чеботарёва и др., 1961в; Кямря и др., 2012). Мощность отложений обычно не выдержана и достигает нескольких десятков метров. Московская и вычегодская морены нередко перекрыты флювиогляциальными образованиями (Шик, 1961б; Кямря и др., 2012; Семёнова, 2016а; рис. 2.2.4)

Более молодые позднечетвертичные отложения представлены в основном породами микулинского (сулинского) межледникового горизонта (Москвитин, 1950; Шик, 1961б; Чеботарёва и др., 1961в; Кямря и др., 2016; Государственная..., 2016г). Это озёрно-биогенные торфа, гиттии, глины и суглинки, линзообразно залегающие в понижениях московского и вычегодского рельефа и обнажающиеся по берегам рек (Большая Дубенка, Граничная, Малая Коша и др.). В бассейне Северной Двины и нижней Вычегды к этому горизонту относят морские осадки бореальной трансгрессии, глубоко вдающиеся по долинам рек (Яковлев, 1956, 1963б; Апухтин, Шукин, 1967; Шкатова, Заррина, 2006; Астахов, 2020). Значительную рельефообразующую роль играют флювиогляциальные и озёрно-ледниковые отложения, широко распространённые вдоль границы поздневалдайского оледенения (рис. 2.2.4), а также склоновые (делювиально-солифлюкционные) и субаэральные позднечетвертичные образования, мощность которых может достигать 4 – 5 м (рис. 2.2.1 – 2.2.3).

В течение четвертичного времени происходило чередование периодов эрозионно-денудационного (главным образом, флювиального) и ледникового рельефообразования (Асеев, 1967; Асеев, Доскач, 1974). В ледниковья преобладала тенденция к выравниванию и выполаживанию рельефа: отложениями заполнялись депрессии и долины дочетвертичного рельефа; во время деградации оледенений активизировалась эрозионная деятельность. К концу московского (вычегодского) времени на рассматриваемой территории сформировался ледниковый рельеф, который в дальнейшем был сильно преобразован эрозионными процессами. Довалдайский рельеф междуречий был близок к современному, однако отличался большей амплитудой высот (Чеботарёва, 1969б). Похолодания раннего и среднего валдая способствовали активизации делювиально-солифлюкционных процессов и «расплыванию» первичного ледникового рельефа, активному поступлению рыхлого материала в реки и заполнению верхних звеньев эрозионной сети (Герасимов, Марков, 1939; Асеев, Доскач, 1974; Спасская, 2002; Рычагов,

Судакова, Антонов, 2012). Ввиду низких зимних температур и аридности климата бóльшую роль стали играть криогенные процессы, в частности морозобойное растрескивание и формирование полигональных систем трещин (Спаская, 2009). Для позднего плейстоцена выделяется несколько эпох криогенеза: смоленская, владимирская и ярославская (Величко, Бердников, Нечаев, 1982). Обилие незадернованных песчаных поверхностей и ветровая обстановка во время деградации валдайского оледенения способствовали активизации эоловых процессов (Асеев, Доскач, 1974; Спаская, 2002).

2.3. Проблема максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на севере и северо-западе Восточно-Европейской равнины

Впервые граница позднеплейстоценового оледенения для Восточно-Европейской равнины намечена А.П. Павловым в 1925 году (он называл его Третьим великим, или вюрмским, оледенением (Москвитин, 1950; Данилова-Макарычева, 1967; Бреслав, 1971а)). Более детально граница была прослежена Г.Ф. Мирчинком (1930) по линии Смоленск – Ржев – Тверь – Ростов Великий – Кинешма (чуть позднее сдвинута к Плёсу) – Галич (рис. 2.3.1). И А.П. Павлов, и Г.Ф. Мирчинк при проведении границы руководствовались, прежде всего, геологическим принципом – положением микулинских межледниковых слоёв в разрезах – там, где они перекрывались ледниковыми отложениями, те области относились к вюрмскому оледенению.

И.П. Герасимов и К.К. Марков (1939) предложили иное, более северное положение границы, по линии Минск – Витебск – Лепель – Селижарово – Вышний Волочек – Устюжна – Вологда – Няндома (рис. 2.3.1), обосновав её сменой резко выраженного холмистого аккумулятивного моренного рельефа «плоским, преимущественно эрозионным» (т.н. геоморфологический принцип). Примерно в это же время А.И. Москвитин (1940), по итогам геологического изучения территории Тверской (тогда Калининской) области выделяет ряд краевых моренных форм, соответствующих, по его представлениям, фазам позднеплейстоценового оледенения: калининскую, вышневолоцкую, осташковскую и валдайскую. Положение калининской (максимальной) краевой моренной гряды А.И. Москвитина в целом совпадает с границей вюрмского оледенения А.П. Павлова и Г.Ф. Мирчинка (рис. 2.3.1).

Идея о самостоятельности калининского (ранневалдайского) оледенения (и существовании двух ледниковых эпох в позднем плейстоцене, из которых первая – максимальная) была высказана А.И. Москвитиным при обнаружении погребённых органических остатков приледникового Молого-Шекснинского озера (Москвитин, 1947) и

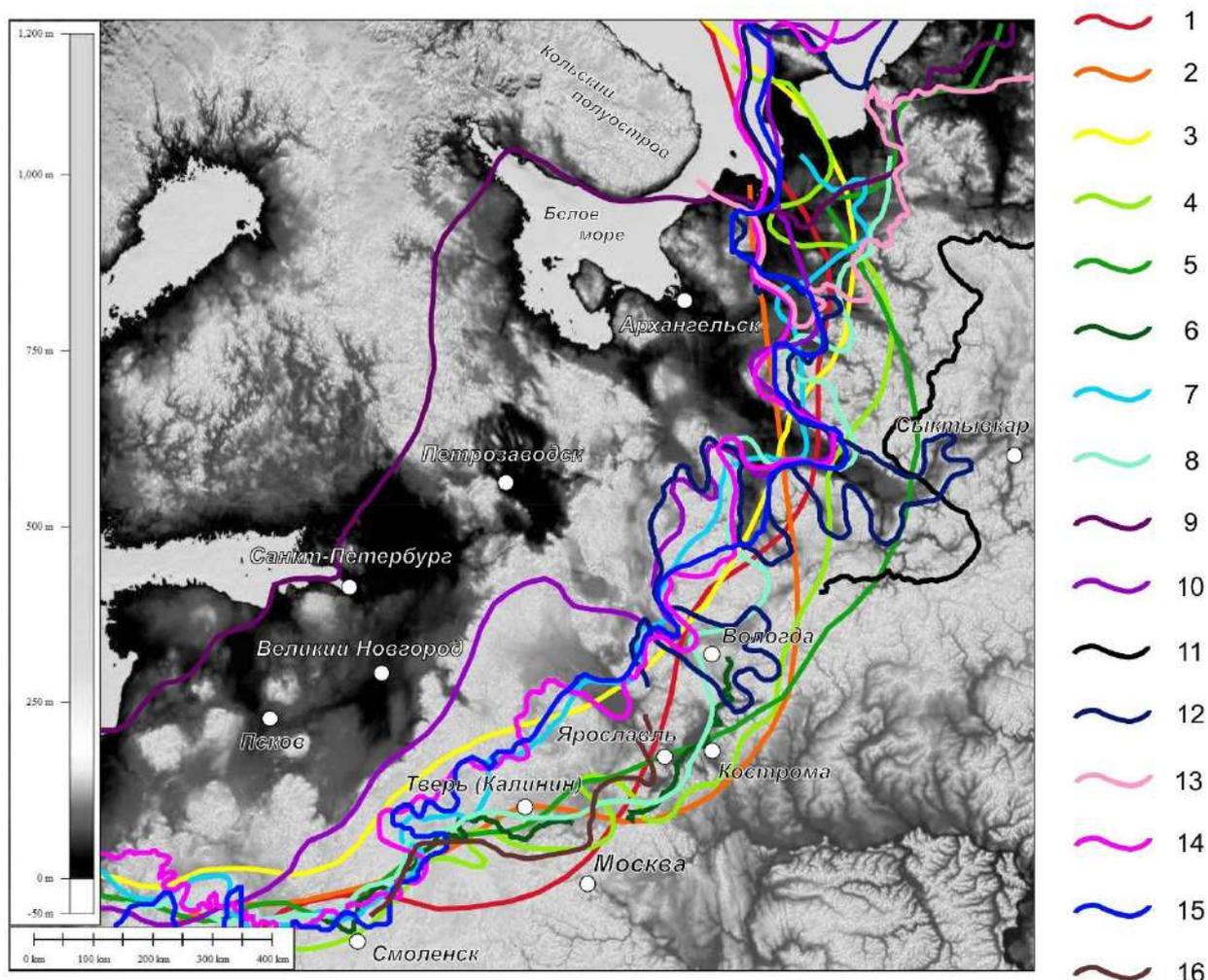


Рис. 2.3.1. Максимальная граница позднеплейстоценового оледенения по данным разных авторов (Зарецкая и др., 2021): 1 – Павлов, 1925 (по А.И. Москвитину, 1950); 2 – Мирчинк, 1930; 3 – Герасимов, Марков, 1939; 4 – Москвитин, 1950; 5 – Яковлев, 1956, 1963б; 6 – Бреслав, 1968; 7 – Чеботарёва, 1969а; 8 – Заррина, 1991; 9 – Svendsen et al., 2004 (около 60 тыс. л.н.); 10 – Svendsen et al., 2004 (около 20 тыс. л.н., ПЛМ); 11 – Лавров, Потапенко, 2005; 12 – Larsen et al., 2014; 13 – Astakhov et al., 2016 (ранневалдайское); 14 – Astakhov et al., 2016 (поздневалдайское); 15 – Величко и др., 2017; 16 – Судакова, Антонов, 2021.

позднее обоснована на основании большого количества изученных разрезов (Москвитин, 1950). С.А. Яковлев (1956) в позднем плейстоцене выделял три ледниковые эпохи («новоледниковья»), при этом соглашаясь с А.И. Москвитиным по вопросу максимальной границы по линии Смоленск – Ржев – Тверь (Калинин), и отмечая её дискуссионность в районе Ростова – Плеса – Галича – Чухломы (рис. 2.3.1).

Вариант границы И.П. Герасимова и К.К. Маркова развивался и отстаивался коллективом К.К. Маркова, в частности, исследованиями под руководством Н.С. Чеботарёвой (Чеботарёва и др., 1961в, 1965; Чеботарёва, 1969а; Чеботарёва, Макарычева, 1974, 1982). Были получены доказательства о неправомерности выделения как калининского оледенения в целом, так и рассмотрения его как максимального в позднем плейстоцене в частности. В качестве аргументов указывались (Чеботарёва и др., 1961в, стр.

137): 1) однородность и одинаковая степень сохранности рельефа области калининского и более древнего московского оледенения; 2) исключительно резкая геоморфологическая граница области калининского и валдайского (осташковского по А.И. Москвитину) оледенения; 3) отсутствие разрезов с перекрытыми микулинскими толщами в области калининского оледенения.

Эти аргументы были оппонированы А.И. Москвитиным (1965), и его точка зрения о двух оледенениях позднего плейстоцена с максимальным в раннем валдае была поддержана С.Л. Бреславом (1971а) и отразилась в изданиях Геологии СССР, хотя и с замечаниями о дискуссионности вопроса (Геологическая ..., 1968; Бреслав, 1971б; см. рис. 2.3.1). В дальнейшем она была поддержана В.А. Новским (1975), Н.И. Апухтиным и И.И. Красновым (1967; они также считали калининское оледенение максимальным, однако границу проводили северо-западнее, по линии Вологда – Тотьма), Е.П. Зарриной (1991; рис. 2.3.1) и др., а в первые десятилетия XXI века развивалась на основе минералогического анализа морен коллективом под руководством Н.Г. Судаковой (Судакова и др., 1996, 2014, 2018; Судакова, Антонов, 2019, 2021; рис. 2.3.1).

Тем не менее, к началу XXI века благодаря, прежде всего, геохронометрическим данным большинство исследователей стало придерживаться гипотезы максимального позднеплейстоценового оледенения Восточно-Европейской равнины в позднем валдае (Величко, Фаустова, 1987, 2009; Величко и др., 2000, 2002; Svendsen et al., 2004; Шик и др., 2004; Величко, 2012; Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017; Маккавеев и др., 2020). Более обширные, чем поздневалдайские, ледниковые покровы реконструируются для раннего и среднего валдая лишь на севере Архангельской области и республики Коми (Mangerud et al., 1999; Astakhov et al., 1999; Svendsen et al., 2004). Большая часть исследователей проводит теперь границу поздневалдайского оледенения приблизительно по линии Смоленск – Верхневолжские озёра – Рыбинское водохранилище – Кубенское озеро – низовья р. Ваги – полуостров Канин (рис. 2.3.1).

Основными направлениями исследований (и причинами дискуссий) в настоящее время стали детальные реконструкции положения границы оледенения на отдельных участках. Так, например, в долине р. Северной Двины рядом исследователей (Государственная..., 1998; Lyzå et al., 2011; Лавров, Потапенко, 2012; Larsen et al., 2014) максимальная граница поздневалдайского оледенения проводится значительно южнее, по низовьям Вычегды и подножью Северных Увалов (рис. 2.3.1). Коллектив отечественных исследователей (Государственная..., 1998; Лавров, Потапенко, 2005) при выделении границы руководствовался т.н. кинестратиграфическим методом, с помощью которого были прослежены неоплейстоценовые ледниковые комплексы. По данным А.С. Лаврова и

Л.М. Потапенко наиболее молодая позднеплейстоценовая морена достигала северного подножья Северных Увалов, перекрывая, в частности, низовья р. Вычегды.

Коллектив зарубежных исследователей (Lyzå et al., 2011; Larsen et al., 2014) руководствовался, в первую очередь, дистанционными данными с цифровых моделей рельефа (рис. 2.3.2), по которым дешифрировались конечно-моренные гряды различных генераций и иные формы ледникового рельефа (в частности, друмлины).

В бассейне верхней Волги, согласно последним данным (Astakhov et al., 2016; Карпухина и др., 2020), граница оледенения проходила севернее пгт Селижарово и не достигала междуречья рек Большой и Малой Коши. В настоящей работе используется вариант границы оледенения, указанный в карте четвертичных образований территории РФ (2014) и гляциоморфологической карте РФ (Astakhov et al., 2016; рис. 2.3.1).

2.4. Рельеф приледниковой области

Современный рельеф бывшей приледниковой области представляет собой сложно устроенную пластово-денудационную равнину со сглаженной гипсометрией и значительной дробностью орографических элементов: возвышенностей и низменностей (Доскач, Мещеряков, 1974; рис. 2.4.1). Современная морфоструктура, по мнению Ю.А. Мещерякова (1965; Мещеряков, Горелов, 1974), обращённая, т.к. в целом возвышенная территория тектонически соответствует отрицательным геологическим структурам – Московской и Мезенской синеклизам (рис. 2.1.1); А.И. Спиридонов (1978), напротив, считает морфоструктуру прямой, ибо она в значительной степени соответствует доледниковому рельефу (рис. 2.1.3). Основная черта приледниковой области последнего оледенения – расположение в её пределах главного водораздела Восточно-Европейской равнины, проходящего неровной кривой по максимальным высотам Валдайской, Вепсовской и Андомской, Вологодской возвышенностям и Северным Увалам (Мещеряков, 1967; рис. 2.4.1).



Рис. 2.3.2. Цифровая модель рельефа бассейна нижней Вычегды с обозначенными элементами ледникового рельефа (Larsen et al., 2014)

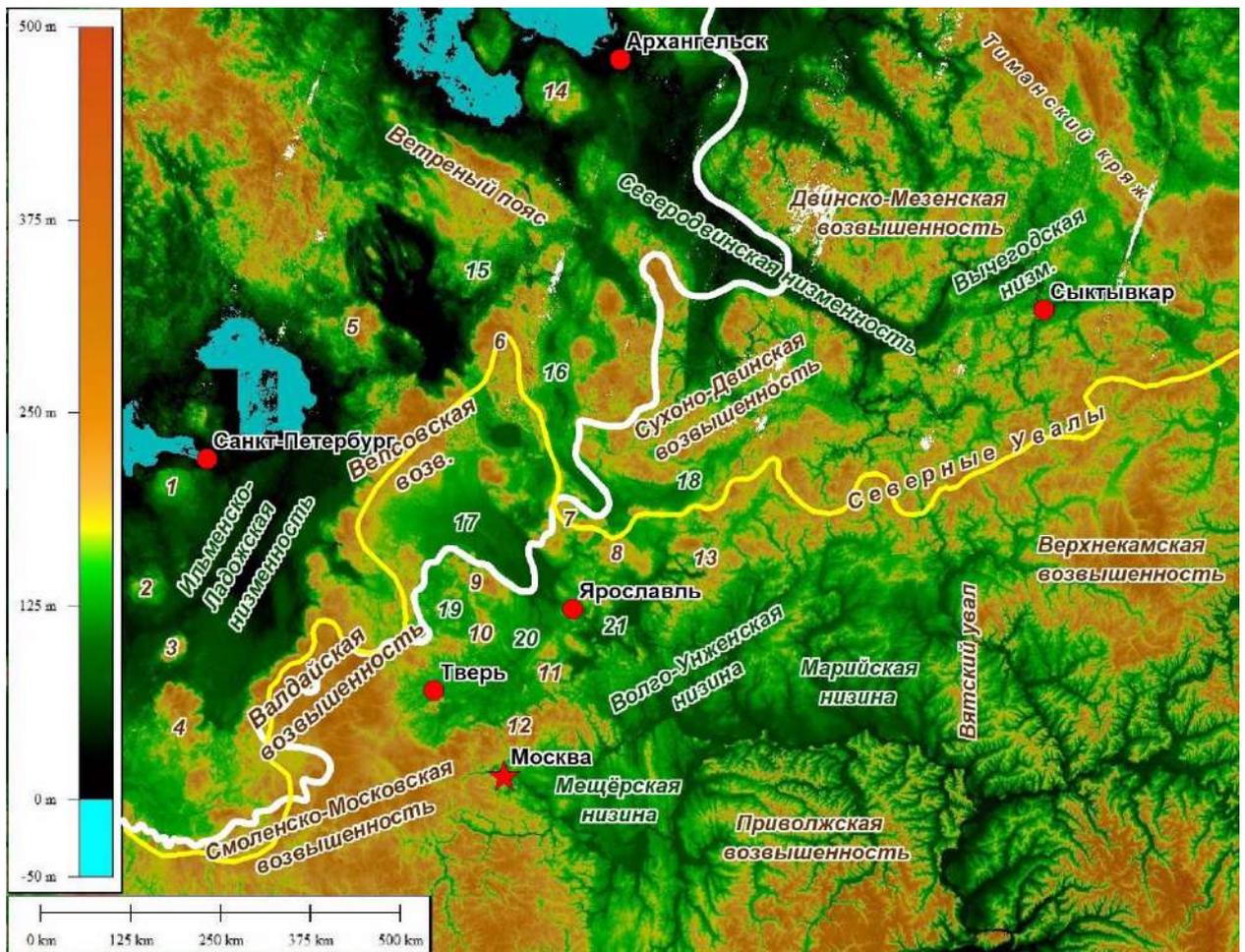


Рис. 2.4.1. Орография северной половины Восточно-Европейской равнины (по А.Г. Доскачу и Ю.А. Мещерякову, 1974).

Белая линия – граница поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016), жёлтая линия – положение главного водораздела Восточно-Европейской равнины (Обедиентова, 1975). Цифрами обозначены: возвышенности: 1 – Силурийское плато, 2 – Ханья, 3 – Судомская, 4 – Витебско-Невельская гряда, 5 – Олонецкая, 6 – Андомская, 7 – Вологодская, 8 – Даниловская, 9 – Овнищенская, 10 – Бежецкий Верх, 11 – Угличская, 12 – Клинско-Дмитровская гряда, 13 – Галичско-Чухломская, 14 – Онего-Двинская; низменности: 15 – Водлинская, 16 – Воже-Лачинская, 17 – Молого-Шекснинская, 18 – Присухонская, 19 – Верхне- и Среднемоложская, 20 – Верхневолжская, 21 – Ярославско-Костромская.

Орографический план территории также неоднороден. В западной части расположена Валдайская возвышенность со средней высотой 200 – 300 м абс., на приподнятом цоколе устойчивых пород карбона (Спиридонов, 1971б). Центральная часть приледниковой области представлена депрессиями низменных равнин (Верхневолжской, Среднемоложской, Молого-Шекснинской и др.) со средними высотами 100 – 150 м абс., чередующимися с небольшими по размеру возвышенностями (Угличской, Бежецкой, Вологодской и др.), наследующими доледниковые останцы Московской мезозойской равнины (Спиридонов, 1971б; Доскач, Мещеряков, 1974). В северо-восточной части значительные по площади (но невысокие) возвышенные равнины (Северные Увалы,

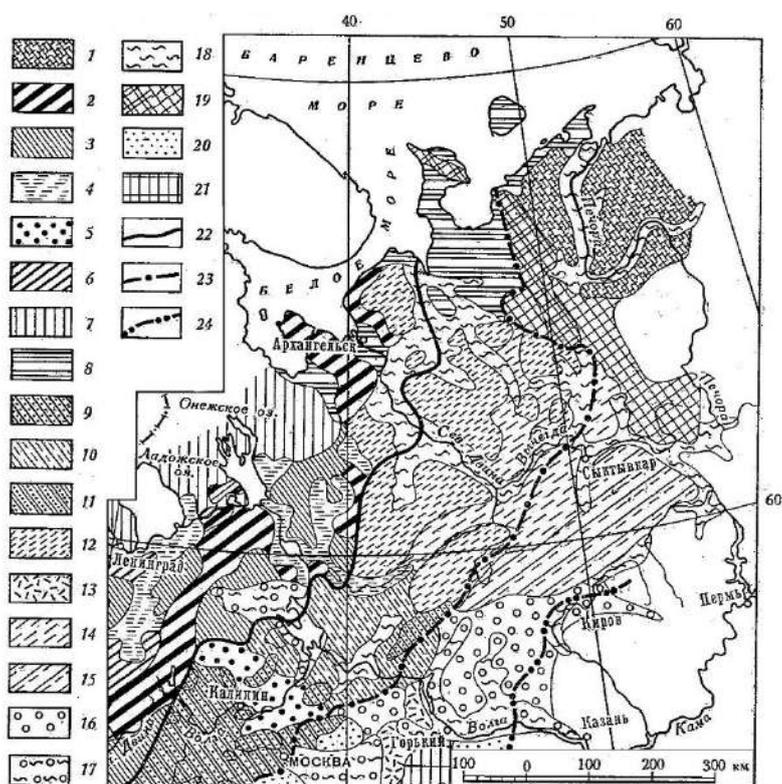
Сухоно-Двинская, Двинско-Мезенская) чередуются с вытянутыми вдоль рек низинами (Присухонской, Северо-Двинской, Вычегодской; Мещеряков, 1972), также наследуя доледниковый рельеф. Геологической структуре подчинена и конфигурация основных речных систем приледниковой области – система Верхней Волги приурочена к осевой части Московской синеклизы, система Северной Двины – Вычегды – к осевой части Мезенской синеклизы (Обедиентова, 1974; рис. 2.1.1).

Морфоскульптура приледниковой области представляет собой сложное сочетание ледникового, водно-ледникового и флювиального рельефа разного возраста (Асеев, 1967; Асеев, Доскач, 1974; рис. 2.4.2). Значительные пространства заняты плоскими, пологоволнистыми и пологохолмистыми (а в бассейне нижней Вычегды волнистыми и увалистыми) равнинами основной морены московского (вычегодского) оледенения (Карандеева, 1957; Яковлев, 1963а; Спиридонов, 1971а; Государственная ..., 1999; Кротова-Путинцева, 2012; Государственная ..., 2016бг; Семёнова, 2016б). Для таких равнин характерна «общая сглаженность и мягкость форм»; беспорядочно расположенные холмы имеют правильную в плане форму, достигая 2 – 3 км в поперечнике, длинные и пологие склоны, сливающиеся с основаниями из-за многократной активизации делювиально-склоновых процессов (Лопатников, 1961; Спиридонов, 1971б, 1978). Перепад высот редко превышает 10 м, межхолмовые понижения представлены моренными западинами, зачастую незамкнутыми и образующими систему соединяющихся друг с другом ложбин (Лопатников, 1961; Спиридонов, 1971а, 1978).

Среди равнин основной морены выделяются грядовые формы холмистого рельефа краевой морены (Карандеева, 1957; Яковлев, 1963а; Спиридонов, 1971а; Государственная ..., 1999; Кротова-Путинцева, 2012; Государственная ..., 2016бг; Семёнова, 2016б). Холмы грядовых форм сильно отличаются от холмов основной морены: их плановые размеры редко превышают полкилометра, при этом высота относительно основания может достигать 20 – 30 м (Малаховский, 1989; Государственная ..., 1999). Гряды нередко имеют коренной цоколь в виде останцов доледникового рельефа (Асеев, Доскач, 1974; см. рис. 2.1.4).

Для приледниковой области последнего оледенения прослежена серия «полос» холмисто-грядового рельефа (Лопатников, 1961; Чеботарёва, Фаустова, 1969; Чеботарёва и др., 1982; Гаврюшова и др., 1982; Писарева и др., 1982 и др.). Одна из полос от возвышенности Оковский лес прослеживается на Старицу, Тверские гряды и далее на Калязин, Кашин (Кесовогорские гряды) и Даниловскую возвышенность. Эта область краевых форм принималась А.И. Москвитиным (1950) за границу выделяемого им калининского оледенения. Севернее её выделяют полосу Ильи горы – Лихославльская гряда

Рис. 2.4.2. Морфоскульптура приледниковой области поздневалдайского оледенения. Сост. И.Э. Введенская, с сокращениями (Асеев, Доскач, 1974). Условные обозначения: *Аккумулятивная ледниковая морфоскульптура*: 1 – расчленённые ледниковые и ледниково-морские равнины печорского типа с холмисто-грядовыми формами, 2 – сильно расчленённые холмисто-моренные возвышенные равнины валдайского типа с комплексом краевых ледниковых форм, 3 – сглаженные и волнистые моренные и водно-ледниковые равнины валдайского типа с



отдельными холмистыми формами, 4 – плоские озёрно-ледниковые низменные равнины ильменского типа, 5 – плоские зандровые низменные равнины верхневолжского типа, 6 – расчленённые моренные равнины прибалтийского типа с холмистыми формами (озы, друмлины, холмы, гряды), 7 – расчленённые грядовые экзарационно-аккумулятивные равнины карельского типа, 8 – волнистые морские, ледниковые и ледниково-морские низменности северного типа с локальными ледниково-холмистыми грядами и широким развитием мерзлотно-солифлюкционных форм, 9 – холмистые моренные возвышенности минского типа, сильно расчленённые эрозией, 10 – сглаженные моренные равнины верхневолжского типа со следами эрозионной переработки, 11 – увалистые моренные возвышенные равнины смоленско-московского типа, расчленённые эрозией, 12 – плоские или волнистые моренные возвышенности-плато северного типа с локальными ледниково-холмистыми грядами, осложнённые карстом и по краям глубоко расчленённые эрозией, 13 – плоские или волнистые моренные возвышенности-плато приокского типа, 14 – волнистые, преимущественно водно-ледниковые равнины вычегодского типа, слабо переработанные эрозией, 15 – волнистые водно-ледниковые и моренные равнины Северных Увалов со слабым эрозионным расчленением, 16 – волнистые зандровые равнины унже-ветлужского типа со следами слабого эрозионного расчленения, 17 – слабо расчленённые озёрно-аллювиально-зандровые равнины полесского типа, 18 – плоские, преимущественно озёрно-аллювиальные низменности северодвинского типа; *денудационная морфоскульптура*: 19 – возвышенности древних пенепленов тиманского типа, 20 – холмисто-увалистые возвышенности среднерусского типа, сильно расчленённые эрозией, 21 – сглаженные волнистые равнины окско-донского типа. Границы оледенений: 22 – валдайского, 23 – московского, 24 – днепровского.

– Бежецкий верх – Моркиногорская гряда. Пространство в пределах этих гряд длительное время рассматривалась как область калининского оледенения (Москвитин, 1950; Бреслав, 1968, 1971а,б и др., см. разд. 2.3), в последние годы инфраструктура краевых образований детально прослежена в т.ч. и с помощью космических снимков (Судакова, Антонов, 2019,

2021). Ещё одна полоса конечно-моренного рельефа простирается от Свиных гор далее на Вышневолоцкую и Покров-Коноплинскую гряды. Часть исследователей наиболее северную гряду относят к моренам валдайского, а не московского оледенения (Спиридонов, 1971а). К областям валдайского оледенения относили и крупнохолмистые образования междуречья рек Большой и Малой Коши (Чеботарева и др., 1961б; Чеботарёва, Недошивина, Столярова, 1961), однако согласно реконструкциям последних лет (Astakhov et al., 2016; Карпухина и др., 2020; Маккавеев и др., 2020) эти образование этих форм относят к времени московского оледенения. Особым образованием является Вышневолоцко-Новоторжский вал – меридионально вытянутая гряда с отторженцами коренных пород, расположенная на ледоразделе ледниковых потоков (Москвитин, 1940; Чеботарёва, Лехт, Судакова, 1982).

Водно-ледниковый рельеф чрезвычайно разнообразен и нередко затушёвывает исходные моренные образования (особенно в пределах Верхневолжской низины). Отмечается приуроченность водно-ледниковых равнин к понижениям доледникового рельефа (Асеев, 1967; рис. 2.1.3, 2.4.1). Наибольшее распространение имеют зандровые и озёрно-ледниковые плоские (а в бассейне нижней Вычегды волнистые и всхолмлённые) равнины, облекающие с дистальных сторон краевые моренные гряды (Лопатников, 1961; Спиридонов, 1971а; Государственная ..., 1999; Кротова-Путинцева, 2012; Государственная ..., 2016бг; Семёнова, 2016б). Зандровые равнины как правило переходят в ложбины и далее открываются в долины крупных рек (Чеботарёва и др., 1982). Озёрно-ледниковыми равнинами заняты многочисленные гляциодепрессии, часто заболоченные и без сохранившихся озёр (Лопатников, 1961; Малаховский, 1989). Широкое распространение озёрно-ледниковые равнины имеют в бассейне нижней Вычегды, являясь в том числе и наследием крупных приледниковых подпрудных озёр (Государственная..., 1999; Лавров, Потапенко, 2012; Семёнова, 2016б). Пояс более молодых, валдайских, зандровых равнин (Селижаровская, Вышневолоцкая, Среднемоложская, Судская и др.) выделяется по периферии валдайского оледенения (за исключением бассейна нижней Вычегды), при этом формируется пространственная связь «зандровая – равнина – долинный зандр – надпойменная терраса» (Асеев, 1965; Асеев, Доскач, 1974). По мнению А.А. Асеева (1965) это свидетельствует о малой роли поздневалдайских талых ледниковых вод в формировании рельефа приледниковой области.

Характерной особенностью приледниковой области поздневалдайского оледенения является в значительной степени развитая долинно-балочная сеть (Герасимов, Марков, 1939; Карандеева, 1957; Воскресенский 1968; Спиридонов, 1978). Долины крупных рек разработанные, имеют хорошо выраженные лестницы террас, которых выделяется до двух

– трёх. Долины Северной Двины, Сухоны, Вычегды наследуют древние доледниковые ложбины (Яковлев, 1963а); отдельные участки унаследования отмечаются и для современной долины Волги (см. разд. 2.1).

2.5. Климатические условия, почвенно-растительный покров и их изменение за последние 20 тыс. лет

Климатические условия последних 20 тыс. лет реконструируются в виде частых колебательных изменений температуры при направленном потеплении климата (Чеботарёва, Макарычева, 1974, 1982; Величко, Фаустова, 2009; Величко и др., 2017 и др.; рис. 2.5.1). Возраст максимального распространения льдов юго-восточной периферии Скандинавского ледникового покрова установлен для Тверской области в пределах 18 – 21 кал. т. л., для Архангельской 17 – 18 кал. т. л. (Astakhov et al., 2016). При этом отмечается (Величко, 1973), что максимум похолодания не совпадал с максимумом оледенения.

Максимум последнего оледенения определяется переходом от криогиротической к криоксеротической климатической стадии (Гричук, 1982), для которой реконструируются холодные и очень сухие (континентальные) условия (Величко, 1973), и, как следствие, низкая флювиальная активность (Панин, 2015). Растительный покров приледниковой области характеризуется гиперзональностью, деструкцией лесной зоны и «весьма своеобразной растительностью комплексного характера из сочетания тундровых, лесных и степных группировок» (Гричук, 1989, стр. 165). Выделяется т.н. перигляциально-тундровый тип растительности, представленный в бассейне верхней Волги тундровыми и степными ассоциациями с сосновым и берёзовым редколесьем (южным вариантом приледниковой растительности), а в бассейне нижней Вычегды тундровыми ксерофитными группировками с берёзовым и лиственничным редколесьем (северным вариантом приледниковой растительности, Гричук, 1989; 2002).



Рис. 2.5.1. Изменение растительности и положение края Скандинавского ледника в центральной части Восточно-Европейской равнины в позднем валдае по Величко и др., 2017.

Сопутствующее низким температурам иссушение климата стало причиной постепенной деградации ледникового покрова, которая происходила колебательно, соответствуя слабым кратковременным потеплениям и похолоданиям. Реконструируется несколько фаз (осцилляций) ледникового покрова, выделяемых по краевым образованиям ледникового рельефа – бологовской (максимальной), едровской, вепсовской, крестецкой, лужской и др. (Чеботарёва, Макарычева, 1974; Astakhov et al., 2016 и др.; рис. 2.5.2). В это же время (18 – 15 тыс. л. н.) в приледниковой области значительное

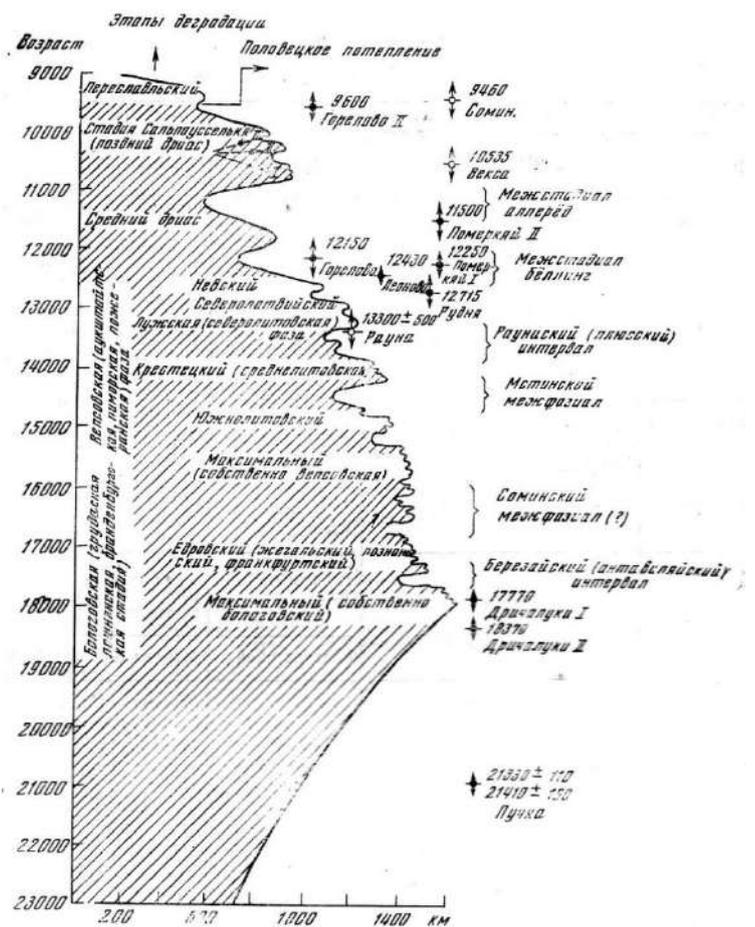


Рис. 2.5.2. Схема деградации валдайского оледенения (Чеботарёва и др., 1971 по Н.С. Чеботарёвой и И.А. Макарычевой, 1974). На временной шкале показан некалиброванный радиоуглеродный возраст.

распространение получает многолетняя мерзлота: развиваются полигональные системы с крупными клиновидными структурами, выделяемые в настоящее время в отложениях в качестве Ярославского криогенного горизонта (Величко, 1973; Величко, Бердников, Нечаев, 1982; Величко и др., 2002). Особенности морфологии руслового палеорельефа (т.н. большие палеоруслу, макроизлучины) свидетельствуют о многократном возрастании речного стока, увеличении флювиальной активности, выразившейся в усиленном врезании рек (Панин, 2015; табл. 2.5.1).

К раннему дриасу (16,9 – 14,7 кал. т. л.) значительные площади уже освободились ото льда, он сохранялся на территории Ленинградской и Псковской областей, а также республики Карелия (т.н. лужская, или карельская стадия; Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017). Приледниковые пространства были заняты тундровой и степной растительностью с берёзовым редколесьем. Последующие потепления бёллинг (14,7 – 14,1 кал. т. л.), и особенно аллерёд (13,9 – 12,7 кал. т. л.) значительно изменили характер природной обстановки (Величко и др., 2017). Повышение температуры (примерно до 1 – 2° ниже современных) привело к масштабной дегляциации Фенноскандии; в растительном

Таблица 2.5.1

Циклы углубления – выполнения/стабилизации флювиальной сети Восточно-Европейской равнины в конце позднего плейстоцена и голоцене (по А.В. Панину, 2015).

Номер цикла		Фаза	Возраст, МИС	Численный возраст, т. л. н.	Эпохи мощного стока
2	в, г	аккумуляция, стабилизация	середина МИС 2	~23 – 18	
3	а	врезание	конец МИС 2	18 – 12 (13)	Эпоха мощного стока 1
	б	аккумуляция	конец МИС 2 – начало (середина) МИС 1	12 (13) – 10 (6)	
	в	стабилизация	начало (середина) МИС 1 – настоящее время	10 (6) – наст. вр.	

покрове приледниковой области получили распространение редкостойные сосново-берёзовые и берёзовые леса, а в бассейне нижней Вычегды – с присутствием ели (Андреичева и др., 2015; Величко и др., 2017).

Глобальное похолодание позднего дриаса (12,7 – 11,7 кал. т. л.) сопровождалось сильнейшим снижением температуры (порядка 10° ниже современной в бассейне верхней Волги), сокращением распространившейся в бёллинге-аллерёде лесной растительности (вместо лесов – берёзовые, сосново- и елово-берёзовые редколесья с травянистыми и кустарниково-моховыми тундрами), а также развитием многолетней мерзлоты (фаза б Ярославского криогенного горизонта; Величко, Бердников, Нечаев, 1982; Величко и др., 2017). Рубеж позднего плейстоцена и голоцена характеризуется перестройкой флювиальных систем и переходной фазой флювиальной активности (Панин, 2015).

В раннем голоцене завершился распад гиперзонального комплекса и консолидация основных зон – тундровой, лесной и степной (Хотинский, Климанов, 2002). Произошло резкое сокращение тундровых сообществ и распространение лесной растительности: темнохвойных еловых лесов в бассейне нижней Вычегды (Андреичева и др., 2015) и берёзовых – в бассейне верхней Волги (Хотинский, Климанов, 2002). Для оптимума голоцена отмечается усложнение и дифференциация существующих зон растительности, появление в лесных сообществах широколиственных пород, прежде всего дуба, вяза и липы. Для бассейна верхней Волги характерен неморальный тип растительных сообществ на бурых лесных и дерново-подзолистых почвах (Хотинский, Климанов, 2002). Для бассейна нижней Вычегды отмечается господство южнотаёжных темнохвойных еловых лесов с примесью берёзы и широколиственных пород на дерново-подзолистых почвах (Андреичева и др., 2015). Для среднего голоцена отмечается низкая флювиальная активность (т.н. этап «малых палеорусел»), а для второй половины голоцена характерна

смена контрастных фаз высокой и низкой активности с общей тенденцией к возрастанию пиков (Панин, 2015).

Приледниковая область последнего оледенения в настоящее время располагается в умеренно-континентальной области умеренного климатического пояса (Национальный ..., 2007). Среднегодовое количество осадков составляет 600 – 700 мм/год с пиком в летние месяцы. Ясно выражена сезонность климата: лето тёплое и влажное (средняя температура июля +16...+18°C), зима прохладная и снежная (средняя температура января в бассейне верхней Волги –10... –12°C, в бассейне нижней Вычегды –14... –16°C). В зимнее время существует устойчивый снежный покров. Почвенно-растительный покров представлен еловыми и сосновыми среднетаёжными лесами на подзолистых почвах и подзолах (бассейн нижней Вычегды), еловыми южнотаёжными и елово-широколиственными подтаёжными лесами на дерново-подзолистых почвах (бассейн верхней Волги; Национальный..., 2007).

Рельефообразование в приледниковой области последнего оледенения обусловлено совокупностью физико-географических и геологических факторов и их изменениям в течение времени. Ведущее значение имеют особенности доледникового рельефа, четвертичная история развития поверхности, а также климатические и ландшафтные характеристики и их эволюция в течение последних 20 тыс. лет.

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Общие подходы и принципы исследования

В настоящем исследовании рельеф земной поверхности рассматривается не только как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил (Пенк, 1961; Симонов, Большов, 2002; Симонов, 2005), а, в понимании И.С. Щукина, как совокупность морфологических комплексов, обусловленных типами природной среды, где ведущими факторами рельефообразования являются климат, литология, структурные обстановки и положение на сфере Земли (Симонов, Большов, 2002). Взаимодействие этих факторов в той или иной степени является причиной формирования различных особенностей рельефа.

Методологической основой настоящего исследования является последовательная схема геоморфологических методов, предложенная Ю.Г. Симоновым (2005). На первом этапе важно получить полноценную характеристику морфологии рельефа исследуемой территории. По Ю.Г. Симонову (2005), любое исследование начинается с анализа морфологии. Изучение морфологии рельефа в полевых условиях опиралось на последовательность, предложенную А.И. Спиридоновым (1959): от элементов к формам и комплексам рельефа.

Получение полноценной характеристики морфологии рельефа является переходом к установлению генезиса рельефа – «выяснению происхождения отдельных форм и элементов рельефа, а также их комплексов» (Симонов, 2005, стр. 112). Помимо собственно геоморфологических методов на этом этапе привлечены геологические (главным образом литологические) методы исследования рыхлых отложений. В настоящем исследовании используется макроскопическое описание пород, текстурный и гранулометрический анализ.

Выявление генезиса рельефа порождает необходимость определения его возраста. По Ю.Г. Симонову (2005), ни одно современное геоморфологическое исследование не может обойтись «без определения возраста тех или иных геоморфологических событий» (Симонов, 2005, стр. 163). В.М. Дэвис (1962) считал время важным географическим элементом: малое количество времени от образования формы говорит о её юности, среднее – о её зрелости, очень большое – о её старости. Исходя из этого морфологические особенности рельефа уже дают некоторую информацию о его возрасте. Совместное образование форм рельефа и рыхлых толщ – морфолитогенез – позволяет определять возраст рельефа геологическими методами по коррелятным отложениям (Симонов, 2005). Основными используемыми подходами здесь являются правила стратиграфии, часть из которых установлена ещё Н. Стеноном (1957). В частности, в заведомо не нарушенных

толщах более молодые слои залегают на более древних. Развитие науки и технологий в настоящее время позволяет различными методами получить численный возраст отложений (Панин, 2014). В данной работе среди таковых методов используются радиоуглеродный и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ), которые будут охарактеризованы ниже.

Синтез знаний о рельефе, полученных в ходе изучения его морфологии, генезиса и возраста способствует выяснению его истории развития. При реконструкции истории развития основное внимание уделяется тому, «как, каким образом и благодаря каким изменениям внешних условий и факторов на данном месте возникает одна единственная последовательность изменений рельефа» (Симонов, 2005, стр. 284). В настоящей работе выделение основных этапов истории развития речных долин является конечной целью исследования.

3.2. Геоморфологические методы

Геоморфологическая съёмка является основным полевым методом геоморфологических исследований и позволяет получить всестороннюю геоморфологическую характеристику территории (Спиридонов, 1970). Для изучения объектов мезо- и микрорельефа следует использовать крупномасштабную геоморфологическую съёмку, сопровождающуюся изучением рыхлых отложений и современных рельефообразующих процессов.

Крупномасштабная геоморфологическая съёмка была выполнена для ключевых участков в долинах р. Волги (на территории Валдайской возвышенности и Верхневолжской низменности) и р. Вычегды в нижнем течении. Ведущим критерием для выбора участка долины в качестве ключевого являлось наиболее полное отражение особенностей её геолого-геоморфологического строения (Руководство..., 1976).

В пределах Валдайской возвышенности строение долины р. Волги детально изучено на двух ключевых участках: «Большая Коша» и «Ржев» (рис. 3.2.1). Ключевой участок «Большая Коша» располагается у устья рек Большой и Малой Коши, в окрестностях деревень Большая Коша, Большой Рог и Большое Коньшино Селижаровского района Тверской области. Выбор данного участка обусловлен рядом причин. Во-первых, согласно литературным источникам (см. подробнее разд. 4.1.1) здесь хорошо выражена лестница надпойменных террас р. Волги. Выше по течению устья р. Большой Коши (у д. Тростино) начинается вторая терраса, а непосредственно от устья реки – третья (наиболее высокая).



Рис. 3.2.1. Ключевые участки Валдайской возвышенности (показаны жёлтыми квадратами). Белая линия – максимальная граница поздневалдайского оледенения по Astakhov et al., 2016. Цифровая модель местности SRTM.

Ключевой участок «Ржев» располагается выше по течению г. Ржева, на его северо-западной окраине, в окрестностях деревень Сосновка и Верхний Бор. Морфология долины (форма поперечного профиля и особенно ширина долины) в Ржевско-Старицком Поволжье (см. подробнее разд. 4.1.1) в значительной степени отличается от предыдущего ключевого участка. Долина р. Волги сильно извилистая и имеет крутые борта с ограниченной выраженностью надпойменных террас. Поэтому выбранный ключевой участок имеет особое значение.

В пределах Верхневолжской низменности детальные геоморфологические работы проведены на ключевых участках «Сеславье» и «Рудина Слобода» (рис. 3.2.2). Ключевой участок «Сеславье» располагается в окрестностях деревень Сельцо Подъельшево, Сеславье, Моркино Городище Калининского района Тверской области. Особенности морфологии долины р. Волги на данном участке известны в литературе по работам В.Г. Хименкова, Г.В. Обедиентовой и др. (см. подробнее разд. 4.2.1). Противоречивость и неопределённость имеющихся данных о строении долины была ведущим фактором выбора этого места в качестве ключевого участка.

Выбор участка детальных исследований в долине р. Волги ниже г. Твери был осложнён ввиду затопления долины водами водохранилищ. В ходе маршрутного обследования долины от г. Твери до начала озёрной части Рыбинского водохранилища с учётом уже имеющейся информации о строении долины на разных участках (см. подробнее разд. 4.2.1) в качестве ключевого участка была выбрана территория в окрестностях погоста

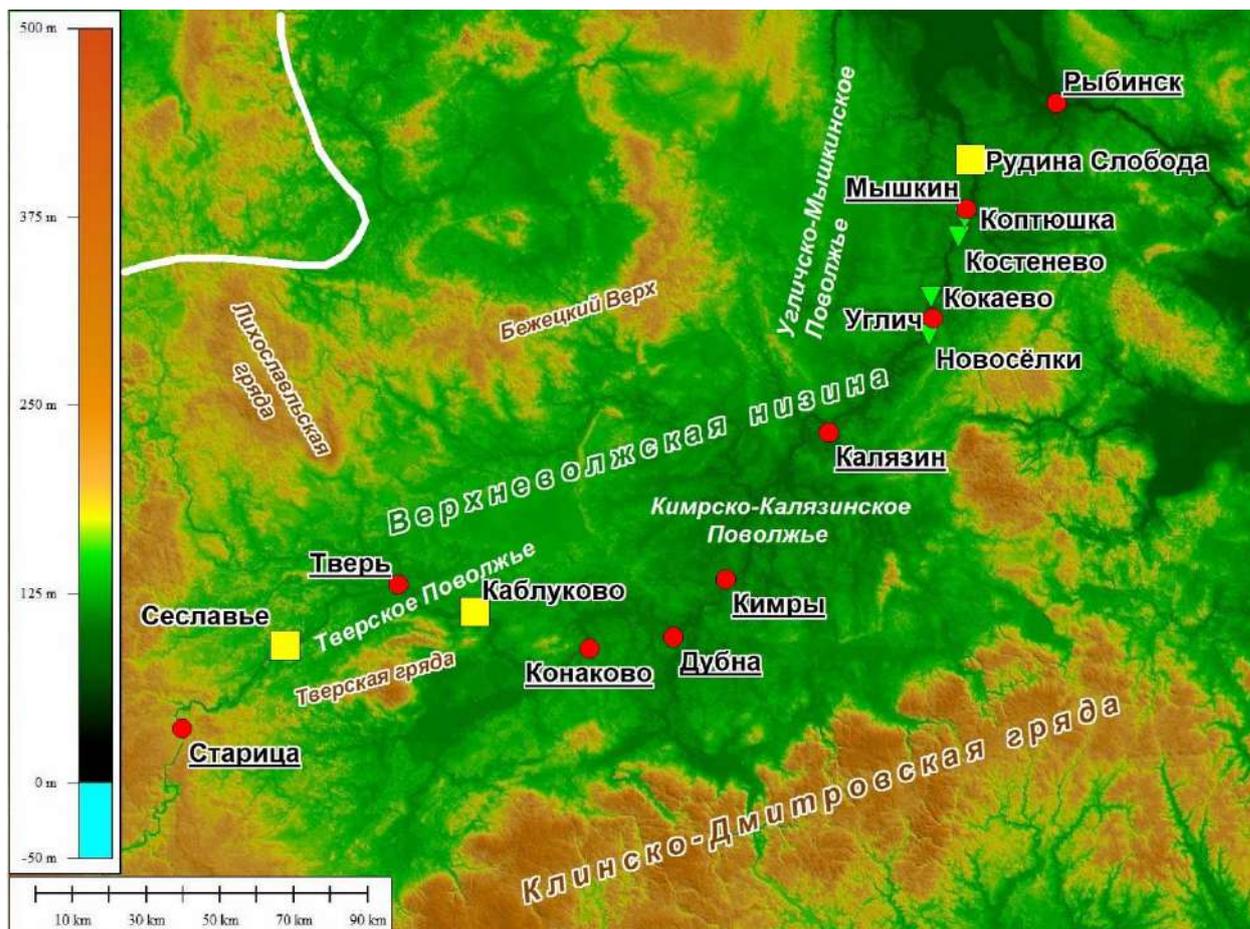


Рис. 3.2.2. Ключевые участки Верхневолжской низменности.

Жёлтыми квадратами показаны участки крупномасштабного геоморфологического картографирования и/или профилирования, зелёными треугольниками – отдельные разрезы и точки наблюдения. Белая линия – максимальная граница поздневалдайского оледенения по Astakhov et al., 2016. Цифровая модель местности SRTM.

Рудина Слобода (Мышкинский район Ярославской области). Кроме того, использованы данные о строении обнажений бортов Угличского и Рыбинского водохранилищ у деревень Новосёлки (Угличский район Ярославской области) и Коптюшка (Мышкинский район Ярославской области).

В нижнем течении долины р. Вычегды геоморфологические работы проводились путём маршрутного обследования на всём протяжении реки от г. Сыктывкара до г. Котласа (рис. 3.2.3). В ходе него производилась фиксация высотных уровней террасовидных поверхностей, исследование геологического строения в обнажениях, а также отбор образцов для определения возраста отложений.

Основа геоморфологических исследований – визуальные наблюдения (Спиридонов, 1970), поэтому на ключевых участках геоморфологическая съёмка осуществлялась именно путём визуального маршрутного обследования территории (рис. 3.2.4), основанного на предполевом анализе топографических, геологических и геоморфологических карт, космо- и аэрофотоснимков и иных (в т.ч. фондовых) материалов. В ходе геоморфологической



Рис. 3.2.3. Разрезы, изученные в ходе работ на нижней Вычегде (показаны красными квадратами). Цифровая модель местности ASTER GDEM.

съёмки применялся подход последовательного изучения рельефа А.И. Спиридонова (1959): сначала устанавливалось положение в пространстве, очертания и размеры элементов, а затем форм рельефа. Особенно тщательно фиксировались террасовидные формы рельефа: их плановые и профильные очертания, параметры, изменчивость по простиранию. Формы рельефа рассматривались не отдельно, а в сопряжении друг с другом: выявлялись их общие признаки, закономерности распределения, соотношение с формами более мелкого и крупного порядка, что позволяло выделять комплексы форм рельефа.

В точках наблюдения отмечалась геоморфологическая ситуация, подробно описывалась морфометрическая и морфографическая характеристика рельефа, а также проявления действующих геоморфологических процессов. Описания дополнялись информацией о подстилающих отложениях, различными графическими изображениями (зарисовками, профилями и др.), а также фотографиями, что позволяло наглядно передать характерные особенности геоморфологических объектов и подчеркнуть главную информацию (Спиридонов, 1970). Для каждой точки



Рис. 3.2.4. Геоморфологическая съёмка ключевого участка «Сеславье» (фото А.С. Третниченко)

наблюдения производилась геодезическая привязка по топографическим картам и планам, а также с помощью GPS-приёмников.

Геолого-геоморфологические профили. Результаты геоморфологической съёмки и геологических работ обобщались на геолого-геоморфологических профилях. Геолого-геоморфологические профили позволяют связать геологические данные с формами и элементами рельефа. Анализ геолого-геоморфологических профилей позволяет установить, как развивался рельеф на протяжении геоморфологической истории (Спиридонов, 1970).

Для отображения действующего рельефа в формате высокой точности часть профилей на ключевых участках Валдайской возвышенности была пройдена инструментальной съёмкой под руководством геодезиста Е.В. Селезнёвой. На залесённых участках тахеометрическая съёмка производилась с помощью электронного тахеометра с однопризменным отражателем Leica и телескопической вехи; на незалесённых – с помощью комплекта двухчастотных приемников спутникового позиционирования (GPS/Glonass) Leica Geosystems серии 1200. Обработка результатов производилась в программе Leica Geo Office.

На ключевых участках Верхневолжской низины построение контура рельефа производилось по крупномасштабным топографическим картам с привлечением данных геодезической съёмки с помощью дифференциального GPS-приёмника EFT M4, выполненной к.г.н. А.Л. Захаровым (ИГ РАН).

Соотношение вертикального и горизонтального масштабов на построенных геолого-геоморфологических профилях составляет 1:20. Такой масштаб позволяет визуально отобразить основные черты долины – форму её поперечного профиля, выраженность надпойменных террас, а также геологическое строение.

После получения гипсометрической линии профиля на неё наносились геологические данные: разрезы, полученные в ходе буровых и шурфовочных работ, а также архивные скважины по материалам Росгеолфонда (Геологическое строение ..., 1961; Промежуточный отчёт ..., 1957аб и др.). После этого были выделены отдельные слои, пачки и комплексы отложений. Выделение производилось на основе свойств отложений: гранулометрического состава, цвета, текстуры, положения в пространстве (как по латерали, так и по глубине). Для комплексов отложений устанавливалось происхождение (генезис) и относительный возраст. Составленные геоморфологические профили сопоставлялись с опубликованными и фондовыми материалами и анализировались.

Геоморфологические карты. Географическая карта – уникальный источник информации, показывающий пространственное распространение тех или иных объектов. С

помощью карты наглядно и ёмко можно представить образ рельефа исследуемой территории. Карта, по словам А.И. Спиридонова является «равноправным самостоятельным средством исследования, незаменимым орудием познания и практической деятельности на каждом этапе изучения, освоения и видоизменения человеком земной поверхности» (1970, стр. 54).

Для ряда ключевых участков были созданы общие крупномасштабные геоморфологические карты, отражающие основные черты морфологии, генезиса и возраста рельефа. Легенды карт составлены по морфогенетическому принципу. Качественным фоном показаны основные крупные генетические типы рельефа – ледниковый и водно-ледниковый рельеф междуречий и флювиальный рельеф долин рек Волги и Вычегды и их притоков. Иные генетические типы рельефа (эоловый, антропогенный) показаны способом ареалов и линейных знаков соответственно. На каждую геоморфологическую карту нанесены изогипсы через каждые 5 м (дополнительные – через 2,5 м).

Под междуречьями в настоящей работе понимаются участки поверхности, расположенные между долинами двух рек (Философов, 1955, по Ананьеву, 1992). Выделение вершинных поверхностей и склонов междуречий в данной работе не приводится, ибо это не входит в задачи исследования. В пределах междуречий отмечается наличие малых эрозионных форм, а также распространение эолового и, в ряде случаев, антропогенного рельефа.

В качестве речных долин в данной работе рассматриваются отрицательные линейно вытянутые формы, образовавшиеся в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности постоянного водотока – реки (Щукин, 1980). Внутри речных долин выделены эрозионные склоны (как коренные, так и уступы поймы и террас), а также площадки поймы и надпойменных террас. Под поймой понимается «... часть дна речной долины, выстланная современным аллювием, затопляемая в половодье и поднятая над меженным уровнем» (Щукин, 1980, стр. 344). В настоящем исследовании отнесение тех или иных поверхностей к пойме происходило под действием как гидрологических (по Н.И. Маккавееву, Р.С. Чалову и др.) критериев, так и историко-генетических, предложенных А.В. Паниным (2015). Такой подход позволил различить собственно пойменные террасы от более древних аллювиальных образований, в настоящее время затопляемых половодьем и перекрытых с поверхности современным пойменным аллювием (т.н. наложенные поймы (Чалов, 2017)).

К речным террасам отнесены «выравненные площадки различной ширины, отделённые друг от друга более или менее чётко выраженными в рельефе уступами ... и протягивающиеся на десятки и сотни километров вдоль бортов долины, в строении которых принимают участие аллювиальные отложения» (Рычагов, 2006, стр. 194 – 195). Особую

важность при выделении террас имело сочетание исследования их морфологии и геологического строения. Значительное внимание было уделено выявлению уступов террас и их морфологической выраженности. Масштаб геоморфологических карт в ряде случаев не позволял показывать уступы террас качественным фоном, поэтому они отображены линейными знаками.

Цветовая гамма выделов качественного фона геоморфологических карт придерживается традиционных представлений (Спиридонов, 1970). Формы и элементы ледникового и водно-ледникового рельефа окрашены в сиреневый цвет, флювиального аккумулятивного в оттенки зелёного до жёлтого, флювиального эрозионного в оттенки коричневого, формы и комплексы эолового рельефа имеют бежевый цвет.

3.3. Геологические методы

Использование геологических методов при геоморфологических исследованиях позволяет получить обстоятельную и полноценную информацию о строении и свойствах горных пород, слагающих ту или иную форму рельефа, что является необходимым для восстановления истории развития рельефа (Спиридонов, 1970).

Шурфование, расчистка обнажений и бурение. Для детального изучения приповерхностных отложений наиболее распространённым является метод заложения шурфов (на горизонтальных, субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях) и расчисток (на крутых уступах и склонах, рис. 3.3.1). Такой метод позволяет достаточно подробно изучить поверхностные толщи и получить информацию об особенностях слагаемых отложений. Расчистка должна вскрывать отложения в ненарушенном залегании и располагаться в наиболее типичном участке исследуемого объекта (Руководство..., 1976). В ходе работ шурфы были заложены на субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях как в долинах рек, так и на междуречье. Средняя глубина шурфов составляет 2 м. Расчистки закладывались на крутых склонах: в бортах речных долины, оврагах, уступах террас.



Рис. 3.3.1. Расчистка обнажения Байка на р. Вычегде в нижнем течении (фото В.В. Королёва)

Для увеличения глубины получаемого геологического разреза (а также в тех местах, где шурфование затруднено (например, в заболоченных старицах)) производилось бурение – как ручное, так и механическое. Ручное бурение выполнялось с помощью бурового набора Eijgelkamp с различными видами пробоотборников: полуцилиндрического (ложкой) длиной 50 и 30 см и диаметром 3 см, пробоотборником Эйдельмана длиной 25 см и диаметром 7 см. Ручное бурение производилось на глубину от 2 до 6 м. Полученные керны детально описывались и фотографировались.

Механическое бурение выполнялось с помощью буровой установки УКБ 12/25, закреплённой на автомобиле ГАЗ-27527 «Соболь» (рис. 3.3.2) и буровой установки «Pride Mount 80», закреплённой на автомобиле УАЗ-3303 «Головастик» (рис. 3.3.3), модернизированным шнековым способом под руководством оператора А.Ю. Качалова. При бурении



Рис. 3.3.2. Буровая установка УКБ 12/25 (фото Н.С. Назаровой).

использовались шнеки диаметром 50 и 80 мм. Механическое бурение позволяет получить геологическую информацию с больших глубин, нежели при шурфовании и ручном бурении, при этом затрачивается заметно меньше физической силы. К тому же, буровая установка менее прихотлива к вскрываемым отложениям, непроходимыми для неё остаются (в используемых условиях) лишь толщи, сложенные очень грубыми обломками (от крупной гальки/щебня и более). Наибольшая глубина скважин механического бурения составляла 20 м.

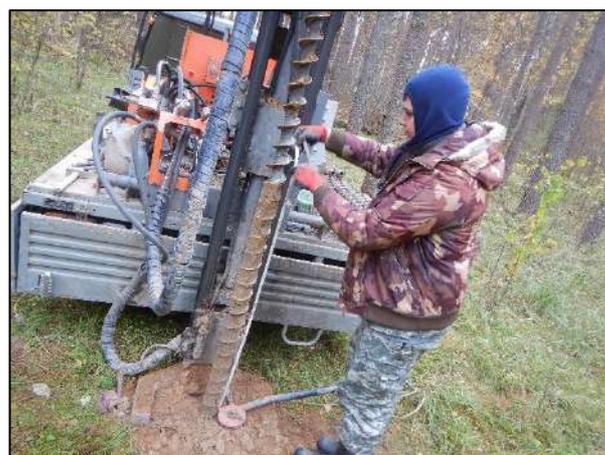


Рис. 3.3.3. Буровая установка «Pride Mount 80» (фото автора)

Макроскопическое описание разреза. Осадки – один из важнейших источников информации об истории развития рельефа, поэтому полевое макроскопическое описание должно максимально «отчётливо и объективно характеризовать отложения, условия их залегания и содержащиеся в них включения» (Руководство ..., 1976, стр. 25).

Описание разрезов рыхлых отложений производилось на основе рекомендаций, изложенных в Руководствах по изучению новейших отложений (1976, 1987) по следующему плану. Толща отложений подразделялась на слои, пачки, прослои, для

которых указывались глубины и мощности. Для каждого слоя определялся вещественный состав, цвет и структура. Особое внимание уделялось крупности частиц, их количественному соотношению и изменению по вертикали или в пространстве. Производилось описание текстурных особенностей – слоистости (рис. 3.3.4) и нарушений



Рис. 3.3.4. Текстуры рыхлых отложений: слева – косослоистый аллювий террасы (фото Е.О. Мухаметшиной), справа – тонкогоризонтальнослоистые нивейно-эоловые отложения (фото автора).

(трещин, деформаций, смятий). Определялось процентное соотношение обломочных включений, а также их характер (окатанность, угловатость, распределение в породе). Органические включения представляли особый интерес, прежде всего в качестве материала для датирования. Учитывалась информация о плотности и влажности толщ. Определялся характер границ слоёв и переходов к нижележащим слоям. Для каждого слоя в полевых условиях указывался предполагаемый генезис и возраст отложений. Все полученные разрезы фотографировались, для особо важных и полных разрезов выполнялись зарисовки. После описания разрезов производился отбор образцов на различные виды анализов (гранулометрический, радиоуглеродный, ОСЛ).

Литологические методы. Формирование рельефа неразрывно связано с накоплением осадка, поэтому для понимания истории развития рельефа необходимо комплексное исследование слагающих его отложений. Литологические методы помогают установить области сноса и аккумуляции осадка, условия образования и генезис форм рельефа (Спиридонов, 1970).

Гранулометрический анализ – это определение крупности частиц, составляющих те или иные отложения (Шеремецкая, Алексеева, 2012). Размер частиц является важным структурным признаком рыхлых горных пород, так как он отражает динамические условия переноса и отложения материала (Спиридонов, 1970). Проведение гранулометрического анализа позволяет определить обстановки и условия в момент осадконакопления, а также проследить изменение динамики среды во времени (Шеремецкая, Алексеева, 2012).

Отбор образцов для проведения гранулометрического анализа производился в ходе полевых работ при шурфовании. Образцы отбирались из кровли и подошвы слоёв, выделенных при полевом описании стенки разреза, внутри слоёв – через 10 см; это необходимо для получения целостной и «прерывно-непрерывной» гранулометрической картины толщи. Отбор образцов производился снизу вверх: это позволяло уменьшить попадание частиц из другого слоя на образец. Стандартный размер образца – 200 г.

Для получения наиболее детального результата и получения полной информации о свойствах исследуемых отложений была использована многофракционная шкала В.П. Батурина. Границы фракций по этой шкале отражают физические свойства отложений. Так, граница алеврит – глина (0,0005 мм) соответствует верхней границе преобладания глинистых минералов и характерного проявления процессов коагуляции и броуновского движения. Граница алеврит – песок (0,05 мм) определяется как граница различающегося способа перемещения частиц (частицы размером $> 0,05$ мм перемещаются преимущественно во влекомом состоянии (по дну), а частицы размером $< 0,05$ мм – во взвешенном). Верхняя граница песка (2 мм) отвечает смене реакции частицы на движение в водном потоке. Использование многофракционного анализа позволяет выделить тонкие особенности отложений на уровне фаций и подфаций (Шеремецкая, Алексеева, 2012).

Гранулометрический анализ отложений производился автором диссертации в литологической лаборатории кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова под руководством Е.Д. Шеремецкой. Отобранные при полевых работах образцы были высушены; для определения гранулометрического состава бралась навеска 50 г (1/4 от полного образца, отобранного при полевых работах). При значительном количестве крупных фракций (размер частиц более 10 мм) анализу подвергался весь образец целиком.

Выполнение анализа состояло из двух этапов. На первом этапе производился сухой рассев вручную (фракции до 2 мм) и с помощью виброгрохота Fritsch Analysette 3 PRO (до фракции 0,1 мм; частота 15, амплитуда 3 мм, продолжительность 30 минут; погрешность измерений 8%; рис. 3.3.5, слева). Определение гранулометрического состава частиц $< 0,1$ мм из скв. 15024_Ш13 производилось методом лазерной гранулометрии с помощью лазерного дифракционного анализатора частиц Fritsch Analysette 22 Comfort (рис. 3.3.5, справа). Для диспергации частиц образец обрабатывался 4%-ным раствором пиррофосфата натрия. Стоит отметить, что используемый лазерный анализатор частиц в результате выдаёт объёмную долю по фракциям, а при сухом расसेве мы получаем массовую долю. Для унификации результатов был использован



Рис. 3.3.5. Оборудование для гранулометрического анализа. Слева – виброгрохот Fritsch Analysette 3 PRO для сухого отсева, справа – лазерный дифракционный анализатор частиц Fritsch Analysette 22 Comfort (фото автора).

наиболее доступный (но, к сожалению, менее достоверный) способ пересчёта: масса фракции $< 0,1$ мм принималась как 100% объёма этой же фракции. Такой пересчёт был произведён в том числе и для того, чтобы была возможность сопоставления полученных результатов гранулометрического анализа с анализом, произведённым в ходе Второй Большекошинской практики таким же способом (Отчёт..., 2015).

Обработка результатов производилась графическим способом в программе MS Excel, где были построены нормированные линейчатые диаграммы с накоплением. Была разработана специальная цветовая шкала для более удобного восприятия результатов: чёрно-серые цвета были отданы крупным частицам (> 2 мм), красные, оранжевые и жёлтые – частицам песчаной размерности, зелёные – алевроиту, голубые и синие – глине.

3.4. Геохронологические методы

Определение возраста рельефа является важнейшей задачей геоморфологических исследований: именно эта информация помогает составить представление об истории формирования земной поверхности (Спиридонов, 1970). Существует несколько способов определения возраста рельефа, одним из которых является определение абсолютного возраста слагающих его толщ. Для решения геоморфологических задач применяются сидерические и радиометрические методы (Панин, 2014). В настоящей работе для определения возраста рельефа использовались методы датирования отложений по радиоуглероду и оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ).

Радиоуглеродное датирование – один из радиометрических методов численного датирования, позволяющий получить достоверный возраст до 40 тыс. лет (Панин, 2014). Метод основан на изменении концентрации среди атомов углерода радиоактивного изотопа

^{14}C в мёртвом органическом веществе. При участии этого изотопа в геохимическом круговороте, его концентрация соответствует содержанию в атмосфере. При отмирании живого организма круговорот прекращается, содержание нерадиоактивных изотопов углерода остаётся стабильным, а радиоактивного ^{14}C начинает снижаться за счёт распада. Измерение остаточного количества ^{14}C в органическом веществе и сопоставление его с некоторым начальным (стандартным) значением даёт возможность рассчитать время, прошедшее с момента отмирания организма. Обнаружение в отложениях захороненного (погребённого) органического вещества и расчёт времени, прошедшего с его гибели (как правило, оно совпадает со временем захоронения в осадке) даёт возможность получить численный (количественный) возраст отложений (Панин, 2014).

Образцы, предназначенные для радиоуглеродного датирования, должны содержать достаточное количество органического материала (остатки древесины, растений, угли, кости, гумус). Поэтому объём отбираемого образца зависит от его сущности и способа датирования (Панин, 2014). Для датирования сцинтилляционным способом достаточно 200 г древесины, 300 – 500 г торфа, однако почвы потребуется не менее 1 кг (а лучше 2 – 3 кг). При датировании способом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) образца требуется значительно меньше (максимальное количество требуется для датирования почвы – несколько грамм).

В настоящей работе методом радиоуглеродного датирования был определён возраст органических включений пойменного аллювия р. Волги. Предподготовка большинства образцов производилась непосредственно автором в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института Российской Академии Наук (ГИН РАН) под руководством к.г.-м.н. Н.Е. Заречкой. Радиоуглеродное датирование производилось в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН /индекс ГИН/, Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана имени В.П. Кёппена СПбГУ /индекс ЛУ/ и ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института Географии РАН /индекс IGAN_{AMS}/. Калиброванный возраст получен с помощью онлайн сервиса OxCal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) с использованием калибровочной кривой IntCal 20 (Reimer et al., 2020).

Датирование методом опико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) – в настоящее время один из основных методов получения численного возраста с пределом до 100 000 – 200 000 лет, а в отдельных случаях и до 500 000 лет (Панин, 2014). Помимо более продолжительного предела датирования, по сравнению с радиоуглеродным методом, ОСЛ позволяет получать количественный возраст «немых» с точки зрения углерода толщ – так как для определения возраста используются частицы кварца или полевого шпата. В

дефектах кристаллической решётки этих минералов – «электронных ловушках» – накапливаются свободные электроны, образующиеся в результате слабого радиационного воздействия радиоактивных изотопов. При освещении дневным светом такие ловушки обнуляются, а при прекращении действия света (например, при погребении осадков) накопление люминесцентного сигнала начинается по новой. Накопленный люминесцентный сигнал пропорционален времени, прошедшему с последнего засвечивания. Сущность метода заключается в измерении естественного люминесцентного сигнала, дальнейшего облучения образца для получения функции роста сигнала и последующего расчёта возраста. Значительное влияние на определение возраста отложений методом ОСЛ имеет их влажность, которая может значительно изменяться во времени. Это нужно учитывать при интерпретации дат (Панин, 2014).

Образцы для датирования методом ОСЛ должны быть отобраны в непрозрачные пакеты или трубки из свежезачищенной стенки на расстоянии не менее 20 см от границы слоя (ибо разные слои имеют разные радиационные свойства; рис. 3.4.1). При отборе важно не допустить засветки образца дневным светом. Отбираются преимущественно песчаные и алевритистые осадки, состоящие преимущественно из кварцевых и полевошпатовых частиц.



Рис. 3.4.1. Отбор образцов аллювия террасы на ОСЛ-датирование (фото А.С. Третниченко)

В настоящей работе методом ОСЛ был определён возраст аллювиальных отложений надпойменных террас и подстилающих их водно-ледниковых отложений песчаного состава, а также приповерхностных алевритистых отложений междуречий. ОСЛ-датирование производилось в Лаборатории люминесцентного датирования Института физики Силезского технологического университета (г. Гливице, Польша) /индекс GdTL/, а также в Северной лаборатории люминесцентного датирования Факультета естественных

наук Орхусского университета (г. Орхус, Дания) /индекс Risø/. Предподготовка ряда ОСЛ-образцов была выполнена непосредственно автором диссертации под руководством А.А. Мареевой в совместной лаборатории ОСЛ-датирования ИГ РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова.

3.5. Выявление воздействия гляциоизостатических деформаций на речные долины

В настоящее время при исследовании воздействия гляциоизостатических деформаций на речные долины применяется два подхода (см. разд. 1.4). Первый заключается в детальном изучении истории долин и последующем сопоставлении его результатов с данными гляциоизостатического моделирования (Busschers et al., 2007; Wickert et al., 2019). Второй подход предполагает моделирование продольных профилей долин, подвергавшихся воздействию гляциоизостаии, и последующий поиск смоделированных изменений в полевых условиях (Stanford et al., 2016).

В данной работе основным методом выявления воздействия гляциоизостатических деформаций на речные долины является создание совмещённых продольных профилей русла рассматриваемых рек, а также надпойменных террас.

Продольный профиль русел рек был вычерчен по топографическим картам масштаба 1:100 000 и 1:200 000. Для участков долины р. Волги, покрытых водами водохранилищ использовались карты глубин водохранилищ, лоцманские карты, а также топографические карты акватории водохранилищ до затопления (из открытых источников). Совмещённые продольные профили надпойменных террас для долины р. Волги вычерчивались на основании собственных и литературных геоморфологических данных о строении долины на разных её участках. В качестве уровня надпойменных террас использовался уровень их бровок относительно уреза (для затопленных участков долины – до затопления).

Построение аналогичной серии продольных профилей для долины р. Вычегды в нижнем течении было сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, надпойменные террасы р. Вычегды имеют сложное геологическое строение, что связано с особенностями истории развития долины. Во-вторых, в долине р. Вычегды большое развитие имеют эоловые процессы, при этом мощность эоловых отложений может значительно увеличивать истинную высоту террасы. Указанные особенности делают практически невозможной корреляцию высотных уровней террас по высоте их бровок или площадок. Для построения продольных профилей была использована высота кровли аллювия соответствующей террасы с учётом временной корреляции разрезов.

Анализ кривых продольных профилей и террас позволяет выявить воздействие гляциоизостатических деформаций – их проявление должно находить отражение в рисунке кривых. Прогибание и последующее компенсационное воздымание приледниковой области изменяет кривую продольного профиля террасы. Так, для реки, текущей в направлении от границы оледенения, в верховьях должно фиксироваться увеличение высоты террасы относительно современного уреза, так как она формировалась в условиях приледникового прогиба, а затем гляциоизостатическим воздыманием была приподнята вверх. Для реки, текущей в направлении к границе оледенения такое увеличение высоты террасы характерно для низовьев. Соответствие продольных профилей террас друг другу и профилю современного уреза свидетельствует о равномерном врезании реки на всём протяжении и отсутствию воздействия сторонних факторов.

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН В ПРИЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

4.1. Долина р. Волги в пределах Валдайской возвышенности

4.1.1. Общая характеристика долины¹

В пределах Валдайской возвышенности р. Волга протекает в субмеридиональном направлении. Исток р. Волги располагается в северо-западной части Тверской области, около д. Волговерховье Осташковского района. Далее река протекает через Верхневолжские озёра: Стерж, Вселуг, Пено и Волгó. В 5 км ниже по течению последнего оборудована плотина – Верхневолжский бейшлот, которая объединяет все озёра в единое Верхневолжское водохранилище. На 120 км от истока принимает левый приток – Селижаровку, которая по водности не уступает Волге. При течении по Валдайской возвышенности наиболее крупными притоками Волги являются Большая Коша, Итомля (левые), Тудовка, или Молодой Туд, и Вазуза (правые). За исключением Верхневолжских озёр сток реки на этом участке не зарегулирован.

Первые исследования Волжской долины в пределах Валдайской возвышенности связаны с именем А.И. Оливьери (1841). На рубеже XIX – XX вв. геологические и географические работы в Верхневолжье также проводили А.Ю. Дитмар, И.И. Лагузен, С.Н. Никитин, В.Г. Хименков и другие (Кадек, 1940). Первые полноценные геоморфологические работы в Верхневолжье связаны с Калининской экспедицией НИИ Географии МГУ под руководством А.А. Борзова (Синюгина, 1938; Карандеева, 1938 и др.) и Верхневолжской экспедиции ГЭ НИИ ЛГУ под руководством К.К. Маркова (1940). Начиная с этого времени всю историю геоморфологических исследований долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности можно разделить на три этапа: довоенный (первые геоморфологические описания долины), послевоенный (время крупномасштабных геологических съёмок и детальных исследований (Отчёт..., 1958; Отчёт..., 1959аб; Промежуточный отчёт..., 1957аб и др.) и третий этап второй половины XX – начала XXI вв. (обобщение имеющихся знаний; Обедиентова, 1975, 1977; Бреслав, 1971б и др.).

В первой половине XX века геоморфологические описания долины р. Волги производились на отдельных участках разными исследователями. От истока до пгт Селижарово долина р. Волги протекает «по широкой, низкой песчаной равнине», а

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

Баранов Д.В. Геоморфология долины верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность) // Геоморфология, том 52, №4, 2021, стр.3 – 14. DOI: 10.31857/s0435428121040039

коренные и четвертичные породы подходят довольно близко к поверхности (Синюгина, 1938). Характер долины морфологически однороден и отличается широким меандрирующим руслом, узкой поймой и узкой I надпойменной террасой (высотой 3 – 4 м над урезом).

Ниже по течению пгт Селижарово характер долины р. Волги сильно изменчив: до д. Лошаково, а также в окрестностях д. Ельцы это узкая (порядка 500 м) долина с крутыми склонами, в устье Большой Коши долина же расширяется до 1,5 км; прослеживается одна надпойменная терраса на высотах от 5 – 8 до 10 – 15 м. Для этого участка характерны резкие изгибы долины, выходы в русле коренных известняков, приводящих к образованию «первого волжского порога», узкая и плохо сформированная пойма, маломощность аллювия надпойменных террас.

Ниже д. Ельцы и до г. Старицы долина имеет асимметричное строение, ясно выражена пойма и три надпойменные террасы на всём их протяжении (Карандеева, 1938; рис. П1.3). Пойма р. Волги на этом участке развита слабо и встречается фрагментарно; имеет высоту 2 – 3 м, ширину от 20 до 100 м и в большинстве своём цокольная. Почти на всём протяжении участка присутствует I надпойменная терраса, которая имеет высоту 7 – 8 м и ширину от 100 до 300 м. Вторая терраса возвышается над урезом реки на 17 – 18 м и имеет различную ширину – от полного выклинивания до 1 – 2 км. Поверхность террасы неровная, «осложнена всхолмлениями, достигающими 3 – 5 м высоты» (Карандеева, 1938, стр. 106). Терраса сложена «светло-жёлтыми кварцевыми песками средней зернистости, хорошо отсортированными, с редкими включениями гальки» (Карандеева, 1938, стр. 106), которые подстилаются либо коренными породами, либо мореной и флювиогляциальными песками. Особенности геологического строения уступа террасы позволяют отнести её к цокольному типу.

III надпойменная терраса прослеживается не на всём протяжении долины, отделена от II НПТ хорошо выраженным уступом и имеет высоту 25 – 30 м над урезом реки. Ширина террасы варьирует от 200 – 300 м до 2 – 4 км; переход площадки террасы к междуречью постепенный. Маломощный (2–5 м) песчаный аллювий террасы залегает на коренных породах или четвертичных ледниковых отложениях. Третья терраса также отнесена М.В. Карандеевой (1938) к типу цокольных.

Схожее строение долины указывает и И.И. Трофимов (1940) для участка у с. Родня (в 20 км выше г. Старицы). Им выделяется пойма на высоте 6 – 7 м над урезом, а также три уровня надпойменных террас (рис. П1.14). Средняя высота первой террасы около 11 м, а максимальная ширина достигает 4,5 км; на её поверхности развиты дюны высотой до 3 – 4 м. Вторая надпойменная терраса прослеживается на уровне 17 м, снижаясь к тыловому

шву до 15 м; она значительно уступает первой террасе по ширине. Третья терраса зарегистрирована И.И. Трофимовым (1940) на высотах 38 – 40 м (до 45 м) над урезом, где отмечена её значительная ширина (3,5 км) и плавное сочленение с междуречными пространствами. Формирование аллювия всех террас отнесено И.И. Трофимовым к вюрмскому (валдайскому) времени).

В окрестностях г. Старицы долина р. Волги кардинально изменяет своё строение: она резко сужается до первых сотен метров, верхние террасы исчезают, низкая терраса и пойма развиты слабо, в крутых бортах долины выходят коренные породы (Карандеева, 1938; рис. П1.15). Этот каньонообразный участок долины р. Волги получил в литературе название «Старицкие ворота». По степени разработанности долины и степени освоенности водоразделов М.В. Карандеева (1938) делает вывод о значительной молодости «Старицких ворот» по отношению к участку долины выше него по течению.

Значительное количество обнажений по берегам Волги, к сожалению, лишенных геоморфологической привязки, описано В.Г. Хименковым (1934). Интерес представляет лишь обнажение «Сыпучая гора» в нижнем течении р. Большой Коши по левому берегу, где на высоте 15 – 17 м над урезом (Волги) вскрыта 3-метровая толща грубозернистых песков, насыщенных обломочным материалом, и подстилаемых мощной (5 – 6 м) толщей валунного суглинка, определяемого как морена московского оледенения. В основании разреза описаны косослоистые пески, местами с прослоями супеси и суглинка, а по урезу – плотные валунные суглинки с щебнями известняка и кремня (т.н. «нижняя морена»). В дальнейшем геологическое строение этой поверхности в целом было подтверждено многими исследователями, при этом отмечено сложное строение этого обнажения (Марков, 1940; Отчёт Селижаровской..., 1958; Отчёт ..., 1959а; Чеботарёва и др., 1961в; рис. 4.1.1).

Более детальные исследования позволили установить ещё один горизонт морены – маломощный (не более 2 м), залегающий на глубине около 2 – 3 м от поверхности (Отчёт ..., 1959а; Чеботарёва и др., 1961). Также установлено, что кровля т.н. «нижней морены», вскрываемой вдоль уреза (Хименков, 1934; Отчёт Селижаровской..., 1958), ниже

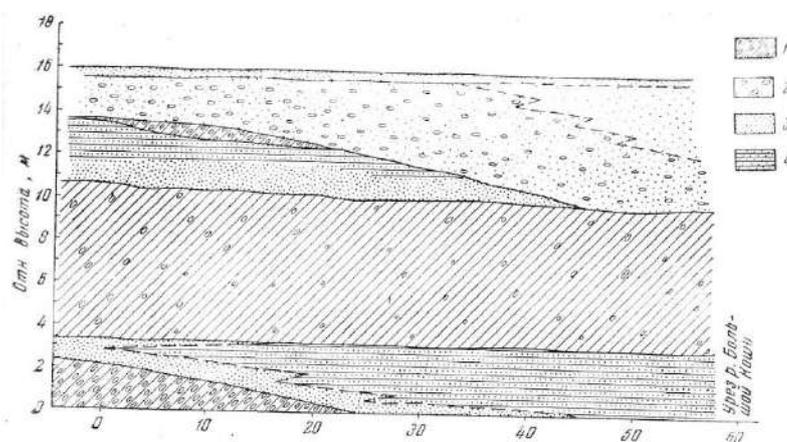


Рис. 4.1.1. Обнажение «Сыпучая гора» по левому берегу р. Большой Коши в д. Большая Коша (Чеботарёва и др., 1961в). Условные обозначения: 1 – валунный суглинок, 2 – песок с гравием и галькой, 3 – тонкозернистый песок, 4 – глины, переслаивающиеся с песками и супесями.

по течению р. Большой Коши опускается под уровень реки (Чеботарёва и др., 1961в; рис. 4.1.1). В более поздних работах «нижняя морена» рассматривается как окская, залегающая над ней мощная ледниковая толща как днепровская, а маломощная, частично размытая, верхняя – как московская.

К.К. Марковым (1940) также изучено геологическое строение одной из террас р. Волги у устья р. Большой Коши, где скважиной вскрыта мощная 15-метровая песчаная толща, подстилаемая ленточными глинами (рис. П1.1). К.К. Марков называет эту террасу боровой и считает первой надпойменной, однако указывает, что по мнению других исследователей она является второй надпойменной.

В 1950-е годы долина р. Волги и окрестностей была покрыта крупномасштабной геологической съемкой. Её результатами, в частности, стали детальные описания строения долины на отдельных участках, а также графические материалы – геоморфологические карты и геолого-геоморфологические профили (рис. 4.1.2; см. прил. 1). На участке от оз. Волго до окрестностей Селижарово (Отчёт ..., 1959б) в строении долины выделены узкая пойма высотой до 1 м и две надпойменные террасы с высотами 2–3 и 5 м соответственно. Обе террасы слабоволнистые, однако, отличительной особенностью второй террасы является слабая выраженность тылового шва: ее поверхность местами сливается с междуречьями.

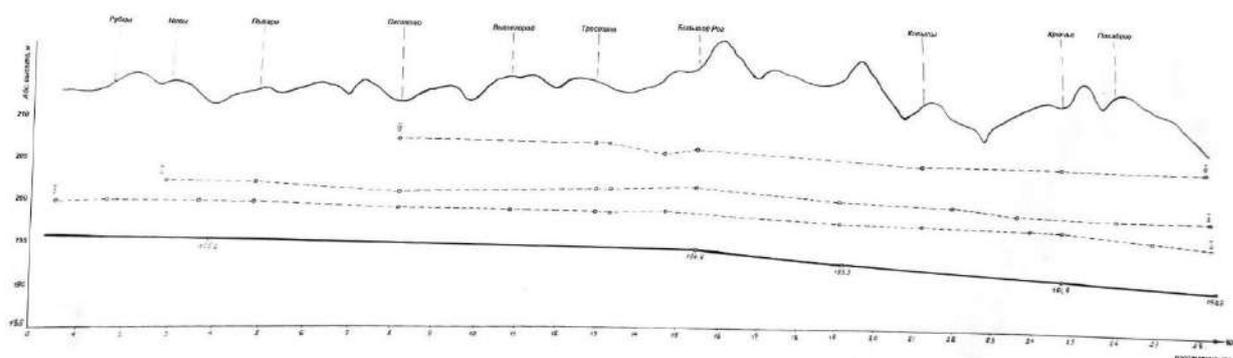


Рис. 4.1.2. Продольный профиль р. Волги и надпойменных террас от пгт Селижарово до д. Ельцы (Отчёт..., 1959а). Римскими цифрами обозначены номера террас.

От устья р. Большой Коши до Ржева (Отчёт..., 1959а) долина имеет достаточно большую ширину (до 3 км) и глубину (рис. П1.5, П1.6). Выделяется пойма на высоте до 1,7 м, с характерным пойменным рельефом (прирусловые валы, старицы) и сильно изменчивой шириной. Первая терраса высотой 4,0 – 5,5 м хорошо выражена, но имеет прерывистое распространение и нестабильную ширину (рис. 4.1.2). Вторая терраса прослежена повсеместно (однако редко сразу по обоим берегам) на высоте 7,5 – 8,0 м. Широкая третья терраса встречается фрагментарно. Она имеет пологий уступ, волнистую поверхность и

сочленяется с междуречьем слабовыраженным перегибом. Террасы сложены песками, часто с обломочными включениями, однако мощность аллювия не установлена.

В окрестностях г. Ржева (Промежуточный отчёт..., 1957а) характер долины сильно изменчив, что объясняется неоднородностью геологического строения ее бортов: широкая долина с террасами в четвертичных породах и узкая U-образная в коренных (рис. П1.7). Пойма и низкая терраса встречаются лишь местами; по обоим берегам почти непрерывно прослеживается вторая терраса на высоте от 6 – 8 до 10 – 12 м. Поверхность её плоская, сложена она песками с прослоями галечников, подстилаемых мореной или коренными породами. Мощность аллювия сильно изменчива, в среднем составляет 3–6 м. Высокая терраса (18–20 м) выделена лишь на одном участке, где прослежена узкой полосой.

В окрестностях г. Зубцова (Отчёт..., 1958; Промежуточный отчёт ..., 1957б) в долине также выражены пойма и три террасы (рис. П1.9 – П1.11), однако отмечается, что повсеместно распространены только пойма и первая НПТ, на высотах до 1,5 и 5 – 6 м соответственно. На их поверхностях хорошо сохранился первичный пойменный рельеф. Вторая и третья террасы представлены отдельными участками на высотах 8 – 12 и 20 – 30 м соответственно. Террасы цокольные: песчаный аллювий мощностью 7 – 9 м подстилается мореной или коренными породами (рис. П1.9 – П1.11). Волнистая всхолмленная поверхность высокой террасы постепенно переходит в междуречье, тыловой шов слабо выражен. Единственным местом, где представлены все уровни террас, является расширение долины у с. Родня (Промежуточный отчёт ..., 1957б; рис. 4.1.3, П1.12).

Отмечается, что везде, кроме окрестностей Ржева и Старицы, долина Волги наследует понижение дочетвертичных пород (Отчёт..., 1958; Отчёт..., 1959аб; Промежуточный отчёт..., 1957аб). Формирование второй и третьей надпойменных террас отнесено к стадиям деградации валдайского оледенения, а более низких первой террасы и поймы – к

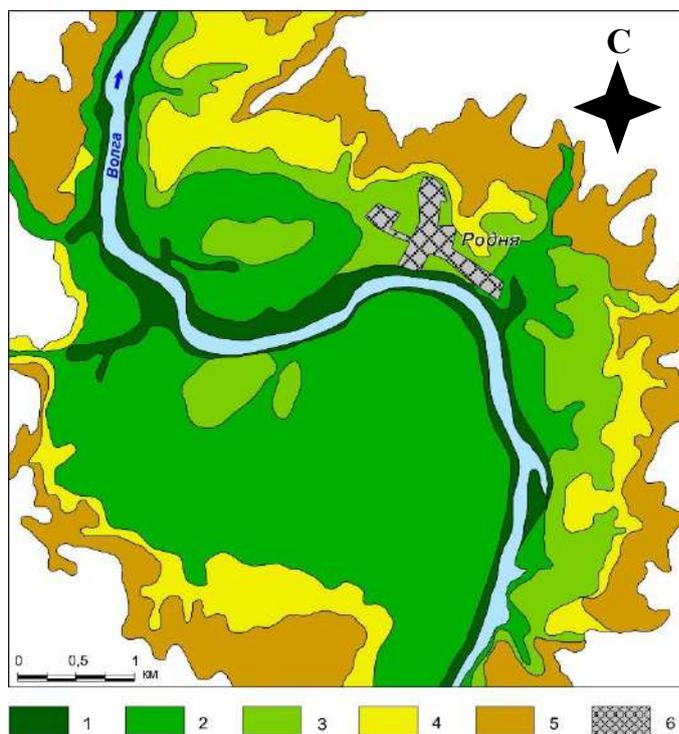


Рис. 4.1.3. Геоморфологическая схема долины р. Волги у с. Родня (Промежуточный отчёт ..., 1957б). Условные обозначения: 1 – пойма, 2 – I НПТ, 3 – II НПТ, 4 – III НПТ, 5 – коренной склон долины, 6 – территория с. Родня.

последледниковому времени. Ввиду отсутствия палинологического материала в аллювии террас более точное определение возраста было невозможно.

В Объяснительной записке к Геологической карте масштаба 1:200 000 (1962) приводится следующее описание строения долины р. Волги ниже пгт Селижарово. Вдоль русла узкой полосой (в среднем до 100 м, реже до 200 – 250 м) протягивается пойма, в которой выражено два уровня: низкий до 2,5 м и высокий до 4 м. От пгт Селижарово начинается первая надпойменная терраса, прослеживаемая выклинивающимися участками на высоте от 3 до 7 м над урезом (рис. 4.1.4). Аллювий её представлен песками от разно- до тонкозернистых.



Рис. 4.1.4. Долина р. Волги у устья р. Большой Коши. Вид с правого берега р. Большой Коши, слева в кадре – дома д. Большой Рог. На переднем плане пойма, справа – первая надпойменная терраса, в центре на заднем плане – обнажающийся уступ второй надпойменной террасы (Отчёт Селижаровской ..., 1958).

Вторая надпойменная терраса начинается от д. Тростино и погоста Горышин на высоте 9 – 13 м (рис. 4.1.4). Поверхность её мелкобугристая, шириной от 100 до 800 м. Аллювий террасы, вскрытый в обнажении по правому берегу напротив д. Большой Рог представлен разнозернистыми песками с гравием и валунами в основании. Точная мощность аллювия не установлена, ибо он подстилается флювиогляциальными отложениями.

Третья надпойменная терраса выделяется от устья р. Большой Коши на высоте 17 – 18 м над урезом, имеет ровную, местами бугристую поверхность шириной от 150 до 700 м. Аллювий террасы представлен грубозернистыми песками с гравием и щебнем. Подошва аллювия также не установлена ввиду схожести с подстилающими флювиогляциальными отложениями. Формирование верхней террасы связывается со временем максимальной, а более низких террас – с более поздними стадиями поздневалдайского оледенения.

На участке Старицких ворот Б.В. Нуждиным (1968) прослежено 14 ступеней по бортам долины р. Волги, которые были систематизированы в два уровня поймы (до 3 м над

урезом) и 11 террас, наиболее высокая из которых располагается на уровне около 40 м над урезом. Установлено, что средняя ширина большинства террас не превышает 10 м и лишь четвертая (около 11 м над урезом) и шестая (18–20 м) в г. Старице достигают ширины 100–150 м. Пятую террасу (16–17 м) Б.В. Нуждин сопоставляет с 17–18-метровой террасой М.В. Карандеевой (1938) и 15–17-метровой террасой И.И. Трофимова (1940). Отмечается, что высокие террасы, начиная с восьмой (28 м над урезом), очень плохо сохранились в современном рельефе.

Первое обобщение материалов и выделение морфологических районов в долине р. Волги произведено при геологической съёмке центральной части Калининской области (Геологическое строение ..., 1960). В пределах Валдайской возвышенности долина р. Волги подразделена на три участка в зависимости от возраста рельефа окружающий её междуречий. Первый, «валдайский», участок начинается от оз. Волгó заканчивается в 4 км ниже по течению от устья р. Селижаровки. В строении долины р. Волги выделены пойма на высоте 0,5...1 м над урезом, первая и (ниже пгт Селижарово) вторая надпойменные террасы на высотах 2,5...3 и 4,5...5 м соответственно. Пойма и террасы имеют чётко выраженные бровку и тыловой шов и являются аккумулятивными.

Второй участок простирается до устья Доброго ручья (в 6 км выше по течению г. Ржева), где р. Волга протекает по территории распространения «калининской» морены. Русло на этом участке сильно меандрирует, изобилует порогами и перекатами; долина террасирована, глубоко врезана и имеет V-образный поперечный профиль. Выделяются пойма на высоте 0,5 – 1,5 м над урезом, и лестница террас на высотах от 2,5 – 3 м в начале участка до 5 – 5,5 в конце (первая), от 4 – 5,5 до 7,5 – 9 м (вторая) и 13 – 14 м (третья) соответственно. Пойма и первые две террасы прослежены повсеместно, имеют чёткие бровки и тыловые швы; третья терраса локальная, а бровка и тыловой шов у неё выражены менее отчётливо.

Ниже Доброго ручья и вплоть до устья р. Холохольни (г. Старица) р. Волга протекает по территории московской морены. Русло извилистое, причём извилистостью обладает и сама долина, глубина которой в отдельных местах достигает 40...45 м. Поперечный профиль долины сильно изменчив: от V-образного в районе Старицких ворот до ящикообразного в озёрвидных расширениях; часто встречается переходный, U-образный поперечный профиль. Пойма имеет два уровня – низкий 1 – 1,5 м и высокий 3 – 3,5 м и выражена повсеместно. Террасы прослежены на высотах от 4,5 м в начале участка до 9 м (первая), от 10 – 12 до 17 м (вторая) и от 25 м до 30 м (третья); при этом первая и вторая терраса морфологически хорошо выражена и встречается повсеместно кроме участка Старицких ворот, а третья – лишь в озёрных расширениях и имеет «следы

одряхления». Отмечается, что высокая 40-метровая терраса, выделенная А.И. Москвитиным (1940) и В.Т. Трофимовым (1940) не обнаружена.

Целостное представление о строении долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности изложено в работах Г.В. Обедиентовой (1962, 1965а, 1977), опирающейся как на труды НИИ Географии, так и на результаты собственных исследований. При районировании долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности Г.В. Обедиентова (1962) придерживается того же принципа, что и геологи-съёмщики, и опирается на границы оледенений. Но так как Г.В. Обедиентова придерживается концепции одного позднеплейстоценого (поздневалдайского) оледенения, то выделяет два (а не три) обширных морфологически отличных друг от друга участка (см. рис. 4.1.5). Характерной особенностью первого из них по мнению Г.В. Обедиентовой является «невыработанность продольного профиля русла и зарегулированность стока озёрами» (Обедиентова, 1962, стр. 8), что наводит на мысль о молодости этого участка долины. От истока до Верхневолжских озёр, по данным Г.В. Обедиентовой (1962), русло реки имеет очень крутое падение, долина не выработана и подчинена также достаточно молодому окружающему ледниковому рельефу. На участке озёр в строении долины появляется пойма (высотой до 2 м) и I надпойменная терраса (высотой 4 – 5 м и шириной до 10 – 20 м, расширяясь до 1,5 км ниже пгт Селижарово).

Второй участок (за границей валдайского оледенения), по наблюдениям Г.В. Обедиентовой (1962), значительно отличается от первого. Характер долины изменяется: появляются высокие (соответственно, более древние) надпойменные террасы, свидетельствующие о более длительном времени развития долины, «а именно с момента таяния льда московского оледенения» (Обедиентова, 1962, стр. 11). О более древнем, «сглаженном» характером рельефа окрестной территории, вызванным, вероятно, эрозионным размывом, делювиальным смывом и солифлюкцией пишет и К.К. Марков (1940). По мнению Г.В. Обедиентовой «к концу Валдайской эпохи речные долины вблизи края ледника должны были иметь пологие склоны и заиленные русла. Новый энергичный врез возник во время отмирания ледника» (Обедиентова, 1962, стр. 11).

Строение долины р. Волги ниже по течению устья р. Большой Коши по наблюдениям Г.В. Обедиентовой (1962) также не однородно. Выделяются «Ржевский» участок (Большая Коша – Зубцов) с тремя надпойменными террасами (рис. П1.4, П1.8), «Зубцовский» (Зубцов – чуть выше Старицы) с двумя надпойменными террасами (второй и третьей, т.к. первая НПТ, по её мнению, здесь сливается с поймой, рис. П.1.13) и собственно Старицкие ворота (т.н. «Старицкий» участок) с отдельными фрагментами низкой террасы.

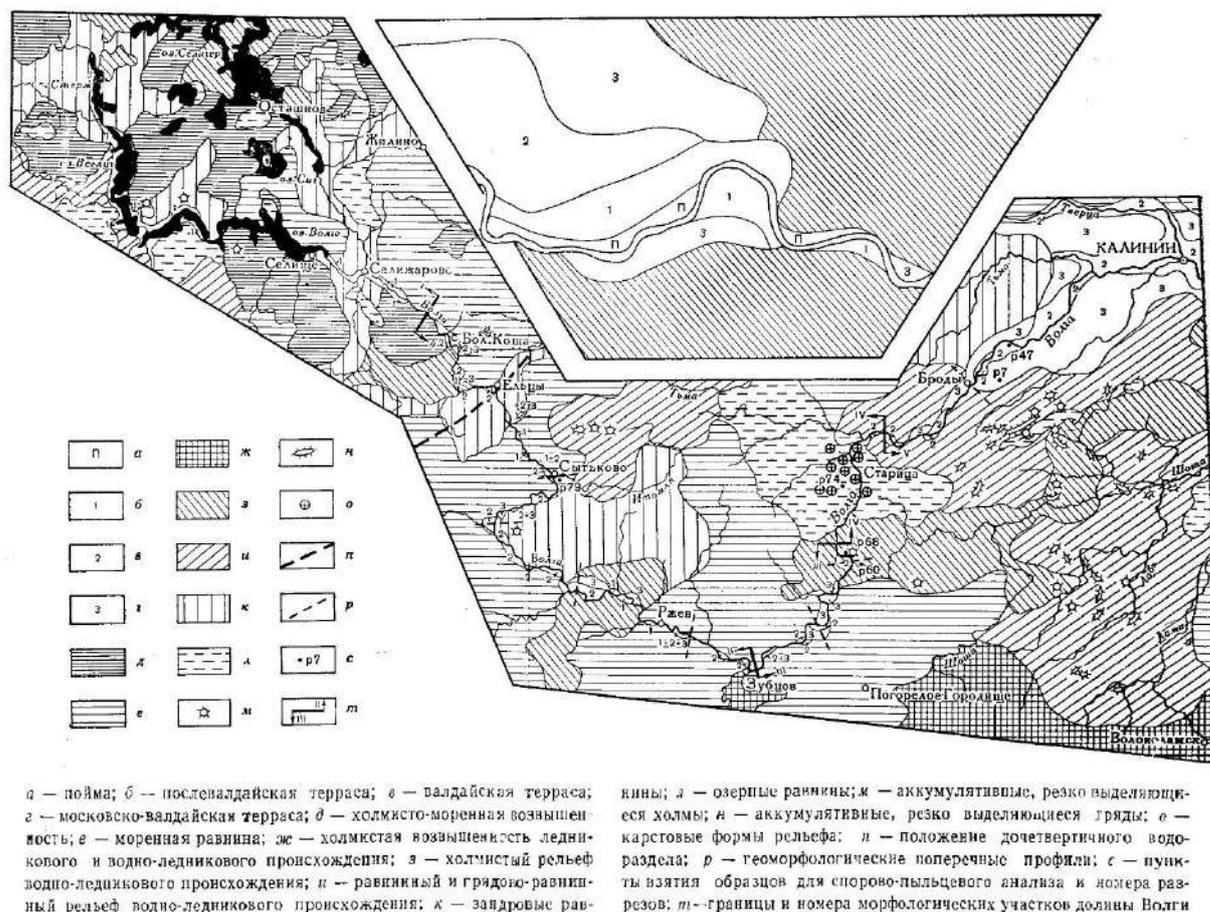


Рис. 4.1.5. Схематическая геоморфологическая карта верховий Волги.

На врезке – деталь долины (Обедиентова, 1962).

Как и М.В. Карандеева (1938), Г.В. Обедиентова (1962) отмечает каньонообразность поперечного профиля долины р. Волги на участке Старицких ворот.

Г.В. Обедиентова (1962) подробно описывает характерные особенности морфологии и геологического строения каждой из террас и прослеживает их на всём протяжении рассматриваемого участка (рис. П.1.4, П.1.8, П.1.13). Так, для верхней террасы характерен моренный или водно-ледниковый цоколь московского возраста и маломощный аллювиальный покров (около 2 – 3 м) слоистых тонкозернистых песков или супесей (зачастую сходных по структуре с озёрными отложениями). Бровка террасы хорошо выражена, высота площадки над урезом р. Волги колеблется в диапазоне 20 – 30 м (в более поздних работах (Обедиентова, 1977) указана высота 25 – 28 м); тыловой шов террасы морфологически выражен слабо ввиду плавного перехода к междуречным моренным равнинам. Формирование верхней террасы связывается со временем, когда основная масса льдов московского оледенения уже исчезла, при верховья существующего в то время водотока располагалось в районе современного устья р. Большой Коши. Предполагаемые условия формирования верхней террасы подтверждаются проведённым спорово-пыльцевым анализом её аллювия (Обедиентова, 1962). Возникновение площадки террасы

(соответственно, завершение формирования самой террасы) по представлениям Г.В. Обедиентовой произошло перед началом поздневалдайского оледенения.

Средняя (вторая) терраса по наблюдениям Г.В. Обедиентовой (1962) морфологически хорошо выражена, «имеет плоскую поверхность с редкими ложбинообразными понижениями и заметно выраженным тыловым понижением» (Обедиентова, 1962, стр. 21). Бровка и тыловой шов отчётливы, высота террасы составляет 8 – 11 м, ширина несколько сотен метров (рис. П1.4, П1.8, П1.13). На цоколе террасы из коренных известняков (реже морене), залегает аллювиальная толща, представленная слоистым сортированным галечно-щебнистым материалом вверх по разрезу сменяющимся на песчано-гравийные отложения с галькой. Образование этой террасы Г.В. Обедиентова связывает со «временем таяния льда Валдайской эпохи оледенения», когда «талые воды превратились в русловой поток и, врезаясь, оставляли в долине р. Волги вначале щебнистый, а далее песчаный материал» (Обедиентова, 1962, стр. 20).

Выше по течению г. Зубцова Г.В. Обедиентова (1962) выделяет низкую террасу высотой 4 – 5 м над урезом (ниже по течению она морфологически сливается с поймой); ширина её составляет порядка 200 м (рис. П1.4, П1.8). Терраса сложена слоистыми супесями и тонкими песками, галечный и гравийный материал в аллювии отсутствует. Её формирование Г.В. Обедиентова связывает с «размывом более высокой террасы» (Обедиентова, 1962, стр. 24) и сопоставляет с надпойменной террасой района Верхневолжских озёр, тем самым определяя её послевалдайский возраст. Причиной локального расположения этой террасы (только в верховье) Г.В. Обедиентова называет интенсивное врезание русла р. Волги на этом участке (что подтверждается высокой степенью порожистости русла). Это интенсивное врезание Г.В. Обедиентова (1962) связывает не с неотектоническими движениями, а со спуском вод Верхневолжских озёр.

О пойме Г.В. Обедиентова (1962, 1977) приводит достаточно скурые сведения, ограничиваясь морфологическим описанием. В окрестностях г. Ржева пойма имеет высоту около 2 – 3 м, ширину не более 10 м. Спориво-пыльцевой анализ пойменного аллювия позволил отнести время формирования поймы к позднему голоцену (Обедиентова, 1962).

Говоря об истории развития долины Верхней Волги, Г.В. Обедиентова (1962) отмечает её разновозрастность. Наиболее молодым, по её мнению, является озёрный (Верхневолжский) участок, сформировавшийся после последнего (валдайского) оледенения. За границей этого оледенения долина несколько древнее, верхние террасы здесь начали формироваться с позднемосковского времени при «таянии глыб и полей мёртвого льда в центре бывшего оледенения» (Обедиентова, 1962, стр. 37). При оттоке талых вод от края Валдайского оледенения стала формироваться средняя волжская терраса.

Врез русла р. Волги, начатый в конце позднего валдая, продолжается и в настоящее время, что привело к последовательному формированию первой надпойменной террасы и современной поймы. Исходя из всего этого Г.В. Обедиентова отмечает важную особенной Верхней Волги – отсутствие аллювия ледникового времени.

Иную трактовку времени образования надпойменных террас предлагает С.Л. Бреслав (1971), придерживаясь палеогеографической схемы с двумя позднеплейстоценовыми оледенениями (калининским и осташковским, см. разд. 2.3). В зоне осташковского оледенения им выделяется пойма и одна надпойменная терраса высотой до 7 м, «вложенная в зандры этого оледенения» (Бреслав, 1971б, стр. 618). К юго-востоку от краевой зоны выделяется ещё две надпойменные террасы: вторая имеет высоту 9 – 13 м и «сливается с низкими зандрами времени отступления льдов осташковского оледенения», а третья (высотой до 18 – 20 м), начинаясь от устья р. Большая Коша, «сливается с долинными зандрами максимальной фазы того же оледенения» (Бреслав, 1971б, стр. 618). Среди характерных особенностей всех террас отмечаются их цокольность и малая мощность аллювия. Также С.Л. Бреслав соглашается с наблюдением Г.В. Обедиентовой о слиянии в Ржевском Поволжье первой надпойменной террасы с поймой и обращает внимание на то, что описанные в этой местности первую (высотой около 11 м над урезом, местами до 13–14 м) и вторую (17–18 м) террасы следует сопоставлять с второй и третьей террасами приледниковой зоны осташковского оледенения. С.Л. Бреслав разделяет взгляды И.И. Трофимова (1940) о существовании высокой 35–40-метровой террасы и отмечает, что ее аллювий «смыкается с зандрами калининского оледенения» (Бреслав, 1971б, стр. 619).

Морфологические особенности долины верхней Волги и их изменчивость вниз по течению не могли не привлечь внимание исследователей, занимающихся реконструкциями покровного оледенения. В частности, Н.С. Чеботарева и соавт. (Чеботарёва, Недошивина, Столярова, 1961; Чеботарёва, Фаустова, 1969) отмечают, что в окрестностях пгт Селижарово в долине выражена лишь пойма, а надпойменные террасы отсутствуют, но в то же время выделяют три уровня зандровых террас 5 – 6, 8 – 10 и 14 – 20 м и указывают на широкое распространение озоподобных и камоподобных образований по бортам долины. Лишь ниже устья р. Малой Коши долина р. Волги «приобретает облик типичной эрозионной долины» (Чеботарёва, Фаустова, 1969, стр. 189). Перечисленные морфологические особенности долины свидетельствуют о валдайском возрасте краевой полосы оледенения (см. разд. 2.3; Чеботарёва, Недошивина, Столярова, 1961) и на существование стока талых вод ледникового языка по долине р. Волги (Чеботарёва, Фаустова, 1969).

На рубеже XX и XXI вв. при составлении Государственных геологических карт СССР и РФ были кратко обобщены известные на тот момент сведения о геоморфологическом строении долины Верхней Волги (Ауслендер, 1989; Кямря и др., 2012). Верхняя (третья) надпойменная терраса прослежена от устья р. Большой Коши на высоте 17 – 25 м над урезом. Отмечается малая мощность слагающих её аллювиально-флювиогляциальных отложений (не более 4 – 5 м), что говорит о её цокольном характере (Кямря и др., 2012). Происхождение террасы связывается с отступлением максимальной стадии последнего оледенения, когда сток талых ледниковых вод осуществлялся в направлении Волго-Шошинской низины.

Вторая надпойменная терраса также прослеживается ниже по течению устья р. Большой Коши (выше него сливается с зандрами последнего оледенения) на высотах 9 – 15 м над урезом. Терраса имеет невыдержанную ширину (от 100 м до 3 км), а также малую (3 – 5 м) мощность аллювия (что также говорит о её цокольном характере).

Первая надпойменная терраса р. Волги имеет ширину до 2 км и в отличие от остальных является аккумулятивной – мощность аллювия здесь достигает 22 м. Время образования этих террас оценивается как поздне- и послеледниковое. Полученные палинологические и радиоуглеродные датировки старичного и пойменного аллювия определяют возраст первой надпойменной террасы как раннеголоценовый, а пойм – среднеголоценовый (Ауслендер, 1989; Кямря и др., 2012).

Подводя итог, строение долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности сложное и крайне неоднородное. Выделяются различные морфологические участки с определённым набором надпойменных террас (или даже без них). О возрасте долины убедительных данных также не имеется.

4.1.2. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в верховье р. Волги¹

В верховье р. Волги крупномасштабные полевые геолого-геоморфологические работы были проведены в 2014 – 2020 годах в рамках студенческих практик кафедры

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

Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов 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, №6, 2019, стр. 90 – 101 (автором диссертации и написан весь текст, составлены графические материалы, проведено представление рукописи в редакцию и работа с рецензентами).

Баранов Д.В. Геоморфологическое строение долины р. Волги в окрестностях д. Большой Коши (Тверская область) // Естественные и технические науки, т. 111, № 9, 2017, стр. 30 – 32.

геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (Отчёт..., 2014; Отчёт..., 2015; Отчёт..., 2016) и экспедиций Отдела палеогеографии четвертичного периода ИГ РАН на территории Большекошинского учебно-научного полигона Тверского государственного университета (окрестности д. Большой

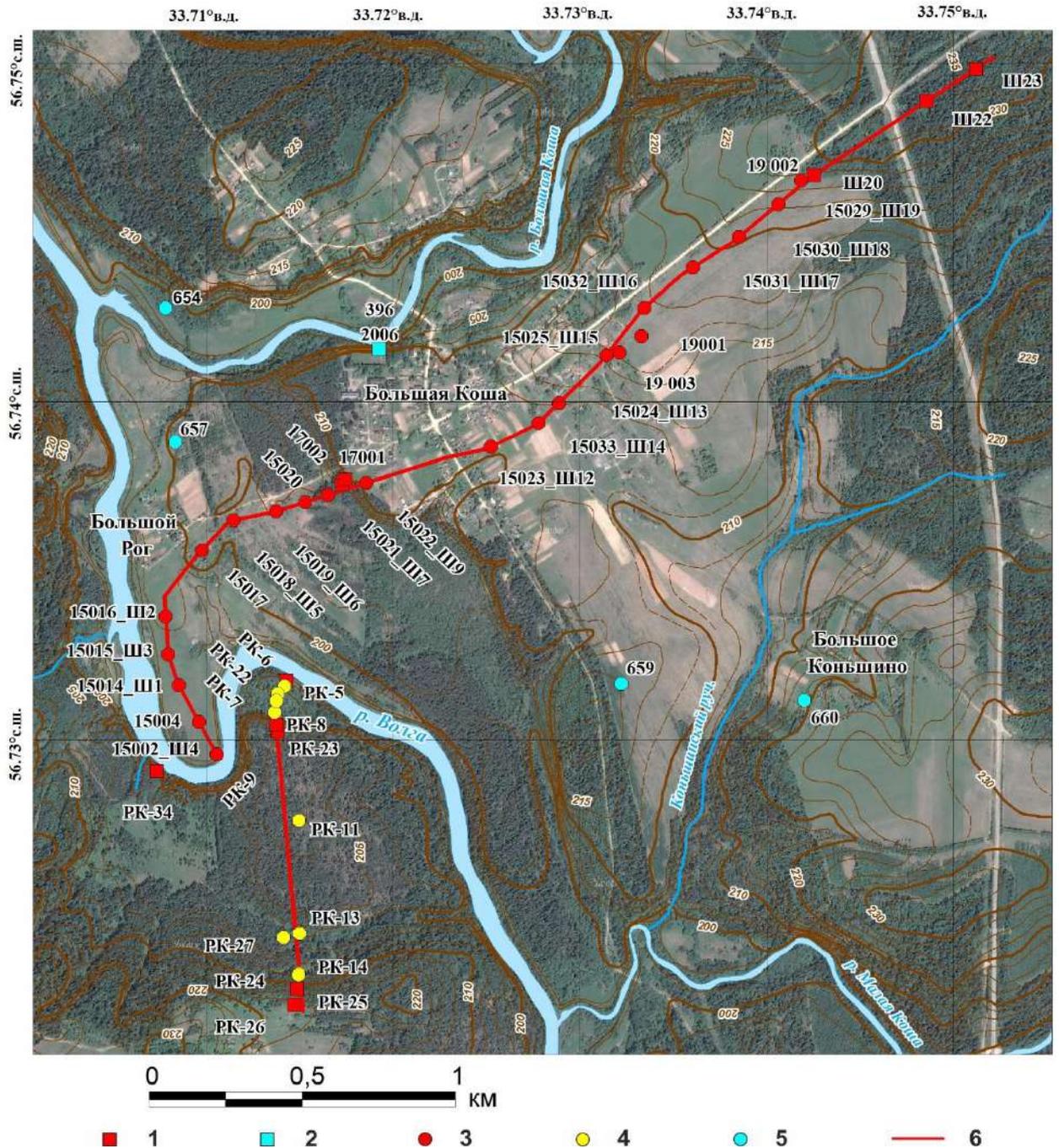


Рис. 4.1.6. Карта фактического материала ключевого участка «Большая Коша».

Условные обозначения: шурфы и расчистки: 1 – собственные данные, 2 – фондовые материалы (Отчёт..., 1959а; Отчёт Селижаровской..., 1958); скважины: 3 – собственные механического бурения, 4 – собственные ручного бурения, 5 – фондовые материалы (Отчёт..., 1992); 6 – линия геолого-геоморфологического профиля. Сплошные горизонталы проведены через 2,5 м. Космический снимок <https://yandex.ru/maps>

Коши, Селижаровский округ Тверской области), охватившие право- и левобережье долины р. Волги, а также прилегающие к ней междуречные пространства (рис. 4.1.6, 4.1.7).

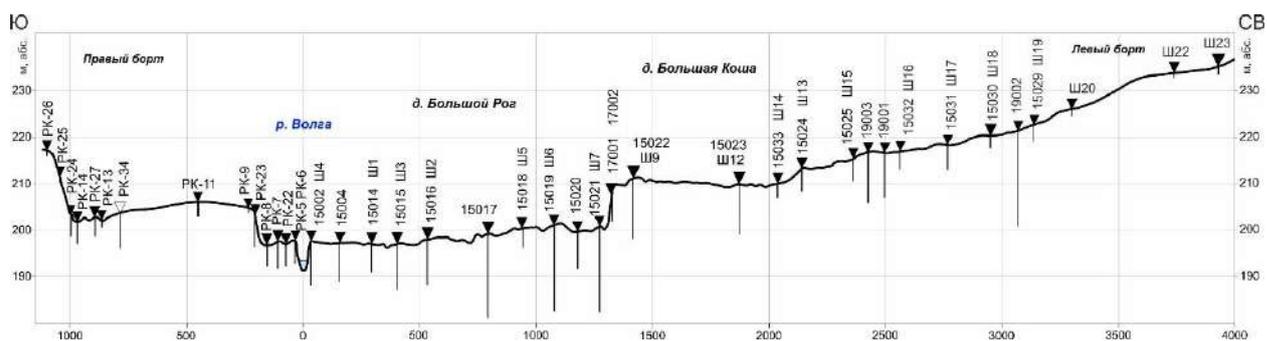


Рис. 4.1.7. Гипсометрический профиль ключевого участка «Большая Коша»

На исследованной территории выделены следующие гипсометрические уровни.

Уровень 4 – 4,5 м отн. (197,5 – 198 м абс.). Субгоризонтальная поверхность наиболее низкого уровня выражена на высоте 4 – 4,5 м над урезом р. Волги (197,5 – 198 м абс.). На левобережье она представляет собой выровненную, слегка волнистую площадку, покрытую луговой растительностью, лишь в отдельных местах с редкими молодыми соснами.



Рис. 4.1.8. Уступ поверхности 4 – 4,5 м, опирающийся на русло и побочни (фото автора)

Уступ поверхности в основном ступенчатый (высота ступеней около полуметра, ширина – первые метры), часто покрыт густой кустарниковой растительностью (рис. 4.1.8). На правобережье на этом же высотном уровне хорошо выражен грядово-ложбинный рельеф: гряды и ложбины имеют ширину порядка 30 – 40 м и вытянуты вдоль русла реки (в направлении запад-восток). Относительные превышения поверхности составляют около метра.

Геологическое строение поверхности 4 – 4,5 м над урезом изучено скважинами, шурфами и расчистками 15002 – 15004, 15014 – 15015 (на левобережье), РК-5 – РК-8, РК-22 (на правобережье, рис. 4.1.9). С поверхности уровень сложен 1,5 – 2-метровой толщей супесей и/или тонкозернистых оглиненных песков. В верхних 0,5 м они, как правило, однородны, а ниже имеют горизонтальную или слабоволнистую слоистость (мощность слоев – первые сантиметры). На левобережье этот слой местами значительно изменён хозяйственной деятельностью человека – в отложениях часто встречаются металлические и пластмассовые артефакты. В прирусловой части поверхности по обоим берегам р. Волги

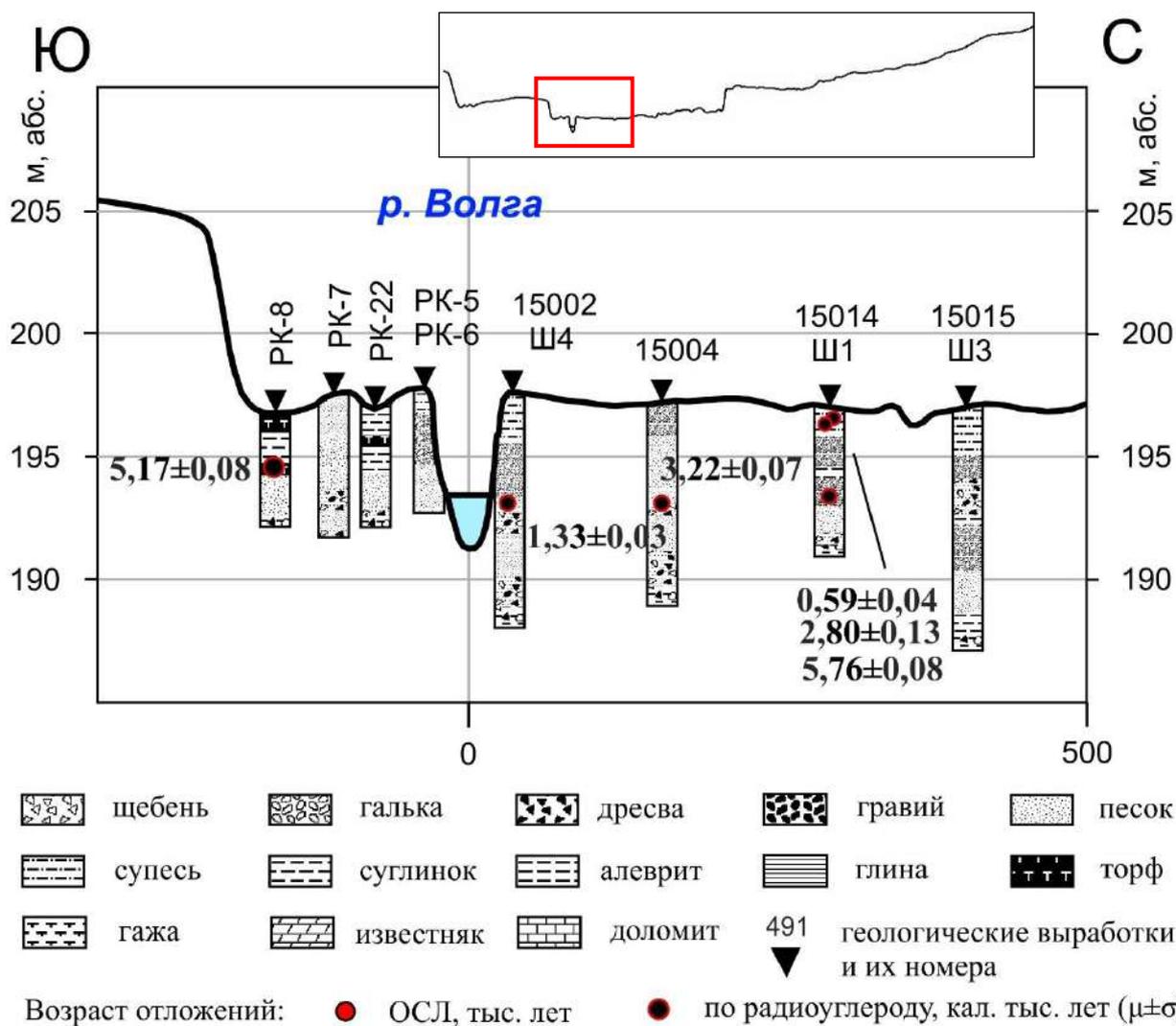


Рис. 4.1.9. Геолого-геоморфологическое строение уровня 4 – 4,5 м отн. (197,5 – 198 м абс.)

этот слой имеет повышенные мощности; так, например, на правобережье такая слоистость прослеживается практически до уреза реки. Из погребённой почвы в основании этого слоя получены радиоуглеродные даты 590 ± 50 {642 – 544 кал. л.н.} (ГИН-15235) по кровле, 2680 ± 100 {2933 – 2722 кал. л.н.} (ГИН-15236) по подошве.

Ниже последовательно вскрывается достаточно мощная (более 4 м) толща, представленная среднезернистыми песками коричневого цвета. На глубине 4 – 5 и около 7 м бурением встречены прослои (мощностью около метра) более грубого материала – гравийника с галькой и щебнем при заполнителе из крупно- и грубозернистого песка (рис. 4.1.9). Переход от песков к гравийнику плавный, укрупнение материала происходит постепенно.

В корневой части излучины строение толщ несколько отличается. Так, в скважине 15014 под супесчаным слоем вскрывается 2,5-метровая толща тонкозернистых оглиненных песков сизовато-коричневого цвета с прослоем сизого алевритистого суглинка. Стоит отметить, что в шурфе, заложенном в непосредственной близости от этой скважины, на

глубине 2,35 м вскрыты однородные неслоистые сизые глины без включений и с характерным запахом сероводорода (рис. 4.1.10). Тонкозернистые пески подстилаются пачкой двучленного строения, сходной с описанными выше, однако подошва песчаных отложений в створе этой скважины располагается заметно ближе к дневной поверхности.

Иное строение имеют отложения уровня 4 – 4,5 м на правобережье, где имеются старичные ложбины. В верхних 2,5 – 2,75 м здесь вскрываются торф, оторфованный суглинок, а также суглинистые прослой без включений сизых и сизо-серых цветов. Под ними – среднезернистые пески серого цвета, с включениями растительных остатков, а в нижней части – гравия, дресвы и щебня (рис. 4.1.9). Общая мощность толщи на этой поверхности составляет в среднем 7 – 8 м.

В отложениях этого уровня имеются многочисленные включения органического материала (погребённые почвы, фрагменты древесины и др.). Радиоуглеродное датирование этих включений показало возраст, относящийся к среднему и позднему голоцену: 1430 ± 40 {1349 – 1300 кал. л.н.} (ГИН-15232), 3020 ± 40 {3329 – 3162 кал. л.н.} (ГИН-15234), 5010 ± 40 {5880 – 5660 кал. л.н.} (ГИН-15237), 4520 ± 30 {5302 – 5055 кал. л.н.} (ГИН-15583); см. рис. 4.1.9)

Практически все скважины (кроме РК-5 и РК-7) в основании вскрыли тёмно-коричневые и бурые глины и тяжёлые суглинки с включениями разноразмерных обломков, при взаимодействии с соляной кислотой отложения «вскипают». Вскрытые мощности не превышают одного метра. Кровля глин и суглинков неровная, волнистая; её перепад составляет более двух метров.

Уровень ~5,0 м отн. (~198,5 м абс.). Близкая по высотному уровню и морфологически слабо отличимая от более низкого уровня поверхность на высоте ~5 м над урезом имеет геологическое строение, существенно отличающееся от более низкого уровня (рис. 4.1.11). Шурфом Ш2 и скважиной 15016 в верхних 1,3 м вскрыт лёгкий-средний суглинок буро-коричневого цвета, плавно переходящий вниз по разрезу в супесь. Под ним – маломощный (около полуметра) песчаный прослой, сменяющийся мощной (порядка 4 м)



Рис. 4.1.10. Отложения, вскрытые шурфом Ш1 на глубине 1,60 – 2,50 м. На глубине 2,35 м хорошо виден переход к слою сизого цвета, представленного тяжёлыми суглинками и глинами с характерным запахом сероводорода (фото автора).

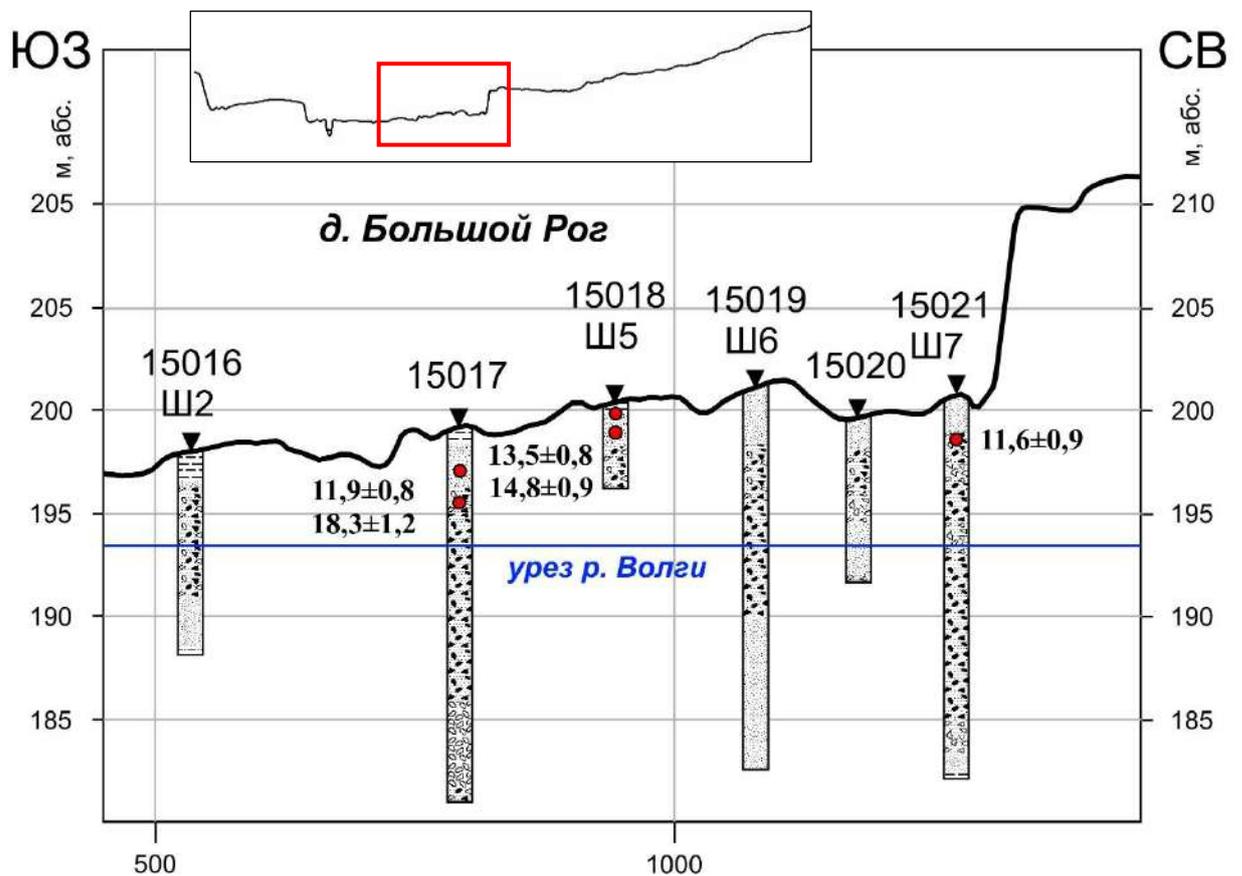


Рис. 4.1.11. Геолого-геоморфологическое строение уровней 5,0 м отн. (198,5 м абс.) и 5,5 – 7,5 м отн. (199 – 201 м абс.). Условные обозначения на рис. 4.1.9.

толщей крупнообломочного материала – гравийника с включением гальки и (возможно) небольших валунчиков. Под этой толщей залегают мелко- среднезернистые пески серого цвета с единичными зёрнами гравия. В забое скважины встречен опесчаненный алевритистый суглинок, тонкослоистый и, вероятно, с включением органики. Таким образом, до глубины как минимум 10 м отсутствуют отложения, вскрытые на более низком уровне. Полученные исторические сведения от жителей д. Большой Рог свидетельствуют о том, что эта поверхность периодически затапливается в многоснежные годы (например, в 2013 году).

Уровень 5,5 – 7,5 м отн. (199 – 201 м абс.). Далее к междуречью располагается сильно бугристая террасовидная поверхность шириной в створе профиля порядка 600 м. На этой поверхности располагается д. Большой Рог, часть её покрыта сосновым лесом. От нижележащей поверхности она отделена невысоким (1 – 1,5 м) уступчиком (рис. 4.1.12); от вышележащей – хорошо выраженным крутым уступом высотой 8 – 9 м. Средний уровень этой террасы составляет 200 м абс., однако он практически нигде строго не выдержан: поверхность сильно изменена в том числе и антропогенным воздействием. Притыловая часть террасы сильно заболочена (рис. 4.1.13).

С поверхности этой террасы вскрывается толща с постепенно растущей вниз по разрезу крупностью отложений. Верхние 1,5 – 2 м представлены мелкозернистыми песками, реже алевритами и лёгкими опесчаненными суглинками (последние вскрыты в скважинах, расположенных ближе к реке и чуть ниже, чем остальные).

Постепенно механический состав песков укрупняется до среднезернистого и крупно-грубозернистого, появляются включения гравийных зёрен. Мощность такого прослоя в среднем составляет 1,5 м. Вниз по разрезу эти пески сменяются песчано-гравийниками с большим количеством крупнообломочных включений – галек и щебней. Мощность этого прослоя составляет 1,5 – 2 м. Общая мощность слоя: 4,5 – 5,5 м; цвет – коричневый, рыже-коричневый, серовато-коричневый; нижняя граница хорошо выражена по механическому составу. Из песчано-гравийных отложений получен численный возраст методом ОСЛ в диапазоне 12 – 18 тыс. лет (GdTL-3014 – GdTL-3018, рис. 4.1.11).

Нижняя граница прослоя с грубыми обломками чётко маркируется изменением механического состава: галька и щебень резко пропадают, заполнитель становится более однородным. Здесь скважинами вскрываются гравийники, песчано-гравийники, среднезернистые пески значительной мощности. На глубинах ниже 10 м появляются прослой более грубого материала – крупного гравия, щебней. Забоями некоторых скважин подсечены однородные среднезернистые и тонкозернистые пески, а также алевриты (мощностью до 1 м). Подошва этого слоя не установлена, максимальная глубина забоя скважин составляет 18 м (рис. 4.1.11).

Уровень 9 – 13 м (202,5 – 206,5 м абс.). Террасовый уровень на правобережье р. Волги не имеет строго выдержанной высоты относительно уреза, однако на его



Рис. 4.1.12. Уступ высотой 1 – 1,5 м отделяющий поверхность 5,5 – 7,5 м над урезом р. Волги от более низкого уровня (фото автора)



Рис. 4.1.13. Заболоченная притыловая поверхность уровня 5,5 – 7,5 м над урезом р. Волги (фото В.А. Неходцева).

поверхности нет выраженных уступов, которые бы указывали на наличие нескольких ступеней (рис. 4.1.7). В створе профиля площадка этого уровня опирается на наиболее низкий уровень, однако нескольких метров выше по течению уступом примыкает непосредственно к руслу. Поверхность неровная, волнистая, пологовыпуклая. Наиболее высокая её часть осложнена формами эолового рельефа – дюнами. В тыловой части террасы имеется палеоруло, вероятно разветвлённого типа, что и является причиной невыдержанности высоты террасы относительно уреза. Общая ширина площадки в створе профиля составляет около 800 м. В северной части площадку террасы пререзают несколько оврагов. Овраги имеют V-образный поперечный профиль, крутые (30° и более) склоны; глубина оврагов (в средней части) порядка 4 – 5 м, а ширина 10 – 20 м. В некоторых оврагах имеется постоянный водоток.

Толща террасы обобщённо имеет следующее строение (рис. 4.1.14). С поверхности

на 2,5 – 4,5 м она сложена тонко-мелкозернистыми песками коричневого, бурого, серого, палевого и бежевого цветов. Стоит отметить широкий спектр текстур – слоистости – этих толщ. Встречается горизонтальная, наклонная, волнистая, линзовидная, градиентная, сложная (например, горизонтальные прослои наклонных слойков) слоистость; имеются прослои по цвету и механическому составу разнообразной конфигурации (рис. 3.3.4).

Нижняя часть толщи представлена средне-крупнозернистыми или разнозернистыми песками с включениями гравия и галек. Средняя мощность этой толщи составляет около 1 м, но,

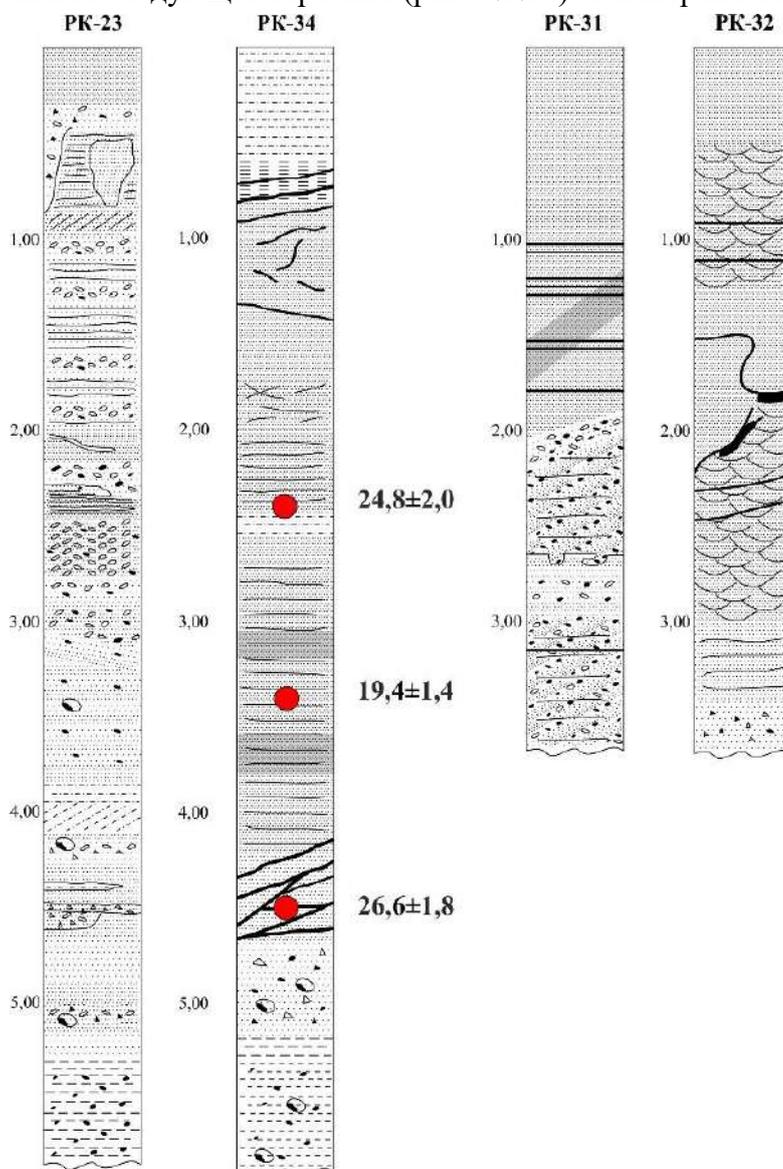


Рис. 4.1.14. Разрезы аллювиальной толщи и подстилающих пород (на разрезах слева), слагающих уровень 9 – 13 м.

например, в уступе террасы, примыкающему к пойме составляет порядка 4 м (в то же время стоит отметить, что здесь верхний слой достаточно маломощен и не превышает 1 м). Для этого слоя также характерны различные текстуры, прослой и слойки иного цвета и механического состава.

Несколько отличается строение толщи в тыловой части террасы, где по рельефу читается палеорусло. Под тонко- мелкозернистыми песками (мощностью 1,5 – 2 м), залегающими с поверхности, здесь также вскрываются крупно- грубозернистые пески, однако меньшей мощности (не более 0,5 м). Под ними же залегают относительно тонкие по механическому составу отложения – тонкие пески, алевриты и суглинки, сильно обводнённые и практически без включений крупных обломков. Из песчаных отложений был получены три ОСЛ-даты: 26,6±1,8 тыс. лет (GdTL-3035), 19,4±1,4 тыс. лет (GdTL-3036), 24,8±2,0 тыс. лет (GdTL-3037, рис. 4.1.14). Скважиной РК-14 на глубине чуть более 4 м вскрыт плотный лёгкий-средний суглинок тёмно-серого цвета с обломками.

Песчаные отложения подстилаются плотными средними суглинками коричневого цвета без включений и средними-лёгкими опесчаненными суглинками сизо-серого и сизо-коричневого цвета с большим количеством разнообразных обломков (размером до валунов). В расчистке РК-34 они прослежены до уреза р. Волги.

Уровень 16 – 17 м (~210 м абс.). На этой высоте располагается выровненная субгоризонтальная поверхность шириной в створе – около 600 м (рис. 4.1.7). Большая часть площадки террасы освоена человеком – здесь располагается д. Большая Коша. Уступ террасы морфологически хорошо выражен, представляет собой склон крутизной около 20°; бровка чёткая. На поверхности террасы заложены шурфы Ш9 и Ш12, а также скважины 15022 и 15023 (рис. 4.1.15).

С поверхности террасы сложена тонко- мелкозернистыми песками, их зернистость постепенно увеличивается вниз по разрезу, в то же время уменьшается сортированность (пески становятся разнозернистыми). Для более детального изучения приповерхностной толщи был произведён дробный гранулометрический анализ отложений с глубин 0,40 – 2,20 м (верхние 40 см не отбирались ввиду сильного антропогенного преобразования, рис. 4.1.16). Результаты гранулометрического анализа верхних 2,20 м отложений террасы позволяют отнести эту толщу к одному слою, представленному разнозернистыми песками с включениями более грубых обломков различного размера. Однако, по глубине гранулометрический состав отложений не выдержан.

Верхний метр толщи крайне неоднороден по гранулометрическому составу. Для этого слоя характерно высокое содержание (вплоть до преобладания) обломочного материала, прежде всего щебнисто-галечной размерности (более 75% на глубине 0,61 –

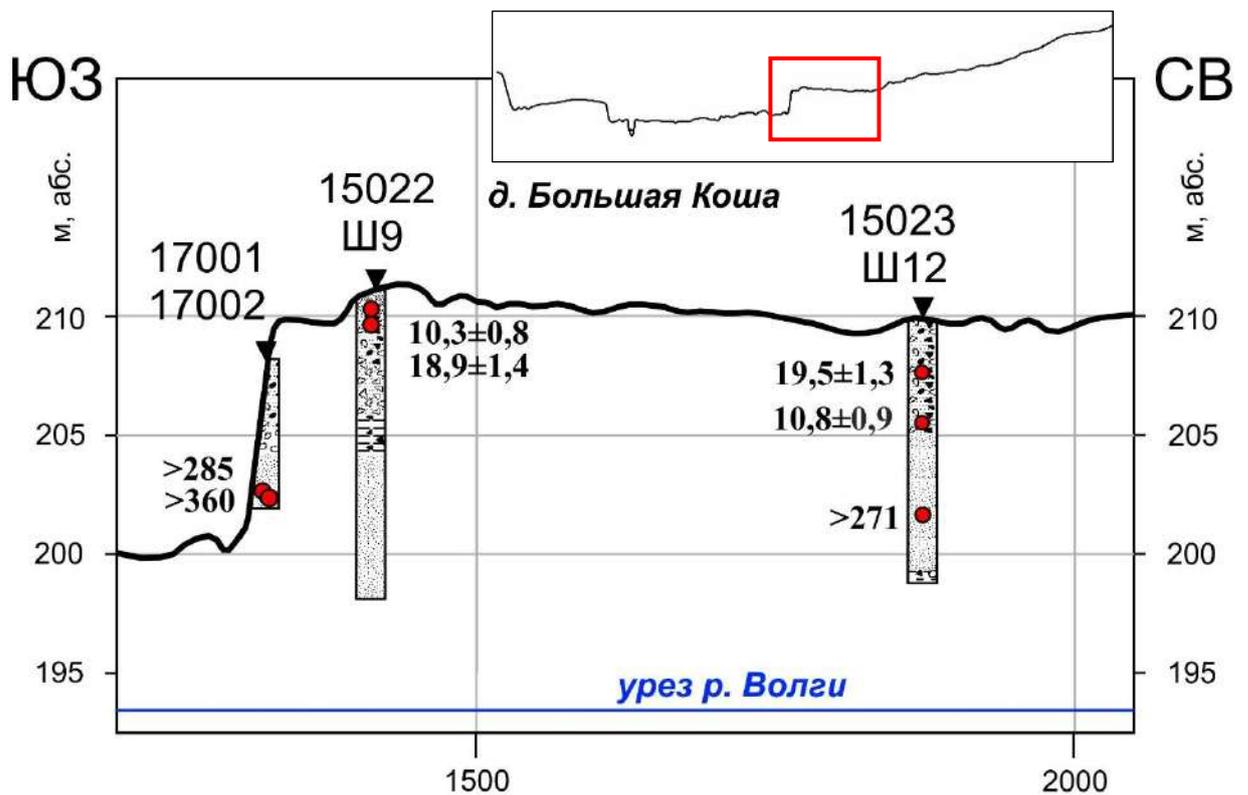


Рис. 4.1.15. Геолого-геоморфологическое строение уровня 16 – 17 м (~210 м абс.). Условные обозначения на рис. 4.1.9.

0,65 м). Содержание обломочного материала в подслое направленно снижается с глубиной. Песчаные отложения подслоя представлены всеми фракциями – от грубозернистой до мелкозернистой, причём примерно в равных долях. Также этот прослой отличается повышенным (относительно шурфа в целом) содержанием частиц менее 0,1 мм – их доля превышает первые проценты. Граница с нижележащим подслоем хорошо выражена по практически отсутствию грубых обломков.

Второй метр шурфа в целом характеризуется более «стройным» распределением гранулометрического состава с глубиной. Однако распределение по фракциям крайне несортировано: небольшое преимущество всё же остаётся за среднезернистыми песками (35 – 40%), при достаточно высоких долях крупнозернистых (25 – 30%) и мелкозернистых (около 20%) песков, ощутимую долю (около 10%) имеют и грубозернистые пески. Пиковыми являются не соседние фракции 0,315 – 0,25 мм (до 20%) и 0,63 – 0,5 мм (более 15%), что также подтверждает высокую степень несортированности.

На глубине 1,66 – 1,70 выделен прослой грубообломочного материала: более 50% приходится на частицы крупнее 2 мм и более 60% на частицы крупнее 1 мм. С глубины 2,0 – 2,5 м наличие крупных обломков (до мелких валунов) приобретает постоянный характер.

До глубины 5,0 м терраса сложена средне- крупнозернистыми песками, с большим количеством обломочных включений, содержание которых увеличивается с глубиной до

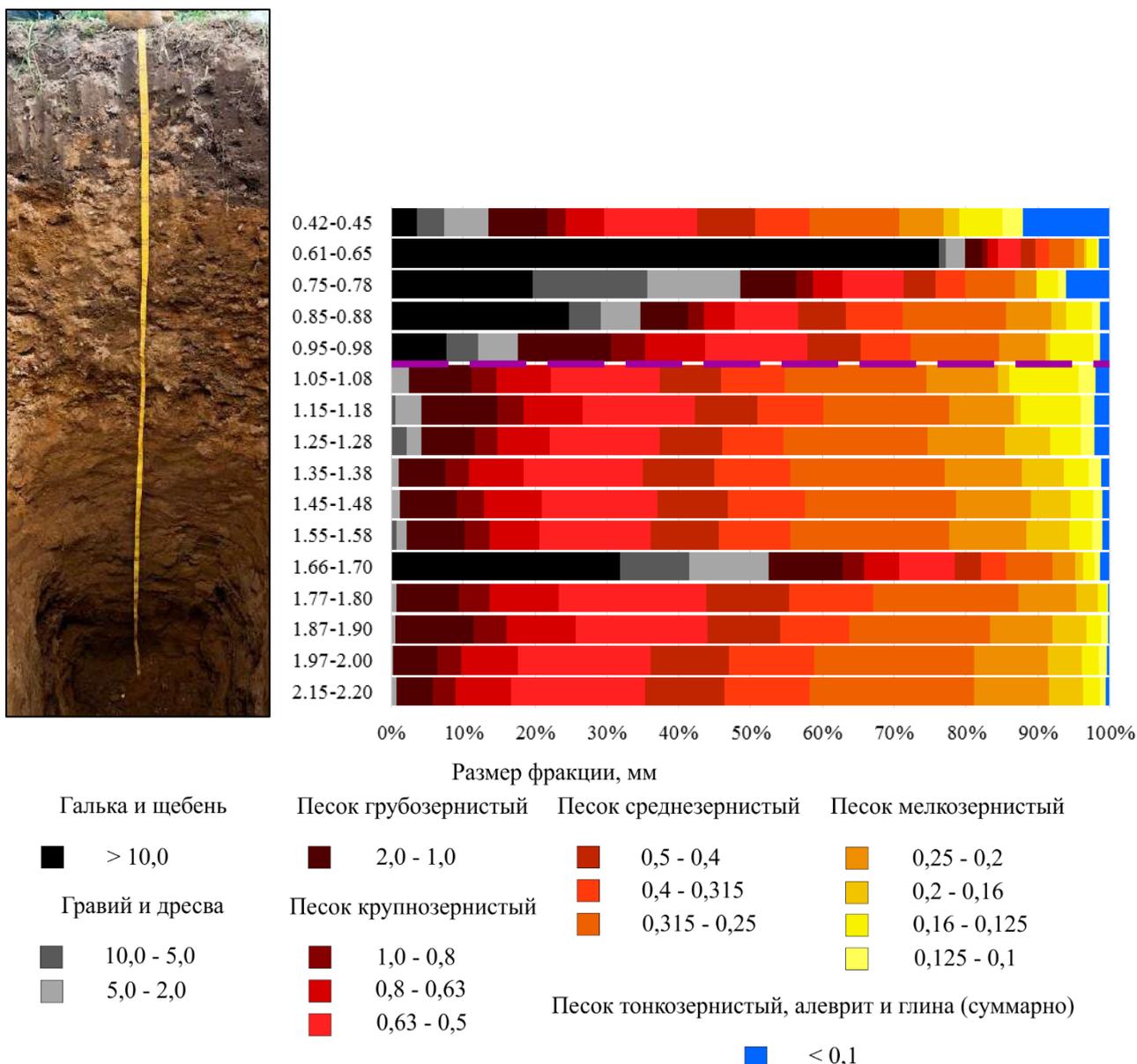


Рис. 4.1.16. Результаты дробного гранулометрического анализа отложений шурфа Ш12.

Слева – фото шурфа, сделанное В.А. Неходцевым.

уровня 5,0 м. ОСЛ-возраст песчаных образований составляет 19 – 20 тыс. лет (GdTL-3019 – GdTL3022, рис. 4.1.15).

Под прослоем с грубыми обломками скважиной 15022 на глубинах 5,0 – 7,0 м вскрывается алеврит коричневого цвета с включениями дресвы. Скважина 15022 не прошла подошву песчаного слоя, в то время как скважиной 15023 на глубине 10 м вскрыты плотные тёмно-коричневые глины с обломками; толща вскипает при взаимодействии с соляной кислотой.

Для более детального изучения толщ на глубине около 5 – 7 м от поверхности были заложены шурфы 17001 и 17002 в уступе террасы. Строение верхнего шурфа (17001; ~2 – 3 м ниже от поверхности террасы) сходно с результатами бурения – вскрыты крупно-грубозернистые пески с включением обломочного материала, местами переходящие в

гравийно-галечник с заполнением из крупно- грубозернистого песка (рис. 4.1.15). Шурф, заложенный в нижней части уступа (17002) показал следующее строение: верхняя часть отложений представлена песками из шурфа 17001, однако под ними вскрыт 40-сантиметровый слой крайне несортированной толщи, представленный разнозернистым песком (преимущественно среднезернистым) с большим количеством (до 50%) обломочных включений разнообразного размера и петрографического состава. Обломки, размер которых достигает 15 – 20 см представлены преимущественно кремнем, тем не менее встречается гранит и шокшинский кварцит. По высотному уровню этот прослой соответствует алевролитистому прослою с дресвой из скв. 15022.

Ниже несортированного слоя вскрыты наклонно слоистые средне- крупнозернистые пески красновато-коричевого и кирпично-красного цвета. Образцы, отобранные на ОСЛ-возраст показали запредельный для метода результат (>285 тыс. л.н., Risø-208444, >360 тыс. л.н., Risø-208445). Такой же запредельный возраст оказался и у образца из песчаной толщи над плотными глинами из скв. 15023: > 271 тыс. л.н. (GdTL-3023).

Тыловой шов террасы на дневной поверхности практически не выражен. Точное его положение удалось выявить только при построении гипсометрического профиля с помощью DGPS. Плоская субгоризонтальная поверхность площадки террасы плавно переходит в очень пологий (около 3°) склон междуречья (см. рис. 4.1.7).

Поверхность 210 – 225 м абс. Скважинами 15024, 15025, 15029 – 15033 и шурфами Ш13 – Ш20 вскрывается практически сходная толща (рис. 4.1.17). Верхние 1,2 – 1,5 м (в

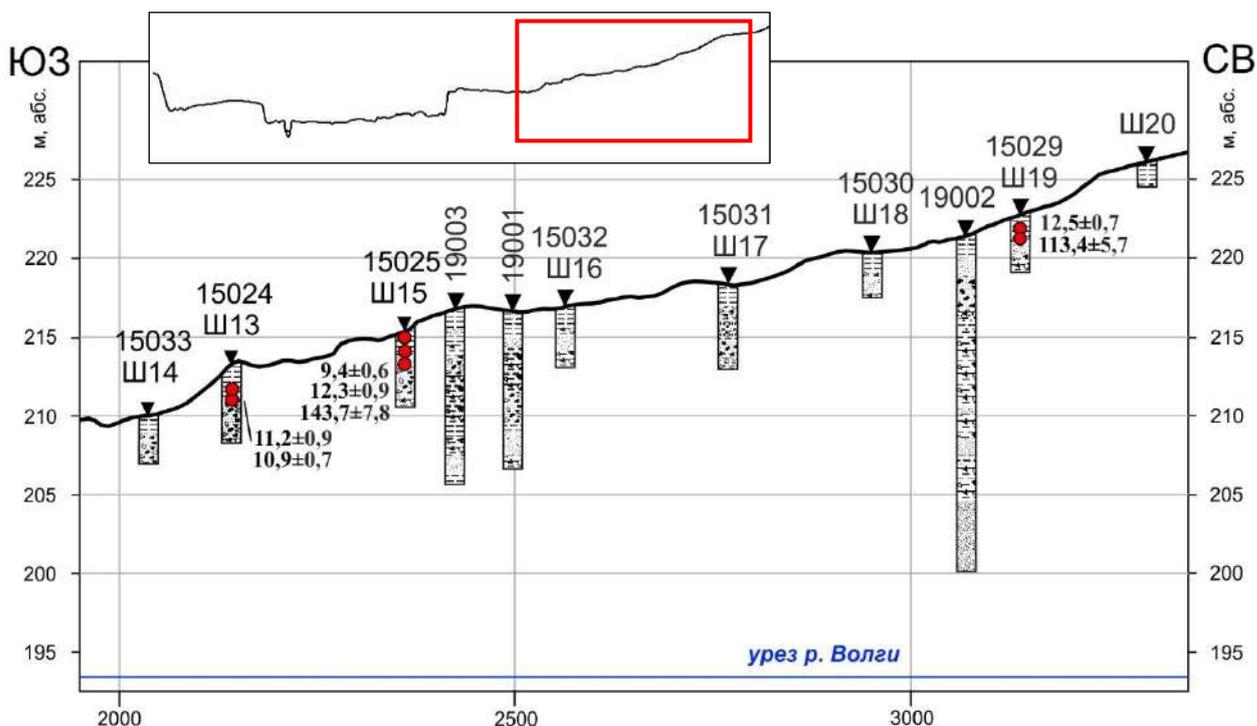


Рис. 4.1.17. Геолого-геоморфологическое строение поверхности 210 – 225 м абс.

Условные обозначения на рис. 4.1.9.

Ш13 – 2 м) сложены алевритами или тонкозернистыми песками светло-палевого цвета без включений; лишь изредка встречаются прослойки мелко- и среднезернистого песка. Верхние 20 – 30 см слоя изменены процессами почвообразования, гумусированы и имеют серый цвет. На макроуровне слой можно разделить на два подслоя, различающихся по текстурным особенностям. Верхняя часть (0,5 – 0,7 м) однородна, неслоиста, с включениями корней и иных почвенных включений; нижняя часть (0,7 – 1,0 м) имеет тонкую горизонтальную слоистость, отличается большим количеством железо-марганцевых примазок. Нижняя граница слоя очень чётко выделяется по механическому составу.

Для более детального исследования приповерхностных толщ (порядка 2 – 2,5 м) был проведён дробный гранулометрический анализ отложений из шурфа Ш13 (рис. 4.1.18). Также были использованы результаты гранулометрического анализа отложений шурфа Ш19 (рис. 4.1.19), выполненного Н.В. Сычёвым и В.С. Шишкиным при участии автора под руководством Е.Д. Шеремецкой и к.г.н. Е.А. Ерёменко в ходе Второй Большекошинской практики (Отчёт..., 2015).

Исследованные 2,20 м тощи шурфа Ш13 можно подразделить на два слоя (рис. 4.1.18). Для первого (верхнего) слоя характерны высокие доли тонкозернистого песка и алеврита (суммарно порядка 60 – 70%), для второго (нижнего) – преобладание песка в целом (также 60 – 70 %). Отложения первого слоя в свою очередь также неоднородны. Здесь можно выделить четыре подслоя.

Подслоя 1а (0,0 – 0,63 м) отличается общей неоднородностью гранулометрического состава (на фоне слоя 1), по глубине доля фракций не устойчива, присутствуют колебания частиц той или иной крупности. В подслое нет явного преимущества какой-либо фракции – около 30% занимает мелкозернистый песок, 15 – 20% песок тонкозернистый, по 20 – 25% приходится на алеврит и глину соответственно. В целом для подслоя 1а характерно повышенное (относительно других подслоев слоя) содержание среднезернистого (5 – 6%) и особенно мелкозернистого (около 30%) песка на фоне пониженной доли крупного алеврита (15 – 20%).

Подслоя 1б (0,70 – 0,83 м) по сути является как бы переходным от подслоя 1а к подслою 1в. Здесь хорошо заметна тенденция к увеличению с глубиной доли алеврита (прежде всего крупного) и тонкозернистого песка при сокращении присутствия песка средне- и крупнозернистого (при этом содержание мелкозернистого песка остаётся на прежнем уровне). Значительно падает доля глинистой фракции (до 10 – 15%). Стоит отметить, что на макроуровне как раз с глубины 0,72 м отмечается горизонтально слоистая текстура отложений.

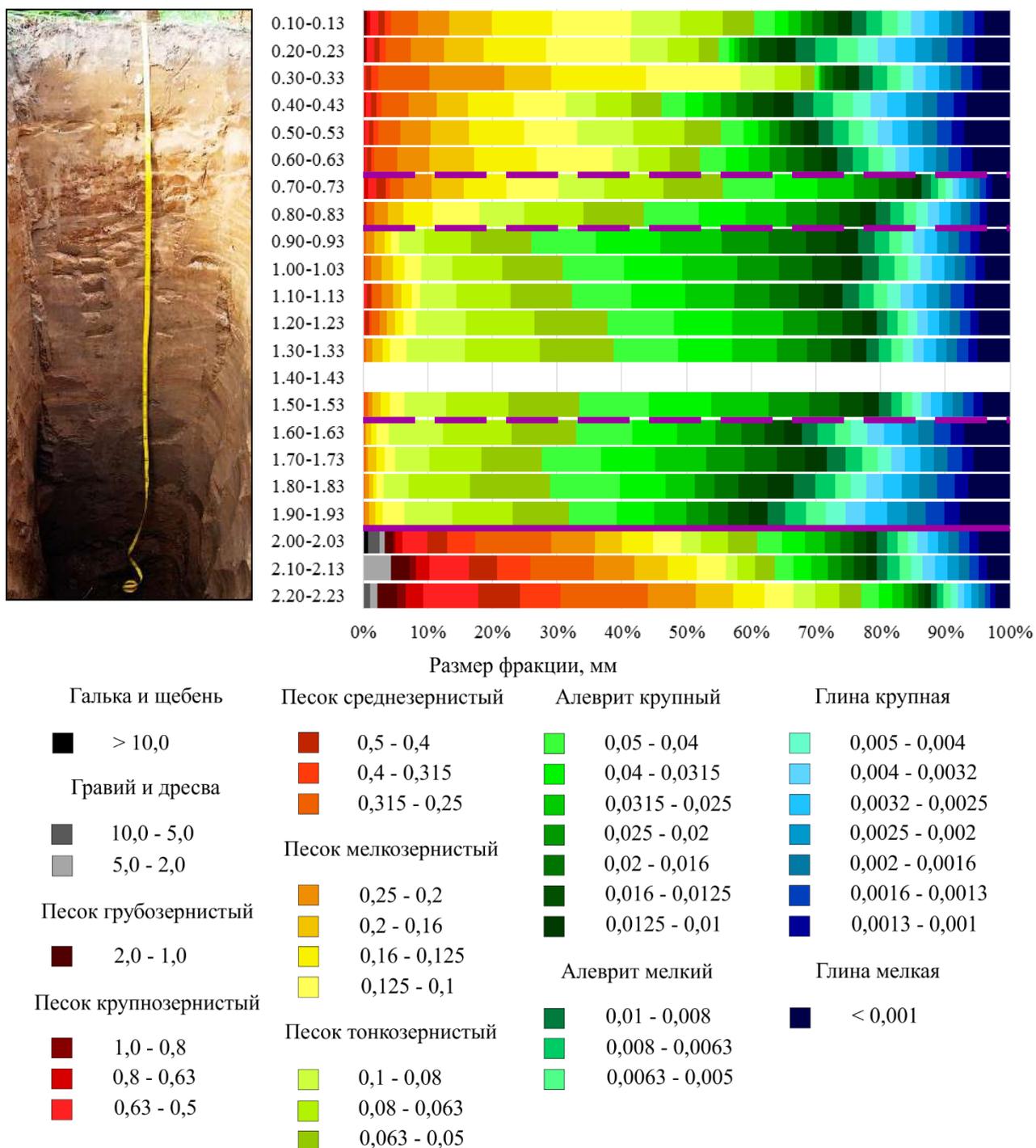


Рис. 4.1.18. Результаты дробного гранулометрического анализа отложений шурфа Ш13.

Слева – фото шурфа, сделанное В.А. Неходцевым.

Подслой 1в (0,90 – 1,53 м) является наиболее мощным в слое 1, его можно было бы назвать условно типовым для рассматриваемого слоя. Для этого подслоя характерна высокая доля тонкозернистого песка (20 – 30%) и особенно крупного алеврита (40 – 50%), в сумме эти две фракции дают более 60%. Причём пиковые фракции (0,1 – 0,025 мм) достаточно чётко отделяются от остальных по процентному соотношению (7 – 10% против не более 3 – 4%), хотя между собой они практически одинаковы.

Подслоя 1г по своему составу очень близок к подслою 1в – преобладающие фракции здесь те же. Однако, отмечается явное снижение крупного материала – суммарно частицы мельче 0,1 мм имеют не более 5%. В то же время наблюдается увеличение глинистой фракции в целом (до 30%) и крупной глины в частности (до 20%). На этом фоне несколько сокращается содержание алеврита, хотя доля тонкозернистого песка остаётся неизменной.

Граница слоя 1 и 2 достаточно ярко читается по диаграмме, представленной на рис. 4.14. Из особенностей гранулометрического состава этого слоя можно отметить относительно равномерное распределение долей песка по фракциям – их содержание не опускается ниже 7 – 10%. Кроме того, заметно появление гравийно-дресвяного материала и грубозернистого песка, которые практически не представлены в вышележащей толще. Содержание алеврита и глины, конечно, заметно сокращается, однако всё равно остаётся довольно существенным (20 – 30%).

Результаты дробного гранулометрического анализа отложений шурфа Ш19 позволяют выделить также 2 слоя (рис. 4.1.19). Слой 1 (0,0 – 1,45) представлен преимущественно тонкозернистыми песками и крупными алевритами (суммарно порядка 60 – 70%), а слой 2 (1,60 – 2,53) составляют пески (до 80 – 90%), из которых в среднем около 50% крупнее 0,1 мм. Оба слоя несколько неоднородны и при детальном анализе можно выделить по три подслоя в каждом слое. В целом, стоит отметить низкое количество мелкого алеврита и глины (суммарно менее 10%) в отличие от Ш13.

Подслоя 1а (0,0 – 0,43 м) отличается наибольшей выдержанностью гранулометрического состава по глубине (что объясняется сельскохозяйственным освоением территории – шурф расположен на пахотных угодьях). В этом подслое крупный алеврит (40%) преобладает над тонкозернистым песком (30%); 10% приходится на мелкозернистый песок, ещё по 5% на средне- и крупнозернистый.

Подслоя 1б (0,50 – 0,93 м) выделен по увеличению доли среднезернистого песка (до 20%), при этом содержание крупного алеврита сокращается (до 20%). В целом подслоя относительно неоднороден по глубине, особенно это относится к содержанию крупного алеврита, а также возрастанию доли среднезернистого песка в кровле подслоя. Верхняя граница подслоя совпадает с границей текстурных особенностей отложений – ниже наблюдается горизонтальная слоистость.

Подслоя 1в (1,00 – 1,45 м) отличается достаточно резким сокращением доли среднезернистого песка (до 3% за исключением образца с глубины 1,15 – 1,8 м). К тому же, нет выдержанности в паре тонкий песок – крупный алеврит, преобладает то одна фракция, то другая. Однако стоит заметить, что распределение по фракциям в этом слое в целом

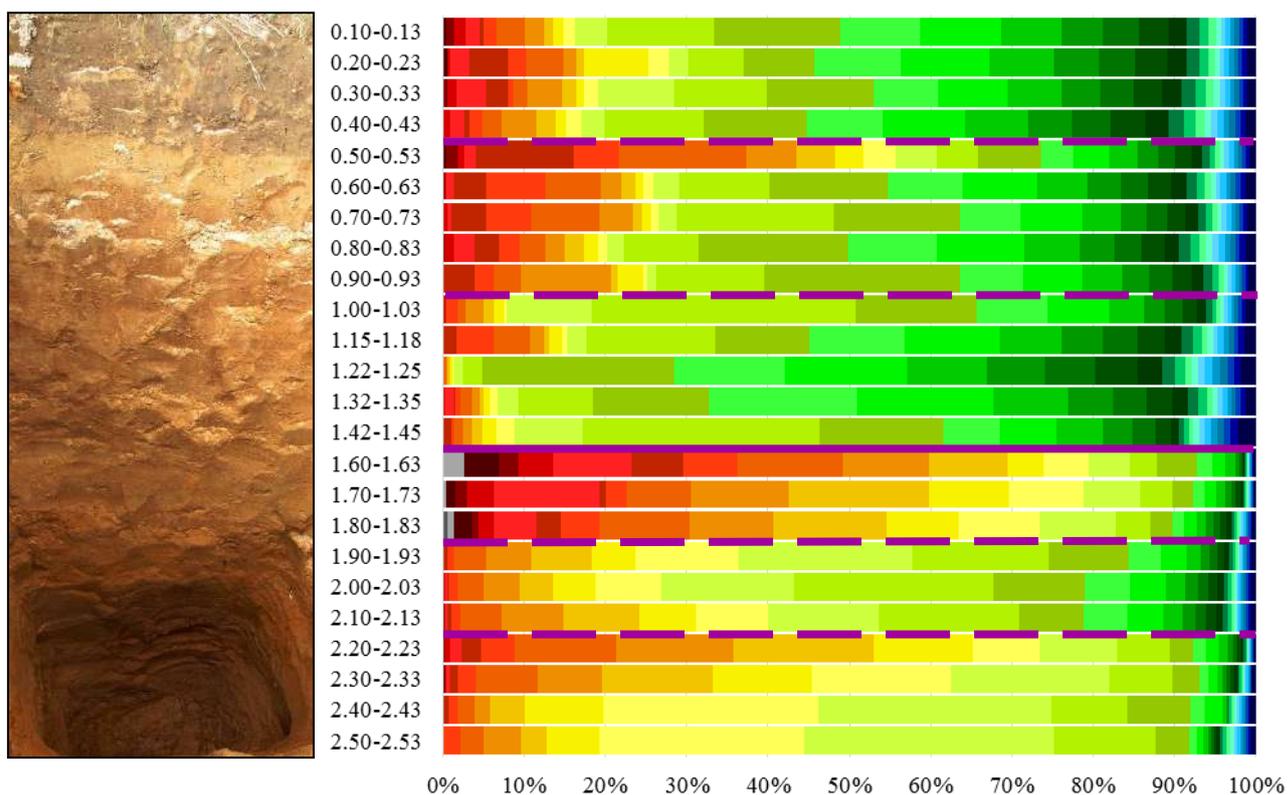


Рис. 4.1.19. Результаты дробного гранулометрического анализа отложений шурфа Ш19. Цветовые обозначения фракций см. рис. ПЗ.2. Слева – фото шурфа, сделанное В.В. Маркеловым. сходно, а преобладание алеврита над песком обеспечивается тем, что пик приходится на пограничную зону между ними.

Граница между слоем 1 и 2 ярко выражена по смене гранулометрического состава: резко возрастает доля песка, при этом падает содержание алевритов и глин. Подслой 2а (1,60 – 1,83 м) характеризуется значительной долей песка (до 90%), при этом каждая песчаная фракция представлена практически равномерно (порядка 15 – 20%) с пиком в мелкозернистых песках (30 – 40%). Стоит отметить присутствие частиц гравийно-дресвяной и грубозернисто-песчаной размерности (первые проценты).

Подслой 2б (1,90 – 2,13 м) выделен по смене структуры песчаного материала – около 50% от всего состава занимают тонкозернистые пески, значительная доля приходится на мелкозернистый песок (30%) и крупный алеврит (примерно 15%). Относительно высокая доля крупного алеврита отличает этот подслей от 2а и 2в.

Подслой 2в (2,20 – 2,53 м) характеризуется сильным снижением содержания алеврита (до 5%); практически 90% приходится на мелко- и тонкозернистые пески. При этом максимальную долю (более 20%) имеют пограничные фракции 0,125 – 0,1 мм и 0,1 – 0,08 мм.

Из алевритов была отобрана серия ОСЛ-образцов. Проведённое датирование (GdTL-3024 – GdTL-3027, GdTL-3032, рис. 4.1.17), показало, что эти слои образовались на рубеже позднего плейстоцена и голоцена 12 – 9,5 тыс. лет назад.

Алевриты подстилаются разнозернистыми песками рыже-коричневого цвета с включением разноразмерных обломков (до валунов). Мощность этого слоя различна: так, например, в скважине 15024 она составляет более 2,5 м, а в скважинах 15030 – 15032 – менее 0,5 м. Стоит отметить важную закономерность: в скважинах с повышенной мощностью слоя разнозернистых песков последние подстилаются непосредственно красно-бурыми глинами с обломками, а в скважинах с малой мощностью песков они вниз по разрезу сменяются прослоями различного механического состава. В скважине 15029 это мелкозернистые пески серого цвета, 15030 – алевриты и тонкозернистые пески красно-коричневого цвета, 15032 – тонко- мелкозернистые пески красно-коричневого цвета. Мощность этих толщ составляет около 1 м. Возраст этой толщи по данным ОСЛ-датирования составляет: $143,7 \pm 7,8$ тыс. лет (GdTL-3028), $113,4 \pm 5,7$ тыс. лет (GdTL-3033).

Под песками вскрыты тяжёлые суглинки и местами глины с включением дресвы, гравия и, по-видимому, более крупных обломков; цвет отложений красно-коричневый, красно-бурый, коричневый. Глубокими скважинами 19001 – 19003 установлено, что эти отложения неоднородны, в них встречаются прослои и линзы алеврита и глинистого песка мощностью до первых десятков сантиметров. Скважиной 19002 установлена подошва этих отложений, располагающаяся на уровне 205 м абс. В основании скважины вскрыты тонко-мелкозернистые серо-коричневые и бежево-серые однородные пески без включений.

Поверхность 225 – 235 м абс. и выше. Начиная с шурфа Ш23 строение геологического разреза изменяется. С поверхности также продолжают залегать алевриты, однако их мощность резко уменьшается и как правило не превышает 0,5 м. К тому же в отложениях отсутствует слоистость: если алевритистые толщи в скважинах, расположенных ближе к долине, двучленны, то здесь сокращение мощности алевритов происходит за счёт выклинивания тонкослоистого прослоя.

Отличаются и отложения, подстилающие алевриты: как правило, это плотные тяжёлые суглинки красно-коричневого цвета с прослоем мелких валунов в кровле. Стоит отметить неоднородность суглинистого слоя – нередки прослои песчаного материала, перемешанность с супесями того же цвета. Шурфами Ш24 и Ш25 на глубинах 1,0 и 1,4 м соответственно вскрыты тонко-мелкослоистые супесчано-алевритистые отложения. Эти толщи не похожи на алевриты, залегающие с поверхности в вышеописанных скважинах. Первые более плотные, не пылеватые, цвет этих отложений более непостоянен – красно-коричневый, палево-серый, палево-коричневый.

В дополнение к основному участку были проведены работы в долине р. Большой Коши в створе обнажения «У погоста Илии Пророка» (рис. 4.1.20), а также в долине р. Волги в 500 м ниже по течению от пгт Селижарово (рис. 4.1.21). Геоморфологические исследования проводились с меньшей детализацией, в долинах рек особое внимание уделялось высоким террасовым уровням.

Река Большая Коша в створе разреза «У погоста Илии Пророка» делает крупную излучину (рис. 4.1.20). Правый борт крутой (на отдельных участках крутизна склона превышает 30°), высотой 16 – 18 м над урезом. На левобережье выражена серия ступеней. Наиболее низкий из них, высотой 1,2 – 2 м над урезом, имеет ширину порядка 100 – 120 м, отличается плоской поверхностью, покрытой травянистой растительностью. От более высокого уровня его отделяет чёткий уступ высотой не более 1,5 м. Следующая, пологонаклонная к реке, ступень выделяется на высотах 3 – 5 м над урезом и имеет ширину до 200 м в наиболее широкой части. От более высоких поверхностей она отделена хорошо

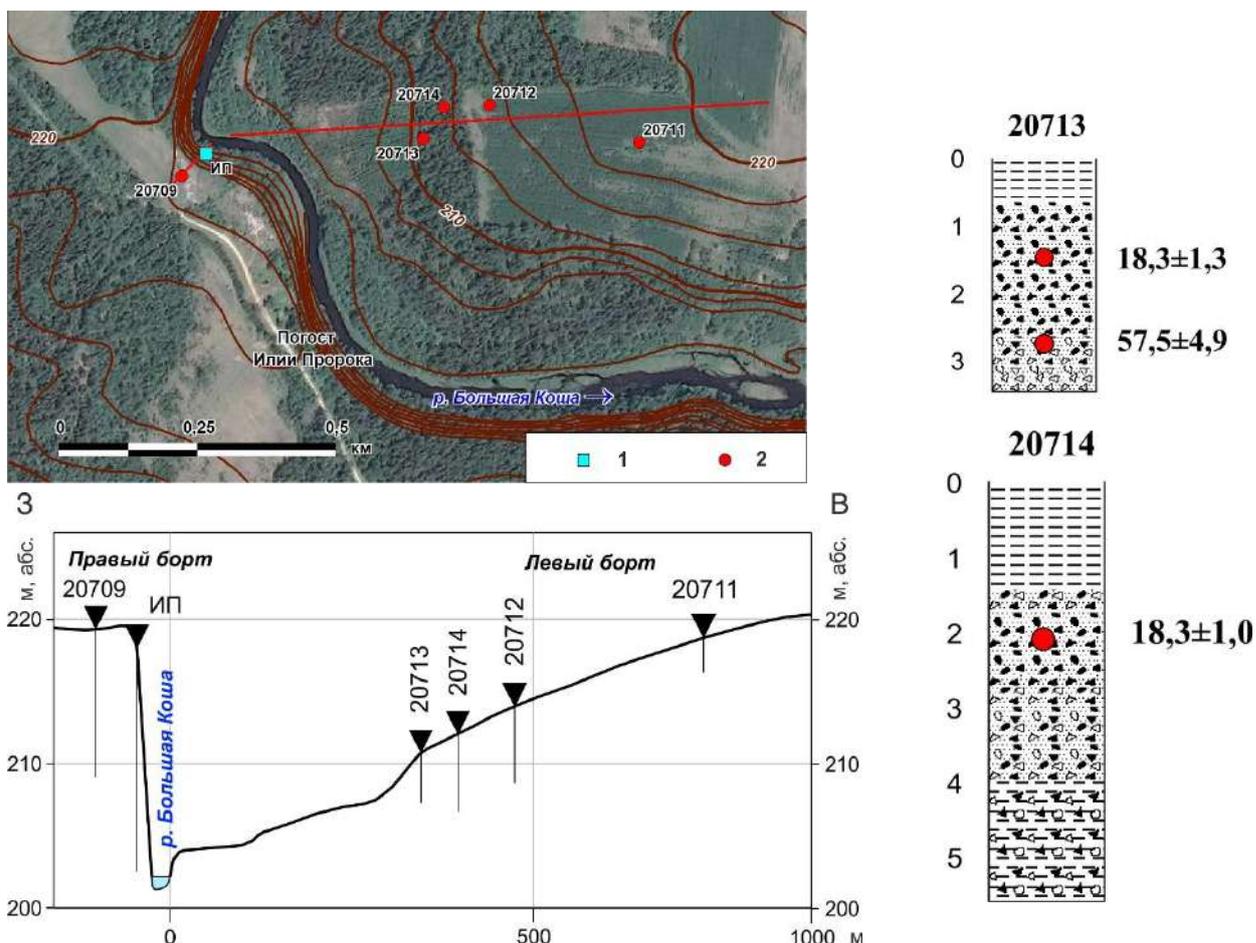


Рис. 4.1.20. Карта фактического материала, гипсометрический профиль и схемы строения некоторых скважин участка работ в створе разреза «У погоста Илии Пророка».

Условные обозначения: 1 – обнажение «У погоста Илии Пророка», 2 – собственные скважины механического бурения; иные обозначения см. на рис. 4.1.9 Космический снимок <https://yandex.ru/map>.

выраженным уступом высотой порядка 3 – 4 м. С отметки 9 – 10 м над урезом от реки поднимается пологий склон.

На этом склоне, с целью установления его геолого-геоморфологического строения, была заложена серия скважин (20711 – 20714). Во всех скважинах с поверхности вскрыты алевриты бежевого цвета мощностью от 0,8 (в скв. 20713) до 1,7 м, характер залегания которых нами был определён как покровный. Под ними в скважинах 20711 и 20712 обнаружена гравийно-дресвяная толща с заполнителем из разнозернистого песка. В скв. 20711 пройти сквозь неё не удалось, а в скв. 20712 под ней на глубине 3.3 м вскрыты тяжёлые красновато-коричневые суглинки с тонкими прослойками алеврита.

В скважинах 20713 и 20714 под алевритами вскрыты разнозернистые (преимущественно крупно- грубозернистые) пески красно-коричневого цвета с включением дресвы и гравия. Возраст этих песков, определённый методом ОСЛ, составляет $18,3 \pm 1,3$ тыс. л.н. (Risø-208616), $18,4 \pm 1,0$ тыс. л.н. (Risø-208619). Вниз по разрезу количество обломков возрастает: ниже 2,5 м толща представляет собой несортированную обломочную смесь. ОСЛ возраст этих отложений в скв. 20713 составил $57,5 \pm 4,9$ тыс. л.н. ((Risø-208617). Под этим материалом залегают тяжёлые коричнево-красные суглинки с включениями обломочного материала, установленные в основании скв. 20714.

Река Волга ниже слияния с р. Селижаровкой протекает в корытообразном понижении юго-восточного простирания (рис. 4.1.21, 4.1.22). Борта этого понижения крутые, чётко выраженные, высотой порядка 10 м. Бровка долины прослеживается на высоте 213 – 215 м абс. Днище плоское, практически лишено крупных неровностей, имеет ширину около 1,2 км и располагается на высоте порядка 6 м над урезом р. Волги. Лишь в 200 м от русла

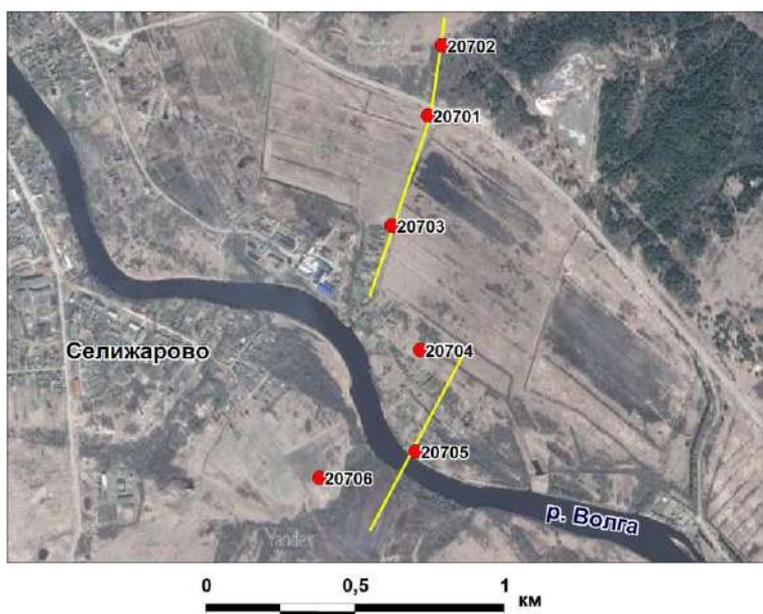


Рис. 4.1.21. Карта фактического материала участка работ «Селижарово». Красными точками показаны собственные скважины механического бурения. Космический снимок <https://yandex.ru/map>

читаются небольшие (около 0,5 – 1,0 м) уступчики, а также пойменный микрорельеф: валы и ложбины, вытянутые вдоль русла. Наиболее низкая ступень высотой чуть более 3 м чётко выражена и круто обрывается к руслу.

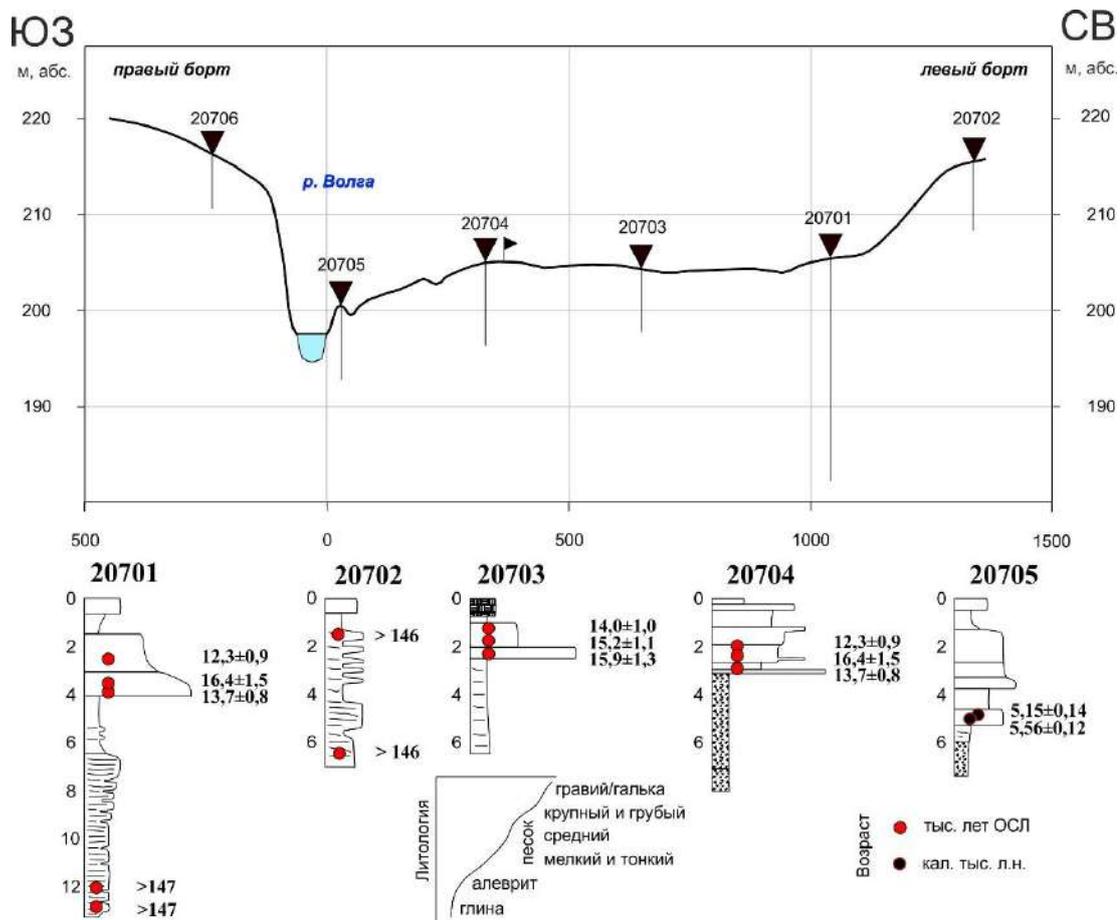


Рис. 4.1.22. Гипсометрический профиль и схемы скважин участка работ «Селижарово»

Строение низкой, 3-метровой ступени установлено скважиной 20705, в которой с поверхности вскрываются супеси и суглинки коричневого цвета мощностью чуть больше метра (рис. 4.1.22). Ниже, до глубины 5,5 м – мелкозернистые пески светло-серого цвета с пятнами ожелезнения, в подошве которых встречаются растительные остатки и крупные фрагменты древесины. Возраст органических включений, определённым по радиоуглероду, составил 4510 ± 90 {5311 – 5041 кал. л.н.} (ЛУ-10135); 4840 ± 90 {5705 – 5467 кал. л.н.} (ЛУ-10133) (рис. 4.1.4). Под песками вскрыто переслаивание тяжёлых суглинков и алевроитов, лишённое обломочного материала, мощностью около полуметра. Ниже 6 м залегают тяжёлые серовато-бурые плотные суглинки, насыщенные обломочным материалом.

Строение уровня 6 м над урезом установлено скважинами 20701, 20703 и 20704. С поверхности и до глубины порядка 3 – 4 м установлены разнозернистые пески (от мелко- и среднезернистых до крупно- и грубозернистых), в скв. 20703 перекрытые полуметровым слоем коричневого хорошо разложившегося торфа. В основании песчаной толщи встречаются и крупнообломочные включения галечной и гравийной размерности. Методом ОСЛ из этой песчаной толщи по скв. 20701, 20703, 20704 установлен возраст отложений, который составляет 14 – 16 тыс. лет (Risø-208608 - Risø-208610; рис. 4.1.22).

Подстилающие отложения различаются: в скв. 20704 это тяжёлые тёмно-коричневые суглинки, насыщенные обломочным материалом, литологически сходные с отложениями из скв. 20705, тогда как в скв. 20701 и 20703 – это переслаивающиеся тяжёлые суглинки и алевроиты без включения обломочного материала. Такие же отложения установлены и в скв. 20702 и 20706, заложенных на бортах долины. Определение возраста отложений по скв. 20701 и 20702 показало запредельный результат для ОСЛ-датирования (рис. 4.1.22).

4.1.3. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в Ржевском Поволжье

В окрестностях г. Ржева геолого-геоморфологические работы проводились в 2015 (Отчёт..., 2015) и 2020 годах на правом берегу р. Волги (рис. 4.1.23). Они дополнялись DGPS-съёмкой рельефа линии профиля. Геолого-геоморфологический профиль охватывает, в основном, долину р. Волги, правый борт которой представлен хорошо выраженной лестницей террас (рис. 4.1.24). В то же время несколько геологических выработок было заложено и на междуречных пространствах.

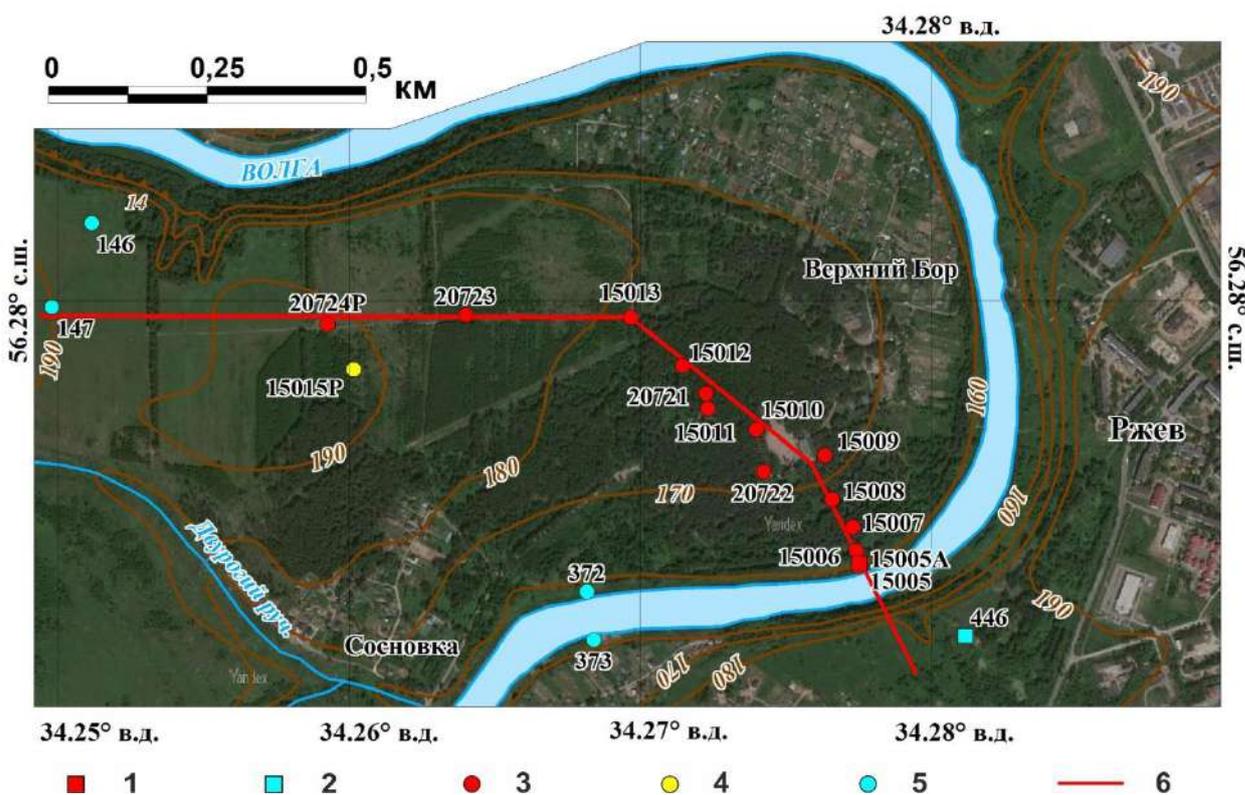


Рис. 4.1.23. Карта фактического материала ключевого участка «Ржев».

Условные обозначения: шурфы и расчистки: 1 – собственные данные, 2 – фондовые материалы (Отчёт Ржевской ..., 1954); скважины: 3 – собственные механического бурения, 4 – собственные ручного бурения, 5 – фондовые (Отчёт Ржевской ..., 1954; Ржевский ..., 1977); 6 – линия геолого-геоморфологического профиля. Сплошные горизонталы проведены через 10 м. Космический снимок <https://yandex.ru/maps>

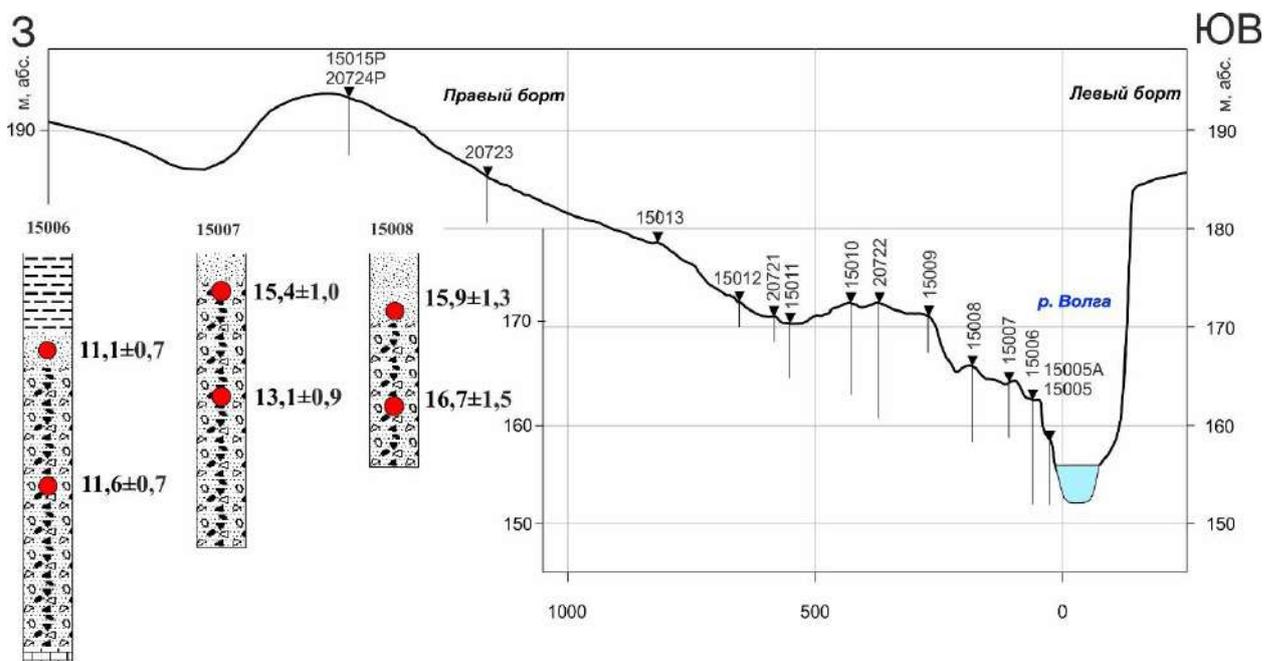


Рис. 4.1.24. Гипсометрический профиль через долину у р. Волги; ключевой участок «Ржев» и схема строения скважин на уровнях 6,5 м (162,5 м абс.), 8,5 м и 10,0 м (165 – 167 м абс.). Условные обозначения см. на рис. 4.1.9.

Уровень до 3 м (до 160 м абс.), наиболее низкий на этом ключевом участке прослеживается узкой (20 – 25 м) полосой по правому берегу р. Волги, окаймляя выпуклый берег излучины (рис. 4.1.24). Геологическое строение установлено по заложенным скважинам 15005 и 15005А и шурфу 15005; также были использованы архивные скважины 372 – 373 (Ржевский гидроузел ..., 1977). С поверхности (до 1 м) скважинами вскрываются мелкозернистые пески до супеси светло-коричневого цвета. Они подстилаются крупно-грубозернистыми песками до гравийника с включениями мелкого щебня. Мощность этого слоя различна: в скважине ближе к руслу она составляет 1,5 м, а в скважине ближе к тыловому шву – уже почти 3 м. Забои скважин вскрыли плотные пёстроокрашенные (сизые и кирпично-красные) глины с обломками – морену. Кровля морены неровная: она опускается в сторону от реки. Архивные скважины 372 и 373 (Ржевский гидроузел ..., 1977) под мореной на глубине 4 – 5 м от поверхности поймы вскрывают коренные породы – известняки и доломиты верейского яруса каменноугольной системы.

Уровень 6,5 м (162,5 м абс.). В 20 – 25 м от русла расположен уступ более высокой террасовидной поверхности; уступ крутой, порядка 20°, высотой около 3 м (относительно нижележащего уровня). Площадка ровная, выположенная, шириной в створе профиля 35 – 40 м, располагается на высоте 6,5 м над урезом (рис. 4.1.24). В средней части площадки террасы заложена скважина 15006, где с поверхности вскрывается мощная (чуть менее 2 м) толща суглинков бурого цвета, глинистость которых возрастает вниз по разрезу. Суглинки подстилаются средне- мелкозернистыми песками мощностью около 1 м. Под ними

залегают крупно- грубозернистые пески с включениями разноразмерного обломочного материала (до щебня и, по-видимому, мелких валунов). Мощность этой грубой толщи составляет порядка 7 м, подошва бурением не пройдена – ввиду наличия крупных обломков, а, возможно и кровли коренных пород. Из песчаной толщи получены ОСЛ-даты возрастом $11,1 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-2897) и $11,6 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-2898, рис. 4.1.24)

Уровни 8,5 м и 10,0 м (165 – 167 м абс.). Далее от реки располагаются две террасовидные поверхности с высотами уступов относительно нижележащих поверхностей около 1,5 – 2 м (8,5 и 10 м над урезом реки соответственно, рис. 4.1.24). Поверхность террасы 8,5 м неровная, вогнутая: хорошо читается древний прирусловой вал и понижение в средней части террасы. Поверхность 10-метровой ступени, наоборот, выпуклая: уступ террасы очень плавно переходит в площадку, у которой имеется явное понижение в тыловой части (глубиной до 0,5 м относительно максимальной высоты террасы). Строение геологического разреза этих ступеней схожее. С поверхности залегают тонко-мелкозернистые пески светло-коричневого цвета. Мощность этого слоя различна: в скважине 15007 (ступень 8,5 м) она составляет более 3 м, причём в слое содержатся суглинистые прослойки; в скважине 15008 (ступень 10 м) – мощность этих песков едва достигает 20 – 25 см. Тонко- мелкозернистые пески подстилаются разномелкозернистыми (преимущественно крупнозернистыми) песками с включением разноразмерных обломков, в некоторых местах переходящими в песчано-гравийник или даже полностью представленными щебнем и галькой. Подошва этого слоя не обнаружена – ввиду наличия крупных обломков в забоях скважин. ОСЛ-возраст песков, слагающих эти ступени, составляет 13 – 17 тыс. лет (GdTL-2899 – GdTL-2902, рис. 4.1.24).

Уровень 15 – 16,5 м (171 – 172,5 м абс.) располагается в 250 м от русла; площадка которого отделена от нижележащей поверхности уступом крутизной порядка 10° и высотой около 6 м (рис. 4.1.25). Поверхность неровная, «выпукло-вогнутая», прибровочная часть в некоторой степени изменена деятельностью человека. В тыловой части террасы отмечается наличие понижения глубиной 1,5 м (относительно среднего уровня террасы 172 м абс.) и шириной 170 м.

На поверхности террасы заложены скважины 15009 – 15011 и 20721 – 20722 (рис. 4.1.25). В целом, скважины имеют качественно сходное строение, но различаются по мощности слоёв. С поверхности залегают мелко- тонкозернистые пески коричневого цвета; мощность слоя составляет 1 м. Возраст этих песков составляет $11,3 \pm 0,8$ тыс. лет (GdTL-2904), $11,9 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-2905, рис. 4.1.25). Эти пески подстилаются: в скважинах 15009 и 15010 (расположенных ближе к бровке террасы) – разномелкозернистыми (преимущественно крупнозернистыми) песками с большим количеством обломочного

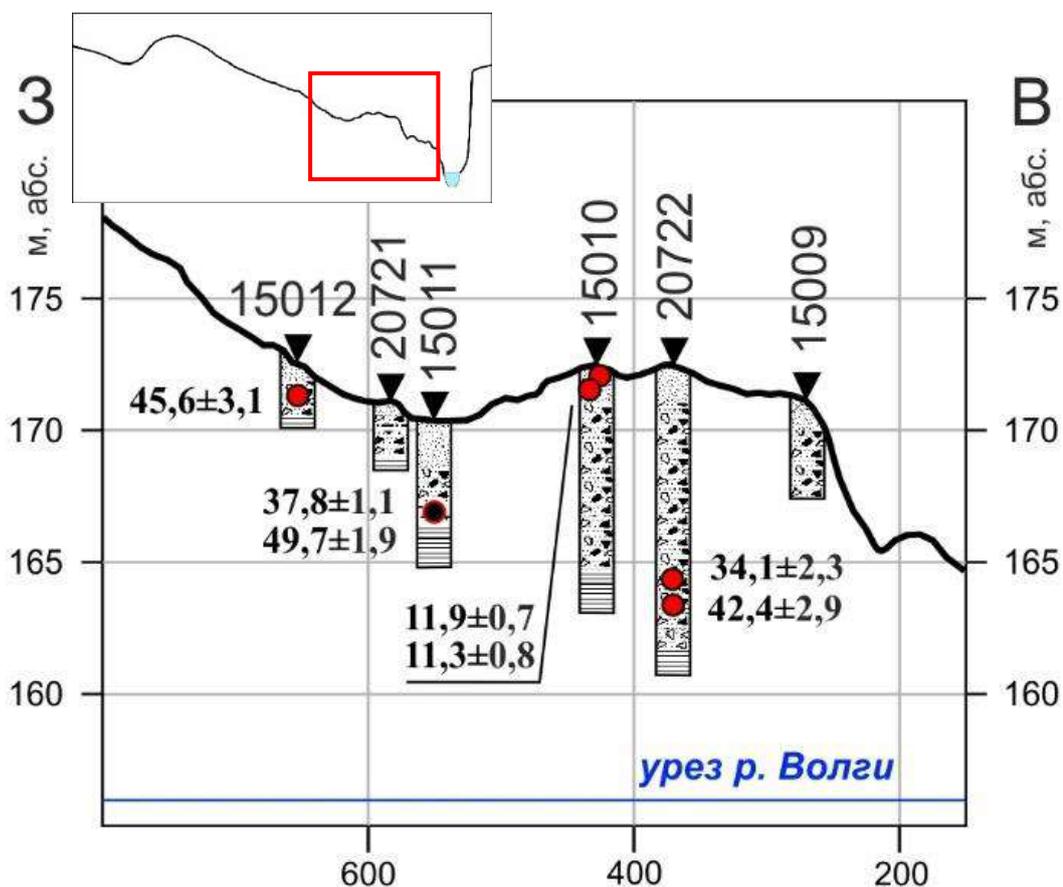


Рис. 4.1.25. Геолого-геоморфологическое строение уровня 15 – 16,5 м (171 – 172,5 м абс.). Условные обозначения см. на рис. 4.1.9.

материала разного размера, нередко переходящими непосредственно в гравийники или даже в щебнистый материал, максимальная мощность этого слоя установлена скв. 20722, где составляет почти 10 м. С глубины 8 и 9 м по этой скважине методом ОСЛ получены данные о возрасте отложений: $34,1 \pm 2,3$ тыс. лет (Risø-208634) и $42,4 \pm 2,9$ тыс. лет (Risø-208635) соответственно.

В скважине 15011, расположенной в притыловом понижении, тонкозернистые пески подстилаются опесчаненными суглинками коричневого цвета. Переход к суглинкам осуществляется через прослой (мощностью около 1 м) мелко- среднезернистых песков светло-коричневого цвета с редкими включениями щебня. Слой суглинка маломощный не превышает 0,5 м и плавно переходит в слой карбонатной гажы мощностью 0,8 м. По гаже в двух независимых лабораториях получены данные о возрасте радиоуглеродным методом: 32900 ± 900 {38833 – 36501 кал. л.н.} (ГИН-15238), 46560 ± 1260 {51040 – 47563 кал. л.н.} (ЛУ-8264). Согласно комментарию Х.А. Арсланова, полученный конечный возраст следует рассматривать как минимальный ввиду возможного изотопного обмена с растворёнными карбонатами. В то же время нельзя исключать удревнение образца за счёт перерастворения древних (каменноугольных) карбонатов.

Забоями скважин 15010 – 15011 вскрыты плотные глины преимущественно зелёного цвета (или с зеленоватым оттенком) с обильным количеством карбонатных обломков – коренные породы. Близкое залегание коренных пород на рассматриваемой территории подтверждается архивными скважинами (№№146 – 147) на междуречье в непосредственной близости от профиля (Отчёт Ржевской ..., 1954). Максимальные вскрытые мощности не превышают 2,5 м. Кровля коренных пород не выдержана – она плавно падает в сторону русла реки.

Поверхность 173 – 194 м абс. На высоте около 170 м абс. волнистая площадка террасы переходит в слабонаклонную (чуть более 2°) плавно воздымающуюся к водоразделу поверхность (рис. 4.1.24). Геологические выработки, заложенные здесь, и фондовые (Отчёт Ржевской ..., 1954) показали следующее. Скважины 15013 и 20723 вскрыли маломощную (менее 1 м) толщу тонкозернистых песков, сходных с обнаруженными алевритами на ключевом участке «Большая Коша», которые подстилаются красновато-коричневыми глинами с обломками (в скв. 15013) или разнозернистыми песками с прослоями супеси и включением обломочного материала. В скважинах 15015Р и 20724Р вскрываются последовательно тонкозернистые алевритистые пески (до супеси) палевого цвета мощностью 0,5 м постепенно сменяющиеся слоем, в котором переслаиваются тонкозернистые алевритистые пески и среднезернистые пески с редким мелким гравием. Забоем скважины 20724Р вскрыты сильно опесчаненные лёгкие суглинки с обломками дресвяно-щебнистой размерности. Такие же отложения отмечены и в разрезах архивных скважин №№146 – 147, а также в обнажении 446 по левому берегу р. Волги (Отчёт Ржевской ..., 1954). Мощность этих суглинистых толщ не превышает 5 – 7 м. Подстилаются эти отложения коренными породами, представленными известняками и доломитами московского яруса среднего карбона. Кровля коренных пород поднимается до 180 – 182 м абс.

4.2. Долина р. Волги в пределах Верхневолжской низины

4.2.1. Общая характеристика долины¹

Река Волга после впадения в неё р. Вазузы в г. Зубцове изменяет направление своего течения и выходя на Верхневолжскую низину протекает с юго-запада на северо-восток. Лишь до г. Твери русло реки находится в естественном состоянии, ниже него оборудованы водохранилища с плотинами в г. Дубне (Иваньковское водохранилище), г. Угличе (Угличское) и г. Рыбинске (Рыбинское). В связи с затоплением дна долины её исследование представляет ряд сложностей, особенно в части поймы и низкой террасы. На участке Верхневолжской низины крупнейшими притоками р. Волги являются Тверца, Шоша, Дубна, Медведица, Корожечна, Нерль (Волжская) и Юхоть.

Геоморфологическое строение долины р. Волги в пределах Верхневолжской низины приведено в работах Г.Ф. Мирчинка (1935, 1948), сотрудников НИИ Географии МГУ (Дик, 1938; Спиридонов, 1938), В.А. Новского (1939, 1945, 1958), Г.В. Обедиентовой (1962, 1977) и др., а также в изданиях и отчётах МинГео СССР и МПР РФ по составлению Государственной геологической карты (Геологическое строение..., 1961; Отчёт Калининской ... 1965; Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971; Геологическая ... 1976, Геологическая ..., 1978; Кямря и др., 2012; Кротова-Путинцева, 2012 и др.). Большинство исследователей работало на разных участках долины, в связи с чем при обобщении материалов возникают некоторые сложности. При изложении материала для удобства сопоставления террасовых уровней на разных участках (в том числе и с территорией Валдайской возвышенности) выделенные в разные временные периоды высоты террас приводятся от уреза р. Волги до затопления её водами водохранилищ.

Первые сведения о геолого-геоморфологическом строении долины р. Волги в пределах Верхневолжской низменности содержатся в работах Г.Ф. Мирчинка (1935, 1948). Им рассмотрено строение волжской долины выше г. Мологи примерно до г. Ржева и представлен первый вариант история её развития. Следует отметить, что при палеогеоморфологических реконструкциях Г.Ф. Мирчинк опирается на «альпийскую» схему «Миндель – Рисс – Вюрм» с однократным оледенением в каждую эпоху. В долине р. Волги им выделена пойма и две надпойменные террасы – нижняя и средняя («верхняя» терраса по его данным имеет более высокий уровень и встречается сильно ниже по

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

Баранов Д.В. Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 2. Верхневолжская низина) // Геоморфология, том 53, №1, 2022, стр. 35 – 48. DOI: 10.31857/S0435428122010047

течению). Данные Г.Ф. Мирчинка ценны тем, что в них приведены описания ныне затопленных участков долины (рис. П1.21, П1.23, П1.26).

Пойма протягивается узкой полоской вдоль русла, местами исчезая, на уровне 8 – 10 м над урезом. Широкий её фрагмент описан Г.Ф. Мирчинком (1948) по левому берегу р. Волги в районе современного г. Дубны (рис. П1.21). На глубину до 5 – 7 м она сложена аллювием, верхняя часть которого суглинистая, а нижняя – песчаная, подстилаемого моренным суглинком; цоколь поймы местами возвышается до 5 м над меженным урезом. Высокий, более древний, уровень поймы по Г.Ф. Мирчинку представляет собой поля сильно всхолмлённых песков с высотой дюн до 2,5 м (участок 4 на рис. П1.21). Аллювиальные и эоловые пески на этом участке подстилаются, по-видимому, более древними флювиогляциальными грубыми песками и галечниками. В тыловой части поймы располагается торфяное болото, выполняющее, по мнению Г.Ф. Мирчинка, какое-то древнее русло. Около г. Углича пойма прослежена на высоте 10 м над урезом и полностью сложена аллювием: песками с прослоями супеси (в верхней части) и линзами гравия. Современное русло р. Волги врезано в ледниковые отложения; мощность аллювия в русле редко превышает 1 м.

На высоте около 13 – 15 м над урезом Г.Ф. Мирчинк выделяет первую (нижнюю) надпойменную террасу. Она описана им у Дубны (рис. П1.21), в окрестностях Калязина (рис. П1.23) и Углича (рис. П1.26) и прослежена на всём протяжении реки от Ржева до Мышкина. Аллювий террасы песчаный, мощностью до 6 м, и подстилается цоколем из морены, кровля которого поднимается до 10 – 12 м над урезом. Поверхность террасы неровная, осложнена приречными валами, дюнами и буграми, которые увеличивают высоту террасы на 3 – 4 м.

Вторую (среднюю) надпойменную террасу Г.Ф. Мирчинк (1935, 1948) выделяет на высоте около 25 – 30 м над урезом (рис. П1.26). Подробно строение террасы было описано в разрезах у Иерусалимской слободы под г. Угличем, которые впоследствии были утрачены в связи со строительством Угличского гидроузла. Терраса с поверхности сложена маломощным (до 1 м) слоем тонкого песка – по мнению Г.Ф. Мирчинка, аллювия, который залегает на моренных суглинках. От междуречных пространств на высотах около 40 м над урезом («водораздельного лёссового плато») терраса отделена слабо выраженным уступом.

Исходя из морфологии и геологического строения долины Г.Ф. Мирчинк делает вывод о её молодости и относит начало её формирования ко времени деградации последнего («вюрмского») оледенения.

Во второй половине 1930-ых годов долина р. Волги на территории современной Тверской области изучалась геоморфологами НИИ Географии МГУ. На участке от

г. Старицы до г. Твери описание долины выполнено И.В. Васильевой (1938). Она отмечает, что ниже устья р. Холохольни узкая и глубокая долина («Старицкие ворота») постепенно расширяется, выходы коренных пород в бортах, характерные для старицкого участка, пропадают. Склоны долины пологие и длинные, глубина вреза составляет 30 – 35 м. И.В. Васильева выделяет пойму, которая «выражена в виде узких полос вдоль русла шириной в среднем 20 – 50 м». Высокий уровень поймы (3,5 – 5 м над урезом) по данным И.В. Васильевой затапливается лишь в многоводные годы, в отличие от низкого (до 3 м). И.В. Васильева прослеживает надпойменную террасу шириной около 1 км и высотой 10 – 12 м над межнным урезом. На поверхности этой террасы часто встречаются старицы, особенно в тыловой части. Терраса сложена песками, мощность которых не превышает 4 – 5 м, что указывает на её цокольность. Исключение составляет район г. Твери, где бурением вскрыто «староречье р. Тьмаки», в котором мощность песков достигает 14 м (рис. П1.18). Всюду аллювий подстилается мореной.

Долина р. Волги от г. Твери до г. Калязина описана Н.Е. Диком (1938), причём приведена морфология в том числе и участка, ныне затопленного водами Иваньковского водохранилища (см. рис. П1.20). Н.Е. Дик выделяет гривистую пойму высотой 6 – 9 м над межнным урезом, отделённую от русла узкой полоской бечевника. Пойма цокольная: моренный цоколь располагается на высоте 2 – 4 м над урезом. Аллювий поймы имеет мощность около 4 – 5 м и представлен м/з и р/з песками с прослоями супесей и суглинков.

На всем протяжении участка Н.Е. Дик прослеживает надпойменную террасу высотой в прибрежной части 12 – 14 м, которая повышается к тыловому шву до 16 – 18 м над урезом. Поверхность террасы плоская и слабоволнистая, осложнена дюнами. Аллювий террасы представлен м/з – р/з песками и имеет среднюю мощность 2 – 6 м, где подстилается мореной, однако в некоторых местах терраса практически полностью сложена песками, которые, по мнению Н.Е. Дика, представляют собой «древнее выполнение эрозионной выемки, проложенное в ледниковых наносах» (Дик, 1938, стр.).

Долина р. Волги в районе г. Калязина описана А.И. Спиридоновым (1938). В днище долины он выделял два уровня поймы, разделённые уступом: низкую (3 – 5 м над урезом), затапливаемую ежегодно, и высокую (8 – 12 м), покрывавшуюся водой лишь в особо полноводные годы. А.И. Спиридонов отмечает, что мощность аллювия как на пойме, так и в русле невелика: русло нередко размывает непосредственно морену, из воды видны валуны, а аллювий поймы залегает на моренном цоколе, кровля которого располагается на высоте до 2 м над урезом. Всё это, по мнению А.И. Спиридонова, указывает на недавнее врезание реки, которое, возможно, продолжается и в настоящее время. По описаниям А.И. Спиридонова с поймой полого сочленяется надпойменная терраса высотой 15 – 18 м

над урезом, поверхность которой осложнена многочисленными дюнами. Общая глубина долины относительно плоской поверхности междуречья в среднем составляет 30 – 35 м, в отдельных местах достигая 40 м.

Строение долины р. Волги от г. Кимр до г. Рыбинска рассмотрено Н.А. Преображенским (1941), при этом приведена сравнительная таблица террас, содержащая уникальные сведения, полученные из рукописей В.Г. Хименкова и ряда других исследователей. Отмечается, что среди упоминаемых авторов, описывавших волжские террасы, имеются значительные разногласия о количестве террас и особенностях их строения. Так, Г.А. Курдиновым выделено пять террас на высотах 3 – 4, 10 – 11, 14 – 15, 17 – 18 и 30 – 31 м над урезом (до затопления) соответственно. Г.В. Лебединский, Ф.А. Манн и А.В. Иванов также придерживаются мнения о пяти террасах Волги (4–5, 10–12, 14–15, 18–23 и 30–35 м), при этом считают первые три аккумулятивными, а последние две – структурными. В.Г. Хименков (1936, по Преображенскому, 1941) в окрестностях г. Углича выделяет четыре террасы: прирусловую (2 – 5 м), пойменную (9 – 12 м), надпойменную (13 – 18 м) и высокую «приводораздельную» (25 – 32 м). Первые три сложены песчаным аллювием, мощность которого у пойменной террасы около 6 – 7 м, у надпойменной – 12 – 13 м, подстилаемым мореной. Высокая «приводораздельная» терраса эрозионная, в рельефе практически не выражена и сложена мореной, перекрытой тонким плащом песков.

Сам Н.А. Преображенский (1941), анализируя приведенные материалы, приходит к выводу, что на рассматриваемом им участке в долине р. Волги имеется лишь две террасы – современная (пойменная, соответствует прирусловой В.Г. Хименкова) и древняя (надпойменная). При этом отмечено, что 13 – 18-метровая терраса В.Г. Хименкова – это просто локальные повышения, так как геологическое строение этой и более низкой поверхности одинаковое, а отличаются они только тем, что более высокие участки террасы не затапливаются в половодье. Также Н.А. Преображенский на высотах 20–30 м выделяет «склон плато коренного берега», сопоставляя его с 25-метровой террасой Г.Ф. Мирчинка (1935) и 25 – 32-метровой террасой В.Г. Хименкова. Это образование в рельефе не выражено как терраса, однако покрыто тонким плащом песка, что дает право Н.А. Преображенскому считать его «доволжской террасой затухающего потока талых ледниковых вод», т.е., по сути, долинным зандром.

Выше по течению от г. Рыбинска строение долины р. Волги кратко охарактеризовано В.А. Новским (1939, 1945). Отмечено, что Волга прорезает морену и коренные отложения, в строении долины выделяется два уровня поймы и три надпойменные террасы. Низкая (6 – 8 м над урезом) и высокая (10 – 11 м) пойма прослеживается на всём протяжении долины, прислоняясь то к одному, то к другому берегу

– в настоящее время эти уровни затоплены водами Рыбинского водохранилища. Надпойменные террасы же, напротив, выражены фрагментарно. Первая имеет высоту 16 – 18 м над урезом (101 – 103 м абс.), вторая – 20 – 22 м (105 – 107 м абс.), а третья 28 – 30 м (113 – 115 м абс.). Аллювий террас маломощный (до 3 – 5 м), представлен песками и супесями. Позднее В.А. Новский (1945) все выделенные уровни относит к террасам (итого четыре, первая состоит из двух ступеней), несколько корректирует их высоты относительно уреза р. Волги, а также отмечает, что первая и третья террасы аккумулятивные (мощность песчаного аллювия достигает 10 м), а четвертая и вторая террасы являются террасами размыва. В.А. Новский считает, что формирование современного облика долины началось со времени деградации поздневалдайского оледенения.

Более полно пойма и низкие террасы р. Волги охарактеризованы В.А. Новским в работе по четвертичным отложениям Ярославской области (1958). Отмечается, что в связи с современным врезанием реки пойма выражена очень ограниченно узкими полосами вдоль русла на высоте до 2 м над урезом. К первой террасе отнесены ранее относимые к пойме уровни 6 – 8 и 10 – 12 м, при этом сообщается, что низкий уровень часто заливается в половодье. Аллювий мощностью до 10 – 12 м представлен песками с галькой и гравием в основании. Вторая терраса прослежена В.А. Новским на высоте 14 – 15 м, цокольная, сложена песками, покрытыми сосновым лесом. Более высокие уровни (20 – 22; 25 – 27; 33 – 37 м) отнесены В.А. Новским к эрозионным ступеням времени деградации «калининского» оледенения.

В 1960-е годы долина р. Волги была обследована Г.В. Обедиентовой (1962, 1965а). От устья р. Холохольни до г. Дубны ей выделен т.н. калининский участок, который отличается широкой долиной с поймой и двумя надпойменными террасами (рис. П1.16, П1.19). Пойма имеет ширину первые десятки метров, занимая уровень 6 – 7 м над урезом. Г.В. Обедиентова обращает внимание, что пойма как бы замещает I террасу, хорошо выраженную на валдайском участке, а здесь отсутствующую. Вторую террасу Г.В. Обедиентова прослеживает на высотах 8 – 11 м, у неё хорошо выражена как бровка, так и тыловой шов. Аллювий террасы представлен песками с большим количеством гравия и гальки, до г. Твери его мощность меньше высоты террасы (рис. П1.16), виден цоколь, ниже г. Твери мощность аллювия II НПТ увеличивается, а обломочный материал в нём встречается всё реже (рис. П1.19). Верхняя (III) терраса прослежена Г.В. Обедиентовой на высоте 17 – 25 м над урезом. Аллювий террасы маломощный (до 2 – 3 м), представлен тонкими песками и супесями. Русло подмывает уступы террасы, в строении видно два горизонта морены, разделённых песками, которые могут являться древним, домосковским, аллювием р. Волги.

Описывая четвертичную стратиграфию Угличского Поволжья А.И. Москвитин (1957) приводит поперечный геолого-геоморфологический профиль долины р. Волги в окрестностях г. Калязина (рис. П1.24), построенный по «старым материалам Угличской гидрогеологической партии Гидростройпроекта». Профиль интересен хорошей выраженностью на нём надпойменной террасы, площадка которой располагается на высоте примерно 15...17 м над урезом р. Волги. Мощность песчаного аллювия террасы составляет порядка 5 м.

В конце 1950-ых – 1960-е годы было детально изучено строение правого борта долины р. Волги в нескольких километрах ниже г. Углича у с. Золоторучье в связи с располагающейся там археологической стоянкой. Подробное геоморфологическое описание составлено А.А. Величко (1964), с учётом уже имеющихся данных Г.Ф. Мирчинка (1935). Им прослежены пойменный уровень, а также «нижняя» и «средняя» террасы и водораздельное плато; с учётом примерно 10-метрового подпора р. Волги со стороны Рыбинского водохранилища А.А. Величко приводит новые высоты этих уровней относительно уреза: 1,5 – 2,5 м, 5 – 7 м, около 20 м и около 30 м соответственно (рис. П1.25). Помимо этого, А.А. Величко выделен ещё один уровень надпойменной террасы, не обозначенный Г.Ф. Мирчинком, на высоте 3 – 4 м от уреза водохранилища, то есть 13 – 14 м над меженным урезом р. Волги до затопления. Детальное исследование четвертичной толщи, вскрывающейся в уступе правого борта долины р. Волги, позволили А.А. Величко сделать заключение, что образование «нижней» и «средней» террас Г.Ф. Мирчинка предопределено особенностями геологического строения: выклиниванием средней моренной толщи и плащеобразным залеганием верхней морены. В совокупности с отсутствием достаточно чётко выраженных аллювиальных отложений на поверхности этих «террас» заставляет А.А. Величко сомневаться в их речном происхождении.

Строение «нижней», 15-метровой террасы Г.Ф. Мирчинка (средней по А.А. Величко) приведено Б.В. Нуждиным (1968) в его работе по глубинной эрозии в верховье Волги (рис. 4.2.1). К аллювиальным отложениям он относит верхние 2,5 м толщи, представленные песками, суглинками и гравием с галькой в основании. Археолог Д.А. Крайнов (1959) отмечает, что «верх террасы представляет собой песчаную дюну, вытянутую с юга на север вдоль берега реки» (Крайнов, 1959, стр. 63). Естественная поверхность дюны, по-видимому, в значительной степени изменена: встречаются копанья, курганные насыпи, следы ранних археологических раскопок. Также, со слов местных жителей, песчаный материал дюны использовался при строительстве Угличского гидроузла.

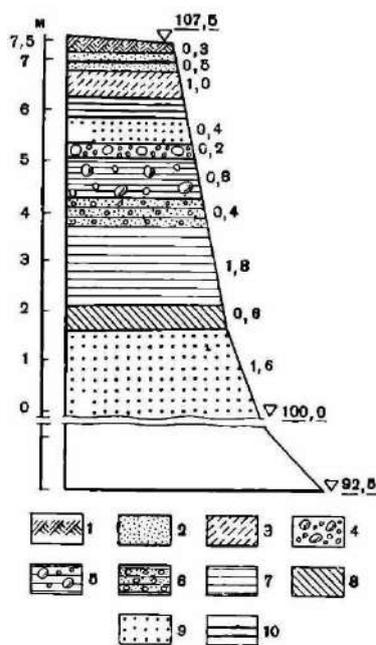


Рис. 4.2.1. Строение 15-метровой террасы р. Волги у с. Золоторучье (Нуждин, 1968).

Условные обозначения: 1 – почва, 2 – серый пылеватый песок, 3 – бурый суглинок, 4 – гравий с галькой, 5 – коричневая глина с валунами, 6 – песок грубозернистый с прослоями глины, 7 – красноватая глина, плотная, 8 – ожелезнённый песчаник, 9 – кварцевый среднезернистый песок, 10 – остатки культурных слоёв (около 6 м над 0 разреза). 92,5 м – среднемеженный уровень р. Волги, 100,0 м – уровень навигационной сработки Рыбинского водохранилища.

Многочисленные находки археологической стоянки «Золоторучье» позволили Д.А. Крайнову (1959, 1964) установить следующую хронологию событий. В основании террасы в слое красновато-бурого суглинка обнаружены «мастерские по выработке кремневых изделий конца верхнего палеолита». Вмещающие отложения террасы Д.А. Крайнов (со ссылкой на А.А. Величко) относит к концу валдайского оледенения. Действительно, именно к этому времени А.А. Величко относит формирование первой надпойменной террасы, однако в отличие от Г.Ф. Мирчинка, данными которого также пользовался Д.А. Крайнов, выделяет её на несколько более низких высотах (см. рис. П1.25). Таким образом, использование геоморфологической информации А.А. Величко и Г.Ф. Мирчинка о строении первой надпойменной террасы как места археологической стоянки «Золоторучье» затруднено, ибо под первой террасой авторы понимали разные высотные уровни.

Находки из «голоценовых аллювиальных отложений» археологической стоянки «Золоторучье» отнесены к Д.А. Крайновым к мезолиту, от древнего в основании (на глубине 1,95...2,2 м) до позднего (на глубине 1,4...1,6 м). Находки верхнего метра террасы датированы последовательно ранним неолитом, поздним неолитом, бронзовым и железным веками. Археолог С.Н. Лисицын (2011) высказывает сомнение в позднепалеолитическом возрасте наиболее древних находок. Прделанные им аналитические работы, а также полученные из этого слоя радиоуглеродные даты по кости *Bison priscus* (10 240±37 (KIA-39314)) и древесному углю (9990±62 (KIA-39315)) вынуждают его относить наиболее древние археологические слои стоянки «Золоторучье» к раннему мезолиту и, соответственно, раннему голоцену.

Некоторыми годами позднее данные о геолого-геоморфологическом строении долины р. Волги в окрестностях г. Углича были обобщены В.В. Дашевским (1969; Дашевский, Лаврушин, 1981). Он отмечает, что долина на данном участке имеет асимметричный поперечный профиль и выделяет в её строении пойму и три уровня надпойменных террас (рис. П1.27). Пойма по данным В.В. Дашевского выражена на высоте до 13 м над урезом до затопления. Аллювий её представлен тонкими песками и суглинками, сменяющимися вниз по разрезу среднезернистыми песками с гравием и галькой с максимальной мощностью до 10 м. Первая надпойменная терраса прослежена на высоте до 16 м, аллювий мощностью до 10 м представлен мелко- и среднезернистыми песками с крупно- и грубозернистыми в основании. Вторая надпойменная терраса занимает уровень до 20 м. Её аллювий представлен мелкозернистыми песками с включением суглинков, мощностью до 5 м. Третья терраса выделена на уровне до 25 м с маломощным (2 – 3 м) тонкопесчаным аллювием. Образование всех террас отнесено В.В. Дашевским к валдайскому времени.

Во второй половине XX века территория Верхневолжской низменности была покрыта серией геологических карт масштаба 1:200 000, составленных как на основе обобщения накопленной к этому времени информации, так и по данным полевой съёмки. Изучению геолого-геоморфологического строения долины р. Волги было уделено значительное внимание. В частности, выделены и прослежены террасовые уровни, описано строение их аллювия, дана возрастная оценка истории развития долины. Учитывая различное количество террас по сведениям из разных источников, а также деление некоторых уровней на ступени, изложение будет основано на относительных высотах террас, а не на их номерах.

При выходе р. Волги на Верхневолжскую низменность после участка Старицких ворот в долине выделяются следующие высотные уровни (Геологическая..., 1970): 1,5 м над урезом, 4, 7...8 и 12...15. По особенностям аллювия (пестрота литологического состава и сходная мощность около 10 м) нижние три уровня отнесены к пойменным; при этом отмечается что низкая и средняя пойма выражена узкими полосками вдоль русла, тогда как ширина высокой (7...8 м) поймы достигает несколько км. Аллювий единственного террасового уровня отличается песчаным составом с выраженным базальным горизонтом, имеет, по мнению геологов-съёмщиков, мощность до 22 м; ширина террасы достигает 2 км. При геологической съёмке центральной части Калининской области (Геологическое строение ..., 1960) отмечена очень важная черта долины р. Волги на этом участке – после выхода из Старицких ворот русло реки меандрирует лишь в пределах долины, при этом не изменяя направления самой долины.

Ниже по течению вплоть до плотины Иваньковского водохранилища при геологической съёмке в долине р. Волги выделены следующие уровни (Отчёт Калининской ..., 1965; Отчёт Конаковской ..., 1965). Ступени высотой до 7,5...8 м над урезом отнесены к пойменным, при этом низкие уровни (1...1,2; 3...3,5) ниже г. Твери затоплены, высокая пойма имеет ширину до 600 м и является цокольной. Террасовые уровни прослежены на высотах 9...10 м (низкая), от 11...12 до 14...15 м (средняя) и 15...17 м (высокая) над урезом (до затопления). Отмечается хорошая морфологическая выраженность уступов и тыловых швов всех террас (что особенно видно на топографических профилях), за исключением неясного тылового шва верхней террасы. Песчаный аллювий средней и верхней террасы имеет мощность до 5 м, выраженную базальную фацию и залегает преимущественно на ледниковых отложениях (морене). Мощность аллювия низкой террасы превышает 10 м, что позволяет относить её к аккумулятивной; однако авторы обращают внимание, что точное определение мощности аллювия этой террасы затруднено по причине сходства отложений с подстилающими межледниковыми образованиями. Образование террас связывается с холодными эпохами валдайского времени.

В более поздних Объяснительных записках к Геологическим картам (Геологическая ..., 1976; Геологическая ..., 1978) этой территории средний и высокий уровень объединены в одну, ранневалдайскую террасу, и выделен ещё один, позднемосковский, уровень на высоте 20 м над урезом. Для 20-метровой террасы отмечается слабая морфологическая выраженность, разрозненность и фрагментарность. Мощность аллювия редко превышает 1 м, а зачастую он вообще отсутствует.

Ниже Иваньковской плотины, в Кимрско-Калязинском Поволжье, высоты террасовых уровней р. Волги несколько изменяются (Отчёт Кимрской ..., 1964; Геологическая ..., 1977). Пойма прослеживается на высоте до 10 м над урезом, цокольная, аллювий преимущественно суглинистый. Для террас приведены высоты 9...15, 15...20 и 20...25 м, при этом отмечается хорошая морфологическая выраженность всех террас, а особенно тылового шва верхней террасы, которая отделена от междуречья коренным склоном. Аллювий террас песчаный с выраженным базальным горизонтом, у низкой террасы имеет мощность более 10 м, у высоких – редко превышает 3...4 м. Отмечается сильная изменчивость ширины террас: в окрестностях г. Дубны и г. Кимр их ширина составляет порядка 1...3 км, а ниже устья р. Хотчи – достигает 10...12 км. Образование самой высокой террасы отнесено к времени деградации московского оледенения, средней – ранневалдайского (калининского), а низкой – поздневалдайского (осташковского) оледенения.

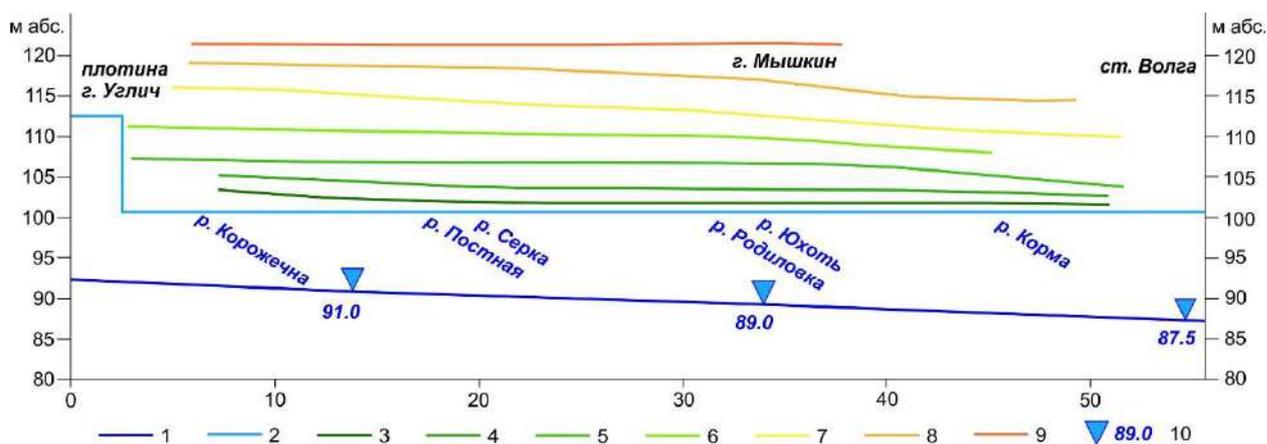


Рис. 4.2.2. Продольные профили русла р. Волги, поймы и предполагаемых надпойменных террас ниже г. Углича (Отчёт Угличско-Рыбинской..., 1971).

Условные обозначения: урез р. Волги: 1 – до подтопления, 2 – современное положение; 3 – пойма (aQ_4); предполагаемые надпойменные террасы: 4 – низкая первая (aQ_4), 5 – высокая первая ($1,a^9Q_3^{vd3}$), 6 – вторая ($1,a^8Q_3^{vd3}$), 7 – третья ($1,a^7Q_3^{vd3}$), 8 – четвертая ($1,a^6Q_3^{vd3}$), 9 – шестая ($1g^4Q_3^{vd3}$); 10 – отметки уреза р. Волги до подтопления.

С приведённым описанием и временем образования террас р. Волги резко контрастируют данные Геологической карты СССР по району Угличско-Мышкинского Поволжья (Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971; Геологическая ..., 1985). Здесь все террасовые уровни р. Волги увязаны со стадиями развития Молого-Шекнинского озера и временем деградации поздневалдайского оледенения (рис. 4.2.2). В долине прослежена многоуровневая пойма на высоте до 11 – 14 м и с песчаным (от тонко- до крупнозернистого) аллювием мощностью до 7 – 8 м. Первая терраса представлена двумя уровнями: низким раннеголоценовым на высоте 13 – 15 м, сложенным песками с прослоями суглинка и супеси, а также хорошо выраженной базальной фацией из крупнозернистого песка с галькой и гравием; высоким послеледниковым на высоте 15 – 17 м, аллювий которого представлен тонко- мелкозернистыми песками. Мощность аллювия составляет 5 – 8 м для низкого уровня и 10 – 12 м для высокого; терраса цокольная. Вторая (19 – 23 м) и третья (23 – 25 м) террасы плохо различимы между собой, часто сливаются в одну поверхность; аллювий их представлен мелко-, среднезернистыми песками мощностью 3 – 4 м. Наиболее высокий уровень выделен на высоте 26 – 29 м и также сложен маломощным мелкопесчаным аллювием. Террасы протягиваются полосами вдоль реки, а их ширина всюду не превышает 500 м. Выдержанность абсолютных высот террасовых уровней, вероятно, следует связывать с их озерной природой, а вот «пропуск» пятой террасы остается неясным. Позднее (Геологическая..., 1985) характеристики террас были скорректированы: пойменный уровень прослежен на высоте до 10 м, низкая терраса – на высоте около 15 м, средняя – 20–23 м, высокая – 28–30 м, при этом указано, что последние два уровня террас обладают значительной шириной (до 4 км).

Из изданий последних лет интересно описание долины р. Волги в г. Твери (Цыганов, 2018). Из-за существующего подпора Иваньковского водохранилища пойма р. Волги в настоящее время затоплена (рис. 4.2.3). Хорошо выражена первая надпойменная терраса с чётким обрывистым уступом и волнистой поверхностью на высоте 5...10 м над урезом до затопления. Вторую террасу шириной до 500...600 м А.А. Цыганов (2018) выделяет на высоте



Рис. 4.2.3. Пойма р. Волги в г. Твери, обнажившаяся из-за низкого уровня Иваньковского вдхр. весной 2022 года (фото Д.В. Мишурина)

11...14 м (7...10 м над современным урезом), отмечая большое количество эловых холмов на её поверхности. Также среди характерных особенностей – заболоченность и оторфованность тыловой части террасы. Третья терраса незначительно возвышается над второй и имеет высоту 15...16 м (11...12 м над современным урезом), а ширину от 300...400 до 500...600 м. Её поверхность ровная, слабоволнистая, а уступ и тыловой шов слабо выражены в рельефе.

Первые обобщения о геолого-геоморфологическом строении долины р. Волги в пределах Верхневолжской низменности проведены при подготовке к изданию соответствующего тома «Геологии СССР» (Бреслав, 1971; Спиридонов, 1971). А.И. Спиридонов полагает, что высокая терраса р. Волги (порядка 30 – 40 м над урезом), образование которой связано с деградацией московского оледенения, проявляется лишь ниже г. Ярославля. В Верхневолжской низменности им выделено лишь две террасы. На высоте 20 – 25 м над урезом р. Волги располагается «калининская» терраса. Она хорошо выражена морфологически, имеет чёткую бровку, уступ и тыловой шов. Аллювий террасы песчаный, мощностью 5 – 6 м, подстилается ледниковыми отложениями – мореной. Терраса цокольная, и по территории низменности занимает разрозненные площадки. «Осташковская» терраса А.И. Спиридоновым выделена на высоте 10 – 15 м над урезом. Она аккумулятивная, аллювий террасы, представленный разнозернистыми песками, имеет мощность 10 – 15 м, а в отдельных случаях до 20 м. К пойме (цокольной) А.И. Спиридоновым отнесены уровни 6 – 7 м над урезом.

В рамках того же издания С.Л. Бреслав (1971) приводит несколько другие данные (он опирается, главным образом, на работы Г.Ф. Мирчинка). Высокую пойму Г.Ф. Мирчинка он считает раннеголоценовой первой надпойменной террасой с высотой 8 –

12 м. В уровне «осташковской» террасы на высоте 14 – 20 м, соответствующей «низкой» террасе Г.Ф. Мирчинка, он выделяет две ступени – 14-ти и 17-метровую. Терраса цокольная, аллювий мощностью 1 – 3 м представлен хорошо сортированными, горизонтально слоистыми мелко- и среднезернистыми песками с гравием и галькой в основании. Наиболее высокой в Верхневолжской низменности по представлениям С.Л. Бреслава является «калининская» терраса высотой 20 – 25 м и соответствующая «средней» террасе Г.Ф. Мирчинка. При этом вдоль долины р. Волги протягивается долинный задр калининского времени, который вложен в калининскую же озёрную равнину.

Значительный вклад в систематизацию и обобщение знаний о строении долины р. Волги в верхнем течении произведён Г.В. Обедиентовой (1965а, 1977). На основе опубликованных данных вкупе с собственными наблюдениями ею подготовлено целостное описание геоморфологического строения долины (рис. 4.2.4). В Верхневолжской низменности Г.В. Обедиентова выделяет два уровня надпойменных террас, являющихся продолжениями второй и третьей террасы р. Волги в пределах Валдайской возвышенности.

Верхняя (третья) надпойменная терраса прослежена Г.В. Обедиентовой на высоте 25...28 м над урезом, имеет чёткую бровку и крутой уступ к более низкой террасе. Поверхность террасы сливается с междуречьем, тыловой шов выражен плохо. Строение террасы исследовано на разных участках в Тверской (у д. Сеславье и устья р. Тьмы) и Ярославской области (у д. Кривец и г. Мышкина). Аллювий представлен тонкозернистыми песками с прослоями супесей и суглинков, часто тонкослоистыми. Мощность аллювия по наблюдениям Г.В. Обедиентовой невелика – в среднем 2 – 3 м, редко до 5 – 6. Терраса всюду подстилается ледниковыми отложениями – мореной, которую Г.В. Обедиентова относит к московскому времени. В связи с этим начало аккумуляции аллювия террасы сопоставляется с фазой деградации московского оледенения. По мнению Г.В. Обедиентовой, отложения этой террасы продолжали накапливаться и в микулинское время – об этом свидетельствует спорово-пыльцевой спектр аллювия межледникового характера – и завершили формирование лишь в ранневалдайское время при врезании реки и образовании уступа третьей террасы. Перечисленные особенности образования террасы дали основание Г.В. Обедиентовой именовать её «московско-валдайской».

Средняя (вторая) надпойменная терраса р. Волги в Верхневолжской низменности как по морфологии, так и по строению значительно отличается от верхней. Её поверхность ещё сохранила следы русловой деятельности – гривы, песчаные валы, кулисообразные гряды. В тыловой части имеется характерное понижение, часто заболоченное. От выше- и нижележащих поверхностей терраса отделена уступами высотой в несколько метров.

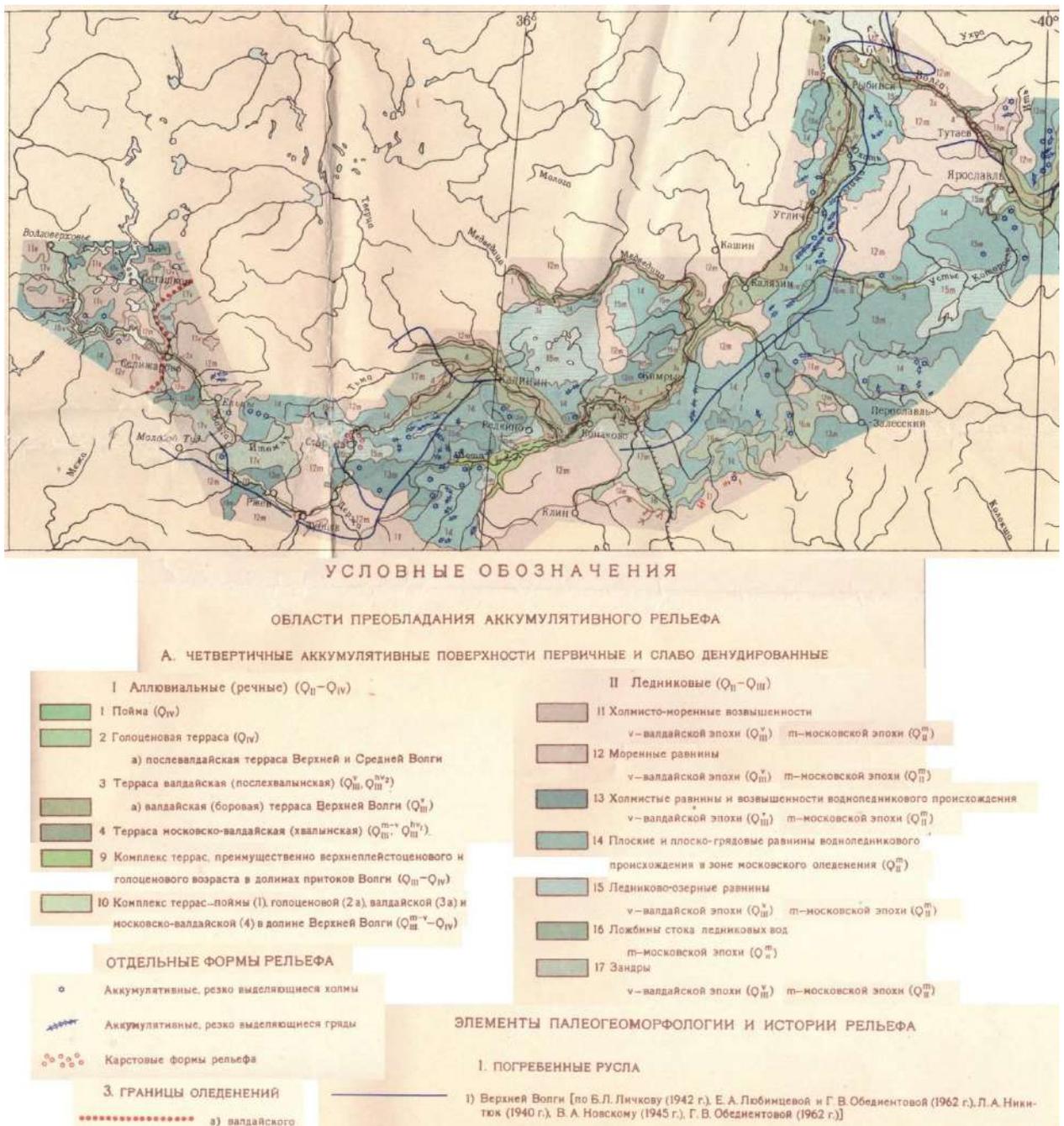


Рис. 4.2.4. Геоморфологическая карта долины Волги и прилегающих территорий, фрагмент (Обедиентова, 1965а).

Вторая терраса сопровождает долину на всём своём протяжении, выражена на высоте от 8...11 м над урезом при выходе в Верхневолжскую низменность до 12 – 15 м ниже г. Твери. Аллювий террасы имеет двучленное строение – верхняя пачка преимущественно песчаная, с прослоями суглинков и торфа, нижняя представлена более грубыми фракциями песка с гравием и галькой. При этом, Г.В. Обедиентова отмечает, что верхняя толща аллювия террасы зачастую бывает смыта в зонах предполагавшихся ею тектонических поднятий. Спорово-пыльцевые спектры аллювия террасы (по разрезу у д. Сеславье) указывают на господство растительности лугового типа во время её формирования и позволяют отнести время его накопления к валдайскому позднеледниковью.

Выделенная Г.В. Обедиентовой (1962, 1965а, 1977) в пределах Валдайской возвышенности послевалдайская (голоценовая) терраса в Верхневолжской низменности не встречается, так как сливается с поймой (см. рис. 4.2.4). Относительно последней приведены лишь ограниченные сведения о её выраженности вдоль русла р. Волги; столь скудная информация объясняется тем, что значительная часть поймы затоплена водами водохранилищ.

Категорическое несогласие по вопросу развития волжских террас выражает П.С. Макеев (1968) в своей работе «Основные этапы развития долины Верхней Волги». По его представлениям, исходя из количества волжских террас на участке долины от г. Плеса вверх по течению (подсчет террас выглядит, однако, довольно спорно), их образование не может быть связано с четвертичными оледенениями, а обусловлено циклами регрессивной эрозии самой Волги.

В учебнике по геоморфологии Европейской части СССР А.И. Спиридонов (1978) указывает, что для рек Русской равнины характерны три надпойменные террасы: московская, ранневалдайская и поздневалдайская. Исходя из этого для Верхней Волги им выделены: третья терраса высотой 30–40 м (которая начинается не от г. Ярославля, как указывалось ранее (Спиридонов, 1971), а выше г. Ржева (Спиридонов, 1978)), сливающаяся с поверхностью озерно-ледниковой равнины; вторая терраса высотой 20–25 м и первая высотой 10–15 м.

Одно из последних обобщений по строению долины р. Волги в Верхневолжской низине изложено в изданиях Государственной геологической карты СССР и РФ масштаба 1:1 000 000 (Ауслендер, 1989; Кямья и др., 2012; Кротова-Путинцева, 2012; Государственная ..., 2016). Большинство составителей выделяют пойму и три надпойменные террасы, однако даже среди авторов одного издания существуют противоречия. Так, например, А.Е. Кротова-Путинцева (2012) придерживается представлений, что в Тверском Поволжье у р. Волги лишь две террасы.

О пойме р. Волги приведены ограниченные сведения – ввиду объективных причин. Сообщается лишь только, что она выражена вдоль русла, аллювий её представлен песками, суглинками и супесями и имеет голоценовый возраст. О первой террасе мнения составителей в целом схожи: она выражена на высоте до 7...10 м, аккумулятивная. Аллювий в Тверском Поволжье представлен разнозернистыми песками с прослоями супесей, суглинков и глин (Ауслендер, 1989; Кямья и др., 2012), в разрезах около г. Углича – мелкозернистыми песками. В.Г. Ауслендер (1989) приводит радиоуглеродные даты из аллювия этой террасы: $11\ 840 \pm 140$ (ЛУ-24) и $12\ 350 \pm 140$ (ЛУ-25). Время формирования террасы связывают с позднеледниковьем (бёллинг – аллерёд).

Вторая терраса выражена на высоте 9...15 м над урезом (А.Е. Кротова-Путинцева относит этот уровень к первой террасе). Аллювий террасы представлен разнозернистыми песками с гравием и галькой в основании средней мощностью 2...5 м, в отдельных случаях до 10...12 м. Терраса цокольная и залегает на ледниковых отложениях – морене – московского времени. В.Г. Ауслендер и В.В. Кямря с соавторами связывают образование этой террасы со временем вепсовской стадии деградации поздневалдайского оледенения. В Угличско-Мышкинском Поволжье (Государственная ..., 2016) террасы р. Волги увязывают со стадиями Молого-Шекснинского озера и вторую террасу считают «калининской».

Относительно верхней террасы единого мнения не существует. В.Г. Ауслендер (1989) и В.В. Кямря с соавторами (2012) описывают её на высоте 17...25 м над урезом и связывают её образование с максимальной стадией поздневалдайского оледенения. А.Е. Кротова-Путинцева (2012) считает её второй и прослеживают на высоте 20...25 м над урезом. В Угличско-Мышкинском Поволжье (Государственная ..., 2016) выделяют два уровня третьей террасы: на высоте 15...20 м и 25...35 м над урезом. Аллювий террасы представлен разнозернистыми песками с гравием и галькой в основании мощностью от 1...3 до 7 м на низком уровне и до 19 м на высоком. Образование верхней террасы связывается с ранними стадиями Молого-Шекснинского озера в конце московского оледенения.

Таким образом, единого представления о строении долины р. Волги в Верхневолжской низменности не имеется.

4.2.2. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в Тверском Поволжье¹

В Тверском Поволжье геолого-геоморфологические работы проведены в окрестностях дд. Сеславье и Моркино Городище (Калининский район Тверской области) в 2018 – 2020 гг. (рис. 4.2.5), а также в окрестностях с. Каблуково и турбазы «Лисицкий Бор» (Калининский район Тверской области) в 2018 – 2019 гг. в рамках экспедиций ИГ РАН (рис. 4.2.6). Для построения поперечных геолого-геоморфологических профилей через долину р. Волги (рис. 4.2.7) были использованы как геологические материалы, полученные в ходе собственных полевых работ, так и архивные данные из геологических отчётов

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации в рецензируемых научных журналах, выполненные автором в соавторстве:

Баранов Д.В., Третиченко А.С. Геоморфологическое строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в окрестностях д. Сеславье Тверской области // Вестник РГУ имени С.А. Есенина, №2, 2019, стр. 95 – 109 (автором написан весь текст, составлены графические материалы, проведено представление в редакцию и работа с рецензентами).

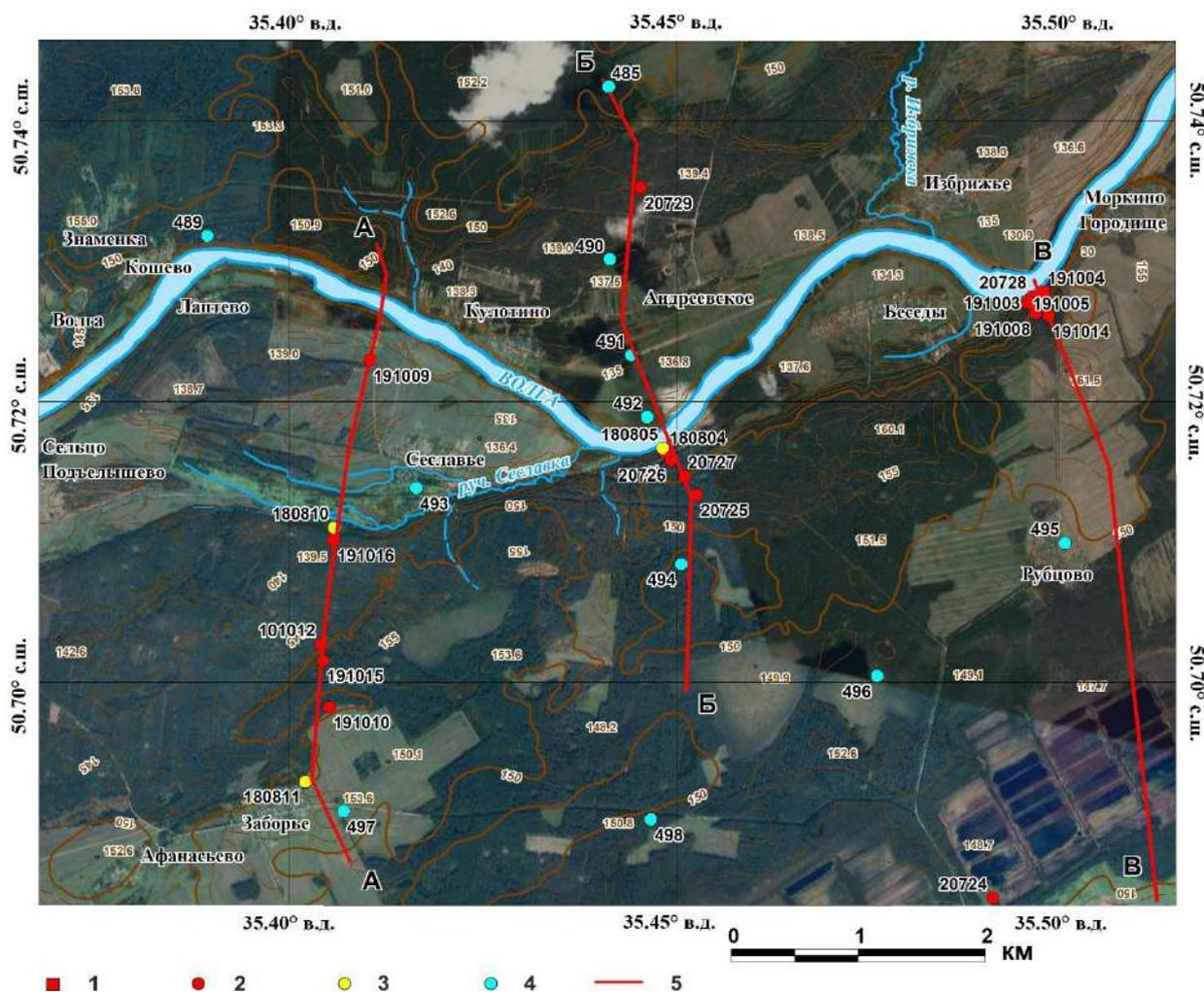


Рис. 4.2.5. Карта фактического материала ключевого участка «Сеславье».

Условные обозначения: 1 – шурфы и обнажения (собственные данные), скважины: 2 – собственные механического бурения, 3 – собственные ручного бурения, 4 – фондовые (Отчёт Калининской ..., 1965), 5 – линии геолого-геоморфологических профилей. Сплошные горизонталы проведены через 5 м. Космический снимок <https://www.google.ru/maps>.

Росгеолфонда (Промежуточный отчёт ..., 1957; Геологическое строение ..., 1960; Отчёт Калининской ..., 1965).

Геолого-геоморфологические работы в окрестностях дд. Сеславье и Моркино Городище позволили установить следующее. Вдоль русла р. Волги узкими сегментами (шириной до 50 м) высотой до 5 м над урезом (до 131 м абс.) прослеживается наклонная к руслу поверхность, на которой отмечаются следы сезонного (весеннего) подтопления, что свидетельствует о её функционировании в пойменном режиме. Эти сегменты приурочены не только к выпуклым, но и к вогнутым берегам. Вероятно, это связано с аккумуляцией отложений вблизи подпора р. Волги водами Иваньковского водохранилища (НПУ = 124,0 м, урез р. Волги на рассматриваемом участке 126 м).



Рис. 4.2.6. Карта фактического материала работ в окрестностях с. Каблуково и д. Заборовье. Шестизначные номера – собственные скважины механического бурения, трёхзначные – фондовые материалы (Отчёт Конаковской ..., 1965. Космический снимок <https://yandex.ru/maps>).

Геологическое строение этой поверхности изучено скважинами 180805 и 20728. С поверхности территория сложена обводнённым суглинком с большим количеством остатков растений. До глубины около метра – мелкозернистые пески хорошо отмытые, однородные, без включений. Ниже – сильно обводнённые средне- крупнозернистые пески с включениями более грубого материала до гравийной размерности (базальная фация аллювия). Ближе к руслу



Рис. 4.2.8. Обломки карбонатных пород вдоль уреза р. Волги (фото автора)

от отложений ясно чувствуется запах сероводорода. На глубине около 2 м от поверхности в скважине 180805 в скважине обнаружен крупнообломочный материал – наиболее вероятно, что это те же отложения, что залегают и в основании уступа более высокой террасы (см. ниже). Вдоль линии уреза также обнаружены скопления обломочного материала карбонатных пород (рис. 4.2.8). В то же время, в скважине 20728, имеющей до глубины около 4 м сходное

строение, ниже залегают тонкозернистые однородные пески коричнево-серого цвета с единичными прослоями мелко- среднезернистых песков и мелких обломков. На глубине 8,0 – 10,0 м вскрыты крупно- грубозернистые пески с гравием, местами с галькой, которые подстилаются серым алевритистым суглинком.

Уровень 7 – 8 м над урезом р. Волги (133 – 134 м абс.). Террасовидная поверхность на этом уровне имеет крайне невыдержанную ширину: в излучине у д. Лаптево она не превышает 100 м, а в излучинах у дд. Андреевское, Беседы, Избрижье составляет порядка 400 м (рис. 4.2.7). От русла и/или более низкого уровня она отделена хорошо выраженным уступом, местами активно подмываемым рекой. Согласно архивной скважине №492 (Отчёт Калининской ..., 1965; Промежуточный отчёт ..., 1957), пробуренной на её поверхности,

верхние 5,6 м разреза представлены коричневыми супесями, в основании которых вскрыты маломощные галечники. Ниже (с 6 м) последовательно залегают мелкозернистые, среднезернистые пески и галечники, мощность каждого слоя около 1 м. Тыловой шов этого уровня выражен слабо, представляет собой плавный перегиб к вышележащей поверхности.

Уровень 10 – 12 м над урезом р. Волги (137 – 138 м абс). Ещё одна террасовидная поверхность прослеживается по обоим берегам реки. Её ширина гораздо значительнее, в отличие от гипсометрически более низкого уровня, но также сильно изменчива: от 600 – 700 м в излучинах у дд. Андреевское и Беседы до 1,6 – 1,7 км в излучинах у дд. Сеславье и Избрижье (рис. 4.2.7). От более низкого уровня она отделена слабо выраженным в рельефе уступом, на значительном протяжении уступ этой поверхности выходит непосредственно к руслу. Поверхность очень неровная, осложнена многочисленными гривами и грядами. Высота этих образований не превышает 1,5 – 2 м, ширина – до первых десятков метров, их ориентировка в целом совпадает с направлением современного русла. Сложены гривы хорошо сортированным песчаным материалом. Характерной особенностью уровня 11 – 12 м на рассматриваемом участке является наличие понижения в тыловой части, которые заболочено и оторфовано.

Геологическое строение этой поверхности установлено по скважине 191009, а также архивными 490, 491, 493 (Отчёт Калининской партии ..., 1965; Промежуточный отчёт ..., 1957)). Верхние 2,5 м представлены разнозернистыми, преимущественно средне- и крупнозернистыми песками малиново-коричневого цвета с гравием и мелкой галькой (рис. 4.2.9) Эти пески подстилаются буровато-серыми разнозернистыми (преимущественно крупно-грубозернистыми) песками без обломочного материала лишь с редкими прослоями мелкого гравия. Ниже 6,3 м крупность материала уменьшается до тонко-мелкозернистого, при этом отложения становятся сильно обводнёнными. С глубины 10 м вскрытая толща представляет собой переслаивание прослоев крупно-грубозернистого песка с гравием и тонко-мелкозернистого песка серого и табачного цвета соответственно. На глубине 17 м бур вошел в элювий коренных пород – известняков среднего карбона.



Рис. 4.2.9. Отложения, вскрытые на глубине 1,5 – 2,0 м в скв. 191009 (фото автора).

Уровень 13 – 15 м над урезом р. Волги (139 – 141 м абс.). Ширина террасовидной поверхности на этом уровне также неодинакова: наиболее широкие сегменты достигают 1,5 км (створ профиля АА), в то же время имеются и достаточно узкие, шириной не более 100 – 150 м (створ профиля ББ). Поверхность террасы наклонена к руслу, в тыловой части профиля АА имеет значительное повышение гипсометрического уровня по направлению к междуречью до 19 – 20 м над урезом (145 – 146 м абс.), отличающееся волнистым рельефом (рис. 4.2.10). От более низкой террасы отделена морфологически хорошо выраженным уступом высотой около 2 – 3 м (рис. 4.2.11). В створе профиля ББ уступ поверхности 14 – 15 м опирается непосредственно на наиболее низкий гипсометрический уровень. Тыловой шов террасы имеет различную морфологическую выраженность. Местами он выражен хорошо, и от более высоких поверхностей терраса отделена уступом высотой около 5 м (в створе профиля АА на правом берегу, в створе профиля ББ на левом берегу). Тем не менее есть участки (в створе профиля ББ на правом берегу), где сочленение плавное и выражено неявно, положение тылового шва фиксируется преимущественно по геологическим материалам и высокоточной геодезической съёмке (см. рис. 4.2.5).



Рис. 4.2.10. Волнистая поверхность в тыловой части уровня 13 – 15 м над урезом в створе профиля АА (фото автора)



Рис. 4.2.11. Уступ уровня 13 – 15 м над урезом, опирающийся на тыловую часть уровня 11 – 12 м в створе профиля АА (фото автора)

Геологическое строение террасовидной поверхности изучено как в скважинах (191012, 191016, 20729), так и в разрезе «Сеславье» (180804). В разрезе «Сеславье» терраса имеет следующее строение (рис. 4.2.12). Верхние 1,0 – 1,5 м представлены тонкозернистыми неслоистыми песками палево-бежевого цвета. Ниже крупность частиц песка увеличивается до мелко- и среднезернистого, появляются зёрна крупнозернистого песка и гравия; текстура приобретает горизонтальную слоистость. На глубине 4,0 – 6,0 м аллювий террасы представлен крупно- грубозернистыми песками палево-серого цвета с наклонной и косой слоистостью, а в нижних 20 см этого слоя – с гравием, галькой и

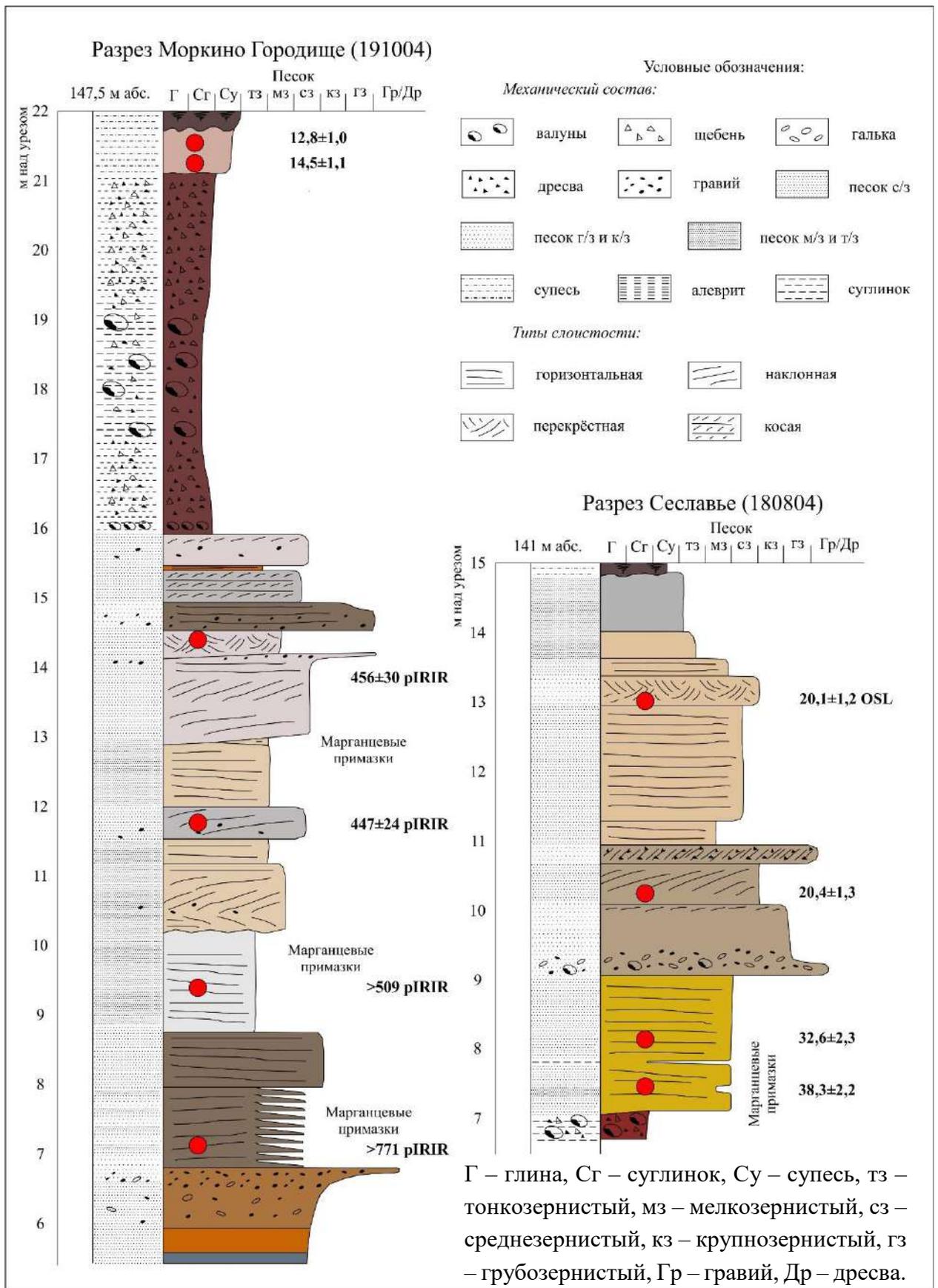


Рис. 4.2.12. Строение разрезов «Сеславье» и «Моркино Городище».

мелкими валунчиками (вероятно, это базальная фация). OSL даты из разреза «Сеславье» с глубины 2,0 м и 4,8 м показали возраст $20,1 \pm 1,2$ тыс. л.н. и $20,4 \pm 1,3$ тыс. л.н. соответственно

(Risø-198632 – 198633, рис. 4.2.12). Также были датированы отложения из скв. 20729, где получен возраст $18,4 \pm 1,1$ тыс. л.н. и $18,3 \pm 1,0$ тыс. л.н. (Risø-208637 – 208638).

Ниже (6,0 – 8,0 м) залегает толща горизонтально слоистых мелко- среднезернистых песков желтовато-светло-коричневого цвета. ОСЛ возраст с глубины 6,90 и 7,60 м составляет $32,6 \pm 2,3$ и $38,3 \pm 2,2$ тыс. л.н. соответственно (Risø-198634 – 198635, рис. 4.2.12). В разрезе «Сеславье» эта толща на глубине 8,0 м подстилается валунно-щебнистой толщей с заполнителем из лёгкого опесчаненного суглинка красно-кирпичного цвета. В скважинах 191012 и 191016 песчаная толща ниже 135 м абс. отличается от описанной в разрезе «Сеславье»: она представлена более крупными (средне- крупно- грубозернистыми) песками, с гравием и местами с галькой, промытыми и обводнёнными. Вскрытая мощность песков – порядка 10 м. Скважиной 191016 установлено, что эта толща подстилается лёгкими опесчаненными суглинками красно-кирпично-коричневого цвета. На левобережье под песками террасы вскрыты горизонтально слоистые алевриты серо-коричневого цвета.

Строение гипсометрически более высокой части террасы, в тыловой её части, установлено скважиной 191012 (абс. отметка устья – 146 м). С поверхности до глубины 8,0 м вскрыты рыхлые и сыпучие красновато-бежевые тонко- мелкозернистые пески (местами переходящие в алевриты). Основание этой пачки располагается приблизительно на той же абсолютной высоте, что и бровка террасы в створе профиля АА.

Поверхность 19 – 34 м над урезом (145 – 160 м абс.). На высоте выше 19 м над урезом (145 м абс.) располагается обширная пологоволнистая равнина с со средними высотами порядка 150 м и отдельными холмами, возвышающимися над основной поверхностью на высоту до 10 м. Такие отдельно стоящие холмы зафиксированы в излучине у д. Беседы, а также у д. Афанасьево. Поверхность этого уровня практически на всей части рассматриваемой территории отделена от более низких поверхностей хорошо выраженным уступом высотой порядка 5 м. Вдоль этого уступа на расстояние нескольких сотен метров в рельефе прослеживаются многочисленные формы эолового рельефа: дюны и всхолмления (рис. 4.2.13).



Рис. 4.2.13. Всхолмления на поверхности высотой 150 – 155 м абс. к югу от руч. Сеславка (фото автора).

Геологическое строение поверхности 145 – 160 м абс. вскрыто серией буровых скважин (180811, 191003 – 191004, 191010 – 191011, 191014 – 191015, 20724 – 20725, 20727; 485, 489, 494 – 498 (Отчёт Калининской партии ..., 1965; Промежуточный отчёт ..., 1957)) и обнажением «Моркино Городище» (191004; рис. 4.2.12, 4.2.14; Баранов, Третниченко, 2019б), заложенном в уступе вогнутого берега р. Волги между дд. Беседы и Моркино Городище. Геологическими выработками на глубине 1 – 2 м от поверхности вскрыты плотные суглинки краснокирпичного цвета с большим количеством разноразмерного обломочного материала (валуны, гальки, щебни) преимущественно магматических пород (рис. 4.2.15). Нижняя граница этого слоя, вскрытая скважинами (191005, 191007, 191014) выдержана горизонтально, чёткая, ровная. Мощность толщи увеличивается при увеличении абсолютных отметок рельефа (рис. 4.2.14).

Над суглинками скважинами 180811, 191008, 191014, 191015 вскрыта несортированная толща из разнозернистого песка с большим количеством обломочного материала преимущественно кристаллических пород с прослоями сильно глинистого песка и супеси. Мощность этой толщи – до 2,5 – 3 м. В створе разреза «Моркино Городище» этот слой сторону долины р. Волги выклинивается (рис. 4.2.14), а в створе профиля ББ, наоборот, присутствует только в придолинной части.

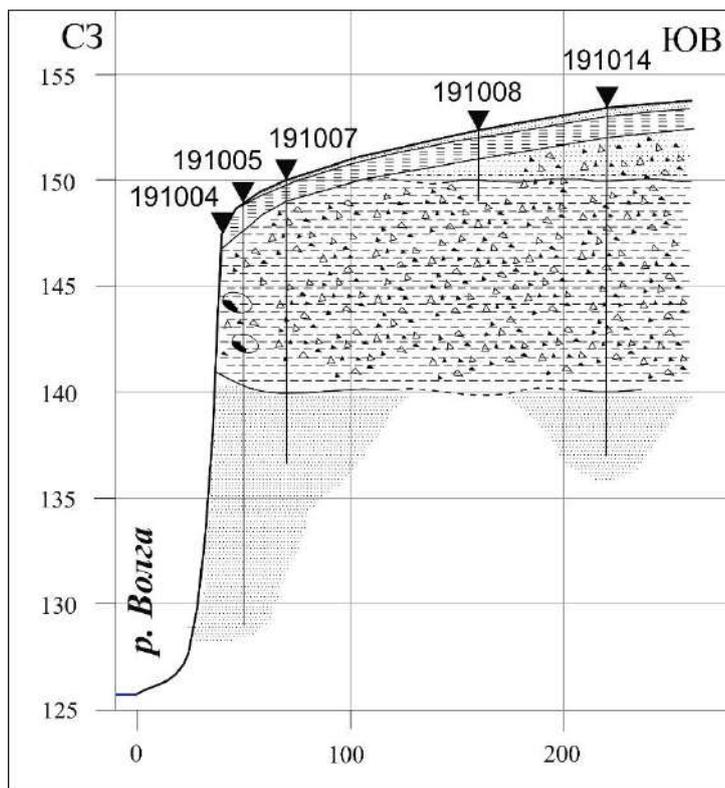


Рис. 4.2.14. Геологическое строение поверхности 19 – 34 м над урезом (145 – 160 м абс.) к югу от обнажения «Моркино Городище» (191004). Условные обозначения на рис. 4.1.9.



Рис. 4.2.15. Валунные суглинки в верхней части обнажения «Моркино Городище». Видны валуны размером до 40 – 50 см (фото автора).

Практически всеми скважинами, пробуренными на междуречье, вскрыта толща мелкозернистых песков / супесей серо-бежевого, бежевого и палевого цвета. Мощность толщи практически везде выдержана и составляет 1 – 1,5 м. Эта толща плащеобразно покрывает междуречные пространства, облекая подстилающие отложения и слагаемые ими формы рельефа (рис. 4.2.15). Архивными скважинами (485, 489) эта толща вскрыта также и на левобережной части междуречья. Вскрытые отложения слоисты, горизонтальные и линзовидные слои видны по цвету, а также выделяются по изменению гранулометрического состава: встречаются то более мелкие, то более крупные прослои. Датирование этой толщи в шурфе 191005 методом ОСЛ показало возраст $12,8 \pm 1,0$ тыс. л.н. (Risø-198640) и $14,5 \pm 1,1$ тыс. л.н. (Risø-198640, рис. 4.2.12).

В скважинах 191007, 191008, 191014 над супесчаной толщей залегают тонко-мелкозернистые пески рыжевато-коричневого цвета, хорошо сортированные и слабопылеватые. Граница между ними и подстилающимися супесями достаточно чёткая. В скважине 191015 такие пески залегают непосредственно на несортированных надморенных отложениях.

Под суглинистыми отложениями в разрезе «Моркино Городище» (191004), а также в буровых (191005, 191007, 191014) и архивных скважинах (485, 489, 496, 498) вскрывается мощная толща песчаных отложений (преимущественно средне- и мелкозернистых) различной слоистости – горизонтальной, наклонной, градиентной (см. рис. 4.2.12, 4.2.15). Обломочные включения редки и обычно встречаются в виде линз и прослоев преимущественно дресвы и гравия. В разрезе обнажения не удалось установить подошву этих песчаных отложений. В скважине (20728), заложенной в основании уступа аналогичные пески обнаружены под пойменным аллювием и залегают до глубины 10 м (примерно 120 м абс.). Таким образом, суммарная мощность подморенных песчаных отложений составляет порядка 20 м. Из этой толщи по разрезу «Моркино Городище» получена серия ОСЛ дат, которые даже по полевому шпату показали запредельный или близкий к запредельному возраст: 456 ± 30 тыс. л.н. pIRIR, 447 ± 24 тыс. л.н. pIRIR, >509 тыс. л.н. pIRIR, >771 тыс. л.н. pIRIR (Risø-198639 – 198636, рис. 4.2.12).

Строение и морфология поверхности этого же уровня (15 – 19 м над урезом до затопления Иваньковского водохранилища) было исследовано также и ниже по течению г. Твери в окрестностях с. Каблуково и д. Заборовье (рис. 4.2.6; Баранов, 2021). Левобережье р. Волги на исследуемом участке представляет собой пологоволнистую равнину с высотами 132 – 136 м абс, осложнённую ложбинообразными понижениями. Геологическое строение этой поверхности установлено серией собственных (191016 – 191018) и фондовых (134, 169, 174, 177 (Отчёт Конаковской ..., 1965)) скважин. С поверхности эта территория сложена

плотными суглинками с большим количеством обломочного материала. Некоторыми скважинами (191018, 177) с поверхности обнаружены маломощные (до 0,5 м) глинистые пески и супеси, покровно залегающие (облекающие) рельеф. В скв. 191016 и 169, пробуренных в локальных понижениях рельефа вскрыто переслаивание суглинистого и песчаного материала.

4.2.3. Строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в Угличско-Мышкинском Поволжье

В Угличско-Мышкинском Поволжье полевые геолого-геоморфологические работы были проведены в 2018 и в 2020 годах в рамках экспедиций ИГ РАН на нескольких участках. (рис. 4.2.16).

Крупномасштабной геоморфологической съёмкой охвачены окрестности погоста Рудина Слобода (Мышкинский район Ярославской области, рис. 4.2.17), кроме того были описаны разрезы обнажений бортов Угличского и Рыбинского водохранилищ в окрестностях дд. Новосёлки, Кокаево и Коптюшка. Ввиду затопления долины р. Волги водами водохранилищ активно использовался фондовый материал (топографические карты до затопления, геологические отчёты (Отчёт Угличско-Рыбинской..., 1971) и др.).

Полевая геоморфологическая съёмка и топографические карты до образования водохранилища позволили выделить в Угличско-Мышкинском Поволжье следующие поверхности (гипсометрические уровни; рис. 4.2.18).

Уровень 3,5 – 4,5 м над урезом (93 – 94 м абс.; урез р. Волги до затопления ≈ 89,5 м абс.). Этот уровень в настоящее время не доступен для естественного наблюдения и установлен по топографическим картам до затопления днища долины р. Волги водами Рыбинского водохранилища. Выражен он узкими сегментами субгоризонтальных

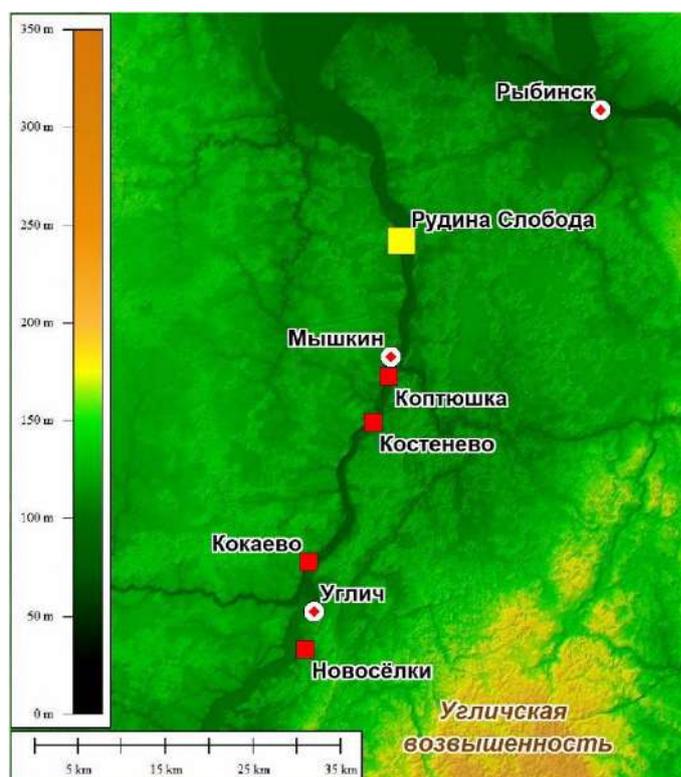


Рис. 4.2.16. Карта фактического материала работ в Угличско-Мышкинском Поволжье. Красными квадратами обозначены места расположения разрезов, жёлтый квадрат – ключевой участок «Рудина Слобода». Цифровая модель местности SRTM.

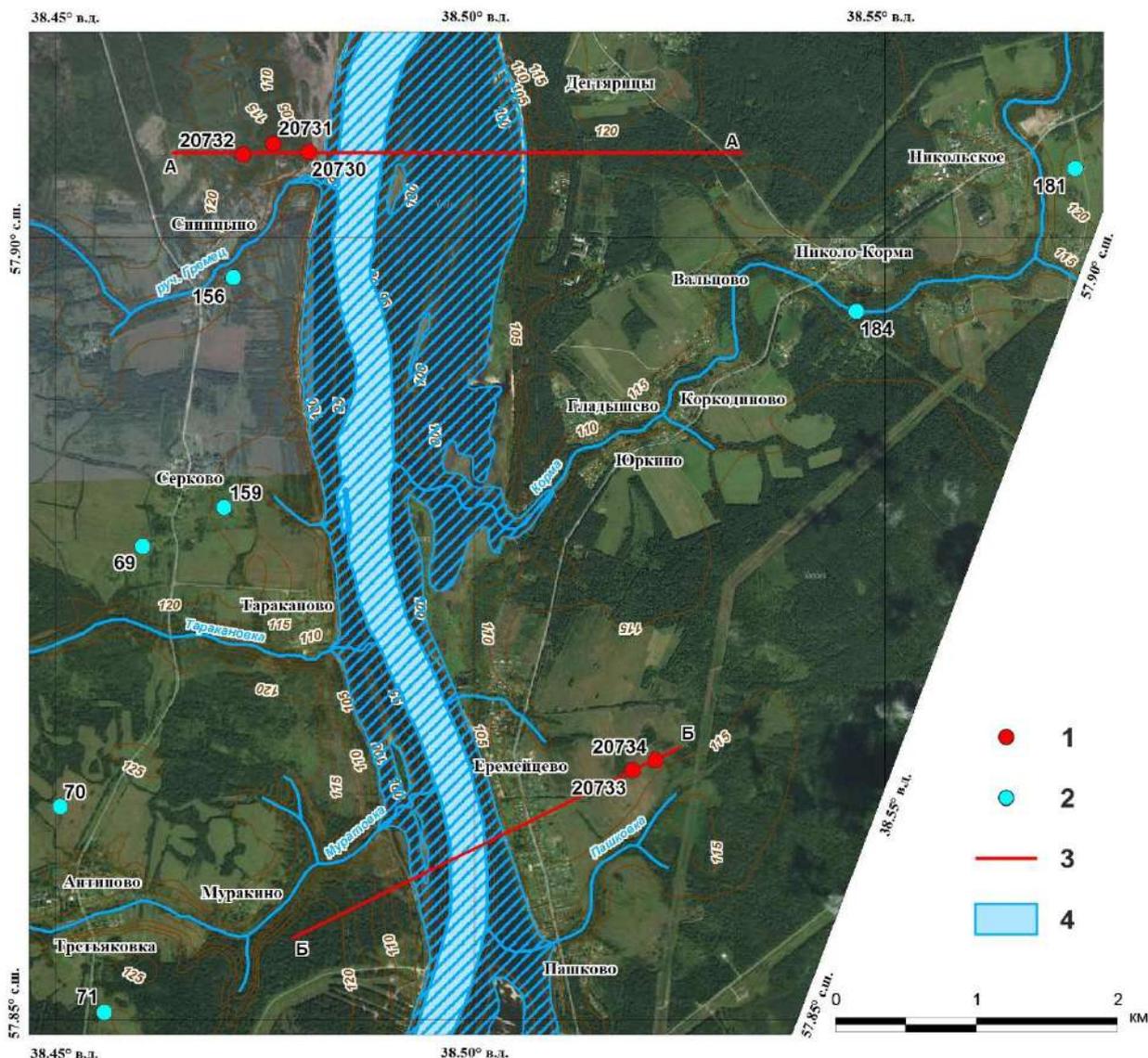


Рис. 4.2.17. Карта фактического материала ключевого участка «Рудина Слобода»
 Условные обозначения: скважины: 1 – собственные механического бурения, 2 – фондовые (Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971), 3 – линии геолого-геоморфологических профилей, 4 – затопленное русло р. Волги. Сплошные горизонталы проведены через 5 м. Космический снимок <https://yandex.ru/maps>.

поверхностей, ширина которых не превышает 100 м. От русла ступень отделена хорошо выраженным уступом. Согласно историческим данным (Мирчинк, 1935; Новский, 1945), уровень половодий на р. Волге до зарегулирования мог достигать 10 м.

Субгоризонтальная поверхность на высоте 8,5 – 11,5 м над урезом до затопления (98 – 101 м абс.) имеет значительно большую ширину (от 300 до 600 м), в настоящее время почти полностью скрыта водами водохранилища. Исходя из топографических карт, она была отделена от более низкого уровня хорошо выраженным уступом высотой до 3 – 4 м. Поверхность имеет грядово-ложбинный рельеф, что хорошо читается по крупномасштабным топографическим картам и особенно космическим снимкам

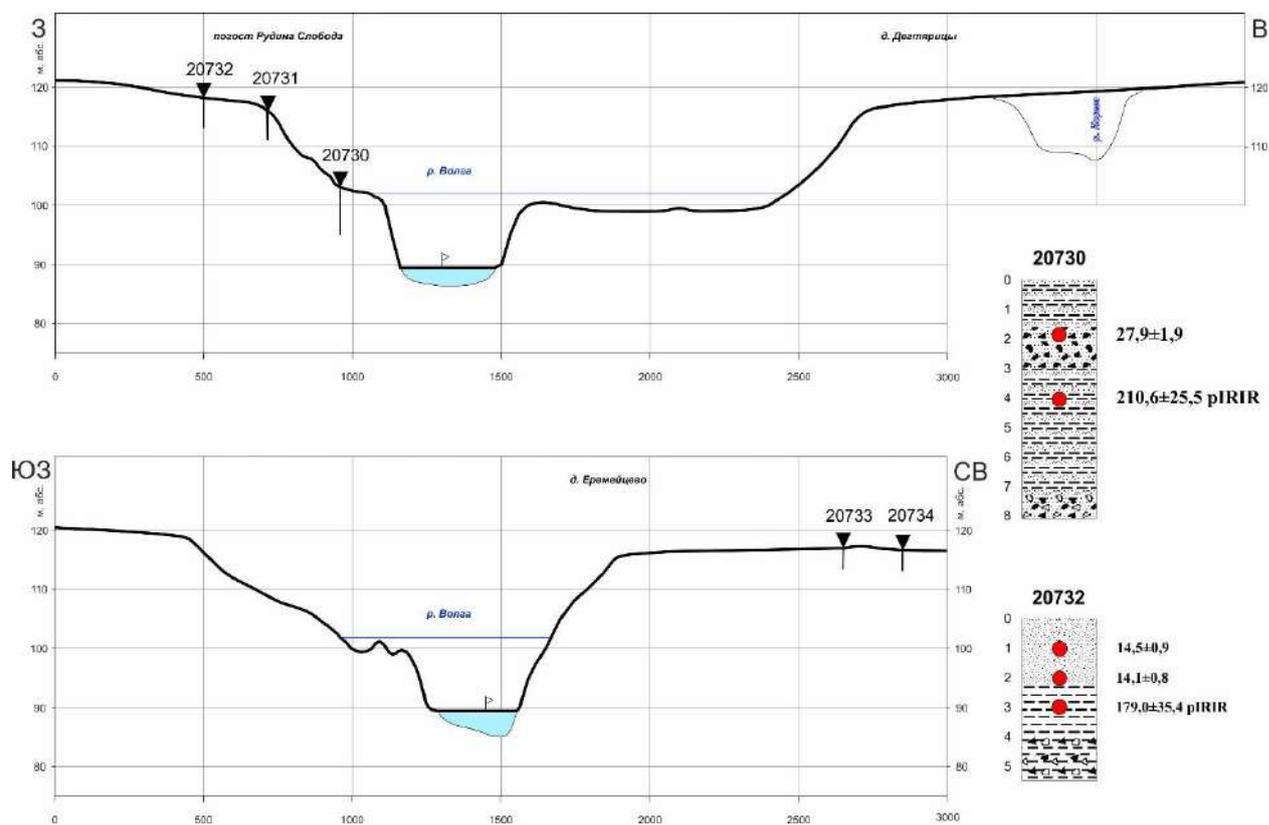


Рис. 4.2.18. Гипсометрические профили через долину р. Волги на ключевом участке «Рудина Слобода» и схемы скважин 20730. Условные обозначения см. на рис. 4.1.9.

(пониженные участки – ложбины – затоплены, а повышенные – гряды – нет). НПУ Рыбинского водохранилища составляет 102 м абс., поэтому в маловодные годы значительная часть этого гипсометрического уровня осушается и представляет собой сильно обводнённую, плоскую равнину, покрытую влаголюбивой травянистой растительностью. Отдельные гряды и гряды на поверхности террасы (абс. высота которых превышает 102 м) не были затоплены и в настоящее время хорошо читаются в растительном покрове – они как правило залесены (рис. 4.2.17).

В створе погоста Рудина Слобода и севернее, а также в д. Костенево по левому берегу р. Волги выражена субгоризонтальная, почти плоская поверхность на высоте 12,5 – 14,5 м над урезом (102 – 104 м абс.). От более низкого уровня эта поверхность, вероятно, была отделена слабовыраженным в рельефе невысоким уступом. В настоящее время этот уступ активно подрабатывается водами водохранилища. Поверхность на значительной площади покрыта луговой растительностью, однако в более возвышенной притыловой части на ней произрастает сосновый лес. Скважиной 20730 у погоста Рудина Слобода установлено геологическое строение этого гипсометрического уровня (рис. 4.2.18). С поверхности до глубины 3 м залегают тонко- мелкозернистые пески красновато-коричневого цвета с прослоями суглинка, в основании которых периодически встречаются более грубые пески (до крупнозернистых) с гравием и мелкой галькой. По этой толще с

глубины 1,8 м получена ОСЛ дата $27,9 \pm 1,9$ тыс. лет (Risø-208641). Ниже примерно до 7 м – переслаивание тонко- мелкозернистых песков серого цвета и суглинков сизо-серого цвета с редкими прослоями песков более крупной размерности. Эти отложения также датированы методом ОСЛ, и имеют возраст $210,6 \pm 25,5$ pIRIR тыс. лет (Risø-208642). Песчаность толщи возрастает с глубиной. С глубины 7,3 метра – пески среднезернистые тёмно-серого цвета с примесью крупнозернистых, а также гравия и мелкой гальки.

От более высоких гипсометрических уровней поверхность 12,5 – 14,5 м над урезом отделена хорошо выраженным уступом высотой порядка 5 – 6 м крутизной около 10° (рис. 4.2.19). В створе погоста Рудина Слобода склон неровный, вероятно, это связано с хозяйственной деятельностью человека – в прибрежной части вышележащей поверхности располагается церковь, а на самом склоне расположено кладбище.



Рис. 4.2.19 Коренной склон долины в д. Костенево (фото А.С. Третниченко)

В д. Костенево, а также в окрестностях д. Коптюшки по левому берегу р. Волги прослежена плоская пологоволнистая поверхность на высоте 17 – 19,5 м (106,5 – 109 м абс.). При выходе непосредственно к урезу водохранилища поверхность обрывается крутым (до отвесного) уступом, который подвергается активной абразии. Геологическое строение этого гипсометрического уровня изучено в одном из таких уступов в обнажении у д. Коптюшка (57.75900° с.ш., 38.44682° в.д.; рис. 4.2.20; Третниченко, Баранов, 2019).

Верхнюю часть разреза (бровка = 106,5 м абс.) слагает алевритистая толща палевого цвета мощностью около 1 м с большим количеством разноразмерного обломочного материала (до мелких валунов, рис. 4.2.21) преимущественно кристаллических пород. Ниже мощностью около 2 м залегает переслаивающаяся толща песков разной крупности: более тонкие (до супеси) пылеватые прослой имеют более рыхлую структуру и палевый цвет, более крупные (мелко- среднезернистые, реже крупно- грубозернистые) прослой сцементированы и окрашены в бурые и малиново-коричневые цвета. Мощность прослоев порядка 5 – 10 см, границы прослоев горизонтальные, переходы чёткие и резкие. В средней части этой пачки зафиксированы деформации слоёв. В основании слоистой толщи – прослой коричнево-малиновой супеси и лёгкого сизовато-серого суглинка. ОСЛ возраст прослоев песка с глубины 1,6 м составил $138,4 \pm 10,8$ тыс. лет (Risø-198628). С глубины 2,5 м

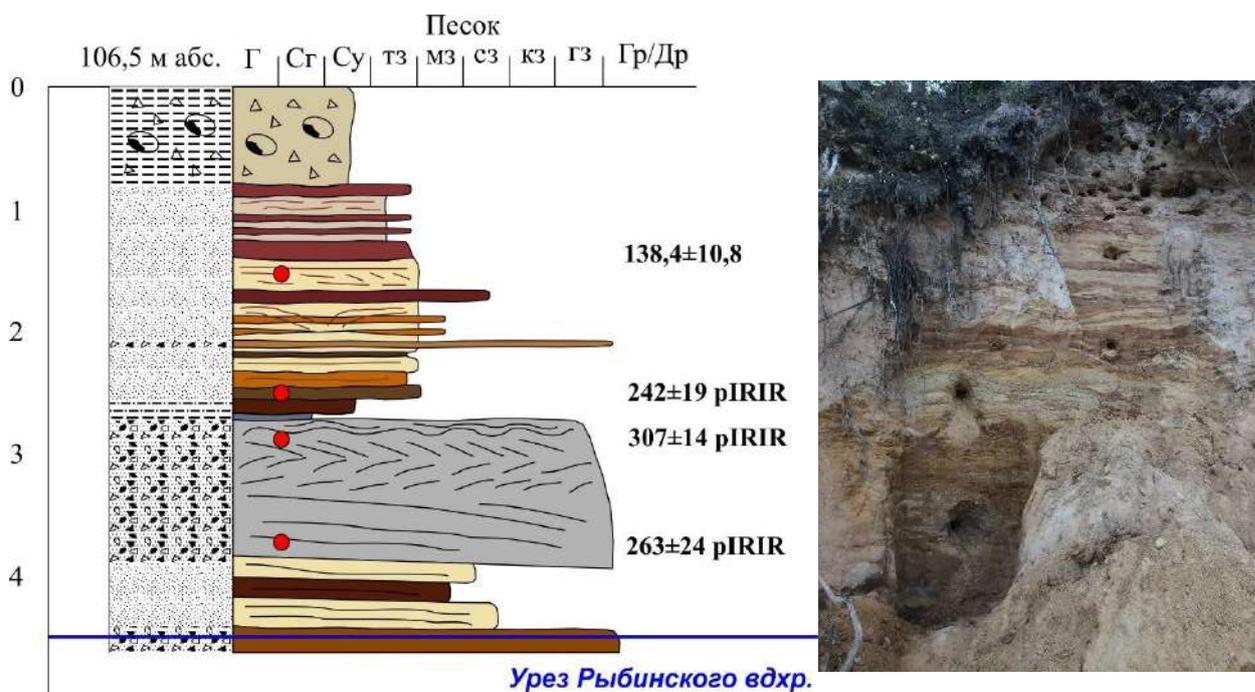


Рис. 4.2.20. обнажение «Коптюшка». Условные обозначения см. на рис. 4.2.12

датирование по кварцу показало запредельный результат, возраст по полевому шпату составил 242 ± 19 тыс. лет (Risø-198629, рис. 4.2.20).

Ниже вскрываются крупно-грубозернистые пески с гравием с разнообразной слоистостью: волнистой, наклонной, косой. С глубины 4 м прослоями по 15 – 20 см последовательно сменяют друг друга хорошо отмытые пески средне-мелкозернистые бежевого цвета, оглиненные мелкозернистые пески (до



Рис. 4.2.21. Верхняя часть обнажения «Коптюшка» (в 10 – 15 м от основного разреза, фото автора)

супеси) красновато-бурого цвета с прослоями сизо-серого среднего суглинка и хорошо отмытые однородные среднезернистые пески бежево-серого цвета. ОСЛ датирование песков этого слоя по кварцу дало запредельный результат, а по полевому шпату показало возраст в диапазоне 260 – 300 тыс. лет (Risø-198630 – 198631, рис. 4.2.20). В основании разреза разнотернистые (преимущественно средне- крупнозернистые) пески ржаво-коричневого цвета, с гравием, дрсвой и мелким щебнем.

В основании уступа вдоль уреза водохранилища отмечается большое количество скоплений валунного материала магматических пород (гранит, гнейс, кристаллический сланец) с характерными плоскими сколами (рис. 4.2.22).

Правобережье р. Волги на участке крупномасштабного картографирования в окрестностях д. Еремейцево выражено плоской пологоволнистой поверхностью с относительными превышениями не более 1,5 на высоте 116 – 117 м абс. Геологические выработки показывают следующее строение этой поверхности. Верхние 0,5 – 0,7 м представлены светлыми мелкозернистыми песками. Они подстилаются суглинками кирпично-красного и буро-коричневого цветов, с линзами песка и большим количеством обломочного материала – морены. В скважинах у д. Еремейцево подошва этих отложений не пройдена, но скв. 20731 у погоста Рудина Слобода под суглинками вскрыты однородные мелкозернистые пески жёлтого цвета.



Рис. 4.2.22. Валуны кристаллических пород вдоль современного уреза р. Волги (уровень Рыбинского водохранилища, фото автора).

Поверхность высотой 116 – 117 м абс. плавно повышается до 120 м абс. Характер рельефа – пологоволнистый, территория расчленена долинами малых рек (на участке крупномасштабного картографирования – Таракановка, Корма, Муратовка и др.), а также оврагами и балками. Геологическое строение междуречья изучено в окрестностях погоста Рудина Слобода, а также в уступе берега Угличского водохранилища у д. Новосёлки под г. Угличем (57.47848° с.ш., 38.29057° в.д.; рис. 4.2.23). Разрез «Новосёлки» упоминается Г.В. Обедиентовой (1977) в качестве иллюстрации к строению высокой, московско-валдайской, террасы р. Волги.

С поверхности во всех изученных геологических выработках (а также по

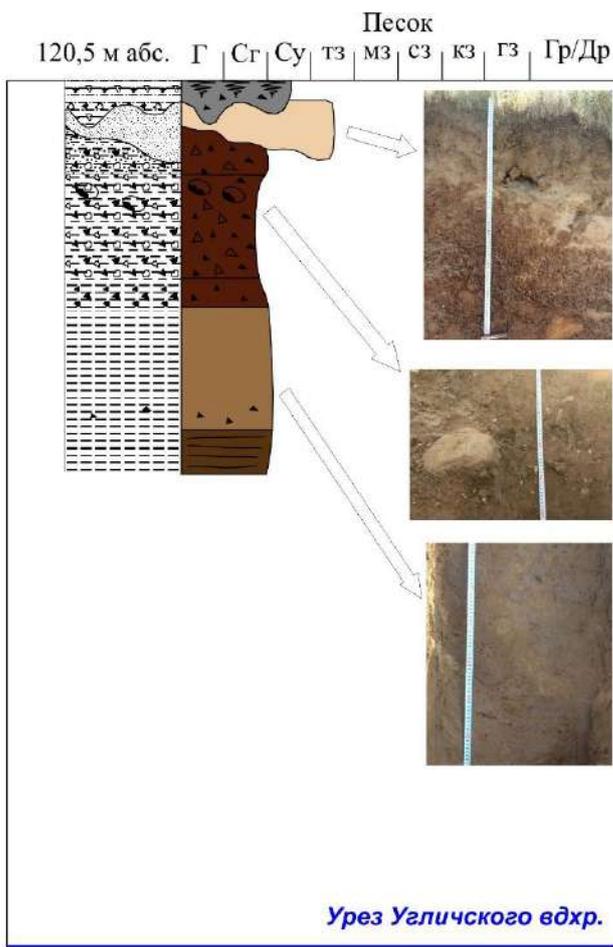


Рис. 4.2.23. Схема разреза «Новосёлки». Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. Фотографии А.С. Третниченко

данным фондовых материалов, Отчёт Угличско-Рыбинской..., 1971) вскрыты маломощные (не более 1 – 1,5 м) толщи палевых, светло-коричневых или бежевых супесей и тонкозернистых песков. Эти отложения датированы по скв. 20732 (см. рис. 4.2.18) методом ОСЛ, по которым получен возраст $14,5 \pm 0,9$ тыс. лет (Risø-208644), $14,1 \pm 0,8$ тыс. лет (Risø-208641).

На левобережье р. Волги в окрестностях погоста Рудина Слобода палевые супеси подстилаются красновато- и розовато-коричневыми однородными суглинками, и тонкозернистыми песками без включений. Мощность этих отложений составляет 2 – 4 м. По ним тоже получены данные о возрасте – ОСЛ датирование показало $179,0 \pm 35,4$ pIRIR тыс. лет (Risø-208646; см. рис. 4.2.18).

На правобережье как в окрестностях погоста Рудина Слобода (по фондовым материалам), так и в разрезе «Новосёлки» под Угличем под покровными супесями вскрыты плотные средние суглинки красно-кирпичного цвета с большим количеством разноразмерного обломочного материала (см. рис. 4.2.23). В разрезе «Новосёлки» мощность таких отложений чуть более 1 м, под ними вскрыты сильно слюdistые тонкие алевриты коричневого цвета с карбонатными зёрнами гравийной размерности.

Наиболее высокий гипсометрический уровень (120 – 130 м абс.) наблюдается на левом берегу р. Волги у дд. Алтыново и Кокаево под г. Угличем, где он крутым уступом обрывается к современному урезу водохранилища. Полное строение разреза изучалось ранее (см. разд. 4.2.1), в 2018 году было произведено описание его нижней половины (разрез «Кокаево», 57.57583° с.ш., 38.31239° в.д.), начиная с высоты примерно 12 м над урезом (рис. 4.2.24).



Рис. 4.2.24. Строение подморенной песчаной толщи разреза «Кокаево». Слева и в центре – сильнодислоцированные пески верхней части песчаной толщи, справа – горизонтальнослоистые пески в основании разреза (фото автора)

Верхние 3,5 м обнажения представлены лёгким – средним суглинком малинового и малиново-бурого цветов с большим количеством обломочного материала от крупной дресвы до мелких валунов. В толще суглинка – мощные (до 1 м) линзы гравийно-песчаного и тонкопесчаного материала. ОСЛ-датирование материала одной из линз дало запредельный результат: >420 тыс. лет pIRIR (Risø-198642). Под суглинками залегает мощная песчаная толща, представленная хорошо отмытыми среднезернистыми песками с разнонаправленно перекрёстной слоистостью, сильно дислоцированными (рис. 4.2.24 слева и в центре), возраст которой также не удалось установить методами численного ОСЛ датирования – продатированные образцы показали запредельный результат как по кварцу, так и по полевому шпату: > 948 тыс. л.н., > 707 тыс. л.н. (Risø-198643 – 198644). В основании разреза (нижние 2 м) – горизонтально слоистые среднезернистые, а по урезу крупнозернистые пески, с суглинистыми и ожелезненными прослоями (рис. 4.2.24 справа). Численный возраст их также запредельный для ОСЛ метода датирования: > 1144 тыс. л.н. (Risø-198645). Вдоль уреза – большое количество крупных валунов кристаллических пород.

4.3. Долина р. Вычегды в нижнем течении

4.3.1. Общая характеристика долины

В нижнем течении р. Вычегда протекает в субширотном направлении с востока на запад. На рассматриваемом участке в реку впадает значительное количество притоков, из которых наиболее крупными являются реки Вымь, Яренга (правые), Верхняя и Нижняя Лупья, Виледь и Лименда (левые).

Исследования четвертичной геологии и геоморфологии европейского северо-востока имеют не такую богатую историю, как аналогичные работы в Центральной части России. Тем не менее, к середине XX века здесь сложились общие представления о её развитии в плейстоцене, которые были изложены во втором томе Геологии СССР (Яковлев, 1963; см. разд. 2.2 и 2.4). Долина р. Вычегды ниже г. Сыктывкара описывается как постепенно расширяющаяся от 2 км в створе г. Яренска до 8 – 10 км в низовьях. В долине выражена сложенная аллювиальными песками пойменная терраса высотой около 5 – 8 м над урезом, а также две-три надпойменные. Указано, что террасы выражены по обоим бортам долины, а также, по сравнению с поймой, невероятно широки. Образование надпойменных террас отнесено к ледниковому и позднеледниковому времени.

Первые полноценные геоморфологические работы, посвящённые строению долины р. Вычегды, связаны с исследованиями А.С. Лаврова (1968) и Л.М. Потапенко (1971).

Работы А.С. Лаврова (1968) по долинам рек Мезени, Печоры и Вычегды позволили ему выделить на рассматриваемой территории шесть циклов осадконакопления, которые подразделяются на этапы: а) развития речной сети и аккумуляции аллювия, б) ингрессии морей, образования долинных озёр и аккумуляции озёрных отложений, в) развития оледенения, полного или частичного уничтожения озёр и аккумуляции ледниковых и водно-ледниковых отложений. К позднему плейстоцену А.С. Лавров относит пятый и шестой циклы осадконакопления, отложения которых формируют две наиболее высокие надпойменные террасы исследуемых рек (рис. 4.3.1).

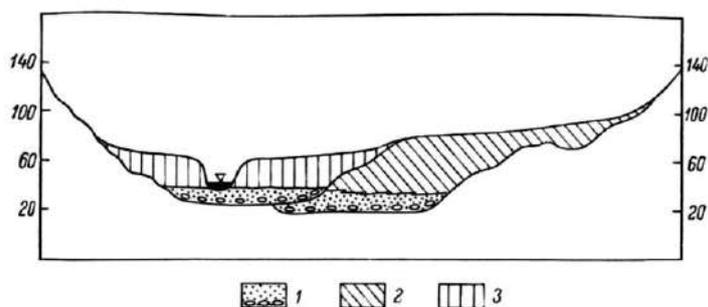


Рис. 4.3.1. Характер залегания отложений террас пятого и шестого цикла (Лавров, 1968).

Условные обозначения: 1 – аллювий, 2 – морские и озёрные отложения террасы пятого цикла, 3 – озёрные отложения террасы шестого цикла.

Терраса пятого цикла – наиболее высокая – сопоставляется А.С. Лавровым (1968) с заполнением долины, сформированной в микулинское межледниковье. Геологическое строение террасы сложно и изменяется как вверх по разрезу, так и в пространстве – от

бровки к тыловому шву (рис. 4.3.2). Терраса имеет вогнутую поверхность, плавно понижаясь от тылового шва (120 – 130 м абс.) к осевой части долины (85 – 90 м абс.). Спорно-пыльцевой анализ аллювия террасы и перекрывающих его озёрных слоёв дало основание Л.Д. Никифоровой сопоставлять накопление аллювия с оптимумом микулинского межледниковья, а верхнюю часть озёрных толщ, ввиду отсутствия пыльцы и спор, с суровыми климатическими условиями (Лавров, 1968).

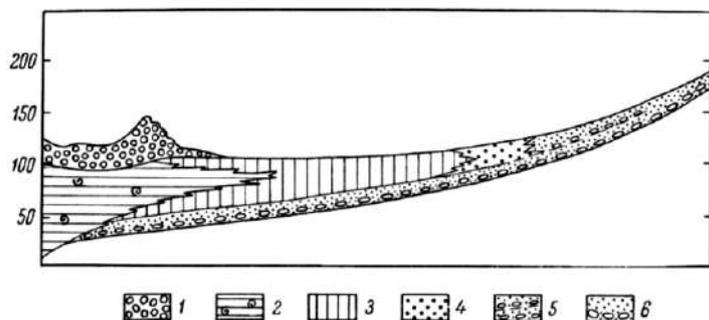


Рис. 4.3.2. Схема строения террасы пятого цикла (Лавров, 1968).

Условные обозначения: 1 – ледниковые отложения, 2 – морские отложения, 3 – озёрные отложения, 4 – озёрные и дельтовые отложения, 5 – аллювий, имеющий ярусное строение, 6 – аллювий.

Терраса шестого цикла в нижнем течении р. Вычегды выражена на высоте 70 – 80 м абс. Слагающие её толщи сложное строение (рис. 4.3.3): на песчаном аллювии залегают ритмичные песчано-глинистые прослои, рассматриваемые А.С. Лавровым как озёрные отложения. Мощность этого озёрного слоя уменьшается вверх по течению, снижая относительные высоты террасы.

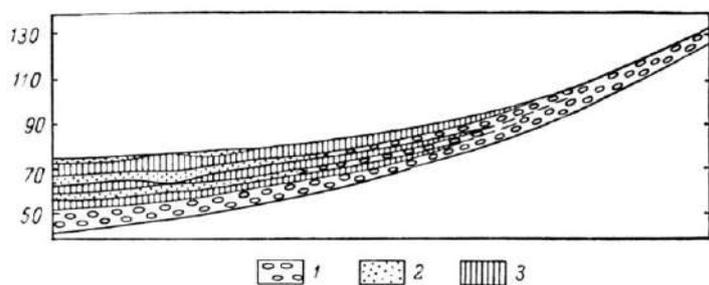


Рис. 4.3.3. Схема строения террасы шестого цикла (Лавров, 1968).

Условные обозначения: 1 – аллювий, 2 – озёрные отложения в фазы регрессий долинного озера, 3 – озёрные отложения в фазы трансгрессий долинного озера.

На основании выделения перекрывающих аллювий озёрных отложений А.С. Лавров связывает образование высоких террас р. Вычегды в нижнем течении с озёрными водоёмами. Формирование такого водоёма в течение пятого цикла А.С. Лавров связывает с подъёмом уровня моря в микулинское время, а в течение шестого цикла – с образованием подпрудного озера перед фронтом покровного оледенения. Ритмичная слоистость террасы шестого цикла говорит о нестабильности уровня озера, которое может быть связано с осцилляциями ледника.

Л.М. Потапенко (1971) в долине р. Вычегды выделяет четыре морфологически выраженных террасы (рис. 4.3.4), три наиболее древние из которых имеют полигенетическое строение: их аллювий находится в погребённом состоянии, а дневную поверхность формируют озёрные отложения. Наиболее высокая терраса прослежена

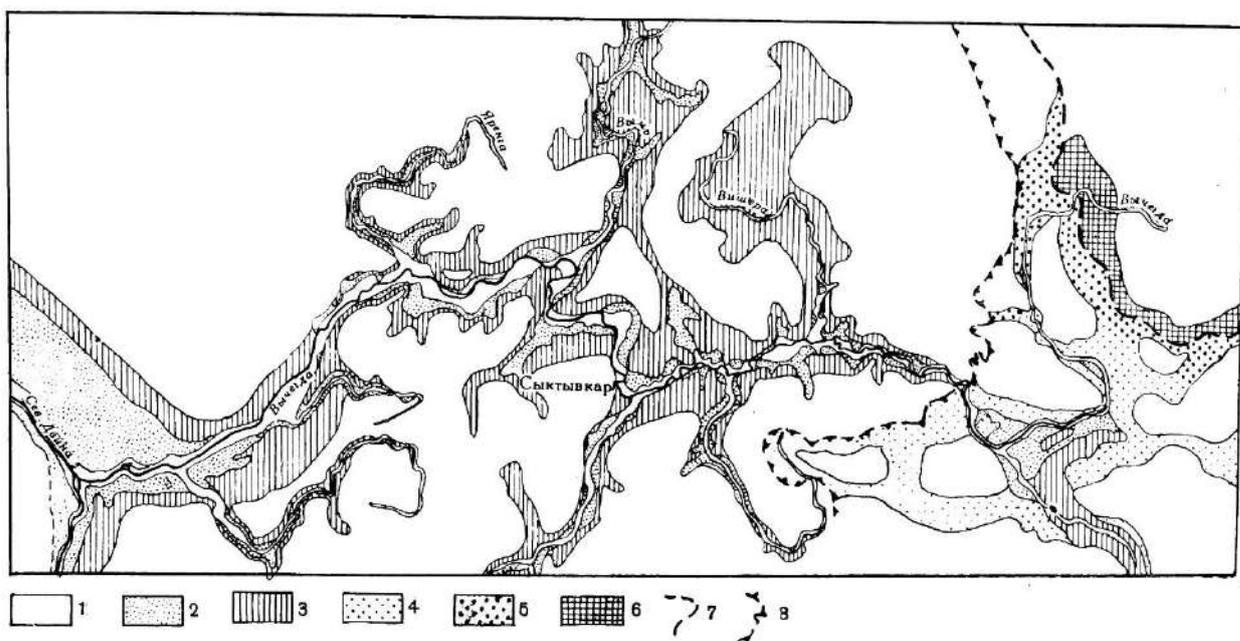


Рис. 4.3.4. Террасы бассейна р. Выгеды (Потапенко, 1971).

Условные обозначения: 1 – поздневалдайско-голоценовая терраса, 2 – средне-поздневалдайская терраса, 3 – микулинско-ранневалдайская терраса, 4 – одинцовско-московская терраса, 5 – долинные зандры и зандровые шлейфы, 6 – конечные морены, 7 – граница московского оледенения Уральского центра (по А.С. Лаврову), 8 – граница московского оледенения Скандинавского центра по данным Л.М. Потапенко и А.С. Лаврова.

Л.М. Потапенко только в верхнем течении (за границей московского оледенения); исходя из стратиграфического положения и палинологической характеристики аллювия её формирование сопоставляется с временем одинцовского межледниковья и московского оледенения.

Третья надпойменная терраса р. Выгеды (соответствующая террасе пятого цикла А.С. Лаврова (1968)) в нижнем течении прослежена на высоте 100 – 110 м абс. по бровкам и 125 – 130 м абс. по тыловым швам (рис.4.3.5). Аллювий террасы представлен среднезернистыми песками и перекрывается толщами тонкозернистых песков, супесей и суглинков, рассматриваемых как озёрные отложения. Мощность озёрных отложений возрастает вниз по течению реки, что приводит к росту относительной высоты террасы и потере ею продольного уклона. Время формирования террасы исходя из стратиграфического положения и палинологической характеристики отложений связывается с оптимумом микулинского межледниковья и ранневалдайским временем (Потапенко, 1971).

Комплекс геолого-геоморфологических работ, проведённых в последней четверти XX века, позволил значительно расширить представления об этой террасе (Лавров, Потапенко, 2005, 2012). Была скорректирована её высота – до 110 – 115 м по бровкам и 130 – 135 м по тыловым швам, а также более детально рассмотрено её геологическое строение.

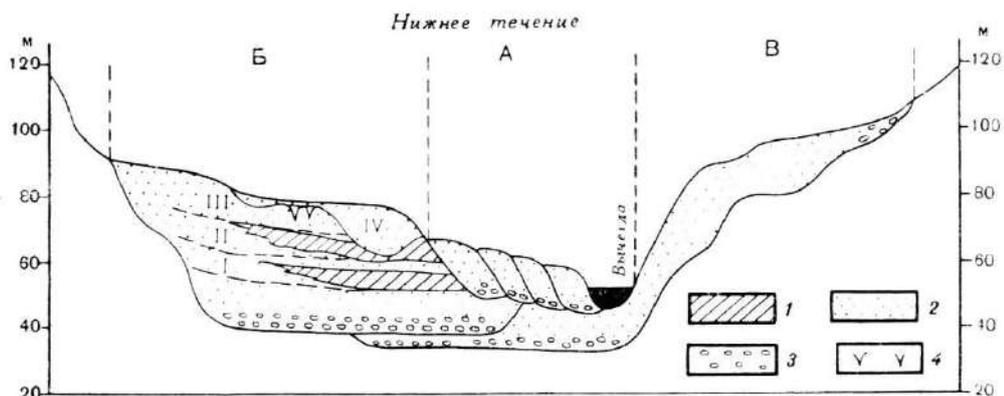


Рис. 4.3.5. Строение террас р. Выгеды в нижнем течении (Потапенко, 1971).

Условные обозначения: А – поздневалдайско-голоценовая терраса, Б – средне-поздневалдайская терраса (римскими цифрами обозначены номера озёрных пачек), В – микулинско-ранневалдайская терраса; литология: 1 – глины, суглинки, супеси, 2 – пески, 3 – пески с гравием и галькой, 4 – псевдоморфозы по ледяным клиньям.

Заложенные опорные разрезы у дд. Кылтовка и Озъяг (по последнему терраса и получила своё название – «озъягская») позволили выделить наличие двух аллювиальных пачек, вверх по разрезу сменяющихся отложениями, интерпретированными как озёрно-ледниковые. Суммарная мощность отложений террасы в нижнем течении р. Выгеды составляет 40 – 50 м (рис. 4.3.6). Полученные радиоуглеродные даты и новые палинологические характеристики отложений, по мнению А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005), подтверждают первоначальные представления о возрасте террасы. Вниз по течению терраса прослеживается практически до устья р. Выгеды, где упирается в конечные морены Северодвинской ледниковой лопасти (выделенной этими же авторами).

В нижнем течении вторая надпойменная терраса р. Выгеды (соответствующая террасе шестого цикла А.С. Лаврова (1968)) выделяется Л.М. Потапенко (1971) на высоте 75 – 90 м абс.; позднее (Гросвальд и др., 1974) эту террасу было предложено именовать «гамской» по стратотипическому разрезу у д. Гам. В её строении выделяется базальная фация аллювия, представленная крупнозернистыми песками с гравием и галькой, русловая фация аллювия – среднезернистые пески, а также пойменная и старичная фации – пески, суглинки, глины и торфа (рис. 4.3.5). Аллювий, по данным Л.М. Потапенко (1971), перекрывается четырьмя (а не тремя, как у А.С. Лаврова (1968)) пачками озёрных отложений, которые выклиниваются и замещаются аллювием вверх по течению. Первоначально Л.М. Потапенко (1971), опираясь на палинологическую характеристику толщи, определяет возраст террасы как средне-поздневалдайский, однако позднее (Гросвальд и др., 1974) на основе полученных радиоуглеродных дат из прослоев органики относит формирование этой террасы к концу позднего валдая.

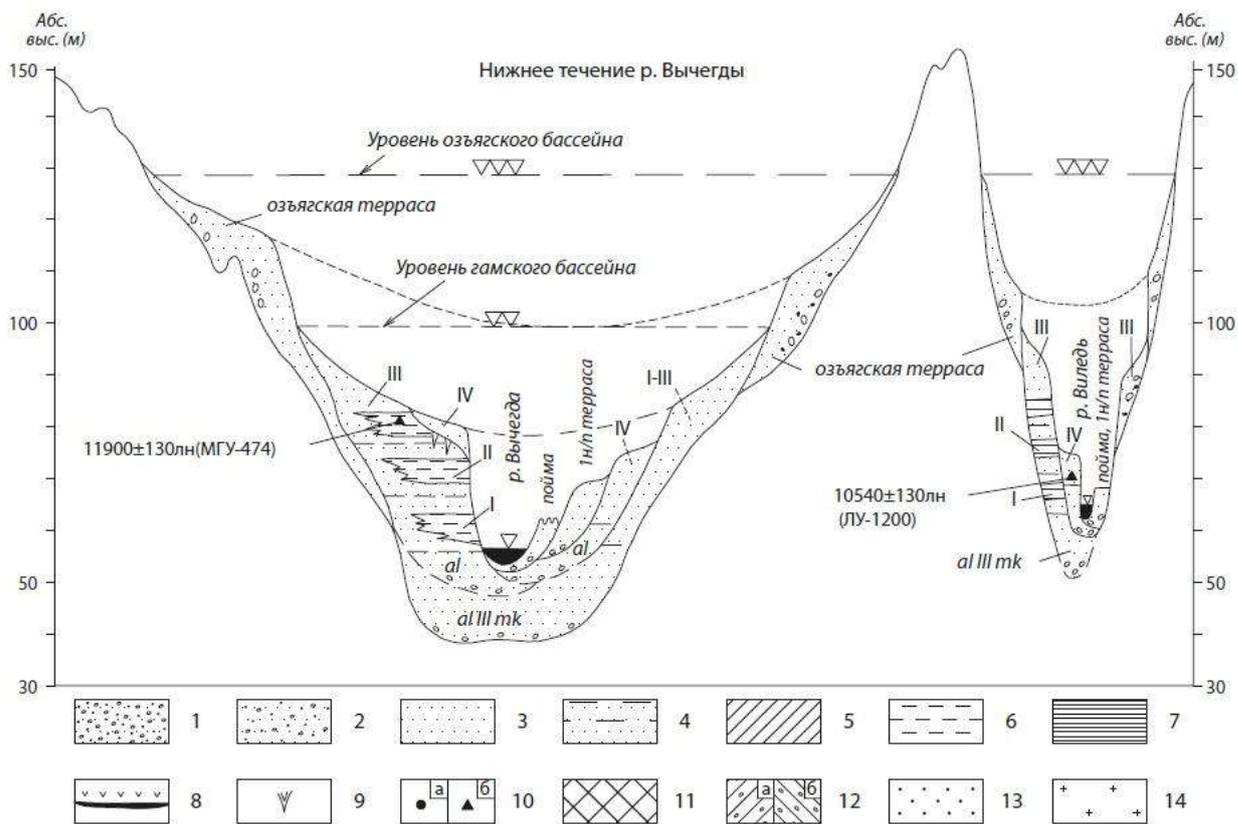


Рис. 4.3.6. Террасы бассейна р. Вычегды в нижнем течении (Лавров, Потапенко, 2005).

Условные обозначения: 1 – гравийно-галечный горизонт с заполнителем из песка, 2 – пески с гравием и галькой, 3 – пески, 4 – пески глинистые, 5 – суглинки, 6 – алевроиты, 7 – глины, 8 – прослои и линзы торфа, 9 – псевдоморфозы по ледяным клиньям, 10 – радиоуглеродные даты (а – по древесине, б – по торфу), 11 – отложения пойменной террасы, 12 – валунные суглинки (а – второго, б – первого среднеплейстоценового оледенения), 13 – юрские пески, 14 – триасовые глины, пески, песчаники, конгломераты. I – IV – номера озёрных пачек гамской террасы.

Работы последней четверти XX века (Лавров, Потапенко, 2005, 2012) значительно расширили знания об особенностях распространения и геологического строения этой террасы. Установлено, что эта терраса не может считаться ни интрагляциальной, ни террасой ППО, так как выражена не только в долине р. Вычегды, но и прослеживается в долинах р. Ваги и Северной Двины и при этом не ограничена поясом конечно-моренного рельефа. Морфология террасы своеобразна – в нижнем течении р. Вычегды она имеет

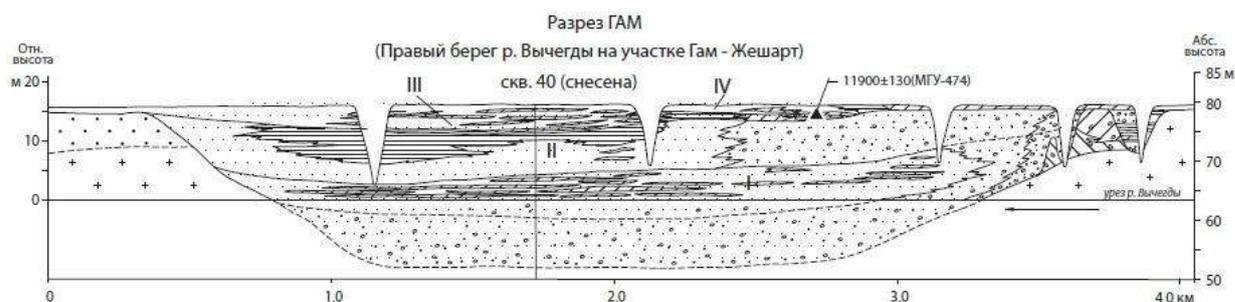


Рис.4.3.7. Строение гамской террасы у д. Гам (Лавров, Потапенко, 2005).

Условные обозначения см. на рис. 4.3.6.

вогнутый поперечный профиль, имея 55 – 70 м абсолютной высоты по бровкам и площадкам, при этом в тыловой части резко повышаясь до 100 – 110 м абс. (рис. 4.3.6). Геологическое строение гамской террасы весьма неоднородно и изменяется вниз по течению: выделено три типа разреза, характерных, соответственно, для долины средней и нижней Вычегды, а также Северной Двины (Лавров, Потапенко, 2005). В нижнем течении р. Вычегды (у д. Гам) террасовая толща представлена песчаным аллювием с гравием и гальной, перекрытым тремя (четвёртая пачка отложений выделена в других разрезах террасы) пачками озёрных отложений (рис. 4.3.7). Каждая пачка представляет собой ритмичное переслаивание снизу вверх горизонтально слоистых песков, алевролитов и глин. В глинистых слоях проведён подсчёт годовичных пар: ориентировочно для их накопления потребовалось 500 – 700 лет. По органике в верхней озёрной пачке получена радиоуглеродная дата $11\,900 \pm 130$ {13591 – 13321 кал. л.н.¹} кал. лет (МГУ-474). Сопоставление всех полученных данных (в том числе и по разрезам этой террасы на других участках долины) дало Л.М. Потапенко и А.С. Лаврову основание говорить о её формировании в позднеледниковье – начале голоцена.

Наиболее низкая, первая надпойменная терраса, по данным Л.М. Потапенко (1971), состоит из серии разновозрастных и разновысотных сегментов, сложенных аллювиальными отложениями (рис. 4.3.5). Высота сегментов над урезом реки изменяется от 5 – 10 м до 3 – 5 м. Согласно палинологическим данным, формирование террасы происходило в конце позднего валдая – начале голоцена.

Первая реконструкция истории развития долины р. Вычегды предложена Л.М. Потапенко (1971) на основе геологических, стратиграфических и геоморфологических особенностей исследованных террас. Во время деградации московского (вычегодского) оледенения происходит врезание реки и формирование аллювиальной пачки третьей террасы. Последующая микулинская (сулинская) бореальная трансгрессия затапливает долину р. Вычегды и в её днище образуется долинное озеро, которое в ранневалдайское время становится приледниковым. Потепление среднего валдая приводит к деградации оледенения, спуску озера, врезанию реки и аккумуляции аллювия второй надпойменной террасы. Перекрывающие этот аллювий озёрные отложения Л.М.Потапенко объясняет появлением в долине р. Вычегды приледникового озера в результате подпруживания её стока поздневалдайским ледником. Переслаивание озёрных пачек связывается с колебаниями уровня озера, вызванных изменением границы оледенения и поступлением талых ледниковых вод. Согласно этим представлениям, в конце

¹ Калибровочная кривая IntCal20 (Reimer et al., 2020)

позднего валдая озеро было спущено и начала формироваться первая надпойменная терраса.

Более детальные исследования в последней четверти XX века, а также появление данных инструментального датирования стали причиной значительных корректировок первоначальной реконструкции Л.М. Потапенко (Лавров, Потапенко, 2005, 2012). Формирование поверхности третьей (озьягской) террасы стали связывать не с трансгрессией моря, а с образованием приледниковых подпрудных водоёмов в ранне- и средневалдайское время. Гамский озёрный бассейн, и соответственно, гамская терраса, в скорректированной версии представлений этих авторов, сформировались в результате подпруживания стока р. Вычегды в конце поздневалдайского времени. Наличие нескольких пачек озёрных отложений объясняется колебаниями уровня приледникового водоёма из-за осцилляций края ледника. С другой стороны, Е.Н. Былинский (1996) считал, что в рассматриваемое время (конец позднего валдая – начало голоцена) ледник уже не мог оказывать подпруживающее воздействие и связывал существование «гамского» озера с подпруживанием, вызванным периферийным гляциоизостатическим поднятием (см. разд. 1.4).

Результаты государственной геологической съёмки, проведенной на рассматриваемой территории, были обобщены в объяснительных записках к картам масштаба 1:1 000 000 (Государственная ..., 1999; Государственная ..., 2016б). Геоморфологическое строение нижнего течения р. Вычегды охарактеризовано наличием нескольких террас и поймы. При этом не все выделенные террасы отнесены к долинному комплексу, а о возрасте террас имеются разночтения.

Наиболее высокая терраса нижнего течения р. Вычегды, тыловые швы которой располагаются на высоте 130 м абс. (видимо её следует сопоставлять с «озьягской» террасой А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко), имеет ровную поверхность, полого снижающуюся к осевой части долины; отмечается эоловая переработка верхних слоёв террасы. В строении террасы принимают участие аллювиальные и озёрные отложения микулинского межледниковья и раннего и среднего валдая, а также озёрно-ледниковые толщи приледникового озера, формировавшегося перед фронтом второго позднеплейстоценового (очевидно, поздневалдайского) оледенения (Геологическая ..., 1999). В более поздней записке (Геологическая ..., 2016б) указано, что плоская поверхность этой террасы располагается на высоте 115 – 120 м абс. Она рассматривается в качестве третьей надпойменной террасы р. Вычегды, при этом сообщается, что имеет собственное наименование – «гамская» (!) терраса. Строение террасы приведено в опорных разрезах

Семуково и Озьяг, а время их формирования отнесено уже к первому позднеплейстоценовому (местное название – лайское) оледенению.

Ещё одна терраса выделена на высотах 60 – 70 м абс. в осевой части и до 100 м абс. в тыловой, представленная на высоких сегментах аллювием, а на более низких – аллювием и озёрными отложениями поздне- послеледникового времени (из чего напрашивается её сопоставление с «гамской» террасой А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко). В аллювии террасы последовательно снизу вверх выражены базальная, русловая, пойменная и старичная фации; в некоторых местах разрез перекрыт торфом, радиоуглеродные даты по которому ограничивают интервал его формирования временем 9,9 – 12 тыс. л.н.. Поверхность этой террасы рассматривается как озёрно-ледниковая равнина приледникового озера стадий деградации поздневалдайского ледникового покрова (Геологическая ..., 1999). Позднее (Геологическая ..., 2016б) указано, что эта терраса рассматривается как вторая надпойменная с двучленным строением аллювия – в нижней части бызовского (мологоспексинского, средневалдайского), а в верхней – полярного (осташковского, поздневалдайского) времени. Формирование террасы связывается с высокими уровнями существования подпрудного озера полярного времени.

К собственно аллювиальным террасам отнесены голоценовые образования на высоте 6 – 7 м над урезом, рассматриваемые в качестве первой и второй надпойменной (Геологическая ..., 1999). Отмечается, что террасы представляют собой серию разновозрастных и разновысотных сегментов, которые уже вышли из зоны затопления полыми водами и во многом утратили гривистый пойменный рельеф. Позднее (Геологическая ..., 2016б) в качестве первой надпойменной террасы рассматриваются узкие полосы и крупные сегменты аллювиальных равнин вдоль русла р. Вычегды, накопления аллювия которых, согласно данным инструментального датирования, происходило с конца полярного времени по начало голоцена.

Пойма в долине р. Вычегды (Геологическая ..., 1999; Геологическая ..., 2016б) представлена аллювиальными равнинами на высоте до 4 м над урезом с отчётливо выраженным пойменным рельефом – прирусловыми валами, старицами, пойменными гривами и межгривными ложбинами.

На рубеже XX и XXI веков в приустьевом участке р. Вычегды (40 км вниз по течению от с. Харитоново) проводились палеогидрологические работы (Сидорчук и др., 1999, 2000; Sidorchuk et al., 2001). Авторы характеризуют долину нижней Вычегды как широкую (до 35 – 50 км), террасированную, со сложно построенной поймой и несколькими уровнями надпойменных террас, объединённых в три комплекса (рис.4.3.8).

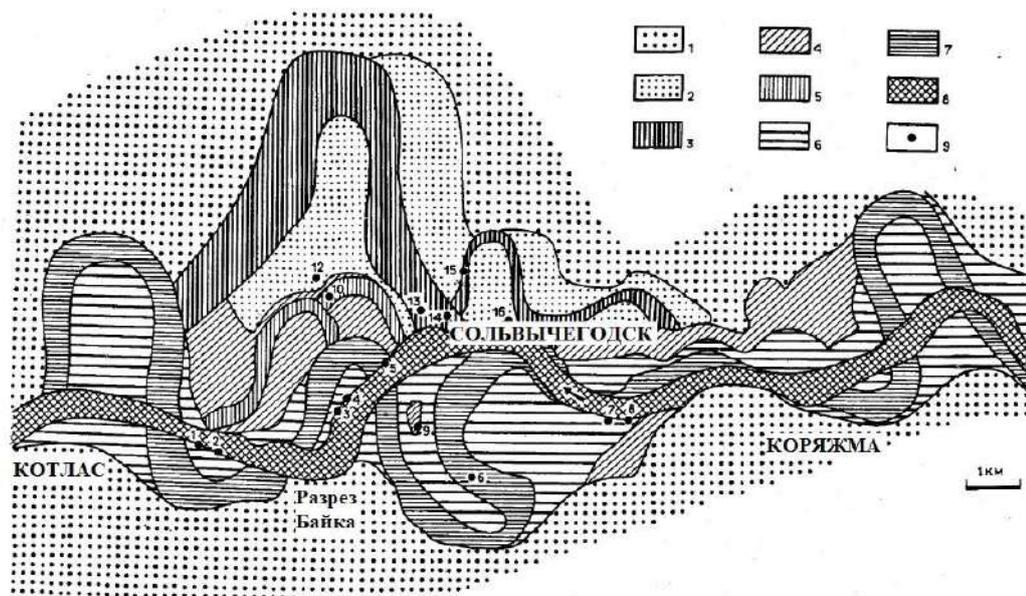


Рис. 4.3.8. Схема эволюции русла нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене (Сидорчук и др., 1999).

Условные обозначения: 1 – III аллювиально-дельтовая позднеледниковая терраса, 2 – комплекс высоких аллювиальных послеледниковых террас (II терраса), 3 – палеорусла на поверхности II террасы, 4 – комплекс средних голоценовых террас (I терраса), 5 – палеорусла на поверхности I террасы, 6 – комплекс низких голоценовых поверхностей (пойма), 7 – палеорусла на пойме, 8 – современное русло р. Вычегды, 9 – места отбора проб на радиоуглеродное датирование.

Третья надпойменная терраса, занимающая более 60% днища долины, прослежена на высотах 15 – 25 м относительно уреза, при этом её абсолютные высоты снижаются от 80 до 65 м за последние 100 км течения. Поверхность террасы покрыта дюнами. Строение террасы изучено в разрезе Байка, где аллювий представлен горизонтально и косослоистыми мелко- и среднезернистыми песками с прослоями гравия и гальки. Из органических прослоев на глубине 11 и 15 м разреза получены радиоуглеродные даты $43\ 600 \pm 2100$ {48913 – 44375 кал. л.н.²} (КИ-6397) и $52\ 350 \pm 3000$ {>52533 кал. л.н.¹} (КИ-6398), а палинологические спектры с глубины от 11 до 8,5 м соответствуют времени ПЛМ и позднеледниковья. Особенности отложений, слагающих террасу, позволяют авторам не согласиться с представлениями предыдущих исследователей об её озёрном происхождении: высказывается предположение об аллювиально-дельтовом генезисе. Помимо характеристик аллювия на это указывает и изменение продольных уклонов рассматриваемой террасы. Окончание формирования террасы связывается с временем около 12,5 тыс. л.н., когда из-за отступления ледниковой лопасти в долине р. Северной Двины возобновился сток на север.

Ниже третьей террасы имеется серия относительно узких ступеней, которые сгруппированы в комплексы второй и первой надпойменных террас, а также поймы. Ко

² Калибровочная кривая IntCal20 (Reimer et al., 2020)

второй надпойменной террасе, ширина которой составляет 2 – 4 км, отнесены уровни на высотах 10 – 14 м над урезом (высокая ступень 13 – 14 м, низкая ступень 10 – 11 м). Поверхности этих уровней сильно заболочены, однако первичный пойменный рельеф разветвлённо-извилистого русла всё же хорошо читается. Выделяются палеорула в виде крутых излучин с островами и побочными, вдоль которых протягиваются мощные эоловые валы высотой до 7 – 10 м. Предполагается, что вторая терраса сформировалась после возобновления стока р. Вычегды примерно 12,5 – 10 тыс. л.н.

К первой надпойменной террасе отнесены сегменты на высоте 7 – 10 м над урезом с выраженными гривистым рельефом и фрагментами меандрирующих палеорусел. Радиоуглеродным датированием органического материала установлено, что палеорула на поверхности этой террасы формировались 8,0 – 8,2 тыс. л.н., при этом водоносность р. Вычегды сильно уменьшилась.

Пойменный комплекс приустьевого участка р. Вычегды имеет сложное строение: выделено 4 разновозрастные ступени максимальной высотой до 7 м над урезом. На поверхности поймы хорошо выражены гривы, межгривные понижения, следы меандрирующего русла. Образование верхних ступеней поймы (6 – 7 м над урезом) отнесено к суббореальному периоду голоцена (4,2 – 4,5 тыс. л.н.), нижние ступени (до 6 м) формируются современным руслом р. Вычегды.

При проведении исследований в долине р. Вычегды группой норвежских учёных (Lyså et al., 2014) методом ОСЛ были датированы отложения из разреза у д. Гам, которые показали возраст начала позднего плейстоцена (92 – 120 тыс. л.н.), при этом формирующие поверхность отложения подтвердили установленный ранее возраст.

В 2010-х годах группой исследователей (Зарецкая и др., 2014; Чернов и др., 2015; Зарецкая и др., 2016; Zaretskaya et al., 2018) проводились работы в долине р. Вычегды, преимущественно в её в верхнем и среднем течении, результаты которых значительно корректируют сложившиеся представления об истории её развития. В долинах рек Вычегды и Северной Двины ими выделяется «средневалдайская» (вторая надпойменная) терраса высотой от 15 до 28 – 30 м над урезом и «МИС 3-2» (в статье ошибочно поименованная «МИС 3-4») терраса (первая надпойменная), высотой 5 – 7 м, по высотам близкая с современной поймой (Зарецкая и др., 2016). Аллювий «МИС 3-2» террасы представлен горизонтально и косослоистыми песками русловой фации, в основании которых залегают органические прослои, радиоуглеродный возраст которых составляет 25 – 28 тыс. л.н. Предполагается, флювиальное рефлефообразование в долине преобладает примерно с 17 тыс. л.н.: формируется I надпойменная терраса и пойма. В частности, установлено (Зарецкая и др., 2014), что разрезы «гамской» террасы р. Вычегды в среднем и нижнем

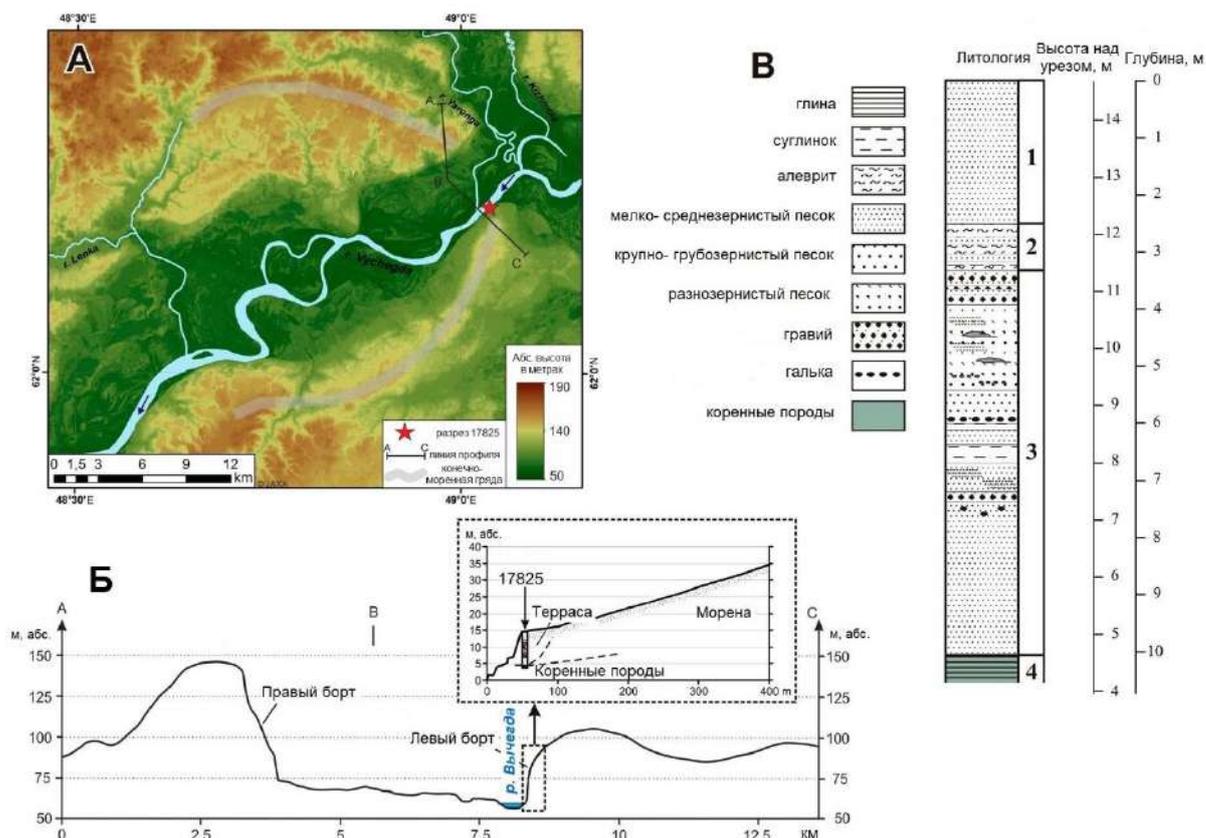


Рис. 4.3.9. Долина р. Вычегды в районе устья р. Яренги: а) топография долины (ALOS DTM), б) гипсометрический профиль через долину и положение разреза 17825, в) строение разреза 17825 (Zaretskaya et al., 2018).

течении сложены не озёрно-ледниковыми, а аллювиальными отложениями, а сама терраса несёт черты флювиальной морфологии. Завершение времени формирования террасы на основе результатов радиоуглеродного датирования органических прослоев аллювия отнесено к концу позднеледникового – началу голоцена. Позднее (Zaretskaya et al., 2018) по левому берегу р. Вычегды напротив устья р. Яренги была обнаружена терраса высотой 10 – 13 м над урезом, строение которой представлено на рис. 4.3.9. Слой 1 отнесен к эловым отложениям, а 2 и 3 – к пойменному и старичному аллювию; в основании террасы залегают коренные породы юрского времени (слой 4). Особенности аллювия этой террасы, по мнению авторов, говорят о её более древнем, чем время последнего ледникового максимума, возрасте.

Сложившиеся в течение XX века представления о строении долины р. Вычегды в нижнем течении в последнее время находят противоречия, в первую очередь в связи с результатами инструментального датирования.

4.3.2. Строение долины р. Вычегды от устья р. Сысолы до устья р. Яренги

Полевые работы в долине р. Вычегды от устья р. Сысолы до устья р. Яренги проводились в 2017 году путём маршрутной съёмки вниз по течению реки (рис. 4.3.10). В долине производилось выделение разноуровневых террасовых ступеней, описание их морфологии и геологического строения.



Рис. 4.3.10. Разрезы нижней Вычегды от устья р. Сысолы до устья р. Яренги.
Цифровая модель местности FABDEM.

Седкыркещ. В окрестностях пгт Седкыркещ (правый берег р. Вычегды в устье р. Сысолы) выделяется террасовый уровень на высоте около 6 – 7 м над меженным урезом р. Вычегды. Поверхность плоская, покрыта сосновым бором, возвышающаяся в прибрежной части до 8 м над урезом. В обнажении 17801 (61,71747° с.ш., 50,93491° в.д.; рис. 4.3.10) изучено геологическое строение этой поверхности. Верхний метр слагают хорошо сортированные мелкозернистые пески с 5 – 10 см прослоем рыжевато-бурых супеси и суглинка в основании. ОСЛ возраст верхней пачки отложений по образцу с глубины 0,6 м составляет $5,5 \pm 0,3$ тыс. лет (Risø-176118, рис. 4.3.10).

Ниже до глубины 2 м от поверхности залегает переслаивающаяся толща мелкозернистых песков бежеватого-светло-серого цвета и лёгких супесей рыжевато-коричневого цвета (рис. 4.3.10). Прослойки песка горизонтально слоисты, местами косослоисты; тонкая слоистость наблюдается и в прослоях супеси. ОСЛ возраст этой толщи с глубины 1,4 м имеет возраст $12,8 \pm 0,6$ тыс. лет (Risø-176119). Под этой толщей вскрыты горизонтально слоистые мелкозернистые пески светло-коричневого цвета. Они

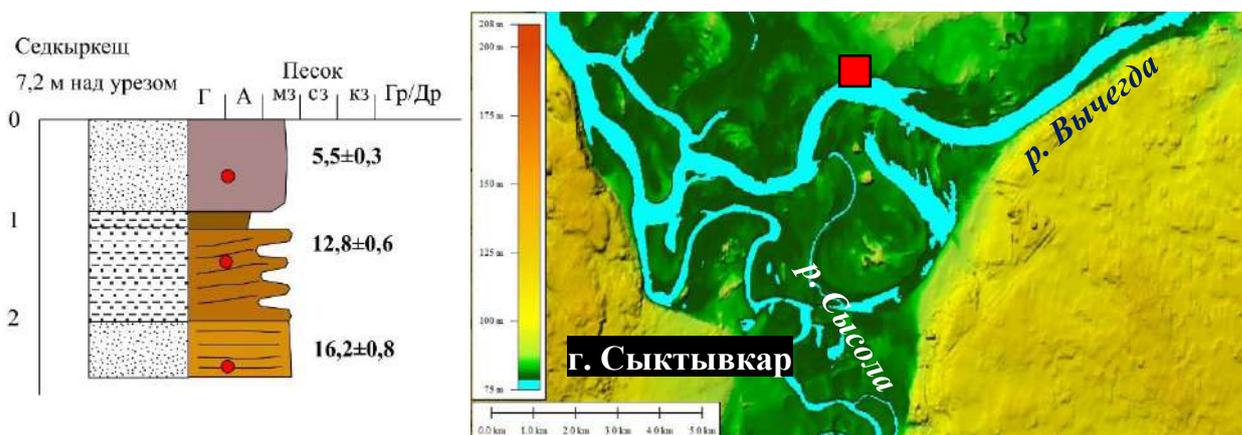


Рис. 4.3.10. Обнажение «Седкыркеш» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM).

Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – алеврит.

прослежены до глубины 2,6 м от бровки террасы. ОСЛ возраст нижней толщи по образцу с глубины 2,75 м составляет $16,2 \pm 0,8$ тыс. лет (Risø-176120).

Ниже по течению пгт Седкыркеш располагается сегментно-гривистый заболоченный участок высотой 2 – 3 м над урезом в понижениях и до 5 – 6 в отдельных гривах. Серпообразные понижения зачастую заняты водой.

Заказник Белоборский. Территория по правому берегу р. Вычегды в заказнике Белоборском представляет собой плоскую, местами пологовогнутую поверхность, возвышающуюся над меженным урезом реки на высоту 15 – 16 м. В береговом уступе (обн. 17803, 61.79107° с.ш., 50.86114° в.д.) вскрывается следующий разрез (рис. 4.3.11). С поверхности залегает маломощный (до 35 см) слой тонкой серовато-коричневой супеси; ниже – такой же маломощный слой тонко-мелкозернистого белёсого песка. На глубине около метра зафиксирован 10 см прослой сизовато-серого суглинка, сильно деформированного и разорванного мерзлотными событиями. Ниже 1 м и до 5 м залегают

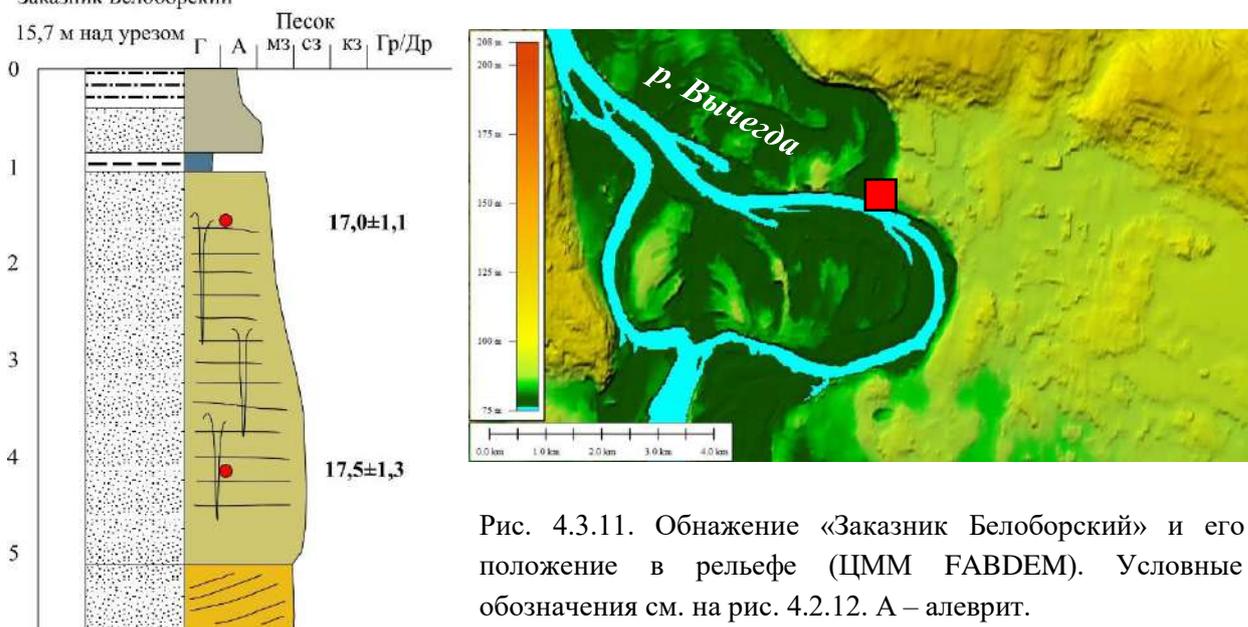


Рис. 4.3.11. Обнажение «Заказник Белоборский» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM). Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – алеврит.

горизонтально слоистые мелкозернистые пески серовато-бежевого цвета, местами с прослоями песка более крупной размерности. На глубине 2 – 4 м зафиксированы многочисленные криогенные клинья. Из этой толщи получен возраст по двум образцам (с глубин 1,6 и 4,2 м соответственно) в диапазоне 17 – 17,5 тыс. лет (Risø-176122 – Risø-176123, рис. 4.3.11). Ниже 5 м вскрыты мелко-среднезернистые пески с линзами крупнозернистого песка от рыжевато-жёлтого до сизовато-серого цвета, местами косослоистые. Они прослежены до глубины 5,6 м от бровки. Чуть ниже по течению, также по правому берегу выделяется фрагмент сегментно-гривистой поверхности высотой не более 2 – 3 м над урезом (рис. 4.3.11).

Кэччойяг. По левому берегу р. Вычегды в окрестностях посёлка Кэччойяг прослеживается террасовидная поверхность на высоте 16 – 17 м над урезом р. Вычегды. Геологическое строение изучено в обнажении 17804 (61.96619° с.ш., 50.67627° в.д.; рис. 4.3.12). Верхние 10 м разреза представлены горизонтальнослоистыми тонко-мелкозернистыми песками коричнево-бежевого цвета с многочисленными тонкими регулярными прослоями ожелезнённого песка – ортзандами (рис. 4.3.12). В средней части толщи наблюдаются клиновидные нарушения мерзлотного характера. Вниз по разрезу крупность песка увеличивается до мелкозернистого. Из этой толщи был получен численный возраст отложений в диапазоне 13 – 16 тыс. лет (Risø-176124 – Risø-176126, рис. 4.3.12)

Ниже до уреза вскрывается слоистая толща, состоящая из прослоев тонко- и мелкозернистого песка светло- и рыжевато-бежевого, супеси сизо-серого цвета и лёгкого суглинка красно-бурого цвета. Мощность прослоев варьирует от 10 см до первых миллиметров. В прослоях отмечается тонкая горизонтальная слоистость, а также знаки ряби. ОСЛ возраст толщи составляет 15 – 21 тыс. лет (Risø-176127 – Risø-176129). В основании обнажения по включениям органики получены радиоуглеродные даты 22700 ± 150 {26920 – 27257 кал. л.н.} (ГИН-15691), 22800 ± 150 {27031 – 27282 кал. л.н.}. Ниже по течению от разреза по левому берегу по космоснимкам выделяется фрагмент сегментно-гривистой поверхности.

Пычим. В 1,3 км ниже по течению от п. Пычим по левому берегу р. Вычегды зафиксирована террасовидная поверхность на высоте около 6 м над урезом, покрытая еловым лесом. В подмываемом уступе (обн. 17805, 61.97253° с.ш., 50.33875° в.д.) вскрываются: в верхней части разреза красновато-бурые алевриты с покрывкой из белесоватой супеси и торфяно-подзолистой почвы. Ниже до 3 м наблюдается переслаивание суглинков красно-бурого цвета и мелкозернистых песков красно-коричневого цвета, причём мощность прослоев песка вниз по разрезу увеличивается, а

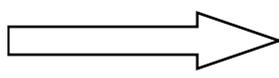
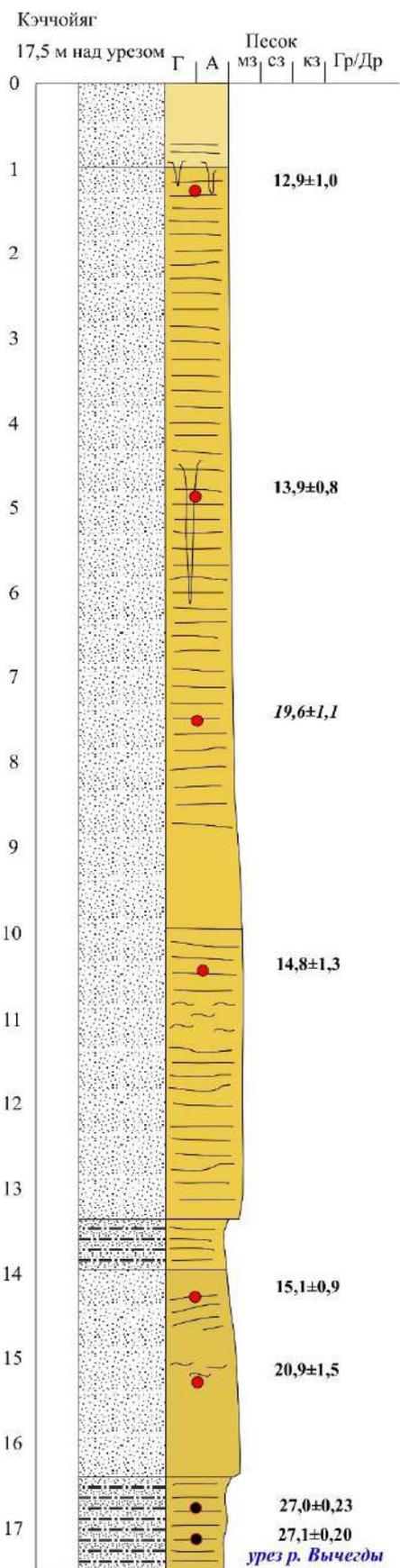


Рис. 4.3.12. Обнажение «Кэччойяг» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM). Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – алеврит. Вверху – горизонтально-слоистые пески верхней части разреза с ортзандами (фото автора).

прослоев суглинка – уменьшается. Ниже по разрезу прослой суглинка сменяются прослоями супеси, а с 4 м залегают мелко- и (в основании) среднезернистые пески светло-бежевого и светло-серого цвета.

Гам. По левому берегу р. Вычегды в окрестностях с. Гам выделяется два гипсометрических уровня с высотами около 5 – 6 м над урезом (осложнённого ложбинно-островным рельефом) и около

8 м (рис. 4.3.13). Уступ между уровнями морфологически выражен и хорошо читается по крупномасштабной топографической карте и гипсометрическому профилю (рис. 4.3.14).

Пониженные участки ложбин низкого уровня заняты сильно заболоченными озёрами. К руслу оба уровня обрываются близким к отвесному активно размываемым уступом.

Геологическое строение уровня 8 м установлено в разрезе 17808 (62.09551° с.ш., 49.66184° в.д.; рис. 4.3.14). Верхние 2,5 м разреза



Рис. 4.3.13. Левый берег р. Вычегды в створе с. Гам. На переднем плане уровень 8 м над урезом, на дальнем – уровень 5 – 6 м (фото А.В. Панина).

представлены мелкозернистыми песками светло-бежевого цвета, местами горизонтально слоистыми. С полутора метров через каждые 20 – 25 см встречаются ожелезнённые горизонтальные прослои. В основании слоя – горизонтальный прослой красновато бурого суглинка с ровной кровлей и волнистой подошвой со знаками ряби в карманах. С глубины 2,10 м методом ОСЛ получен численный возраст $9,0 \pm 0,7$ тыс. лет (Risø-176130).

Ниже залегает толща мелкозернистых светло-бежевых песков с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. На глубине 3,65 – 3,85 м в разрезе залегает переслаивающаяся толща супеси, плохо отмытого песка и суглинка красновато-бурого цвета, которая подстилается переслаиванием мелкозернистых неслоистых и средне-крупнозернистых косослоистых песков. С глубины 4,20 м получена дата $17,3 \pm 1,8$ тыс. лет (Risø-176131).

Геологическое строение низкого уровня (в ложбине) установлено обнажением 17809 (62.09990° с.ш., 49.65919° в.д.; рис. 4.3.14). Верхняя часть разреза, около 1,5 м, представлена пятнами ожелезнёнными тонко- мелкозернистыми песками без обломков; толща пронизана корнеходами. Ниже (ещё около 1,5 м) залегает горизонтально слоистая толща в виде переслаивания тяжёлого коричневатого- и сизо-серого суглинка и супеси светло-серого и серовато-бежевого цвета, разделённая мощной (75 см) пачкой торфа. Слой насыщен ветками и остатками древесины. При сохранении органических включений вниз по разрезу начинается переслаивание мелкозернистых песков и супеси. С глубины 4,5 м залегает мощная толща среднего сизо-серого суглинка с прослоями супеси с обильными включениями веток и торфа. Слой сильно деформирован: встречаются внедрения нижележащего слоя, закрутка слоёв. В основании разреза залегают среднезернистые пески,

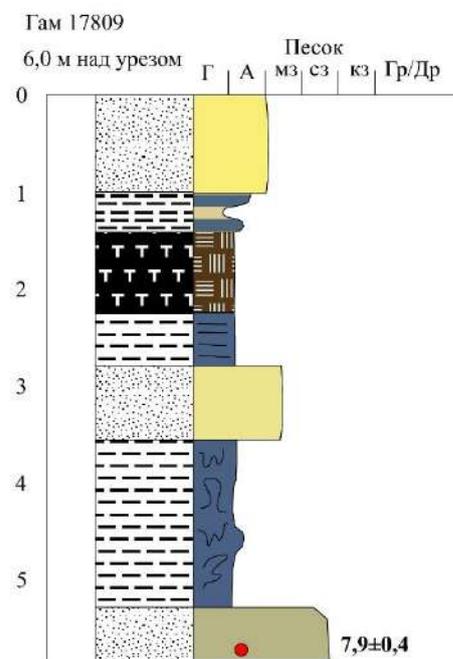
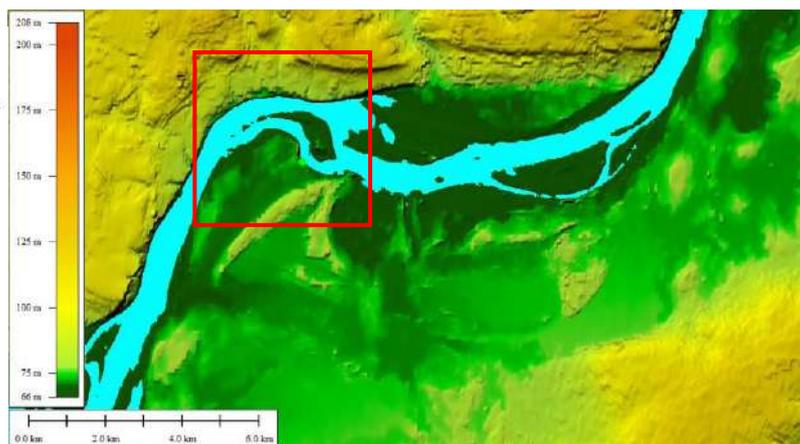
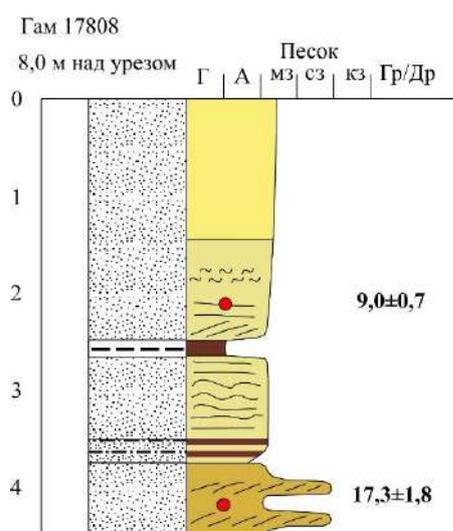
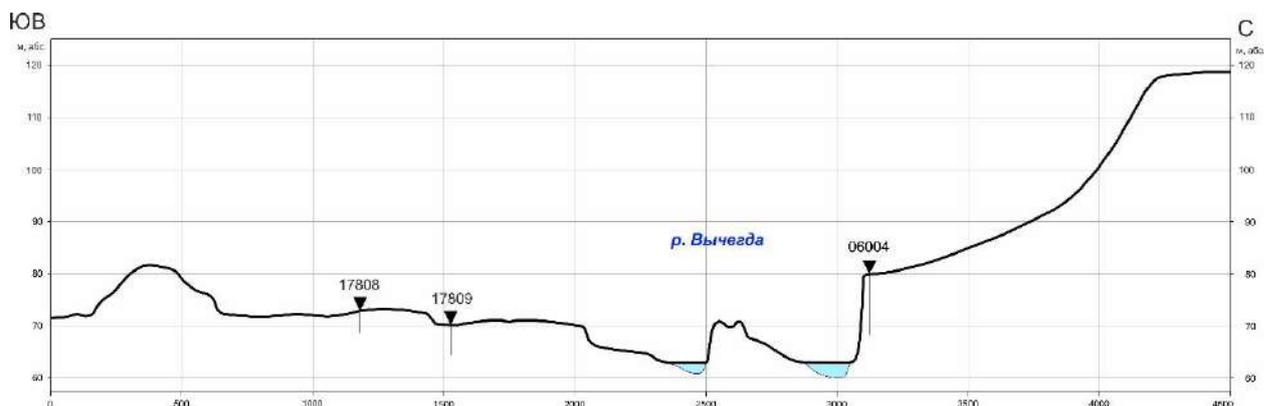


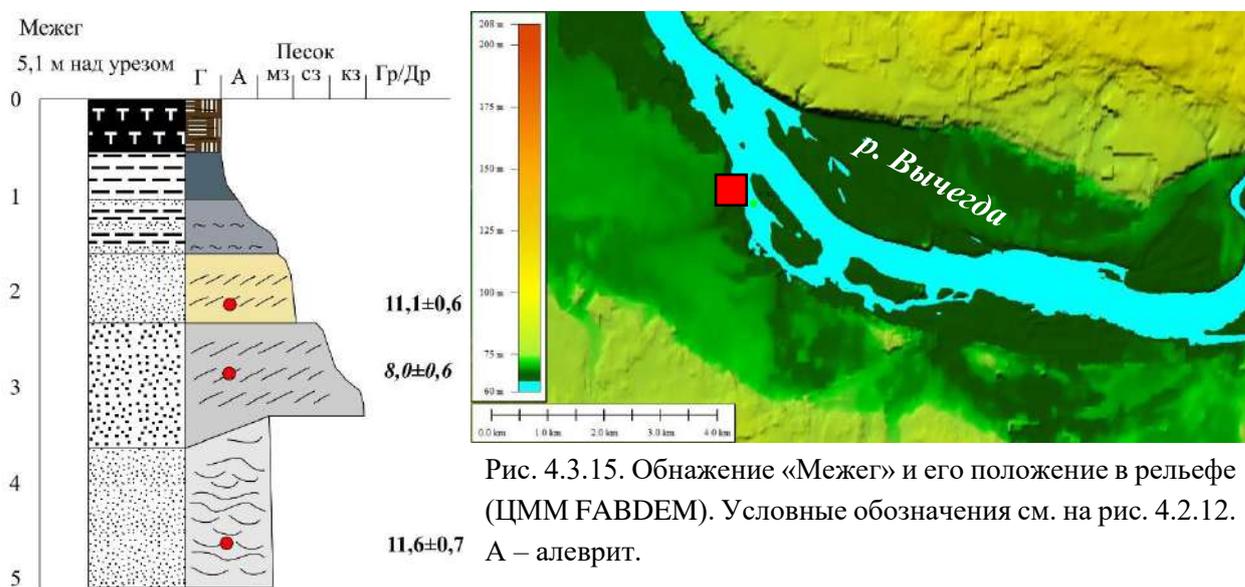
Рис. 4.3.15. Морфология и геологическое строение дна долины р. Вычегды в окрестностях с. Гам. Цифровая модель местности FABDEM. Сплошные горизонталы проведены через 5 м. Космический снимок <https://www.google.ru/maps>. Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – алеврит.

в кровле с включением гравия и мелкой галькой. Из этого слоя методом ОСЛ получена дата

7,9±0,4 тыс. лет (Risø-176132).

Высокий террасовый уровень р. Вычегды в окрестностях с. Гам представлен по левому берегу (см. рис. 4.3.45). Он представляет поверхность, крутым высоким уступом обрывающуюся к реке. Бровка террасы располагается на высоте около 15 – 20 м над урезом. Поверхность террасы вогнутая, слабо повышается к северу, от бровки на 80 м абс. примерно до 100 – 105 м абс. Геологическое строение террасы детально изучено различными исследователями (Лавров, Потапенко, 2005, 2012, Lyza et al., 2014) и приведено в разд. 4.3.1.

Межег. В окрестностях с. Межег по левому берегу, в протоке за островом установлено наличие субгоризонтальной поверхности на высоте около 5 м над урезом (рис. 4.3.15). Верхнюю часть разреза 17815 (62.04857° с.ш., 49.38777° в.д.) составляют (сверху вниз) буровато-коричневые торфа (~0,5 м), сизовато-серые тяжёлые суглинки (~0,5 м) и переслаивание этих суглинков с тонко-мелкозернистыми песками с волнистой слоистостью и знаками ряби. С глубины около 2 м вскрываются тонко-, мелко- и среднезернистые пески с разнообразной слоистостью – горизонтальной, косой, плетенчатой и знаками ряби. На глубине около 2,5 м – светло-серые косослоистые средне-крупнозернистые пески с отдельными зёрнами гравия. Образцы, отобранные из разреза на датирование методом ОСЛ показали возраст в пределах 8 – 11 тыс. лет (Risø-176135 – Risø-176137, рис. 4.3.15).



В 1,3 км ниже по течению от с. Межег, у моста, по правому берегу выражена террасовидная поверхность на высоте около 14 м (по бровке, к северу полого повышается до 18 – 19 м). Верхнюю часть разреза составляет гравийник с примесью галек, в основании уступа залегают синие глины (коренные породы).

Казлук. В 1 км ниже Казлука по правому берегу выражена поверхность на высоте 3 – 4 м над урезом, представляющая собой палеопобочень с затоном в виде протяжённой и

глубокой ложбины. Заполнение ложбины вскрывается в размываемом уступе поймы (обн. 17823), где видно, что её основание уходит под современный урез реки.

Запань Яреньга. В устье р. Яренги по левому берегу р. Вычегды, против д. Запань Яреньга наблюдается пологонаклонная к реке (а в прибрежной части практически субгоризонтальная) террасовидная поверхность высотой 14 – 15 м над урезом. Уступ высотой порядка 10 м имеет крутизну порядка 30 – 35°. Основание уступа опирается на более низкую пологонаклонную поверхность, сложенную сизыми глинами коренных пород. Вдоль русла отмечается узкая песчаная отмель высотой не более метра над урезом.

Геологическое строение террасовидной поверхности исследовано в крутом уступе (обн. 17825, 62.10176° с.ш., 49.03758° в.д.). Верхние 2,5 м разреза представлены однородными неслоистыми мелкозернистыми песками бежевого цвета (рис. 4.3.16. С глубины 1,2 м получена ОСЛ-дата 15,8±0,9 тыс. л.н. (Risø-176144). Ниже до глубины 3,3 м отмечено переслаивание тонко-мелкозернистых песков с сизыми алевритами, в верхней части слоя наблюдается волнистая, а в нижней – горизонтальная слоистость. ОСЛ-датирование песка из на глубине 3 м показало запредельный возраст по кварцу, а по

полевому шпату он составил 141,3±6,7 тыс. л.н. (Risø-176143). Ниже до глубины 10 м вскрываются песчаные пачки разной мощности и зернистости. Наиболее часто встречаются неслоистые и горизонтально слоистые средне-мелкозернистые пески. Более крупные пески, часто с включениями мелкообломочного материала в виде гравия и гальки встречены на глубинах 3,30 – 3,60 м, 5,5 – 6,0 и 7,3 – 7,5 м. На глубине 6,0 – 7,0 м зафиксировано переслаивание мелкозернистых песков

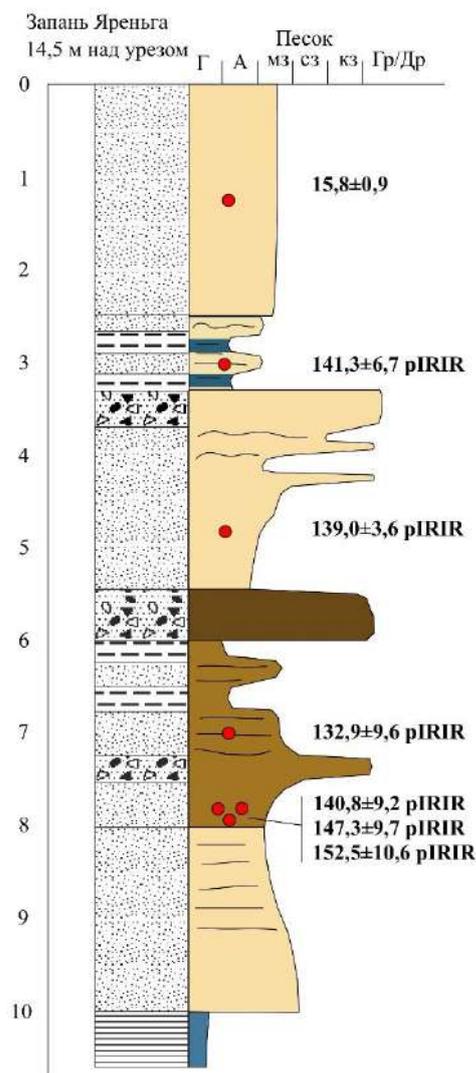


Рис. 4.3.16. Обнажение «Запань Яреньга» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM). Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – Алеврит.

с прослоями суглинка. Из песчаной толщи получена серия ОСЛ-дат с возрастом в пределах 130 – 150 тыс. л.н. (Risø-176140 – Risø-176142; Risø-176146, Risø-176147, рис. 4.3.16). В основании разреза залегают сизые глины коренных пород.

4.3.3. Строение долины р. Вычегды от устья р. Яренги до слияния с р. Малой Северной Двиной

Полевые работы в долине р. Вычегды от устья р. Яренги до слияния с р. Малой Северной Двиной также проводились в 2017 году путём маршрутной съёмки вниз по течению реки (рис. 4.3.17).

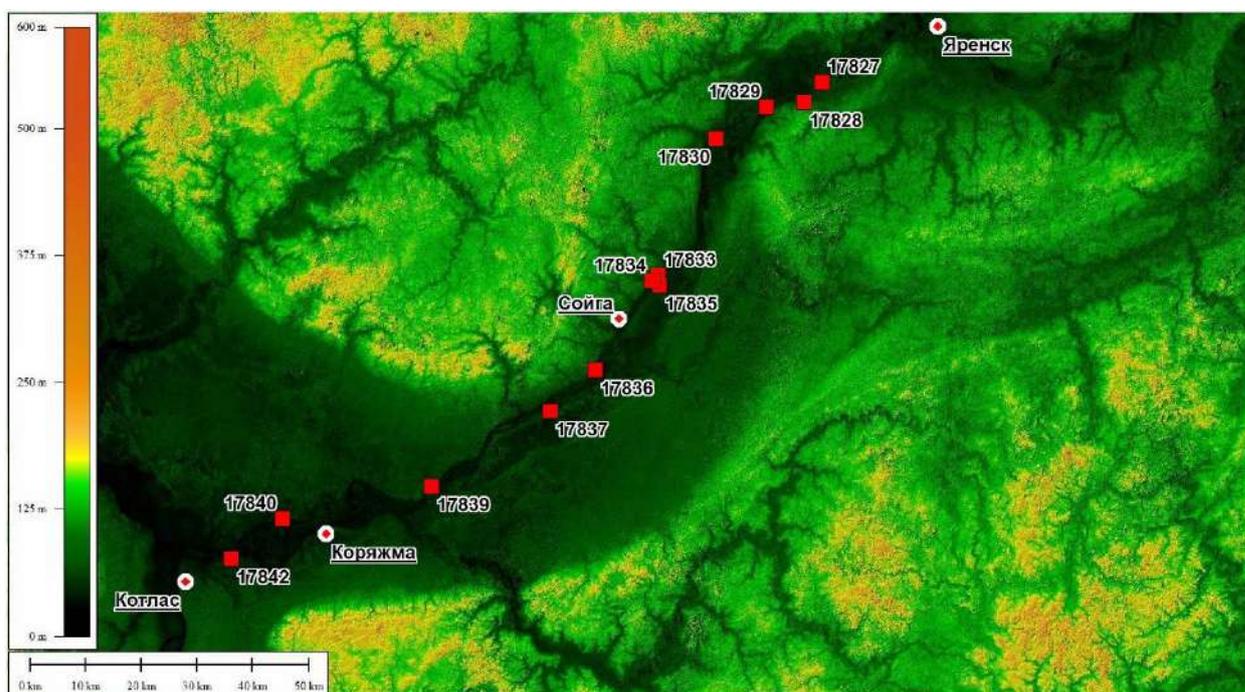


Рис. 4.3.17. Разрезы нижней Вычегды ниже устья р. Яренги.
Цифровая модель местности FABDEM.

Шордынь. По левому берегу р. Вычегды в 3 км ниже по течению д. Шордынь (Шардынь) прослеживается плоская террасовидная поверхность на высоте 4,5 м над урезом (рис. 4.3.18). Её геологическое строение вскрыто в обнажении 17827 (62.04106° с.ш., 48.80061° в.д.). С поверхности залегают толща тёмно-коричневого торфа мощностью 1,20 м, из подошвы которого получены две радиоуглеродные даты 12780±50 {15316 – 15154 кал. л.н.} (ГИН-15696) и 12280±45 {14280 – 14100 кал. л.н.} (ИГАН_{AMS}-8174). Ниже до 2,35 м вскрыты сизые и сизо-серые плотные глины с линзами и прослоями торфа мощностью до 1 см, по которым имеется радиоуглеродная дата 13495±45 {16346 – 16192 кал. л.н.} (ИГАН_{AMS}-8175). Под ними на глубине 2,35 – 3,65 залегают слоистая толща, представленная переслаиванием тонкозернистого светло-бежевого песка и сизовато-серого суглинка;

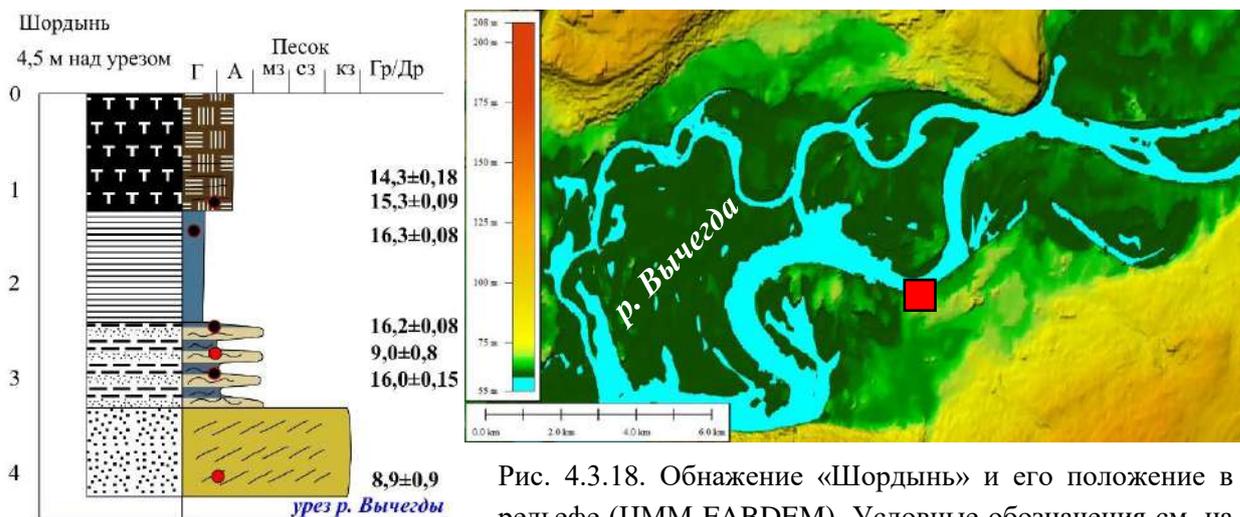


Рис. 4.3.18. Обнажение «Шордынь» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM). Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – Алеврит.

мощность прослоев различна – от десятков сантиметров до первых миллиметров. Из песчаного прослоя с глубины 2,7 м получена ОСЛ-дата $9,0 \pm 0,8$ тыс. лет (Risø-176149), из суглинистых – две радиоуглеродные даты 13470 ± 45 {16316 – 16160 кал. л.н.} (ИГАН_{АМС}-8170) и 13300 ± 100 {16143 – 15830 кал. л.н.} (ГИН-15697). В основании разреза до уреза залегают три пачки косослоистых крупно- грубозернистых песков, местами с линзами гравия. Из песчаной толщи с глубины 4,1 м получена ОСЛ-дата $8,9 \pm 0,9$ тыс. лет (Risø-176148).

Вегово. По левому берегу р. Вычегды у урочища Вегово выражен крутой склон высотой порядка 20 м (обн. 17828). В основании склона на бечевнике наблюдаются выходы сизо-голубых глин коренных пород, на поверхности которых залегают многочисленные валуны магматических и метаморфических пород.

Шаровицы. По правому берегу р. Вычегды в 1 км ниже д. Шаровицы прослеживается уровень на высоте 2,6 – 2,8 м над урезом (обн. 17829). Верхние 3 м сложены сизо-серыми суглинками с прослоями супеси и тонкозернистого песка. Под ними вскрыты тонко- мелкозернистые пески.

Гыжег. По правому берегу р. Вычегды в створе п. Гыжег прослежен уровень 4 м над урезом реки. С поверхности залегают лёгкие суглинки мощностью около 1 м, перекрытые маломощными песчаными набросами (обн. 17830). Ниже и до уреза – крупнозернистые пески с мелкой галькой.

Слободчиково. В 800 м ниже по течению с. Слободчиково (в створе д. Губинской) по правому берегу р. Вычегды выражена плоская поверхность крутым уступом высотой 30 м обрывающаяся к урезу. В обнажении уступа (17833 , 61.73059° с.ш., 48.24389° в.д.) вскрываются тёмно-серые глины и тяжёлые суглинки с разноразмерным и разноокатанным обломочным материалом.

Якимовская. Ниже по течению в створе д. Якимовская высота уступа правого берега р. Вычегды снижается до 17 м над урезом (рис. 4.3.29). Поверхность, на которой располагалась ныне нежилая д. Якимовская выровненная, плоская, слабонаклонная. Геологическое строение уступа (17834, 61.72154° с.ш., 48.22346° в.д.) аналогично обнажениям у с. Слободчиково, в основании уступа – разнообразный обломочный материал.

Вдоль левого берега р. Вычегды от створа д. Якимовская на протяжении 10 км вниз по течению прослеживается гряда шириной 700 – 800 м (рис. 4.3.19). Гряда ассиметрична – северо-западный склон (обращённый к реке) круче юго-восточного. В основании северо-западного склона – либо прирусловые отмели, либо низкий уровень с заболоченными старичными понижениями высотой до 4 м. Юго-восточный склон плавно переходит в

болото Светик. Средняя высота северо-западного склона гряды относительно нижележащей поверхности составляет 10 – 12 м (14 – 16 м над урезом), юго-восточного – 6 – 8 м. Наибольшая высота гряды фиксируется в северо-восточной её оконечности и в

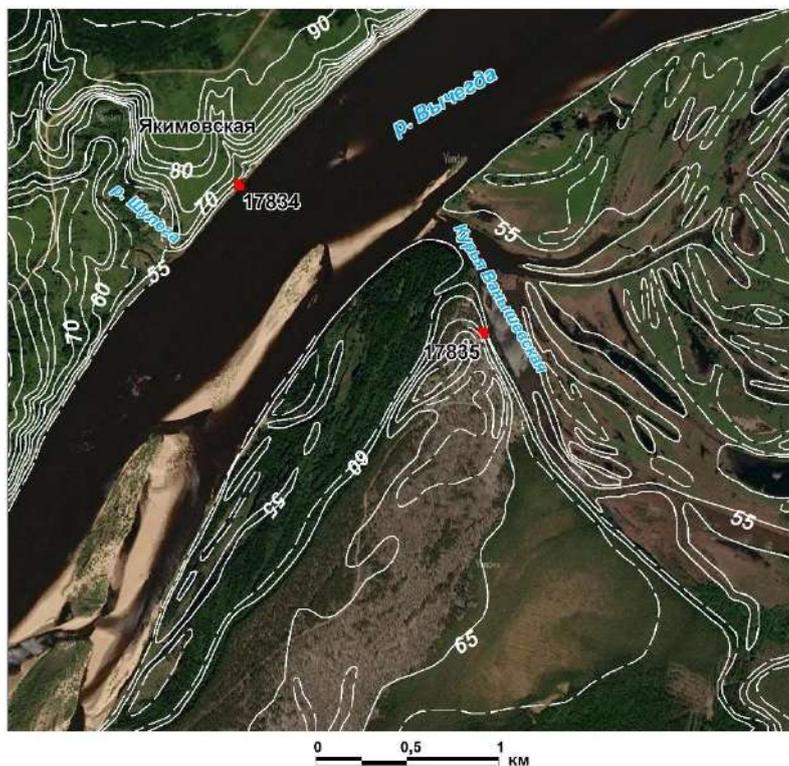
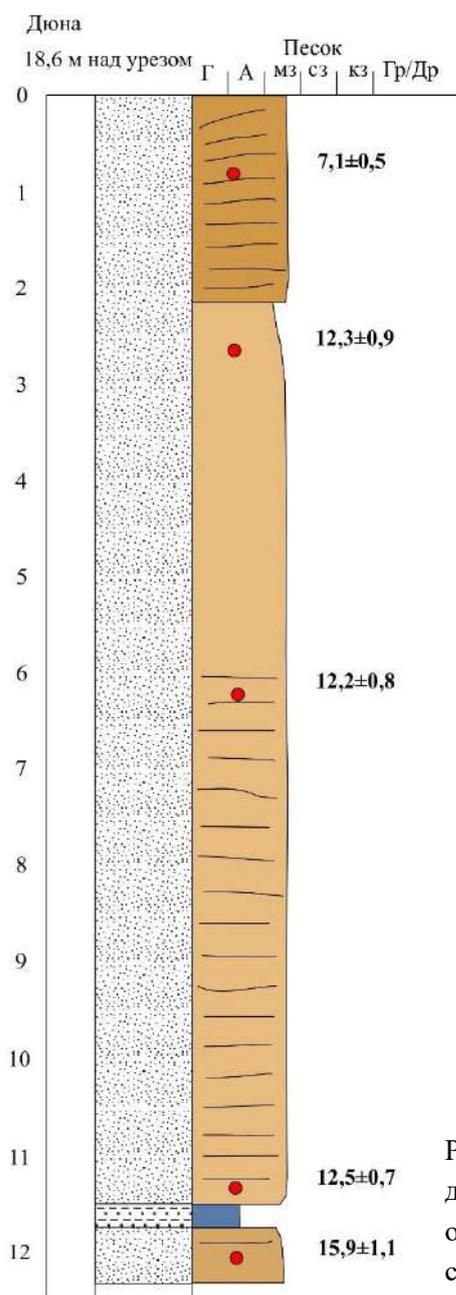


Рис. 4.3.29. Морфология долины р. Вычегды в окрестностях д. Якимовская. Обнажение «Якимовская (дюна)». Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – алеврит. Космический снимок – <https://yandex.ru/maps>.

отдельных всхолмлениях в центральной части, где достигает 20 – 24 м над урезом р. Вычегды.

С северо-восточной оконечности гряда подрезается палеоизлучиной р. Вычегды, образуя крутой уступ высотой 18,6 м над урезом, в котором и изучено геологическое строение этой формы рельефа (обн. 17835, 61.71420° с.ш., 48.24866° в.д.; рис. 4.3.19). С поверхности залегают косослоистые мелкозернистые пески, косая слоистость которых выполаживается к их основанию на глубине 2,3 м. Из этих песков с глубины 80 см получен возраст $7,1 \pm 0,5$ тыс. лет (Risø-176150).

Ниже до глубины 11,6 м залегает мощная толща светло-бежевых мелкозернистых песков, неслоистых, а с глубины около 6 м – горизонтальнослоистых. По ним получена серия дат возрастом 12 – 12,5 тыс. лет (Risø-176151 – 176153). В основании разреза залегают мелкозернистые пески с тонкими прослоями супеси и суглинка, отделенные от мощной песчаной пачки прослоем переслаивающихся сизых суглинков, супесей и тонких песков (см. рис. 4.3.19). Из основания разреза получен возраст $15,9 \pm 1,1$ тыс. лет (Risø-176154).

Белопашино и Литвино. Правый берег р. Вычегды от с. Белопашино до п. Литвино представляет собой крутой уступ высотой около 30 м над урезом реки. Строение уступа изучено в обнажении стенки срыва оползня у п. Литвино (обн. 17836, 61.57699° с.ш., 48.03125° в.д.). Под маломощным (30 см) покровом светло-жёлтого алеврита до глубины 1,80 м залегают средние-тяжёлые суглинки с включениями обломочного материала и прослоями супеси. Ниже и до уреза вскрыты и прослежены тяжёлые суглинки оливково-серого цвета, насыщенные обломочным материалом. В основании разреза вдоль русла – большое количество разноразмерного обломочного материала.

Болото Кивер. По левому берегу р. Вычегды в створе д. Рябово к северу от болота Кивер наблюдается обнажение (61.51036° с.ш., 47.87814° в.д.) длиной около 100 м, вскрывающее геологическое строение террасовидной поверхности высотой 8,6 – 7,3 м над урезом. В прибровочной части вдоль берега, а ниже по течению вдоль уступа протягивается невысокая (2,5 – 3 м) гряда шириной порядка 100 м (см. рис. 4.3.20). Северная оконечность гряды захватывается обнажением, где установлено что она сложена мелкопесчаным материалом с многочисленными ортзандами и пятнами ожелезнения. ОСЛ возраст слагающих гряду толщ составляет $9,3 \pm 0,5$ тыс. лет (Risø-176159). В 80 м ниже по течению от основного разреза высота обнажения снижается, а с поверхности залегает торфяной материал (см. 4.3.20).

Под песками (а ниже по течению торфом) залегает толща суглинков, местами переслаивающаяся с алевритами и тонкозернистыми песками, а также линзами сапропеля;

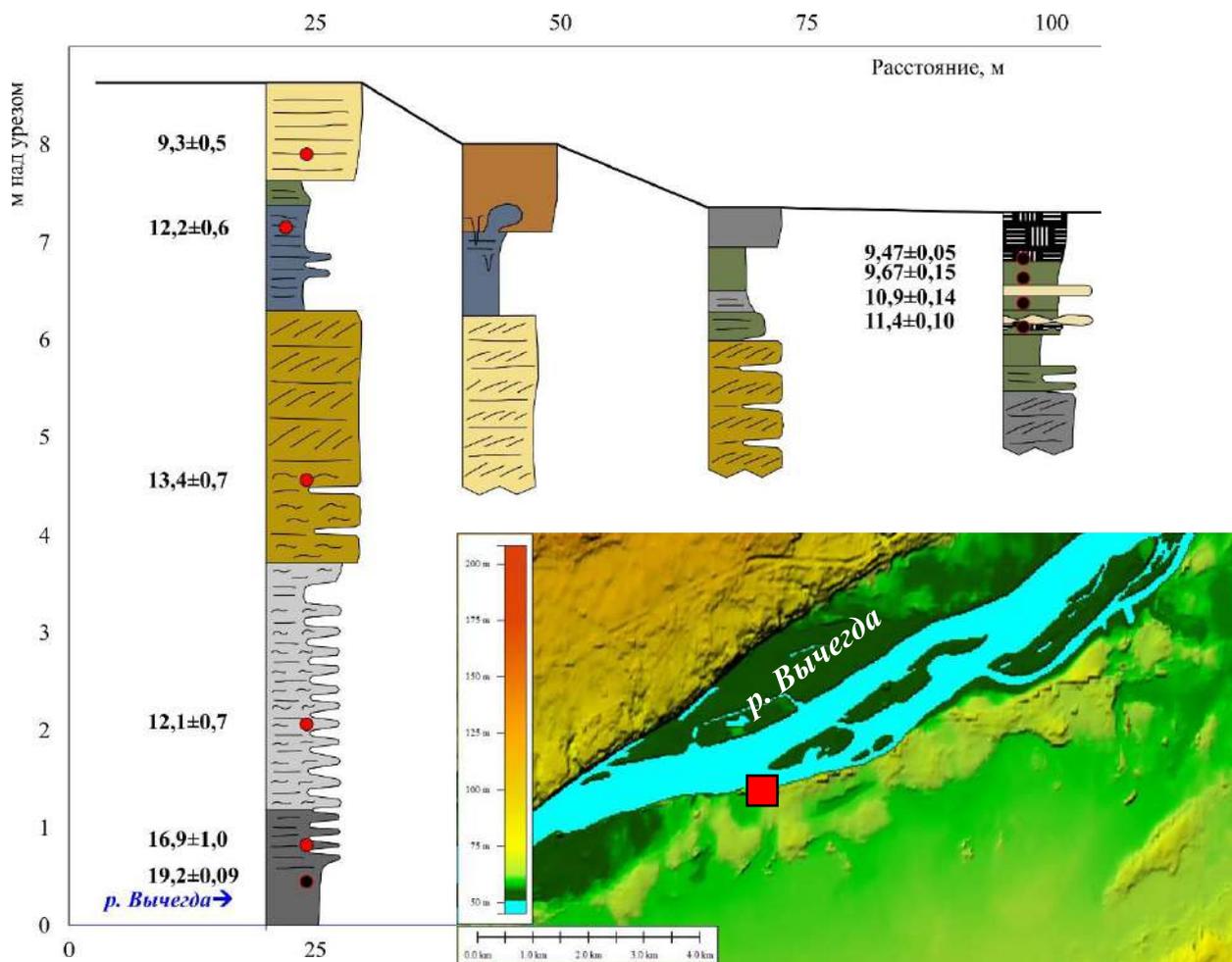


Рис. 4.3.20. Обнажение «Кивер» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM).
Условные обозначения на рис. 4.2.12. А – алеврит.

по прослоям органики установлен их возраст с помощью радиоуглеродного датирования (рис. 4.3.20). По песчаным прослоям получена ОСЛ-дата $12,2 \pm 0,6$ тыс. лет (Risø-176158). С глубины 2 – 2,5 м вскрыты мелко- и тонкозернистые пески. В верхней части они косослоисты, ниже отмечается горизонтальная слоистость и знаки ряби течения. По песчаной пачке получена серия ОСЛ-дат (см. 4.3.20). В основании обнажения также имеется радиоуглеродная дата 15900 ± 50 {19272 – 19090 кал. л.н.} (ИГАН_{AMS}-8176).

Харитоново (Тимасова Гора). По правому берегу р. Вычегды у п. Харитоново наблюдается плоская террасовидная поверхность высотой 12 – 14 м над урезом (рис. 4.3.21). В обнажении 17839 (61.38675° с.ш., 47.47613° в.д.) в 200 м ниже по течению от посёлка вскрывается следующее строение этой поверхности. В верхних 60 см залегают тонкогоризонтальнослоистые пески, по которым получен возраст $15,0 \pm 0,8$ тыс. лет (Risø-176164). Ниже мощностью чуть более метра залегают плотные красновато-бурые тяжёлые суглинки. Под ними – толща, представленная переслаивающимися алевритами и ленточноподобными суглинками, в алевритах зафиксирована слоистость ряби; в верхней

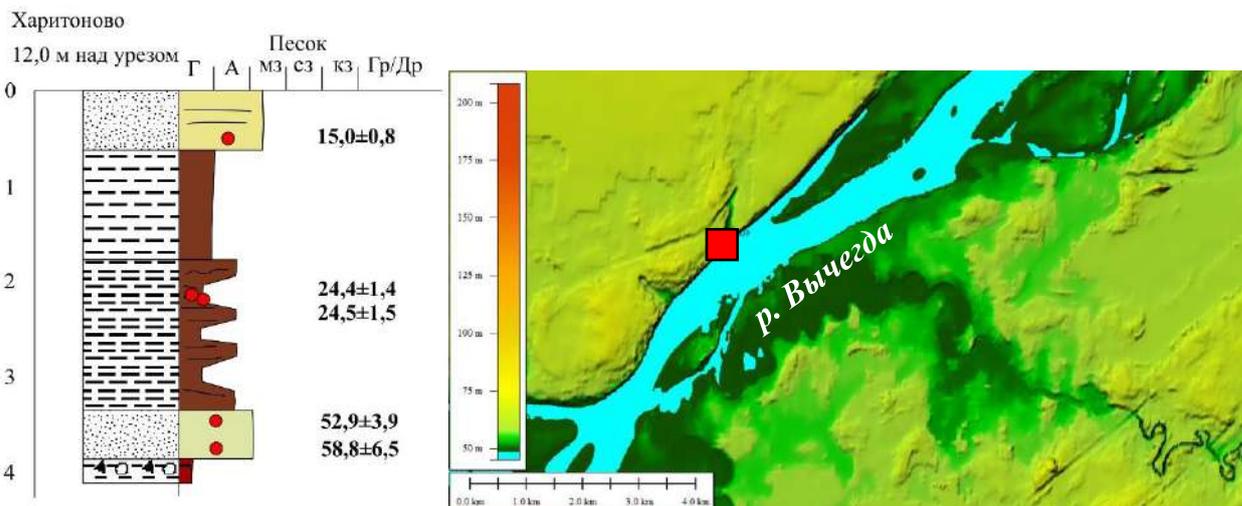


Рис. 4.3.21. Обнажение «Харитоново» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM).

Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – Алеврит.

части имеется клиновидное нарушение. Датирование отложений с глубины 2,1 – 2,2 м показало возраст 24 – 25 тыс. лет (Risø-176162 – 176163).

На глубине 3,3 – 3,8 м залегают тонкозернистые пески, ОСЛ возраст которых составляет 53 – 59 тыс. лет (Risø-176160 – 176161). Под ними и до уреза реки вскрыты плотные тяжёлые суглинки красновато-коричневого цвета с разноразмерным обломочным материалом (рис. 4.3.21).

Гусиха. По правому берегу р. Вычегды у д. Гусиха в 500 м выше по течению от г. Сольвычегодска выражена террасовидная поверхность на высоте 6 м над урезом (рис. 4.3.22). В обнажении 17840 (61.33391° с.ш., 46.97135° в.д.) уступа террасовидной поверхности исследовано её геологическое строение. Верхние 70 см представлены тонкозернистыми светло-бежевыми песками, местами тонкогоризонтальнослоистыми, в

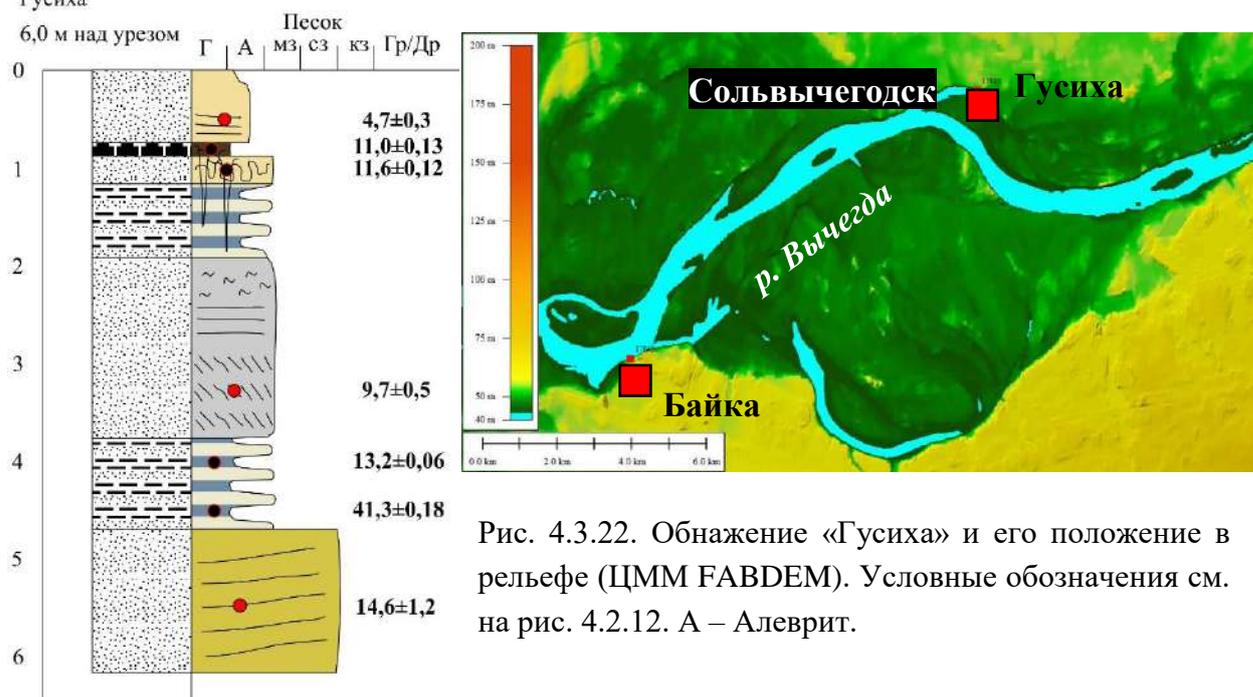


Рис. 4.3.22. Обнажение «Гусиха» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM). Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – Алеврит.

основании с прослойками сизого алеврита и оторфованного материала. Численный возраст песков, установленный методом ОСЛ составляет $4,7 \pm 0,3$ тыс. лет (Risø-176167). Под ними залегает слой бурого торфа с многочисленными прослоями тонкого песка и алеврита с возрастом по радиоуглероду 9620 ± 60 {11157 – 10799 кал. л.н.} (ГИН-15702). Ниже – мелкозернистые пески, в которые проникает торф вышележащего слоя



Рис. 4.3.23. Деформации отложений в верхней части обнажения «Гусиха» (фото автора)

внедрениями разнообразной формы; дата по торфу из деформированного кармана 10050 ± 40 {11699 – 11403 кал. т.л.} (ГИН-15704) (рис. 4.3.23).

На глубине 1,1 – 2,0 м залегают переслаивающиеся лёгкие сизовато-серые суглинки и тонкозернистые серовато-бежевые пески. Ниже до глубины 4,7 м залегают несколько пачек мелкозернистых песков: с рябью течения, горизонтальнослоистые, косослоистые. По всему слою встречаются включения растительного детрита, по которому получены даты 11290 ± 70 {13113 – 13238 кал. л.н.} (ГИН-15706), 36240 ± 180 {41415 – 41095 кал. л.н.} (ИГАН_{AMS}-8171). ОСЛ-возраст этой пачки составляет $9,7 \pm 0,5$ тыс. лет (Risø-176166)

В основании разреза залегают средне- крупнозернистые пески с горизонтальной, слабонаклонной и косой слоистостью. Возраст этих песков составляет $14,6 \pm 1,2$ тыс. лет (Risø-176165).

Байка. У д. Байка выражена плоская террасовидная поверхность высотой 13,5 м по левому берегу р. Вычегды (61.26866° с.ш., 46.79721° в.д.). Уступ обнажается на протяжении нескольких десятков метров (обн. 17842, рис. 4.3.24). С поверхности этот уровень слагает слой плотных красновато-бурых суглинков, массивных и неслоистых, без включений обломочного материала. Под ними на глубине 0,85 – 1,75 м вскрываются тонкозернистые пески с линзами среднезернистого. По этой толще получена ОСЛ-дата возрастом $11,4 \pm 0,7$ тыс. лет (Risø-176172). Ниже залегают плотные лёгкие суглинки с неравномерной окраской – от ржаво-коричневых до сизо-серых.

С глубины 2,3 м залегают тонкозернистые светло-бежевые пески, образующие крупные горизонтальные пачки по 10 – 20 см с тонкой горизонтальной слоистостью. ОСЛ-возраст песков с глубины 3,15 м составляет $13,6 \pm 0,8$ тыс. лет (Risø-176173). С глубины 4,4 м характер слоистости резко изменяется: чередуются косослоистые и горизонтальнослоистые

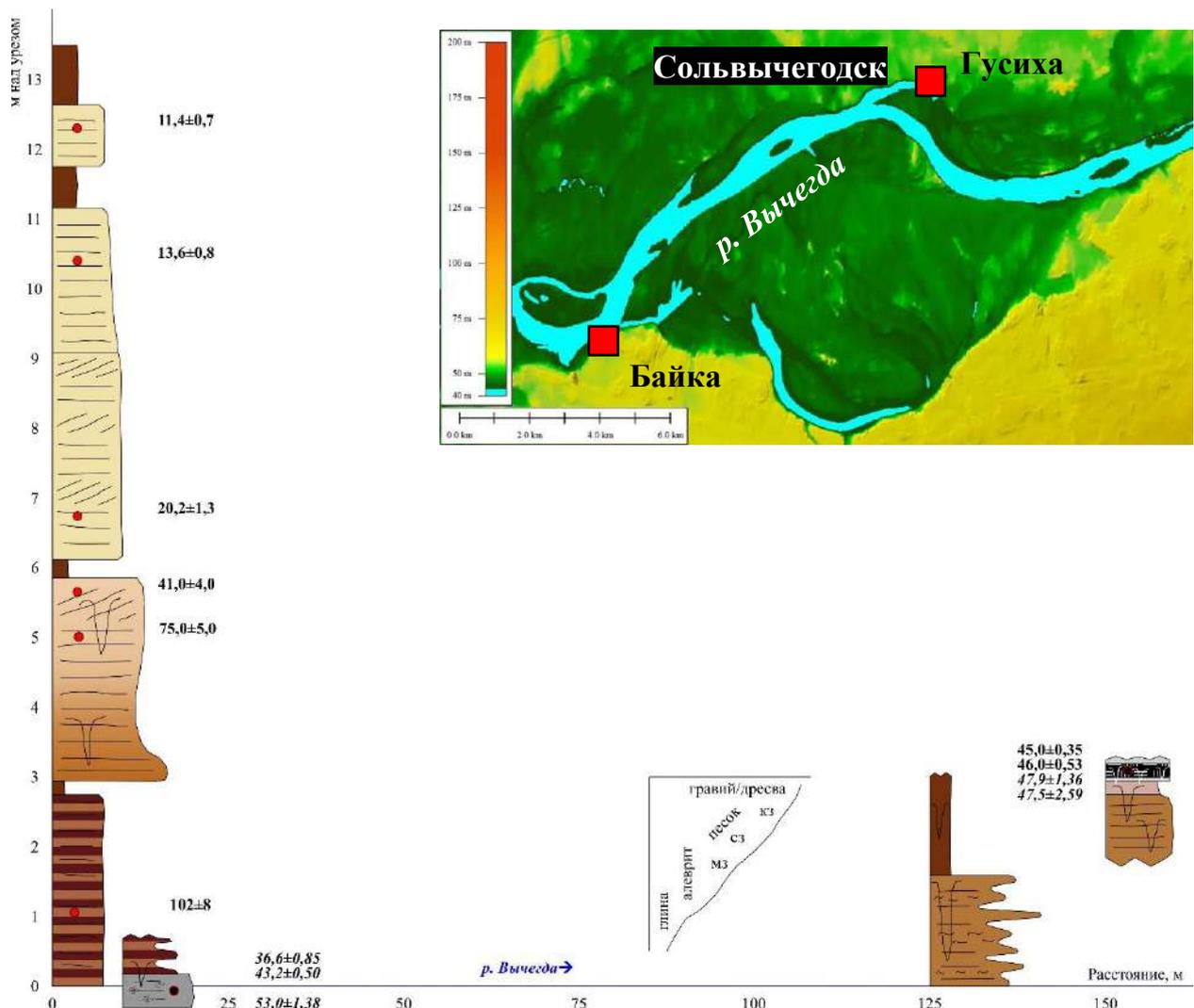


Рис. 4.3.24. Обнажение «Байка» и его положение в рельефе (ЦММ FABDEM).

Условные обозначения см. на рис. 4.2.12. А – Алевроит. Курсивом показан радиоуглеродный возраст (кал. л.н.) по Sidorchuk et al., 2001; Зарецкая и др., 2016.

прослой, песок становится крупнее – преимущественно мелкозернистый. ОСЛ-возраст песков с глубины 6,8 м – $20,2 \pm 1,3$ тыс. лет (Risø-176174).

Далее в разрезе залегает 20-сантиметровый слой тяжёлых красновато-бурых суглинков. Под ними – толща среднезернистый песков местами с линзами гравия и крупнозернистого песка. Слоистость как косая (в верхней части), так и горизонтальная. Отмечены вертикальные нарушения клиновидной формы. Из верхней части толщи получены две ОСЛ-даты с возрастом $41,0 \pm 4,0$ тыс. лет и $75,0 \pm 5,0$ тыс. лет (Risø-176175 – 176176).

Ниже по течению от основного разреза на глубине порядка 11 м от бровки обнаружены линзы торфа, палинологические и карпологические спектры которого характеризуют условия его накопления в кустарниковых тундрах и лесотундрах (Zaretskaya et al., 2020). По органогенному материалу получена серия радиоуглеродных дат в диапазоне 45 – 48 тыс. л.н. (см. рис. 4.3.24).

В основании разреза, через маломощный слой суглинка, залегают горизонтальнослоистые (по цвету) тонкозернистые пески. Их ОСЛ-датирование показало возраст 102 ± 8 OSL тыс. лет (Risø-176177). Ниже по течению в основании разреза выходят пески прослоями разной крупности с горизонтальной слоистостью, знаками ряби и клиновидными нарушениями. Они перекрываются слоем торфа, по которым имеется серия опубликованных дат (см. рис. 4.3.24). Ландшафтные условия накопления этого слоя в основании разреза реконструированы ранее (Сидорчук и др., 1999; Sidorchuk et al., 2001; Zaretskaya et al., 2020) и характеризуются елово-берёзовыми лесами с примесью широколиственных пород в условиях тёплого и влажного климата.

ГЛАВА 5. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ПРИЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕКТОРА ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ЩИТА

5.1. История долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности¹

К началу четвертичного времени территория современного бассейна р. Волги в пределах Валдайской возвышенности представляла собой сильно расчленённую равнину (т.н. Карбоновое плато) с глубокими долинами (см. раздел 2.1.; рис. 2.1.4 – 2.1.6). Неровность и сильная расчленённость кровли каменноугольных известняков (визейский ярус раннего карбона) зафиксирована нами у устья р. Большой Коши (см. раздел 4.1.2).

Глубокие дочетвертичные понижения заполнены отложениями ледникового ряда, как, например, в устье р. Большой Коши (рис. 5.1.1). По нашим представлениям вскрытые архивными скважинами 654, 659 (Отчёт..., 1992) суглинистые отложения с большим количеством обломочного материала, залегающие непосредственно на коренных породах (149 – 165/170 м абс.) являются мореной (рис. 5.1.1). Выше них (до 182 – 183 м абс., установлено по фондовым материалам, скв. 654, 657, 659 (Отчёт..., 1992), а также подтверждено скв. 15021) залегают безвалунные глины, местами тяжёлые суглинки, которые интерпретируются нами как озёрно-ледниковые отложения. Они перекрыты суглинками с включением разноразмерного обломочного материала (примерно до 190 м абс., согласно скв. 659, они же вскрыты в скв. 660 (Отчёт..., 1992), а также скв. 15002, 15004, 15014, 15015, РК-8 и РК-22) – мореной. Вся эта мощная толща ледниковых и водно-ледниковых отложений наиболее вероятно относится к раннему плейстоцену, что в целом не противоречит стратиграфической схеме Государственной геологической карты (2012, см. рис. 2.2.1). С мореной этого времени, вероятно, следует сопоставлять вскрывающуюся по урезу нижнюю морену из обнажения «Сыпучая гора» (Хименков, 1934; Марков, 1940; ; Отчёт ..., 1958; Отчёт ..., 1959а; Чеботарёва и др., 1961; рис. 4.1.1). В Ржевском Поволжье раннеплейстоценовые отложения не обнаружены, это, вероятно, связано с более высоким залеганием кровли коренных пород.

На раннеплейстоценовых отложениях (рис. 5.1.1) на левобережье р. Волги у устья р. Большой Коши залегает мощная песчаная толща (~190 – 205 м абс, скв. 19001 – 19003,

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

Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов 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, №6, 2019, стр. 90 – 101 (автором диссертации написан весь текст, составлены графические материалы, проведено представление рукописи в редакцию и работа с рецензентами).

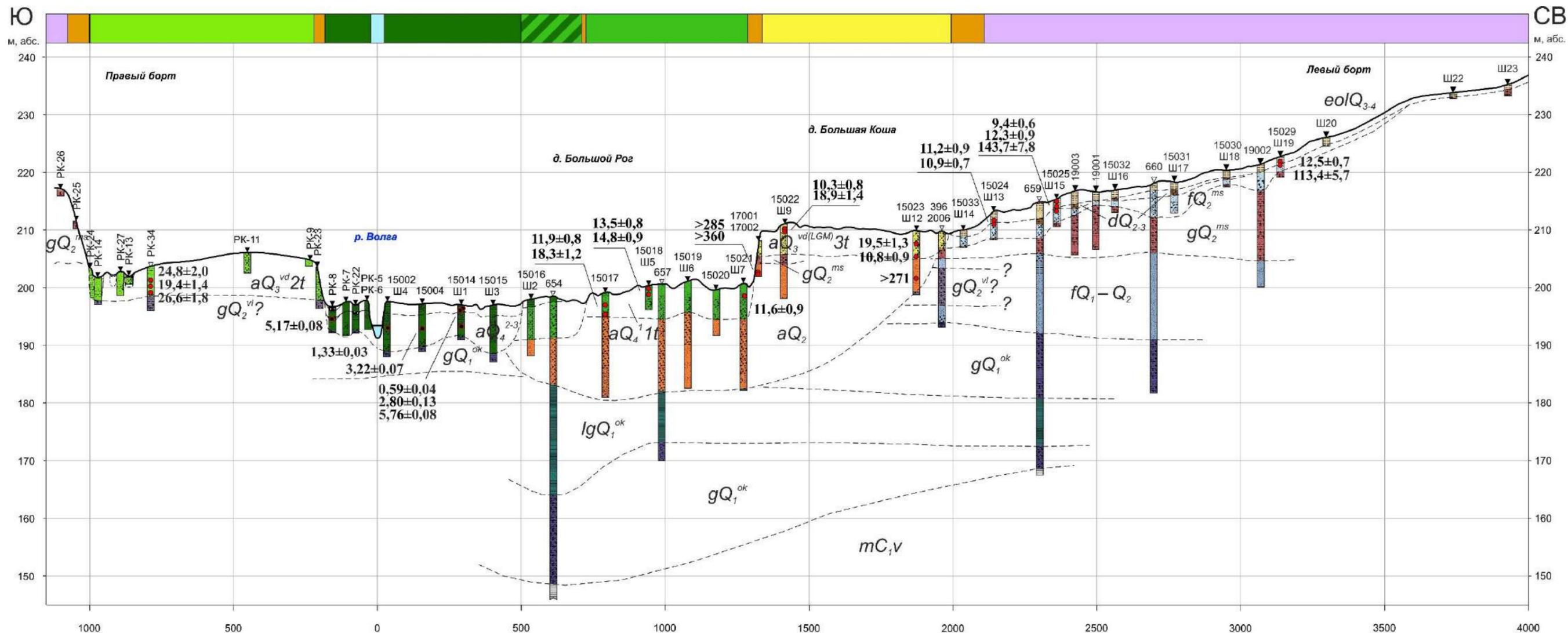


Рис. 5.1.1. Геологический геоморфологический профиль через долину р. Волги; ключевой участок «Большая Коша»

Условные обозначения к геолого-геоморфологическим профилям:

Возраст и генезис отложений:

	биогенные отложения голоценового возраста		флювиогляциальные отложения среднелейстоценового (позднемосковского) возраста	
	аллювиальные отложения поймы и пролювиальные отложения днищ малых водотоков средне- и позднеголоценового возраста		озёрно-ледниковые отложения среднелейстоценового (московского) возраста	
	аллювиальные отложения первой надпойменной террасы раннеголоценового возраста		ледниковые отложения (морена) среднелейстоценового (московского) возраста	
	эоловые отложения позднеплейстоцен-голоценового возраста		флювиогляциальные отложения среднелейстоценового (раннемосковского и/или раннемосковского-поздневологодского) возраста	
	озёрные отложения позднеплейстоцен-голоценового возраста		аллювиальные отложения (погребённые) среднелейстоценового (домосковского) возраста	
	склоновые отложения позднеплейстоценового возраста		озёрно-ледниковые отложения среднелейстоценового (домосковского) возраста	
	аллювиальные отложения второй надпойменной террасы позднеплейстоценового возраста (синхронные фазам деградации поздневалдайского оледенения)		ледниковые отложения (морена) среднелейстоценового (вологодского) возраста	
	аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы позднеплейстоценового возраста (синхронные максимальной фазе поздневалдайского оледенения)		флювиогляциальные отложения ранне- среднелейстоценового возраста нерасчленённые	
	аллювиальные отложения (погребённые) позднеплейстоценового (средневалдайского) возраста		озёрно-ледниковые отложения раннелейстоценового (окского?) возраста	
		морские отложения средне- и позднеюрского возраста (cl - келловейский ярус, km - кимериджский ярус, v - волжский ярус)		ледниковые отложения (морена) раннелейстоценового (окского?) возраста
		морские отложения ранне- и среднекаменноугольного возраста (v - визейский ярус, ms - московский ярус)		

Литология:

	щебень		галька		дресва		гравий		песок		супесь		суглинок		алеврит		глина		торф		гажа
							известняк		доломит												

Прочие обозначения:

491		геологические выработки и их номера		возраст отложений, определённый методом ОСЛ, тыс. лет		возраст отложений, определённый радиоуглеродным методом, кал. тыс. лет
-----	---	-------------------------------------	---	---	---	--

Цвета верхних плашек соответствует выделам геоморфологических карт

скв. 659, 660 (Отчёт..., 1992)). По нашему представлению эти отложения являются межморенными и имеют флювиогляциальное происхождение. Возраст их, исходя из стратиграфической позиции, следует считать раннеплейстоценовым. В качестве аргумента в подтверждение этой гипотезы можно привести данные по обнажению «у погоста Илии Пророка» на р. Большой Коше в 1,5 км к северу от рассматриваемого профиля. В основании обнажения (на том же гипсометрическом уровне) вскрываются сходные флювиогляциальные толщи, перекрываемые органогенным материалом установленного лихвинского (среднеплейстоценового) возраста (Чеботарёва и др., 1961б; Гричук, 1989; Максимов и др., 2022). Кровля межморенных флювиогляциальных отложений генерально выдержана по высоте и располагается на 205 м абс. Вероятно, верхняя часть этой мощной толщи могла сформироваться и в среднем плейстоцене.

В основании скв. 15023 вскрыты плотные тёмно-коричневые глины с обломками, литологические особенности которых позволяют нам рассматривать эти отложения в качестве ледниковых – морены. Предполагается, что данная толща может быть скоррелирована с моренной толщей, описанной в обнажении «Сыпучая гора» (396/2006) на глубинах порядка 5 – 11 м от поверхности (Хименков, 1934; Марков, 1940; Отчёт Селижаровской ..., 1958; Отчёт ..., 1959а; Чеботарёва и др., 1961; рис. 4.1.1). Исходя из положения в разрезе предполагается относить её формирование к вологодскому времени. В то же время имеющиеся данные не позволяют выяснить, как эта морена соотносится в пространстве с описанными выше мощными межморенными песчаными толщами. Отсутствие отложений вологодской ледниковой эпохи во многих скважинах левобережья р. Волги у устья р. Большой Коши (рис. 5.1.1.) свидетельствует о значительных размывах вологодской морены.

На правобережье р. Волги у устья р. Большой Коши межморенные флювиогляциальные отложения нами не обнаружены, не имеется сведений о их наличии и в фондовых материалах (Отчёт Селижаровской ..., 1958; Отчёт ..., 1959а). На этих высотах вскрыты (скв. РК-14, расчистки РК-23 и РК-34) толщи, литологические особенности которых также свидетельствуют об их ледниковом происхождении. Исходя из их высотного расположения логично сопоставлять их с отложениями вологодской морены, вскрытой на левобережье р. Волги скв. 15023 и известными по обнажению «Сыпучая гора» (396/2006). Подошва вологодской морены на правобережье р. Волги у устья р. Большой Коши не установлена. Вероятно, в качестве вологодской морены стоит рассматривать и суглинистые толщи с обломками, вскрытые в основании наиболее низкой ступени в Ржевском Поволжье.

Верхний горизонт нижнеплейстоценовой морены, а также вологодская морена отсутствуют в основании гипсометрического уровня 5 – 7,5 м над урезом у устья р. Большой Коши. Скважинами 15016 – 15021 здесь вскрыты отложения, происхождение которых по нашему представлению следующее. Их литологические особенности и архитектура фаций свидетельствуют об образовании в водном потоке, который размыв более древние отложения раннего и начала среднего плейстоцена (рис. 5.1.1). Форма заполнения на профиле даёт право предполагать, что это древняя (среднеплейстоценовой) долина Волги, погребённая под более молодыми отложениями и наследующая понижение кровли дочетвертичных пород. Наличие погребённых долин по мнению С.М. Шика (1960, 1961а, см. разд. 1.2) является одной из характерных особенностей областей среднеплейстоценового оледенения. Ввиду отсутствия конечных результатов численного датирования по материалу из заполнения, возраст этого вреза можно определить лишь относительно. Учитывая запредельные ОСЛ-даты из образцов >271 тыс. лет (GdTL-3023), >285 тыс. лет (Risø-208444), >360 тыс. лет (Risø-208445) формирование вреза и дальнейшее его заполнение, вероятнее всего, произошло в домосковское время.

На высоте от 205 м абс. и выше у устья р. Большой Коши и от 175 м абс. в Ржевском Поволжье (рис. 5.1.2) залегают отложения, литологические особенности которых (см. разделы 4.1.2, 4.1.3) нам дают право предполагать, что они имеют также ледниковые происхождение. Они вскрыты и в верховье (на правобережье и на левобережье р. Волги, скв. 15024 – 15025, 15029 – 15033, 19001 – 19003 и др., шурфами РК-25 и РК-26) и в Ржевском Поволжье (у г. Ржева, скв.15013, 15015Р, 20723, 20724Р, фондовыми 146, 147 (Отчёт Ржевской..., 1954). В верховье подошва этой морены выдержана, тогда как в Ржевском Поволжье она понижается в сторону современной долины. К этой моренной толще, исходя из стратиграфического положения вероятнее всего относится маломощный валунный прослой, вскрытый в шурфе 17002, а также слой алевритов с включениями дресвы из скв. 15022. Таким образом, эта толща фиксирует этап погребения вреза прав Волги. По высотному уровню этому горизонту морены соответствует маломощный слой ледниковых отложений из обнажения «Сыпучая гора» (Отчёт ..., 1959а; Чеботарёва и др., 1961; см. обн. 396 и 2006 на рис. 5.1.1).

Практически повсеместно эта морена перекрывается толщей средней мощностью 2 – 3 м разнозернистых песков с включениями разноразмерных обломков, местами до валунов (рис. 5.1.1; 5.1.2). Предполагается, что это флювиогляциальные отложения времени таяния ледника. Такие песчаные толщи отмечались многими исследователями рельефа Верхневолжья (см. раздел 4.1.1), в частности у устья р. Итомли (Карандеева, 1938; рис. П1.3), в Ржевско-Старицком Поволжье (Отчёт ..., 1958; рис. П1.10 – П1.11).

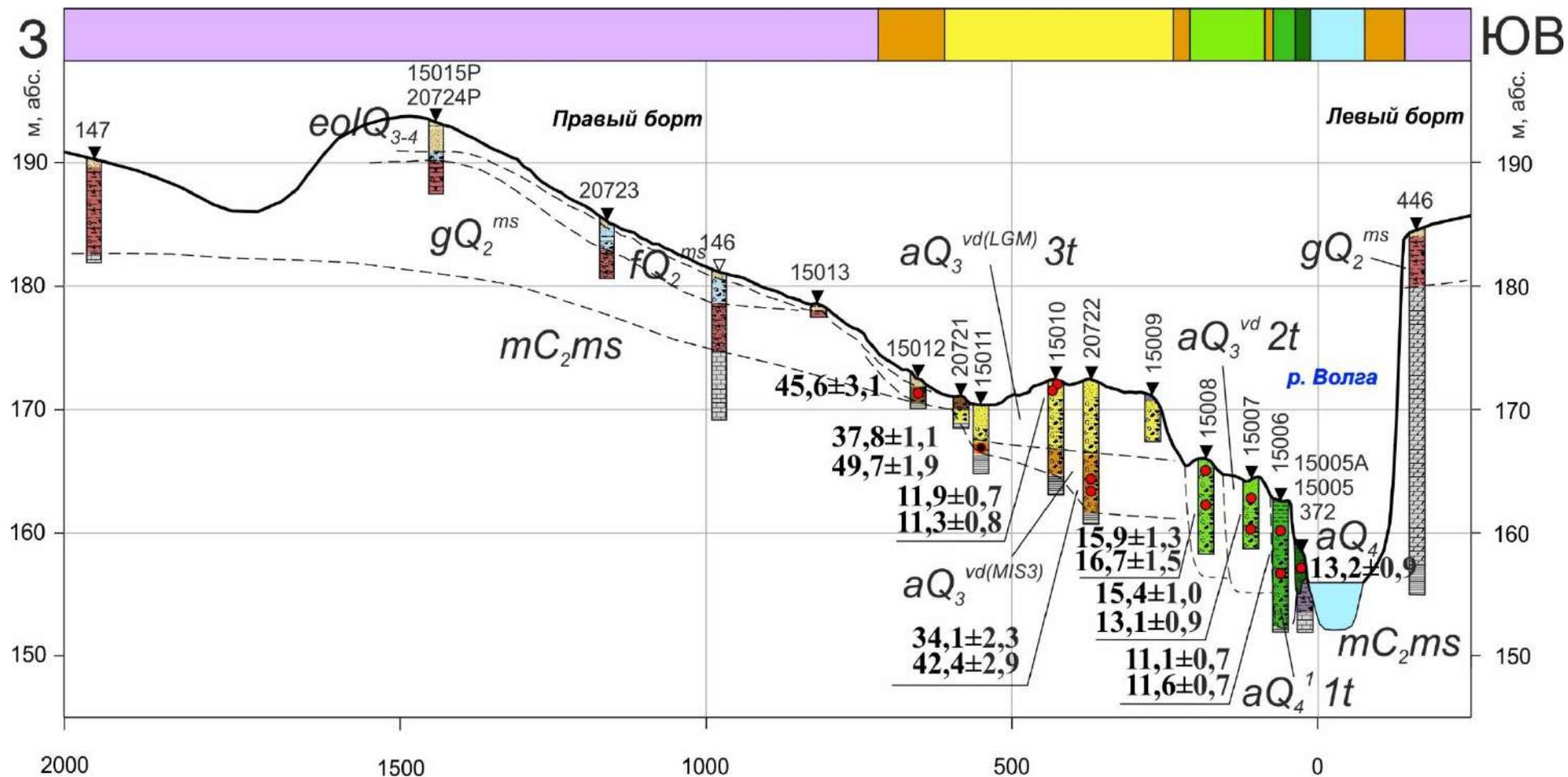


Рис. 5.1.2. Геолого-геоморфологический профиль через долину р. Волги; ключевой участок «Ржев». Условные обозначения на рис. 5.1.1.

Часть исследователей (Отчёт ..., 1958; Обедиентова, 1962 и др. см. раздел 4.1.1) рассматривала эти толщи в качестве аллювия высоких террас р. Волги. Тем не менее, по нашим представлениям, исходя из геоморфологических особенностей – невыдержанности высотных уровней залегания отложений, различной (а местами очень малой) мощности, а также в целом облекающего ледниковый рельеф залегания – эти толщи не могут рассматриваться в качестве аллювиальных, а формируемые ими поверхности – уровнями надпойменных террас.

Возраст таких песчаных и песчано-гравийно-галечных толщ определён методом ОСЛ по профилю у устья р. Большой Коши – их формирование следует относить к поздне- и послемосковскому времени $143,7 \pm 7,8$ тыс. лет (GdTL-3028), $113,4 \pm 5,7$ тыс. лет (GdTL-3033, рис. 5.1.1). Эти данные косвенно подтверждают предположение об образовании их путём аккумуляции материала, переносимого тальми водами от ледника. Исходя из этого возраста, морена, непосредственно перекрываемая этими толщами не может быть древнее их, а значит её образование следует относить к московской ледниковой эпохе. Таким образом, гипотезы о существовании на территории Верхневолжья ранневалдайского (калининского) оледенения (Москвитин, 1950, 1965; Судакова и др., 1996, 2014, 2018 и мн. др., см. разд. 2.3) выглядят несостоятельными.

Московская морена выступает рельефообразующими отложениями в Верхневолжье. К концу среднего плейстоцена территория современного бассейна р. Волги представляла собой пологохолмистую и пологохолмистую моренную равнину с высотами 210 – 240 м абс. в верховье (рис. 5.1.3) и 175 – 190 м абс. в Ржевском Поволжье (рис. 5.1.4). Крупные холмы и повышенная мощность московской морены в междуречье рек Большой и Малой Коши даёт право предполагать, что здесь проходила одна из краевых зон московского оледенения (Н.С. Чеботарёва с соавторами (Чеботарёва и др., 1961) по этой линии проводили максимальную границу валдайского оледенения). Деградация московского оледенения стала причиной заполнения понижений рельефа материалом, переносимым тальми ледниковыми водами, сглаживанию первичного моренного рельефа и увеличению абсолютных высот территории в среднем на 2 – 3 м.

Начало и первая половина позднего плейстоцена слабо отразилась на рельефе бассейна современной р. Волги. В микулинское межледниковье в понижениях рельефа образовывались озёра, происходила аккумуляция органогенного материала (Чеботарёва и др., 1961; Ананова и др., 1973; Чеботарёва и др., 1979). Над флювиогляциальными отложениями времени деградации московского оледенения местами залегают толщи, представленные переслаиванием суглинков, песков и обломочного материала (Семененко, Козлов, 1974). На геолого-геоморфологическом профиле они вскрыты скв. 15030 – 15032,

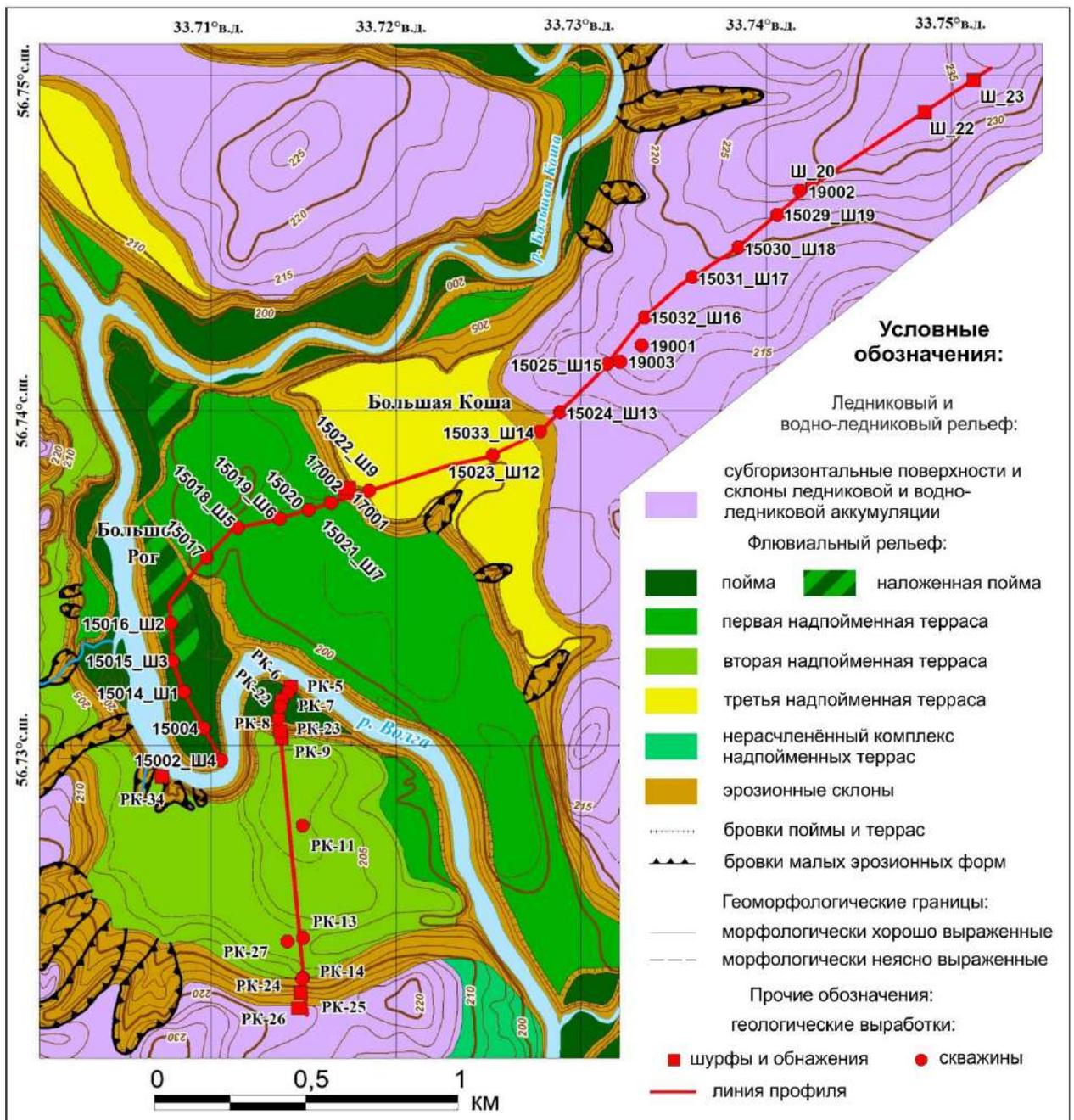
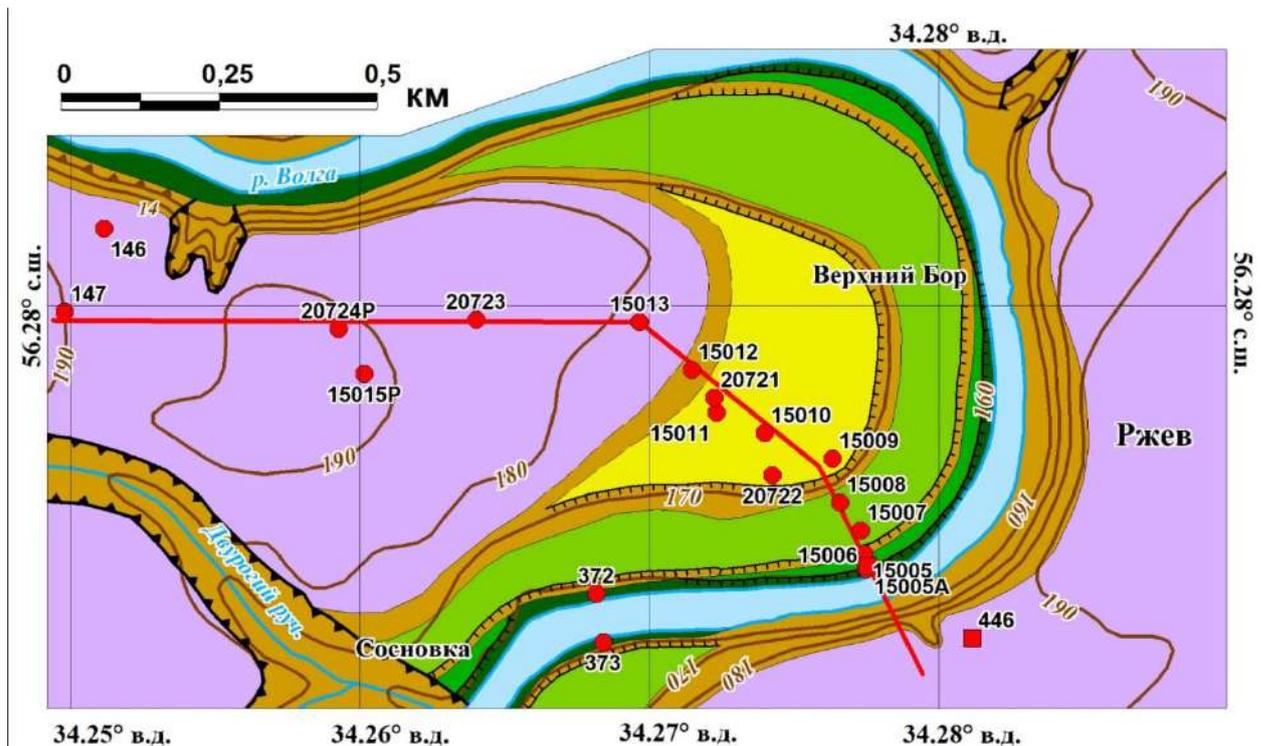


Рис. 5.1.3. Геоморфологическая карта долины р. Волги и прилегающих междуречий; ключевой участок «Большая Коша»

19003. Литологические особенности, а главным образом пестрота вещественного состава, дают нам право предполагать, что эти отложения есть продукт действия склоновых процессов – дефлюкции, солифлюкции и т.п., которые были характерны для рассматриваемой территории в раннем и среднем валдае. Такие же толщи перекрывают и озёрно-органогенные микулинские отложения. По песчаному материалу из отложений в основании склона междуречья в Ржевском Поволжье (скв. 15012, рис. 5.1.2) получен возраст, соответствующий среднему валдаю ($45,6 \pm 3,1$ тыс. л.н., GdTL-2903), который иллюстрирует осадконакопление в этот временной интервал.



Условные обозначения:

Ледниковый и водно-ледниковый рельеф:		Флювиальный рельеф:	
	субгоризонтальные поверхности и склоны ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции		пойма
	Геоморфологические границы		первая надпойменная терраса
Прочие обозначения:			вторая надпойменная терраса
геологические выработки:			третья надпойменная терраса
			эрозионные склоны
			бровки террас
			бровки малых эрозионных форм
	шурфы и расчистки		
	скважины		
	линия профиля		

Рис. 5.1.4. Геоморфологическая карта долины р. Волги и прилегающих междуречий; ключевой участок «Ржев»

В основании уровня 15 – 16,5 м над урезом установлены песчано-гравийные отложения (скв. 20722, рис. 5.1.2), возраст которых методом ОСЛ составляет $34,1 \pm 2,3$ тыс. лет (Risø-208634) и $42,4 \pm 2,9$ тыс. лет (Risø-208635). В основании тыловой части этого же уровня (скв. 15011, рис. 5.1.2) по карбонатной гаже получены в радиоуглеродные датировки в двух независимых лабораториях, которые также указали возраст, соответствующий среднему валдаю 32900 ± 900 {38833 – 36501 кал. лет BP} (ГИН-15238), 46560 ± 1260 {51040 – 47563 кал. лет BP} (ЛУ-8264). Исходя из комментариев Х.А. Арсланова можно предположить, что этот возраст несколько удревянён, ибо гажя залегает непосредственно на коренных породах. Мы предполагаем, что песчано-гравийные толщи в основании уровня 15 – 16,5 м над урезом являются погребённым аллювием средневалдайской р. Волги. К сожалению, иных следов существования в это время долины р. Волги в верховье нами не

установлено, вероятно они были уничтожены последующим развитием долины и формированием выраженной в рельефе лестницы террас.

Обобщая имеющиеся опубликованные, фондовые и собственные материалы, можно уверенно утверждать о существовании в долине р. Волги в Верхневолжье комплексов трёх надпойменных террас и поймы (рис. 5.1.1 – 5.1.4; Баранов, 2017; Баранов и др., 2019). К третьей надпойменной террасе нами был отнесён уровень 15 – 17 м над урезом (~210 м абс. у устья р. Большой Коши и 171 – 172,5 м абс. в Ржевском Поволжье). Особенности третьей террасы является слабая выраженность тылового шва и практически не читающийся на местности и зафиксированный лишь при высокоточном геодезическом профилировании переход к склону междуречья (рис. 5.1.3 и 5.1.4). Вероятнее всего, именно этой особенностью террасы вызвано разнообразие представлений о высоте наиболее высокой террасы р. Волги в Верхневолжье (см. раздел 4.1.1). Площадка террасы ровная, практически горизонтальная, иногда со слабым понижением в тыловой части. Уступ террасы хорошо выражен практически на всём её протяжении: крутой, высотой от 2 – 3 до 5 м. По отложениям террасы у устья р. Большой Коши получены даты 10,3±0,8 тыс. лет (GdTL-3019), 18,9±1,4 (GdTL-3020), 19,5±1,3 тыс. лет (GdTL-3021), 10,8±0,9 тыс. лет (GdTL-3022). Образец GdTL-3019, отобранный из приповерхностных отложений террасы, вероятнее всего, указывает на возраст последующей переработки аллювия – скорее всего эоловыми процессами. Образец GdTL-3022 показал инверсию возраста и в дальнейшем не учитывался.

Терраса зафиксирована нами у устья р. Большой Коши и у г. Ржева, а также прослежена по литературным данным (Отчёт ..., 1959а; Геологическое строение ..., 1960; Геологическая ..., 1962, см. Прил. 1). У М.В. Карандеевой (1938), В.Т. Трофимова (1940) эта терраса рассматривается в качестве второй надпойменной. Терраса сложена разнозернистыми песками, преимущественно крупно- грубозернистыми, с большим количеством обломочного материала, местами аллювий представляет собой гравий или дресву с минимальным количеством песчаного заполнителя. В основании аллювиальной пачки террасы (базальная фация) как правило встречаются более крупные обломки – гальки и щебни. Мощность аллювия – около 5 – 6 м. Аллювий террасы на разных участках подстилается более древними аллювиальными отложениями – у устья р. Большой Коши домосковскими, а у г. Ржева довалдайскими (рис. 5.1.3 – 5.1.4).

Обращает внимание, что Г.В. Обедиентова третью надпойменную террасу на высоте 15 – 17 м выделяет лишь в районе устья р. Большой Коши, отмечая увеличение относительной высоты этой террасы вниз по течению. Наличие террас на более высоких от уреза уровнях отмечено в значительном количестве работ (см. разд. 4.1.1 и прил. 1). Тем не

менее, на наш взгляд, перечисленные особенности этих террас (малая мощность «аллювия», часто его тонкопесчаный однородный состав, неровная поверхность площадки и др.) указывают на то, что данные уровни следует относить не к террасовым аллювиальным, а к междуречным ледниковым и водноледниковым равнинам, перекрытых покровом эоловых отложений (подробнее об особенностях их формирования и возрасте см. далее). Отсутствие единого мнения об относительной высоте наиболее высокой террасы, на наш взгляд, объясняется как раз тем, что к террасовому уровню большинство исследователей относили неаллювиальные поверхности. Исходя из имеющихся материалов можно однозначно утверждать, что аллювиальный уровень 15 – 17 м над урезом р. Волги является наиболее высоким.

К комплексу второй надпойменной террасы отнесены террасовые уровни на высоте 8,5 – 13 м над урезом. И нами (Баранов, 2017; Баранов и др., 2019), и в более ранних исследованиях (Карандеева, 1938; Обедиентова, 1962, 1977 и др.) отмечается невыдержанность высоты этого террасового уровня по течению р. Волги, а также присутствие нескольких невысоких относительно друг друга ступеней. Вероятно, эта особенность комплекса второй террасы и стала причиной выделения различного количества террас на этом участке. По нашему представлению, такое разнообразие высот площадок террас связано с постепенным и направленным углублением долины и последующим размывом тех или иных высотных уровней. В результате этого остались фрагменты террас на разных (но более-менее близких) высотах. Наше предположение косвенно можно подтвердить и шириной ступеней второй террасы. По сравнению с более высокой третьей, ширина которой достигает нескольких сотен метров, ширина ступеней второй террасы исчисляется десятками метров, а порой даже не превышает 10 м.

Аллювий второй террасы представляет собой песчаную толщу, часто с разнообразной слоистостью (см. рис. 3.3.4 и 4.1.11). Мощность его также составляет порядка 5 – 6 м. В устье р. Большой Коши вторая терраса цокольная, в основании уступа обнажается вологодская морена. В Ржевском Поволжье подошву аллювия, ввиду его крупнообломочного состава, бурением зафиксировать не удалось. По аллювию террасы получены ОСЛ-даты 26,6±1,8 тыс. лет (GdTL-3035), 19,4±1,4 тыс. лет (GdTL-3036), 24,8±2,0 тыс. лет (GdTL-3037) в устье р. Большой Коши, 15,38±0,98 тыс. лет (GdTL-2899), 13,13±0,92 (GdTL-2900), 15,9±1,3 (GdTL-2901), 16,7±1,5 (GdTL-2902) в окрестностях г. Ржева (Панин, Баранов, 2018; Panin, Baranov, Moska, 2018).

К комплексу первой надпойменной террасы, по нашему представлению следует относить ступени на высоте 5,5 – 7,5 м над урезом. Морфологически, первая надпойменная терраса сильно отличается на разных участках. Например, в Ржевском Поволжье она имеет

хорошо выраженный уступ и тыловой шов, однако относительно узкая (первые десятки метров, рис. 5.1.2). В устье р. Большой Коши первая терраса имеет ширину более 500 м, но переход к более низким уровням выражен очень слабо (рис. 5.1.1). Терраса сложена песчаным материалом с включением разноразмерного обломочного материала, однако отмечается постепенное укрупнение размера частиц вниз по разрезу; мощность аллювия составляет 5 – 6 м. ОСЛ-датирование аллювия показало возраст $13,5 \pm 0,8$ тыс. лет (GdTL-3014), $14,8 \pm 0,9$ тыс. лет (GdTL-3015), $11,9 \pm 0,8$ тыс. лет (GdTL-3016), $18,3 \pm 1,2$ тыс. лет (GdTL-3017), $11,6 \pm 0,9$ тыс. лет (GdTL-3018) в устье р. Большой Коши и $11,1 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-2897) и $11,6 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-2898) в окрестностях г. Ржева (Панин, Баранов, 2018; Panin, Baranov, Moska, 2018).

Отложения, подстилающие аллювий террасы, различны. Подошва аллювия террасы у устья р. Большой Коши проводится по резкому исчезновению крупнообломочного материала, галек и щебней; ниже залегают более древние аллювиальные отложения – более однородные песчано-гравийники, практически не содержащие крупнообломочного материала. В Ржевском Поволжье аллювий первой террасы залегает непосредственно на коренных породах – известняках московского яруса среднекаменноугольного времени.

У устья р. Большой Коши в строении долины р. Волги присутствует уровень на высоте ~5 м над урезом. Его геологическое строение по большей части совпадает со строением комплекса первой надпойменной террасы, однако по высотному уровню он располагается ближе к пойме. И с поверхности залегают суглинистые и супесчаные отложения, сходные с теми, что расположены на более низком гипсометрическом уровне. Вероятнее всего, это более низкий уровень первой террасы, который и в настоящее время иногда затапливается. На геоморфологической карте он обозначен как наложенная пойма.

Если относительно морфологии долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности в целом складывается непротиворечивая картина, то относительно возраста террас р. Волги и долины в целом единого мнения в научной литературе не существует (см. разд. 4.1.1). Для реконструкции истории развития долины были отобраны образцы аллювия террас р. Волги в районе Б.Коши и в районе Ржева для датирования методом ОСЛ (см. раздел 4.1.2 и 4.1.3, рис. 5.1.1 – 5.1.2). Полученный таким образом численный возраст позволяет предложить следующий вариант истории развития долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности.

Для оценки возраста отдельных элементов лестницы террас массив полученных ОСЛ-дат был статистически обработан в модуле gWason в программной среде R, в результате которого получена модель «возраст террасы – высота террасы» (рис. 5.1.5; Баранов, Панин, 2021). Аналогия высоты с глубиной в разрезе неполная, т.к. увеличение

возраста отдельных террас идет снизу вверх, а возраст аллювия в каждом индивидуальном разрезе террасы – сверху вниз. Поэтому моделирование проведено в двух вариантах. В первом в качестве глубины в разрезе взята высота над рекой каждого индивидуального образца (рис. 5.1.5А), во втором для всех образцов из аллювия одной террасы принята единая высота – высота площадки террасы (рис. 5.1.5Б).

Обе модели дали сходный результат. Модельный возраст 16-м террасы в первом случае составляет 23 ± 3 тыс. л., во втором – $21 \pm 2,5$ тыс. л. При этом даты непосредственно из аллювия террасы, помимо явно инверсионного образца около 11 тыс. л. имеют возраст около 19 – 19,5 тыс. л. Из рис. 5.1.5 видно,

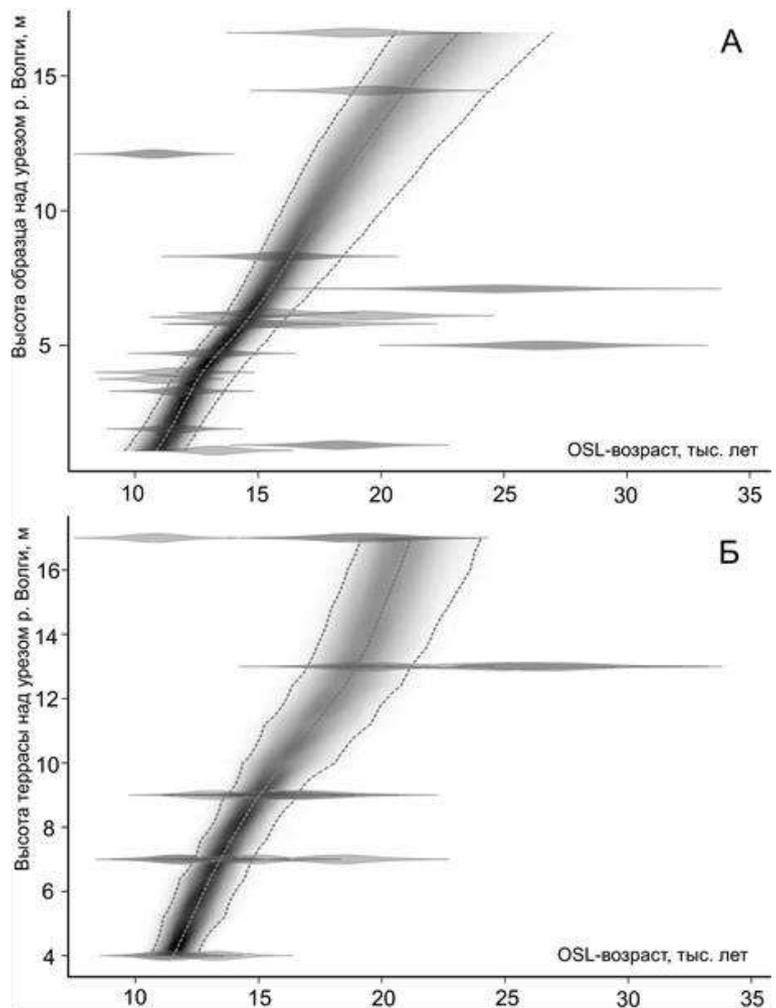


Рис. 5.1.5 Модели возраст – высота Результаты статистической обработки результатов OSL-датирования аллювия террас р. Волги в модуле gVacon. А – за глубину образца в разрезе принята высота каждого образца над урезом воды, Б – за глубину образца в разрезе принята высота террасы, к которой относится образец.

что модель оценивает возраст террасы по верхнему пределу интервала погрешности, поскольку имеются даты от 19 до 15 – 26 тыс. л. по более низкой 13-метровой террасовой ступени. Для этой ступени модель принимает наиболее молодую часть интервала и таким образом уравнивает всю серию без инверсий. Однако если предположить, что даты 25 – 26 тыс. л. удревнены, что нередко случается с русловыми отложениями вследствие их неполной засветки при транспорте, тогда обе террасы имеют возраст около 19 тыс. л. С точки зрения имеющихся представлений о динамике юго-восточного края Скандинавского ледникового щита это более правдоподобно, поскольку согласно (Astakhov et al., 2016) край ледника вступил в верховья бассейна Волги не ранее 20 тыс. л.н., достиг максимальной фазы около 19 тыс. л.н. и затем не позднее 18 тыс. л.н. эту часть бассейна Волги покинул. Максимальная граница ледника, по последним данным (Astakhov et al., 2016;

Величко и др., 2017; Маккавеев и др., 2020; Карпухина и др., 2020), проходила в нескольких десятках километрах северо-западнее Большой Коши – верхнего из рассматриваемых участков.

Следовательно, есть основания связывать образование наиболее высокой и широкой 16-метровой террасы с оттоком талых вод поздневалдайского ледника, т.е. эта терраса представляет собой долинный зандр или, по крайней мере, аллювиально-флювиогляциальное образование (что высказывалось ранее Г.В. Обедиентовой, однако она относила формирование высокой террасы к фазе деградации не поздневалдайского, а московского оледенения). Близость возрастов 16-метровой и 12...13-метровой ступеней, последняя из которых также весьма широка, в отличие от более низкой террасы, позволяет и её увязывать со стоком талых вод. Тогда получается, что быстрое углубление долины началось ещё в период стока талых вод, а не после его окончания, как можно было бы заключить из наличия прослеживающегося на всем отрезке долины высокого уступа 16-метровой террасы.

В период формирования средней террасы поток уже окончательно приобретает свойства руслового, формируются типичные аллювиальные отложения, отличающиеся более высокой степенью сортировки, а также классическими линзовидной и сложной слоистостью. Терраса представляет собой комплекс из нескольких ступеней относительной высотой до 1,5–2 м. Мощность аллювия, представленного только русловой фацией, остается выдержанной (порядка 5 м), что говорит о неизменности темпов врезания и морфологического типа русла – очевидно, многорукавного. Незадернованная поверхность только что сформировавшейся террасы подвергалась эоловой переработке. Об этом можно судить по строению приповерхностной части разреза террасы – хорошей сортировке покровных песков и наличию эоловых форм (в частности, дюн) на поверхности. По-видимому, именно эоловая переработка верхней части аллювия является причиной невыдержанности высоты этого террасового уровня в пределах Валдайской возвышенности. Таким образом, получается, что наиболее высокие террасы р. Волги в пределах Валдайской возвышенности образовались во время последнего ледникового максимума.

Формирование низкой 5,5 – 7,5 м надпойменной террасы произошло около 11 тыс. л.н., в раннем голоцене. Это не противоречит имеющимся в литературе палинологическим и радиоуглеродным датам отложений, слагающих I НПТ Волги (Ауслендер, 1989; Кямря и др., 2012). Наличие тонкозернистых отложений (суглинков) на поверхности низких ступеней I НПТ говорит о том, что их поверхность затапливалась и в более поздние стадии голоцена. По словам местных жителей д. Большой Рог (вблизи устья р. Большой Коши),

наиболее низкая ступень I НПТ в последний раз полностью была покрыта водами половодья весной 2013 года.

На междуречьях ледниковые и водноледниковые отложения плащеобразно перекрыты слоем супесей и тонкозернистых песков, мощность которых от двух метров в придолинной части постепенно уменьшается при удалении от долины (Баранов и др., 2021а). При этом аллювий террас лишён этого покрова. Исходя из крупности отложений, их текстуры и особенностей залегания (см. раздел 4.1.2) можно предположить их эоловое или нивейно-эоловое (по В.И. Астахову, 2020) происхождение.

Имеющиеся данные о возрасте отложений, полученных ОСЛ методом $11,2 \pm 0,9$ тыс. лет (GdTL-3024), $10,9 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-3025), $9,4 \pm 0,6$ тыс. лет (GdTL-3026), $12,3 \pm 0,9$ тыс. лет (GdTL-3027), $12,5 \pm 0,7$ тыс. лет (GdTL-3032) свидетельствуют об их аккумуляции на рубеже позднего плейстоцена и голоцена (Баранов и др., 2019, 2021а). В это время происходило формирование низких террас р. Волги (см. выше), поверхность которых была слабо закреплена растительностью. Обращает внимание и тот факт, что возраст

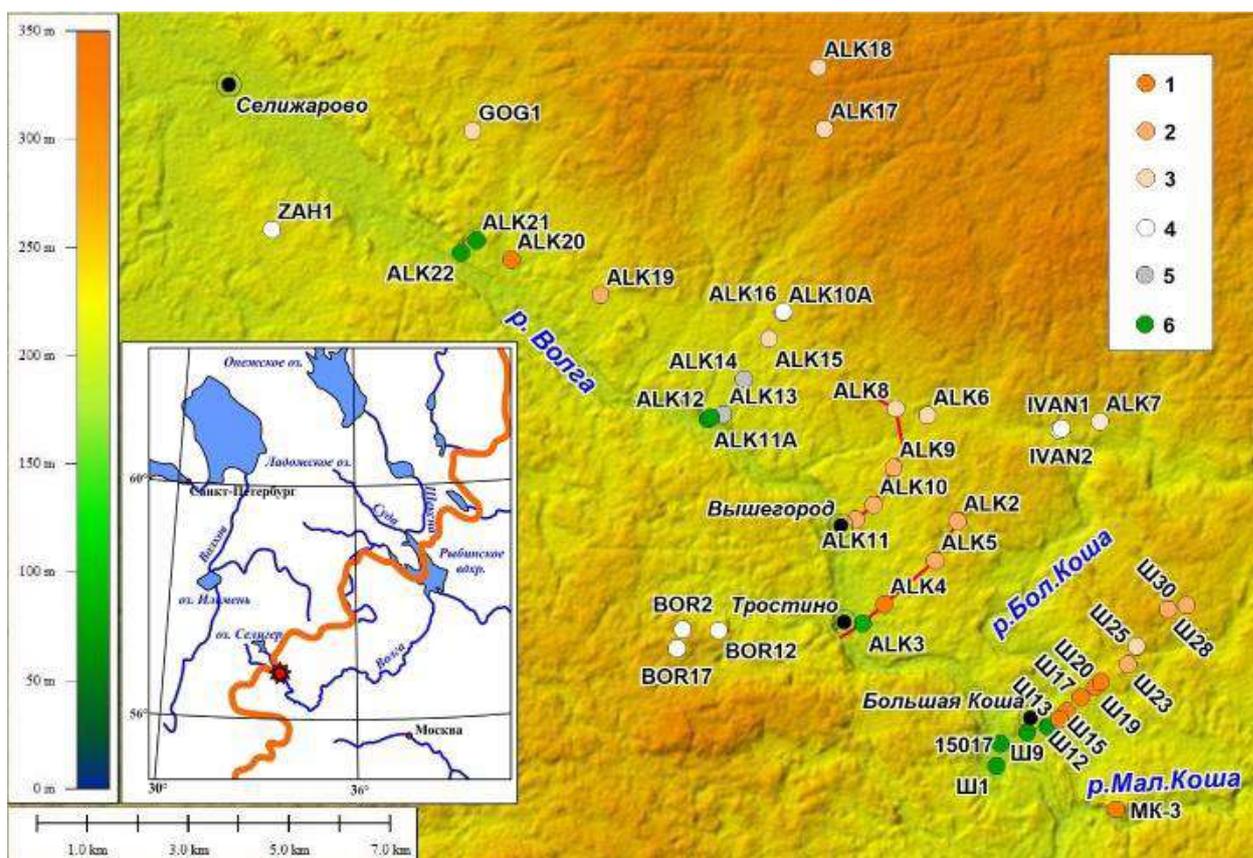


Рис. 5.1.6. Мощность и распространение покровных супесчаных отложений в верховье р. Волги (по Баранов и др., 2021).

Цифровая модель местности SRTM. На врезке: положение района работ, жирная линия – граница поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016). Условные обозначения: разрезы покровных супесей на междуречье мощностью: 1 – более 1 м, 2 – 0.5...1 м, 3 – 0.1...0.5 м, 4 – 0 м, 5 – мощность не устанавливалась; 6 – скважины в долине р. Волги, вскрывшие аллювий.

приповерхностных отложений в частности высокой террасы у г. Ржева и у устья р. Большой Коши имеет сходный возраст рубежа плейстоцена и голоцена. Вероятнее всего, источником песчаного материала для аккумуляции пыли на междуречьях являлись аллювиальные поверхности (этим и объясняется отсутствие покровных отложений на поверхностях террас). Повышенные мощности покровных супесей у устья р. Большой Коши по сравнению с соседними участками долины (рис. 5.1.6) объясняется значительным увеличением ширины террас р. Волги на данном участке.

В пользу эолового происхождения этих отложений косвенно свидетельствуют данные палинологического анализа, выполненные Е.О. Мухаметшиной (Баранов и др., 2021). В толщах супесей пыльца и споры практически отсутствуют, что характерно для субаэральных осадков, а спектры из верхней части соответствуют началу голоцена. Используя метод актуализма, можно предположить, что накопление этих супесей на поверхностях междуречий путём раздува материала песчаных террас в целом происходило по сценарию образования тукуланов (песчаных полей), который зафиксирован в настоящее время в Центральной Якутии (Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019).

Формирование высокой поймы р. Волги началось не позднее среднего голоцена, о чем свидетельствуют радиоуглеродные даты по русловой фации аллювия (рис. 5.1.1; Баранов и др., 2019). Крупность русловой фации аллювия поймы меньше, чем на террасах. Здесь очень редки крупные включения, они слагают только базальную фацию и не встречаются в типичном русловом аллювии; в то же время крупность песчаного материала заметно меньше (в основном средне- и мелкозернистые пески). Субгоризонтальная, хотя и неровная, подошва аллювия поймы говорит о прекращении врезания реки, которое произошло, судя по имеющимся датам, не позднее 6 тыс. л. н. В связи с замедлением, а потом и прекращением врезания, изменяется фациальный состав аллювия: появляется достаточно мощная пойменная фация, отсутствующая на более высоких уровнях (кроме нижней ступени I НПТ). Второй причиной появления пойменной фации послужила, вероятно, морфологическая трансформация русла: из многорукавного русла с беспорядочно мигрирующими рукавами, на пойме которого не успевают накапливаться наилок достаточной мощности (Лаврушин, 1963), река собралась в единый поток со стабильной поймой, отдельные участки которой накапливают отложения разливов реки в течение тысяч лет. Радиоуглеродным датированием установлена также скорость роста излучины Роговское колено. Расчёты по калиброванным датам за 3,5 тыс. лет в интервале 5,8–1,3 тыс. л.н. по пескам русловой и низов пойменной фации в скважинах, расположенных по оси шпоры излучины показали примерно постоянную среднюю скорость искривления излучины, которая составила 6 см/год. В последние 1,3 тыс. лет роста

излучины не происходило, не происходит его и сейчас, о чем свидетельствует отсутствие следов подмыва противоположного (правого) берега реки в вершине излучины. Возможно, прекращение искривления излучины произошло из-за того, что она достигла предельной крутизны, при которой в половодье происходит отрыв потока от вогнутого берега в вершине. Способствует этому и тот факт, что излучина своей вершиной уперлась в трудно размываемый моренный цоколь надпойменной террасы.

Датировки пойменной фации аллювия позволяют оценить скорости накопления пойменного наилка (Баранов и др., 2019). В интервале 2800–600 л. н. он накапливался со скоростью порядка 0,11 мм/год, а в последние 600 лет – 1,35 мм/год. Причинами столь значительного роста скоростей пойменной аккумуляции были, по-видимому, увеличение мощности (высоты, длительности) половодий и мутности воды, чему способствовали климатические условия малого ледникового периода и хозяйственное освоение территории – сведение лесов и распашка земель.

Таким образом, основное углубление долины р. Волги с уровня наиболее высокой террасы до уровня поймы происходило во время деградации поздневалдайского оледенения. Имеющиеся данные позволяют оценить общую величину и скорость за поздне- и послеледниковое время. Углубление долины от поверхности наиболее высокой террасы (высота 16 м) до поверхности высокой поймы (4 м), т. е. на 12 м, произошло в период между 20 тыс. л. н. и 6 тыс. л. н., т. е. не более, чем за 14 тыс. лет. Это дает минимальную оценку средней скорости врезания 0,85 мм/год (м/тыс. л.), а с учётом неоднородности пойменной аккумуляции и смоделированного возраста верхней террасы – порядка 1,2...1,5 мм/год (м/тыс. л.).

В качестве причины врезания, в первую очередь, можно рассматривать гляциоизостатическую компенсацию в приледниковой области (Панин, Баранов, 2015; Panin, Baranov, 2015). Ввиду близости верховий р. Волги к границе оледенения в приледниковой области существовало гляциоизостатическое прогибание земной коры. Можно было бы предположить, что прогибание могло деформировать наклон продольного профиля р. Волги вплоть до противоположного, что, в свою очередь могло бы привести к подпруживанию Волги флексуобразным перегибом земной коры.

При деформации наклона продольного профиля р. Волги в любом случае следовало бы ожидать роста глубины вреза с приближением к краю ледника, где величина компенсационного поднятия должна быть больше. Однако нами установлено, что высота третьей надпойменной террасы (образовавшейся в максимум последнего оледенения) одинакова на обоих участках, как в 20 км (Большая Коша), так и в 100 км (Ржев) от бывшего фронта ледника. Таким образом, установлено, что воздействие гляциоизостатического

фактора на углубление долины р. Волги в последнюю ледниковую эпоху не было определяющим.

Возможно, среди причин послеледникового врезания Волги следует учитывать гидрологический фактор: на начальных этапах дегляциации углубление долины р. Волги поддерживалось высокими расходами воды за счет стока талых вод, а когда они иссякли – климатически обусловленным высоким стоком, характерным для центра и юга Русской равнины в позднеледниковье (Sidorchuk et al., 2009; Panin, Matlakhova, 2015). Эта гипотеза получает развитие в связи с особенностями геоморфологического строения долины р. Волги ниже пгт Селижарово (рис. 5.1.7; Баранов и др., 2020) и долины р. Большой Коши

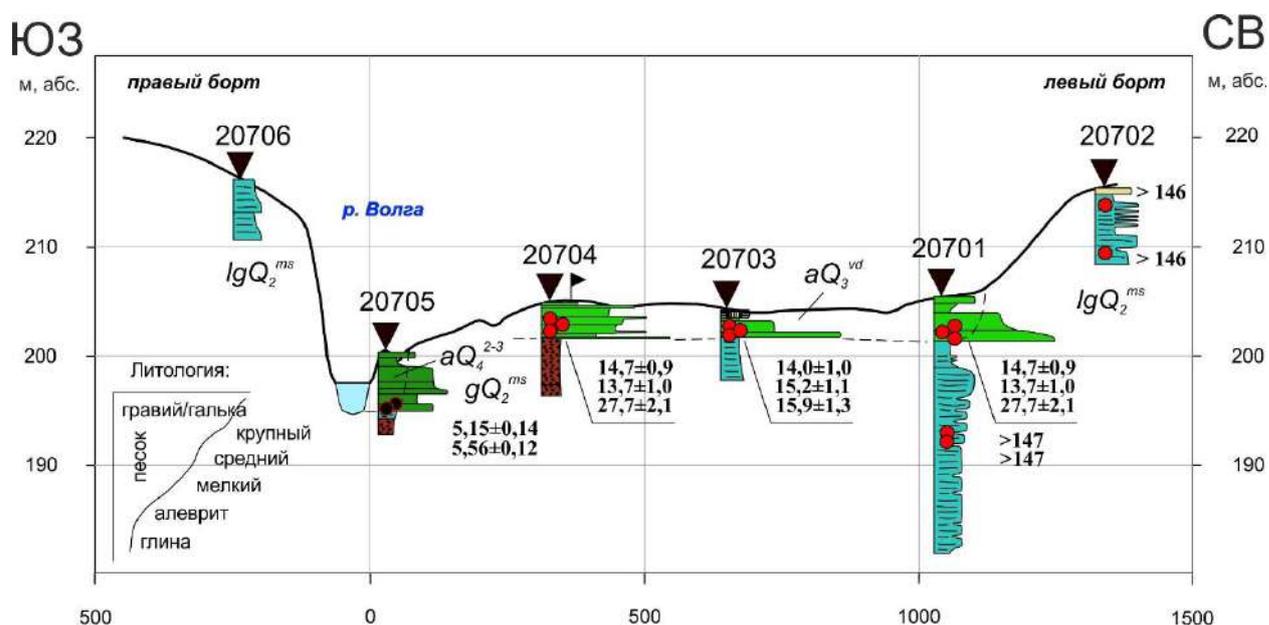


Рис. 5.1.7. Геолого-геоморфологический профиль через долину р. Волги ниже пгт Селижарово.

Условные обозначения см. на рис. 5.1.1.

в створе обнажения «у погоста Или Пророка» (рис. 5.1.8; Баранов и др., 2021б). Имеющиеся данные позволяют предположить вариант резкого увеличения стока р. Волги в максимум последнего оледенения из-за увеличения площади бассейна р. Волги в верховье (Panin et al., 2021).

В строении долины р. Большой Коши установлено наличие довалдайского аллювия, тогда как в долине р. Волги у пгт Селижарово наиболее древний аллювий относится к времени деградации поздневалдайского оледенения. Мы предполагаем, что до максимума последнего оледенения граница бассейна р. Волги располагалась между устьями рек Селижаровки и Большой Коши, а истоком Волги была собственно р. Большая Коша. Дно довалдайской (а, возможно, и более древней) долины проходило на уровне 9 – 10 м террасы р. Большой Коши, гипсометрически и по возрасту соответствующей наиболее высокой террасе р. Волги, в основании которой выявлен средневалдайский аллювий (рис. 5.1.8).

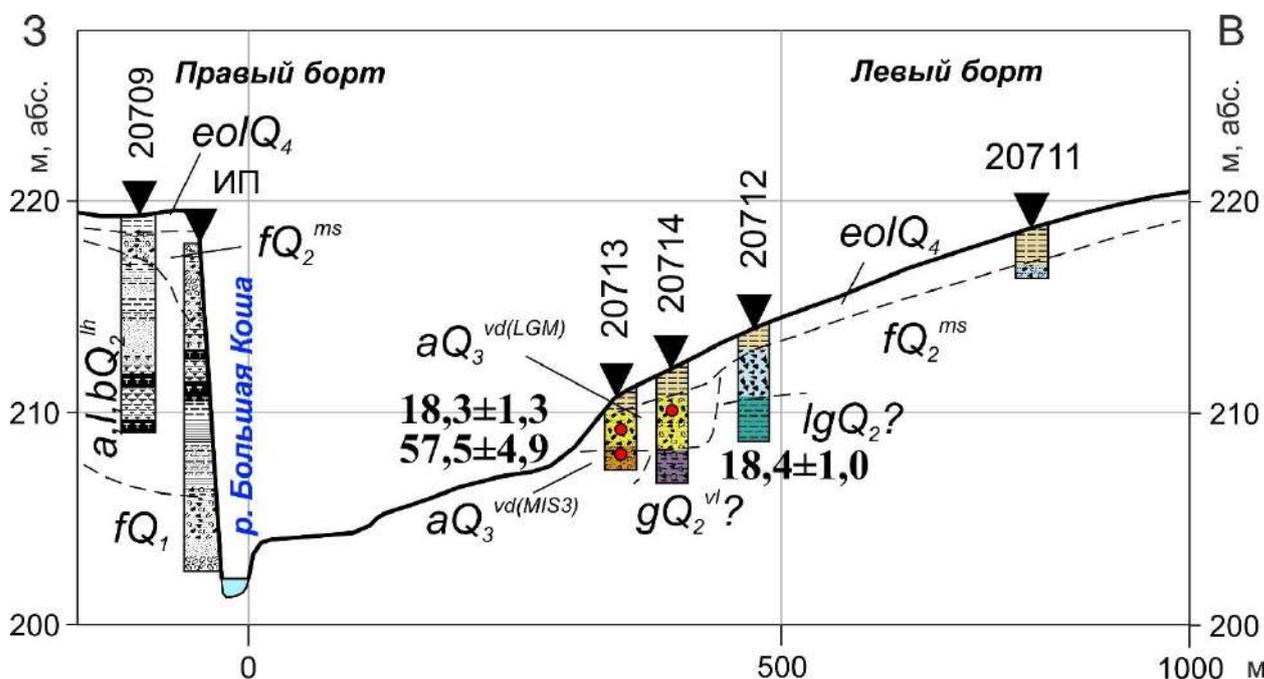


Рис. 5.1.8. Геолого-геоморфологический профиль через долину р. Большой Коши в створе обнажения «у погоста Илии Пророка» (ИП).

Условные обозначения см. на рис. 5.1.1. Строение обнажения «у погоста Илии Пророка» приводится по (Чеботарёва и др., 1961б; Гричук, 1989; Константинов и др., 2017).

Поскольку весь район Верхневолжских озер и оз. Селигер к бассейну Волги не принадлежал, площадь водосбора Волги, а значит и водность, были значительно меньше современной (рис. 5.1.9).

В ходе деградации поздневалдайского оледенения вдоль его границы (максимальное продвижение по последним данным зафиксировано в непосредственной близости от пгт Селижарово (Astakhov et al., 2016; Величко и др., 2017; Маккавеев и др., 2020;

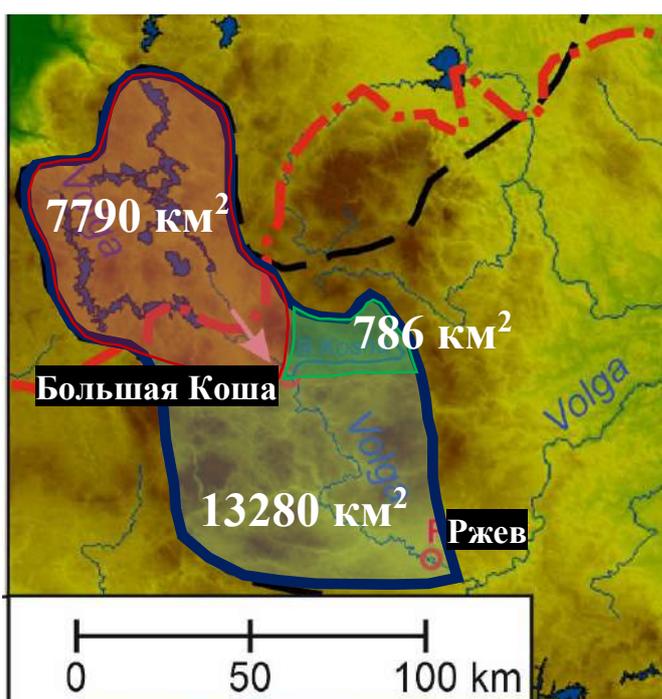


Рис. 5.1.9. Трансформация бассейна верхней Волги из-за образования долины прорыва у пгт Селижарово (сост. А.В. Панин).

Красная линия – граница поздневалдайского оледенения (Astakhov et al., 2016), чёрная линия – современная граница бассейна р. Волги, стрелкой показана долина прорыва, цифры означают площадь бассейна.

Карпухина и др., 2020) скопились талые ледниковые воды, которые вследствие спуска через образованную ниже пгт Селижарово долину прорыва соединили бассейн Верхневолжских озёр и Селигера с уже существовавшей на тот момент долиной р. Волги (рис. 5.1.9; Panin et al., 2021). Отсутствие в долине р. Волги у пгт Селижарово аллювия максимума последнего оледенения является подтверждением высоких скоростей потока в узком понижении – в таких условиях аккумуляция материала практически невозможна. В то же время у устья р. Большой Коши аллювий этого возраста как раз и характеризуется повышенной крупностью материала, что также косвенно может свидетельствовать о скоростях потока. Образовавшаяся долина прорыва стала путём стока талых ледниковых вод, что привело к росту расходов воды и, как следствие, стало причиной её интенсивного углубления. Дальнейшая деградация оледенения привела к прекращению поступления талых вод, однако на порядок увеличившаяся площадь водосбора (рис. 5.1.9) продолжила поддерживать высокую водность реки и углубление. В это время, ввиду снижения катастрофичности процесса аккумулируется аллювий террасы в днище долины у пгт Селижарово

Общее углубление долины р. Волги, по-видимому, прекратилось в раннем голоцене – очевидно, продольный профиль реки пришел в равновесие с ее новыми величинами водного стока в этих климатических условиях и крупностью руслового аллювия. Гипотеза «долины прорыва» и резкого увеличения площади бассейна также объясняет практическое отсутствие следов ранне- средневалдайской Волги, которая не оставила террас и диагностируется лишь по иногда встречающемуся средневалдайскому аллювию в низах толщи наиболее высокой третьей террасы под отложениями времени ПЛМ. Вследствие меньшей площади водосбора допоздневалдайская Волга в своих верховьях (на участке Большая Коша – Ржев) – была значительно меньше голоценовой и тем более позднеледниковой реки, и следы ее геоморфологической и геологической работы были уничтожены при последующем развитии долины.

В ходе настоящего исследования установлено, что в Верхневолжье долина р. Волги прорезает моренную равнину, сформированную во время московского оледенения, в дальнейшем слабоизменённую экзогенными процессами. К междуречью отнесены пространства выше 16 – 17 м над урезом. Заложение современной долины р. Волги началось во время максимальной фазы поздневалдайского оледенения, когда формировалась современная наиболее высокая третья надпойменная терраса (16 – 17 м над урезом). При этом особенностью долины р. Волги в верховье является слабая выраженность коренного склона долины – местами поверхность наиболее высокой террасы плавно сочленяется с

междуречьями. Направленное углубление долины до современного уровня сложно объяснить одним явлением, вероятно это совокупность факторов, обусловленная гляциоизостатической компенсацией в ходе деградации покровного оледенения, стоком большого объема талых ледниковых вод (короткий эпизод в ходе образования селижаровской долины прорыва), приростом площади водосбора и гидроклиматическими факторами (установленный для центра Восточно-Европейской равнины климатически обусловленный рост поверхностного стока в позднеледниковье). Положение современной долины Волги является унаследованным: установлено наличие понижения в дочетвертичных породах, а также существование среднеплейстоценовой (домосковской) погребённой долины. Углубление долины сменилось горизонтальными деформациями русла в среднем голоцене, а в позднем русло стабилизировалось. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена происходила эоловая аккумуляция на междуречьях, прилегающих к долине р. Волги.

5.2. История долины р. Волги в пределах Верхневолжской низины

Верхневолжская низина, в отличие от Валдайской возвышенности, в морфоструктурном плане соответствует не возвышенности с устойчивыми к денудации породами каменноугольного возраста, а Московской мезозойской равнине, сложенной податливыми к денудации отложениями (см. разд. 2.1, рис. 2.1.3). Это определяет характер современного рельефа, наследующего древнюю дочетвертичную низину с отдельными останцовыми фрагментами.

В Тверском Поволжье у д. Сеславье дочетвертичные отложения вскрыты скв. 191009, где в основании скважины нами зафиксированы известняки, сопоставленные (согласно имеющимся геологическим данным, см. разд. 2.1) с отложениями московского яруса среднего карбона (рис. 5.2.1 – 5.2.2). В окрестностях д. Сеславье кровля их залегает ниже уровня уреза р. Волги, однако, вероятно, выше по течению рассматриваемого участка они обнажаются и в бортах долины. Об этом можно судить по обилию обломков известняка вдоль уреза реки (рис. 4.2.8). Ниже по течению г. Твери у с. Каблуково дочетвертичные отложения представлены глинами келловейского яруса средней юры. Это установлено по фондовым материалам (Отчёт Конаковской ..., 1965), глины вскрыты на глубине около 108 – 109 м абс., ниже уреза р. Волги (рис. 5.2.2).

В Угличско-Мышкинском Поволжье кровля коренных отложений крайне неровная (см. раздел. 2.1). Дочетвертичная поверхность расчленена глубокими долинами, одна из которых зафиксирована на профиле у погоста Рудина Слобода (по фондовым материалам, Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971; рис. 5.2.3). Кровля коренных пород от примерно 105 м

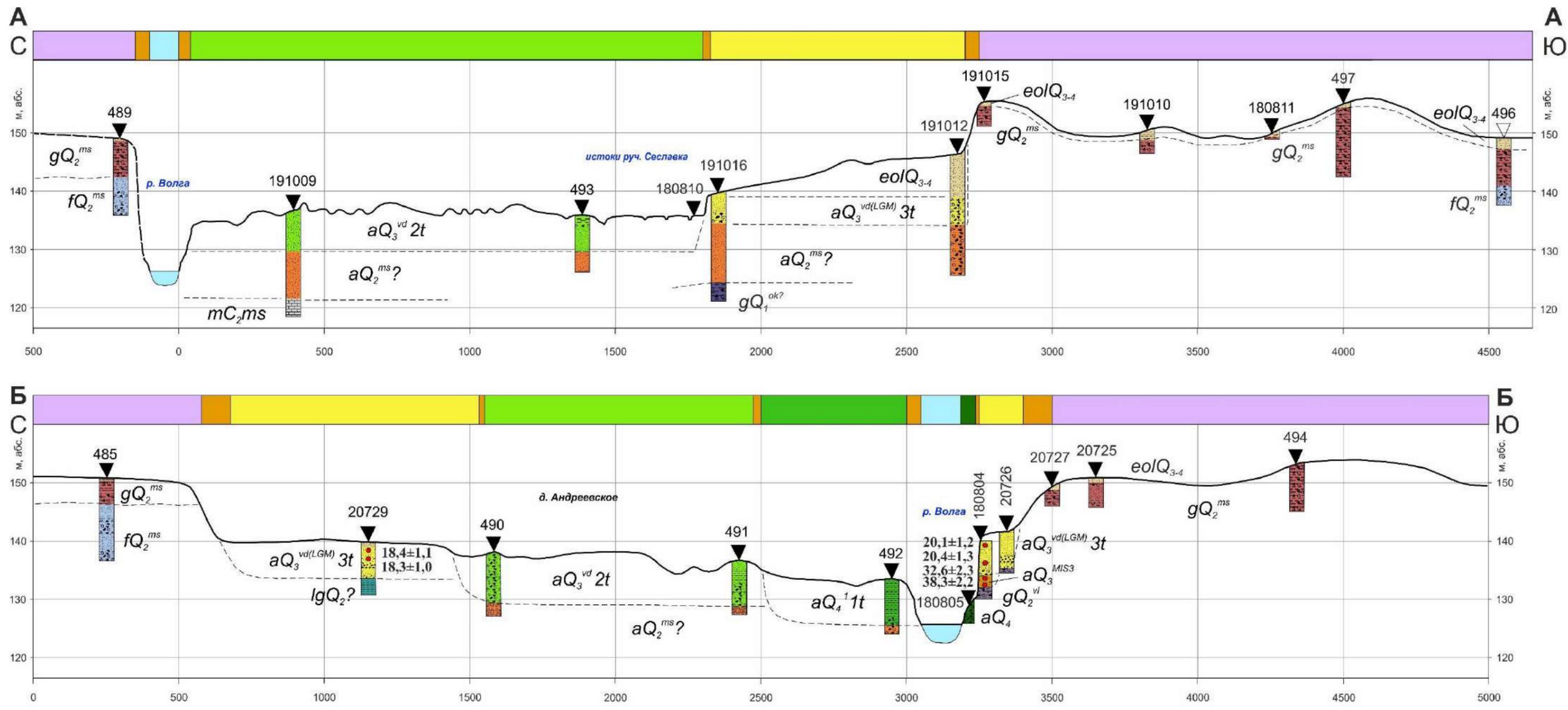


Рис. 5.2.1. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги; ключевой участок «Сеславье» (профили AA и BB). Условные обозначения на рис. 5.1.1.

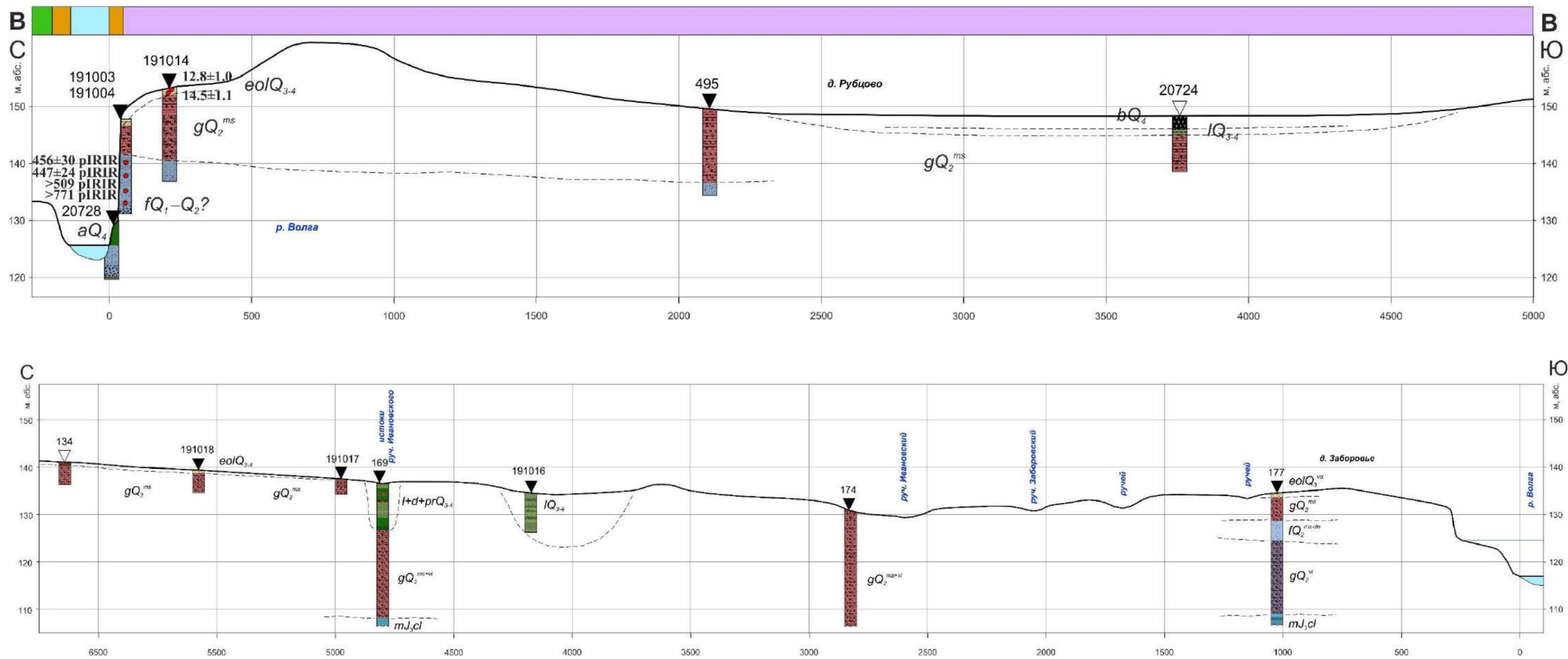


Рис. 5.2.2. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги;
 сверху: ключевой участок «Сеславье» (профиль ВВ);
 внизу: ключевой участок «Каблуково».
 Условные обозначения на рис. 5.1.1.

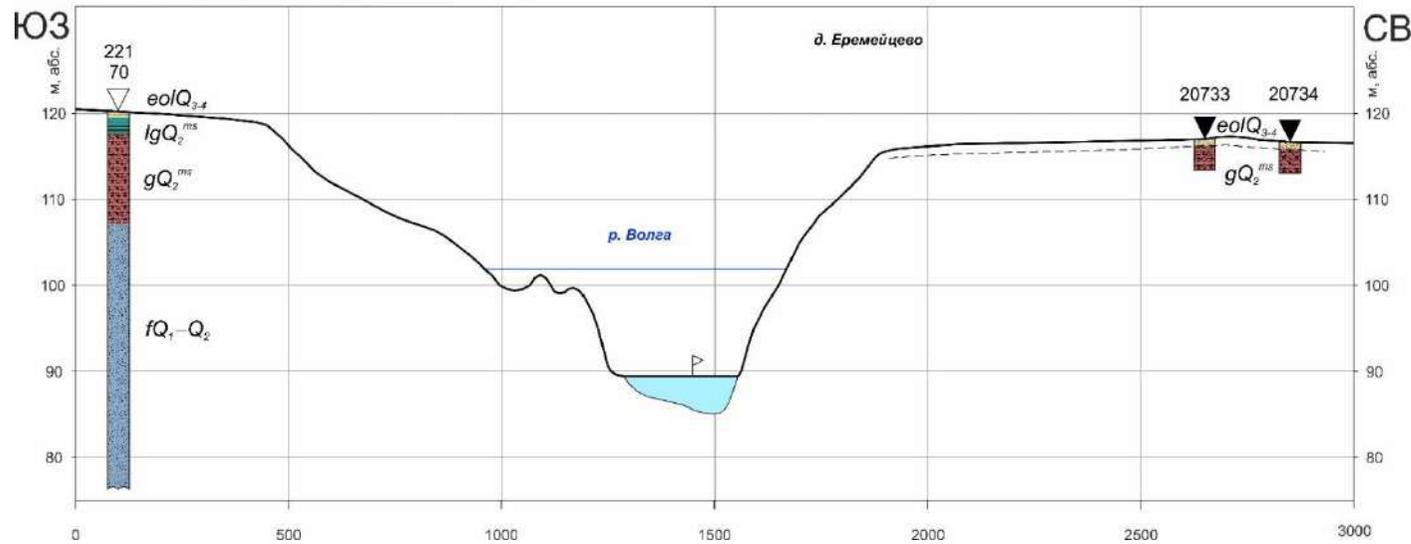
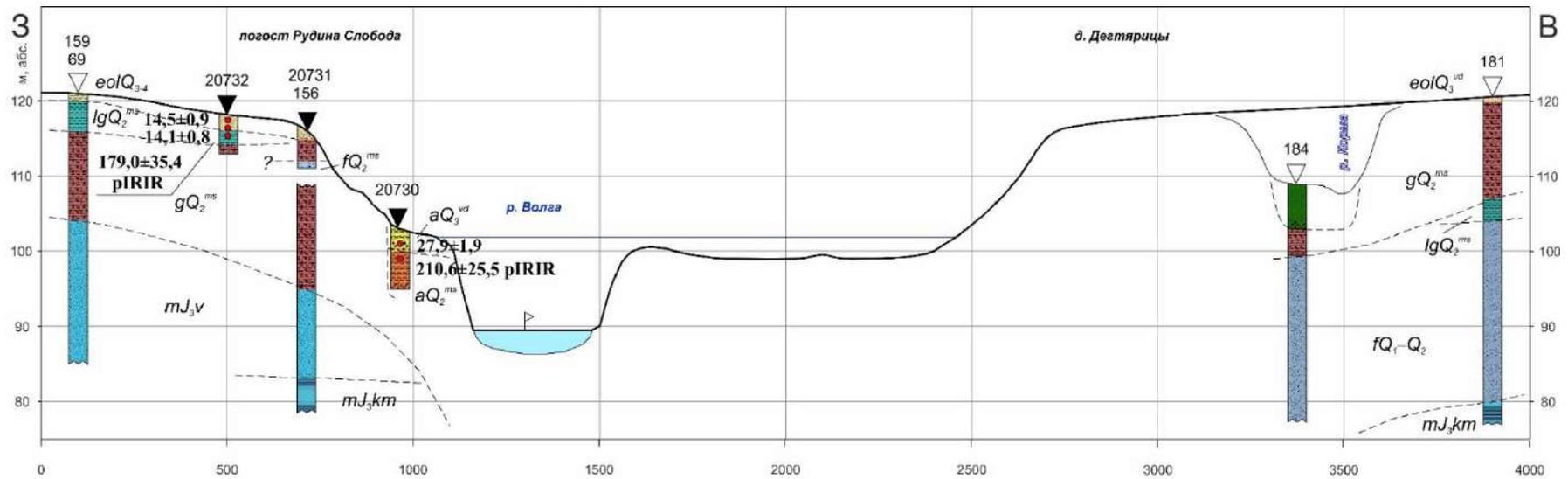


Рис. 5.2.3. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги; ключевой участок «Рудина Слобода». Условные обозначения на рис. 5.1.1.

абс. опускается до 40 м абс. Глубокие понижения дочетвертичного рельефа заполнены мощной толщей четвертичных, преимущественно песчаных (флювиогляциальных ?), отложений и местами наследованы долинами современных крупных рек.

Дочетвертичные отложения перекрыты четвертичными отложениями разнообразной литологии и генезиса. В окрестностях д. Сеславье основании скв. 191016 (примерно на уровне уреза р. Волги) вскрыты опесчаненные лёгкие суглинки, литологические особенности которых позволяют нам предполагать, что это ледниковые отложения (рис. 5.2.1, профиль АА). Время их формирования, исходя из стратиграфических позиций, вероятно относится к раннему плейстоцену, предположительно к окскому оледенению. У с. Каблуково ниже г. Твери дочетвертичные отложения перекрыты мощными (более 20 м) толщами ледниковых образований – морены. Точное определение возраста этих морен невозможно, однако, наиболее вероятно, что отложения такой мощности образовались в течение нескольких ледниковых эпох среднего (а, возможно даже и раннего) плейстоцена, а разделяющие их межморенные толщи не сохранились или сохранились частично (как в скв. 177; рис. 5.22).

Над коренными породами и мореной раннеплейстоценового оледенения обнаружены мощные (в Угличско-Мышкинском Поволжье мощность достигает 60 м (Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971)) песчаные толщи (рис. 5.2.3). Они прослежены под разными гипсометрическими уровнями, в створе разрезов «Моркино Городище», «Кокаево», у погоста Рудина Слобода их кровля зафиксирована на высоте около 10 – 15 м над урезом.

Подошва этой толщи зафиксирована нами у д. Сеславье на глубине около 5 м ниже уреза. В Тверском Поволжье отложения практически не нарушены последующими процессами осадкообразования, тогда как в окрестностях Углича имеют сильно дислоцированный характер (рис. 4.2.24). Исходя из предположений А.А. Величко (1964), такие нарушения являются проявлением гляциотектоники.

Численный возраст этих песчаных толщ не позволяет сделать однозначный вывод о времени их формирования на разных участках: результат датирования методом ОСЛ из обнажений «Моркино Городище» (рис. 4.2.12), «Кокаево» и «Коптюшка» (рис. 4.2.20), а также скв. 20730 (у погоста Рудина Слобода) оказался запредельным или близким к запредельному (Risø-198629 – 198631, Risø-198636 – 198639, Risø-198642 – 198644; Risø-208642). Такой результат датирования можно объяснить как неполной засветкой материала из-за особенности его переноса (например, во внутриледниковом или подледном водном потоке), так и реальным возрастом, превышающим возможности ОСЛ метода датирования. Вероятно, что в рассматриваемом случае на результат датирования могли воздействовать

оба этих фактора. Стоит отметить, что подморенные песчаные отложения с запредельными или близким к запредельному ОСЛ-возрастом обнаружены и ниже по течению от рассматриваемого участка в Ярославско-Костромской низине (Utkina et al., 2022).

В разрезе «Коптюшка» песчаные толщи сменяются переслаиванием тонко- и мелкозернистых песков с прослоями суглинка (рис. 4.2.20, глубина 1 – 2,5 м), которые нами рассматриваются как озёрные, возможно аллювиально-озерные. Даты, полученные из этих отложений, залегающих без размыва, свидетельствуют об их накоплении в домосковское время. Возможно, суглинистый прослой в основании этой озёрной толщи – это проявление перерыва в осадконакоплении в результате активизации склоновых процессов. Тем не менее имеющиеся данные позволяют зафиксировать, что накопление отложений разреза «Коптюшка» происходило не позднее московского оледенения. С большой долей вероятности можно утверждать, что аккумуляция материала происходила в течение длительного периода времени, возможно, начиная с раннего плейстоцена, при этом более древние отложения местами были сильно размывы или переработаны.

По песчаным толщам этих отложений из некоторых разрезов д.г.н. О.К. Борисовой (ИГ РАН) был проведён палинологических анализ отдельных образцов по разрезу «Моркино Городище». Результат анализа показал полное отсутствие пыльцы и спор, за исключением редких обломков цист динофлагеллят и гиф грибов. Такое полное отсутствие пыльцы не характерно для аллювиальных отложений и, возможно, косвенно свидетельствует о перемещении в водно-ледниковом потоке.

Исходя из имеющихся данных генезис этих отложений определён с определённой долей условности: очевидно (исходя из литологических особенностей отложений), что они накапливались в условиях водного потока (либо руслового, либо водно-ледникового). Прослеживание этой толщи на значительном расстоянии в Тверском Поволжье (рис. 5.2.4) позволило установить, что максимальные мощности на этом участке приурочены к долине р. Волги, а к северу и югу от неё мощность песков сокращается местами до полного выклинивания. Такая же ситуация фиксируется и в районе Углича – Мышкина (Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971). В то же время, исходя из имеющихся геологических материалов, утверждать, что это фрагменты одной и той же древней долины сложно: единая система этих понижений и заполнений не зафиксирована. На геолого-геоморфологических профилях (рис. 5.2.1 – 5.2.3) эти отложения показаны в качестве нерасчленённых флювиогляциальных ранне- среднеплейстоценовых отложений, а под низкими гипсометрическими уровнями – домосковских аллювиальных (в частности, по скв. 20730, в основании которой получен возраст отложений, составляющий $210,6 \pm 25,5$ тыс. лет (Risø-208642). Интерпретация отложений как древнеаллювиальных используется для корреляции

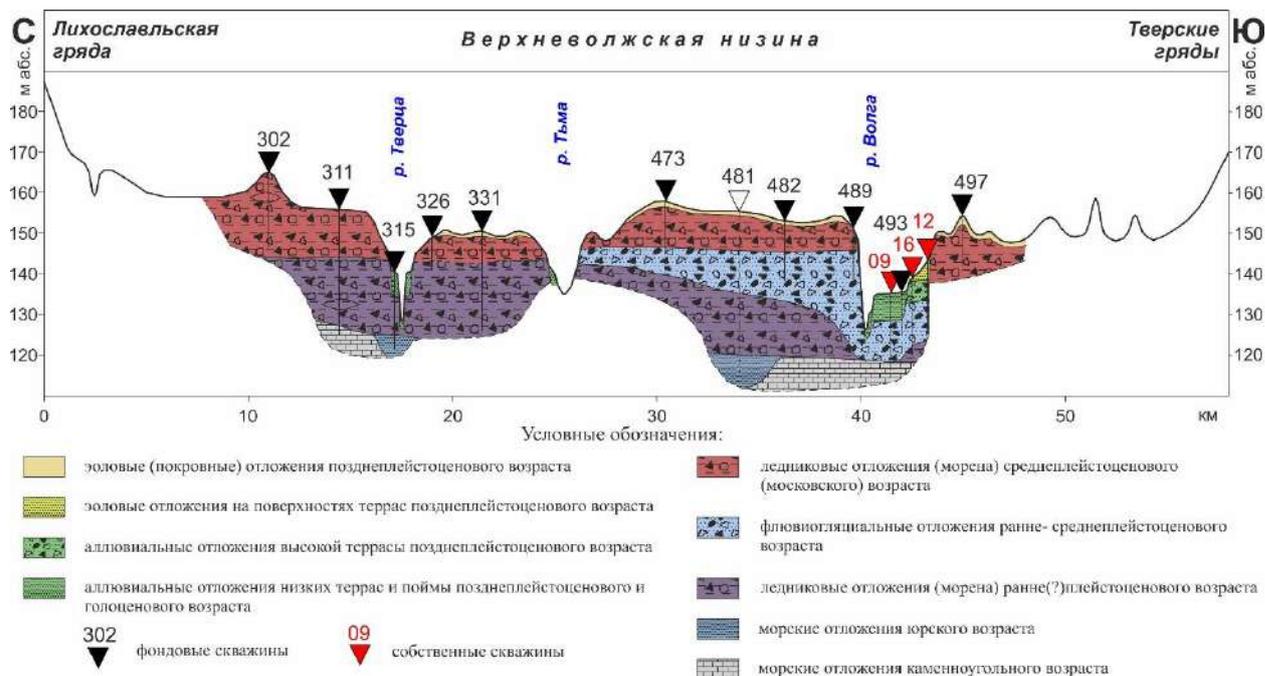


Рис. 5.2.4. Схематический геолого-геоморфологический профиль через Верхневолжскую низину от Лихославльской гряды до Тверских гряд. Составлен по фондовым материалам (Отчёт Калининской ..., 1965).

с районом верховья Волги (у устья р. Большой Коши), где предполагаемые нами отложения домосковской долины Волги также вскрываются под низкими гипсометрическими уровнями. Таким образом, можно предполагать наличие как минимум водноледникового потока по оси современной долины р. Волги в течение среднего плейстоцена, а возможно и раннего плейстоцена.

Выше мощных песчаных толщ, местами с поверхности, залегают толщи диамиктона – тяжёлого, среднего суглинка, насыщенного разноразмерным обломочным материалом, – по нашему представлению, ледниковые отложения. Мощность морены в среднем (установленная по разрезу «Моркино Городище», рис. 4.2.12) составляет 5 – 6 м, максимальная (по фондовым данным) до 10 м. По нижней границе морены (контакту с подстилающими песками) зафиксированы структуры захвата, (рис. 5.2.5) характерные для ледниковых отложений (Rappol, 1987, по Астахову, 2020) и являющиеся одним из важнейших диагностических признаков донной морены (Астахов, 2020).



Рис. 5.2.5. Текстуры захвата по подошве морены в обнажении Моркино Городище (фото автора).

К ледниковым отложениям нами также отнесены тяжёлые суглинки с обломками вскрытые в разрезах

«Новосёлки» и залегающая с поверхности толща в разрезе «Кокаево». Такой вывод о генезисе этих отложений был сделан на основании их особенностей – тяжёлого суглинистого состава, обломочных включений разного размера, особенно валунов (рис. 4.2.20 – 4.2.23).

Эта морена является рельефообразующими отложениями для междуречий, прилегающих к долине р. Волги в пределах Верхневолжской низины. Относительно возраста этой морены в течение XX века существовала дискуссия (см. разд. 2.3). Данные о возрасте перекрываемых отложений, полученные по району у устья р. Большой Коши, позволяют нам утверждать, что формирование этой морены следует относить к московскому оледенению. Отложения московской морены формируют типичный волнисто-холмистый ледниковый рельеф (рис. 5.2.6). В окрестностях д. Сеславье и Моркино Городище это поверхности на высотах около 150 м абс., с отдельными холмами преимущественно изометрической формы, вершины которых достигают 160 м абс. Подошва московской морены на этом участке достаточно выдержана и располагается на высоте около 140 м абс. (рис. 5.2.1 – 5.2.2). В окрестностях д. Каблуково ледниковая равнина имеет более выположенный рельеф, располагается на высотах 135 – 140 м абс. (рис. 5.2.2; Баранов, 2021). В Угличско-Мышкинском Поволжье московская морена перекрыта толщей более молодых четвертичных отложений, её кровля достигает примерно 115 – 120 м абс. (рис. 5.2.3).

На некоторых участках междуречий вдоль долины р. Волги архивными скважинами (Мирчинк, 1935; Отчёт Конаковской ..., 1965; Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971), а также в разрезе «Кокаево» вскрыты моренные толщи, общая мощность которых местами достигает 40 м. Наиболее вероятно, что это продукт накопления нескольких ледниковых эпох (Г.Ф. Мирчинк (1935) выделяет три), но по причине вскрытия их в скважинах и отсутствия межледниковых отложений расчленение морен затруднительно, а местами невозможно, ибо они представляют литологически единую толщу.

Отложения, относимые нами к ледниковым, вскрыты и в основании разреза «Сеславье» на правом берегу р. Волги в уступе гипсометрического уровня 13 – 15 м над урезом (рис. 4.2.12 и 5.2.1). В соседнем разрезе «Моркино Городище» на этом уровне морена не обнаружена (см. рис. 4.2.12), при этом подошва московской морены, расположенная на высоте около 140 м, на 10 м ниже кровли этой морены. Кровля вскрытой в скв. 191016 предположительно раннеплейстоценовой (окской) морены также сильно глубже, чем в разрезе «Сеславье». Мы предполагаем, что формирование этой ледниковой толщи следует сопоставлять с вологодской ледниковой эпохой. Тот факт, что она больше нами в разрезах по Верхневолжской низине достоверно нигде не установлена коррелирует

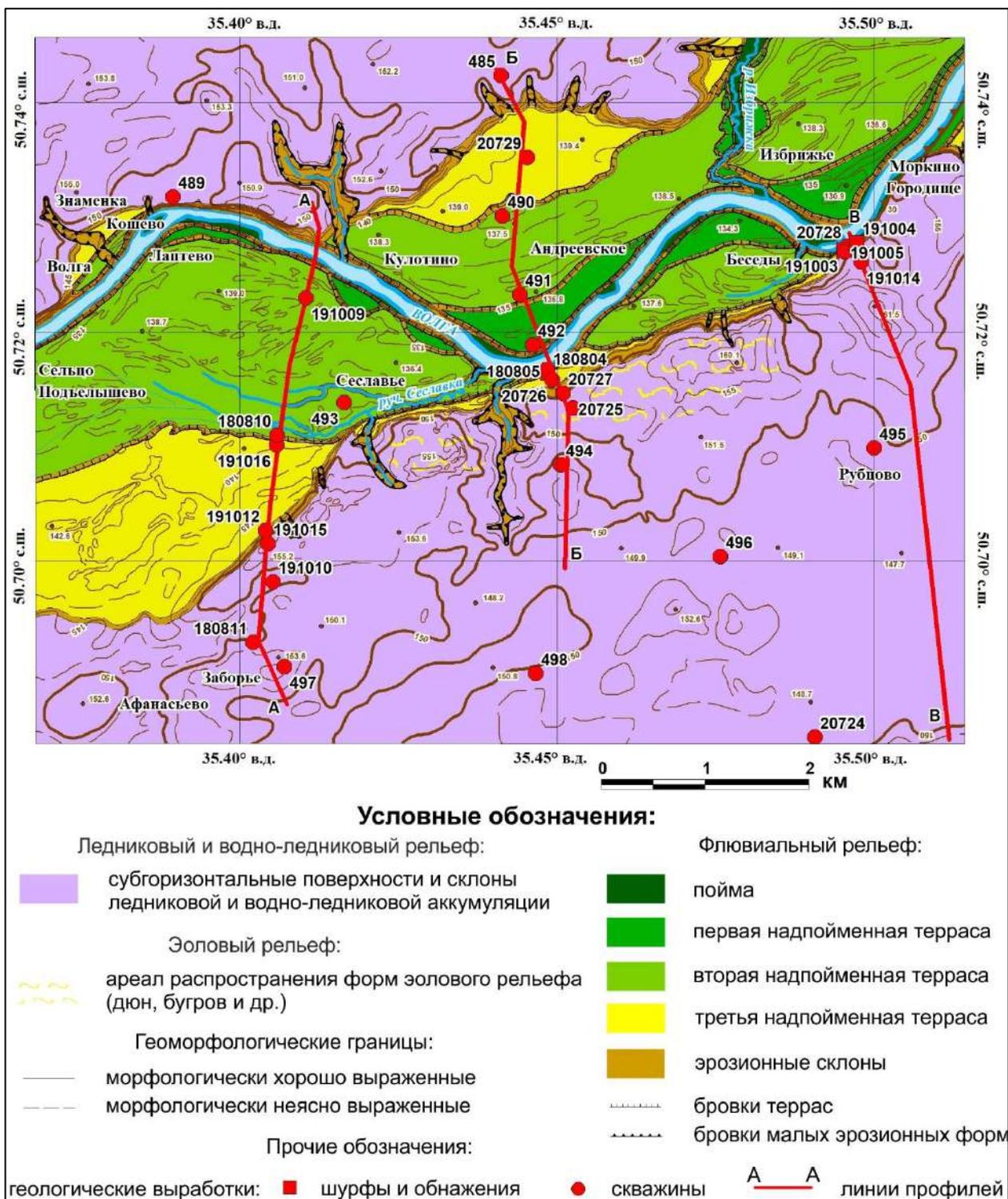


Рис. 5.2.6. Геоморфологическая карта долины р. Волги и прилегающих междуречий в Тверское Поволжье; ключевой участок «Сеславье».

и с участком Валдайской возвышенности – где она вскрыта фрагментарно у устья р. Большой Коши. Наиболее вероятным представляется, что эта морена в значительной степени размыта, сохранилась в виде отдельных фрагментов или принимает участие в строении мощных моренных толщ, где её выделение затруднено.

Под московской мореной в разрезе «Новосёлки» вскрыта толща тонких слюдистых алевроитов, рассматриваемых нами в качестве озёрно-ледниковых (рис. 4.2.23). Такие же отложения установлены архивной скважиной 181 (Отчёт Угличско-Рыбинской ..., 1971) в основании моренной толщи. Предполагается, что перед началом экспансии московского ледникового покрова (или во время осцилляций его края) в бассейн р. Волги в пределах Верхневолжской низины здесь могло формироваться приледниковое озеро, следы которого зафиксированы в виде описанных отложений.

В отличие от Валдайской возвышенности в Верхневолжской низине нашими данными не установлено, что московская морена перекрывается песчаными и песчано-гравийными толщами флювиогляциала (рис. 5.2.1 – 5.2.3). Тем не менее в Угличско-Мышкинском Поволжье над московской мореной обнаружены отложения, литологические особенности которых (тонкопесчаный, алевроитистый и суглинистый состав, тонкая горизонтальная слоистость, в том числе прослойки частиц разной крупности, схожая с классическими варвами, отсутствие включений обломочного материала) свидетельствуют об их образовании в озёрно-ледниковых условиях.

При этом характер рельефа междуречий Угличско-Мышкинского Поволжья отличается от описанного нами в Тверском Поволжье. Здесь он более выположен, имеет мягкие очертания и небольшие перепады высот (рис. 4.2.15, рис. 5.2.7). Мы предполагаем, что в период деградации московского ледникового покрова эта территория переходила в озёрный этап развития. Возможно, это были озёра вдоль края деградирующего ледника, возможно – разлив озера в Молого-Шекснинской низине за счёт поступления талых ледниковых вод. О московском времени образования этих озёрно-ледниковых отложений свидетельствует их возраст (по скв. 20732) $179,0 \pm 35,4$ тыс. лет pIRIR (Risø-208646).

В средней части разреза «Сеславье» (6 – 8 м от бровки, 7 – 9 м над естественным урезом Волги) установлены песчаные отложения, рассматриваемые нами как аллювиальные. ОСЛ возраст их свидетельствует о накоплении в средневалдайское время. Исходя из этого мы предполагаем, что эти отложения – аллювий средненевалдайской р. Волги, сохранившийся от размыва в последующие эпохи. Ограниченное распространение аллювия этого времени косвенно свидетельствует о менее крупных, чем современные, размерах средневалдайской Волги и ее долины.

Исходя из приведенных в главе 4 данных по строению долины и возрасту заполняющих ее отложений можно заключить, что наиболее высокая терраса р. Волги в Верхневолжской низине располагается на высотах не более 15 м над урезом, что впервые было высказано ещё Н.А. Преображенским (1941). Проведённые нами работы не выявили более высоких аллювиальных уровней в долине р. Волги: выше 15 м над урезом

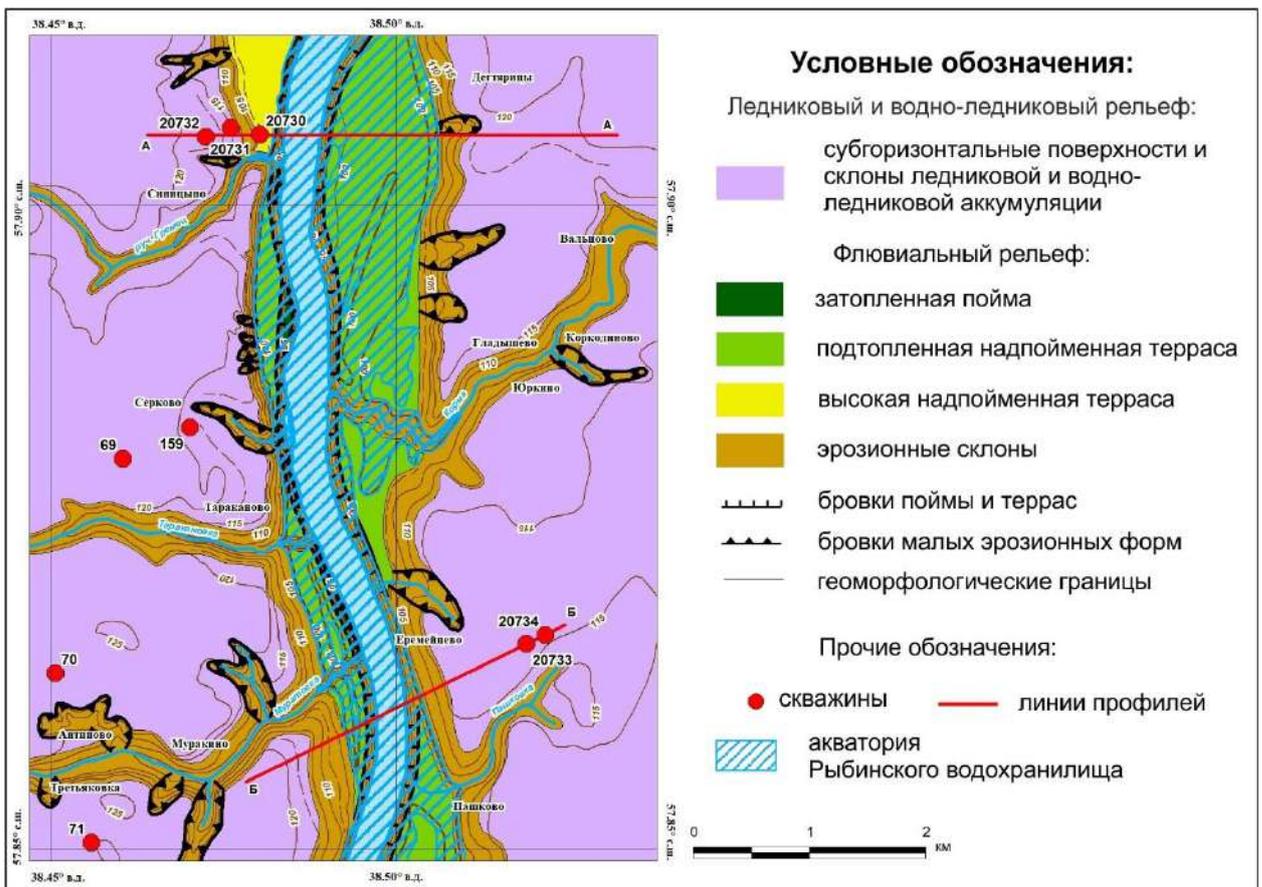


Рис. 5.2.7. Геоморфологическая карта долины р. Волги и прилегающих междуречий в Угличско-Мышкинское Поволжье; ключевой участок «Рудина Слобода».

простирается в Тверской области пологоволнистая, а в Ярославской практически плоская поверхность междуречья, образовавшаяся в результате ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Не подтверждается существование надпойменных террас на высотах около 20, 25, 30 м над урезом, выделенных в работах Г.Ф. Мирчинка, В.А. Новского, В.В. Дашевского, Г.В. Обедиентовой и др. и при геологической съёмке (см. разд. 4.2.1). Особенности выделенных высоких «террас»: слабая морфологическая выраженность уровней, невыдержанность по высоте, а также явно не характерны для аллювиальных образований малые мощность (1 м и менее) и крупность (тонкий песок, пыль) материала, интерпретируемого как аллювий, зачастую плащеобразное облекание этим материалом самых разных уровней рельефа.

Нашими работами на разрезах «Моркино Городище» (соответствует разрезу у д. Сеславье) и «Новосёлки» (близ г. Углича), представленных Г.В. Обедиентовой (1977) как разрезы московско-валдайской террасы (17 – 25 м абс.), а также в окрестностях погоста Рудина Слобода установлено, что поверхности, рассматриваемые исследователями в качестве высоких террасовых уровней, сложены озёрно-ледниковыми и ледниковыми отложениями, при этом отложения, которые могли бы быть интерпретированы как аллювий

террас, отсутствуют. В дополнение к этому следует добавить, что А.А. Величко (1964) под г. Угличем (см. разд. 4.2.1) показал, что ступенчатость междуречий (выявленная исследователями) обусловлена не флювиальными процессами и образованием надпойменных террас, а особенностями геологического строения – выклиниванием моренных горизонтов в разрезе четвертичных отложений.

В то же время целый ряд исследователей выделяет широкую аллювиальную поверхность на высоте примерно 14 – 15 м над урезом (см. разд. 4.2.1). Нами были уточнены высоты этой террасы: в Тверском Поволжье она расположена на высоте 14 – 15 м (Баранов, Третниченко, 2019), в Угличско-Мышкинском к ней нами были отнесены уровни выше 12,5 м абс (рис. 5.2.1 – 5.2.3). Эта терраса описана нами у д. Сеславье Тверской области и погоста Рудина Слобода Ярославской области, к ней следует относить первую террасу Г.Ф. Мирчинка (1935, 1948), выделенную у современного г. Дубны и прослеженную у г. Калязина и г. Углича (у г. Углича – выделена А.А. Величко (1964) на более низких высотах, а ступень, указанная Г.Ф. Мирчинком не является аллювиальным уровнем), надпойменную террасу Н.А. Преображенского (1941), вторую террасу В.А. Новского (1945, 1958), первую надпойменную террасу В.В. Дашевского (1969), а также средний в окрестностях Твери и Конаково и низкий в Угличско-Рыбинском Поволжье террасовый уровень, выделенный при геологической съёмке. Предполагается, что в окрестностях погоста Рудина Слобода эта терраса – единственная из надпойменных террас Волги, которая не затоплена водами Рыбинского водохранилища.

Ширина наиболее высокой террасы р. Волги в пределах Верхневолжской низины по данным наших исследований и с учётом материалов предыдущих исследований невыдержана. Встречаются как широкие сегменты (первые километры), так и узкие (десятки и первые сотни метров). Площадка террасы ровная, часто выположенная, но может быть и наклонной к руслу за счёт увеличения высоты в тыловой части. В частности, это нами установлено по профилю АА у д. Сеславье (рис. 5.2.1). Мы предполагаем, что рыхлые и сыпучие тонко-мелкозернистые пески, местами переходящие в алевроиты, вскрытые скв. 191012 от поверхности до глубины 8 м являются эоловым надувом на поверхность террасы. Аллювий террасы песчаный, причём крупность материала увеличивается вниз по разрезу, в основании с гравием, гальной и местами мелкими валунами (базальная фация). Мощность аллювия террасы по нашим представлениям в среднем составляет 6 м: подошва выделяется по основанию базальной фации. Это в целом соответствует указанной мощности аллювия по этой ступени более ранними исследованиям (см. разд. 4.2.1). Подстиляется аллювий более древними песками, поэтому зачастую чётко выделить подошву не представляется

возможным. Так, например, с долей условности она проведена по профилю АА у д. Сеславье. У погоста Рудина Слобода подошва аллювия террасы не установлена.

Формирование этой террасы, по нашим представлениям началось во время последнего ледникового максимума, около 18 тыс. лет назад (Baranov, Utkina, Panin, 2022). Такой вывод мы делаем на основании возраста аллювия высокой террасы, полученной методом ОСЛ по разрезу «Сеславье» (Risø-198632 – 198633) и скв. 20729 (Risø-208637 – 208639), рис. 5.1.1). Удревнение дат из разреза «Сеславье» примерно на 2 тыс. лет, по мнению А.О. Уткиной (ИГ РАН), является причиной не полной засветки материала, при этом даты по скв. 20729 следует считать более надёжными и достоверными. Эти данные коррелируют с участком Валдайской возвышенности, где формирование высокой террасы р. Волги сопоставляется с этим же временем.

Таким образом, исходя из наличия в разрезах домосковского, средне- и поздневалдайского аллювия, достоверно установлено, что аллювиальные условия в бассейне Верхней Волги существовали как минимум с московского времени, в частности во время максимума последнего оледенения (Baranov, Utkina, Panin, 2022). Этот вывод ставит под сомнение концепцию Д.Д. Квасова (1975) о существовании в Верхневолжской низине обширной Верхневолжской системы приледниковых озёр, формировавшихся в поздневалдайское время в результате подпруживания р. Волги покровным оледнением (см. разд. 1.4). Наивысший уровень существования озера определялся им как 145 м абс. по порогу стока через долину р. Нерли. Получается, что вся территория, покрывавшаяся этим озером, по крайней мере должна была испытать воздействие от его существования: должны были сформироваться береговые линии, на дне озера должны были аккумулироваться озёрные отложения.

Однако в рельефе мы не видим форм берегового палеорельефа, а в отложениях – осадков поздневалдайского возраста, которые мы могли бы интерпретировать как озёрные. Обнаруженные нами отложения, которые могут рассматриваться как озерно-ледниковые имеют установленный возраст, относящийся к предпоследней (московской) ледниковой эпохе. Широко распространённые на поверхностях, рассматриваемых в качестве днища приледникового озера, слоистые супесчаные отложения имеет признаки эолового осаконакпления (подробнее см. далее) и также не могут рассматриваться в качестве озёрных отложений ППО.

На значительной территории предполагаемой Квасовым Верхне-Волжской системы ППО с поверхности залегает московская морена. Понижения ледникового рельефа заполнены суглинистыми, часто с песчаными прослоями, отложениями – как, например, в скв. 191016. Однако их пространственное расположение очень ограничено локальными

понижениями, поэтому они не могут выступать в качестве аргумента, подтверждающего существование масштабного приледникового озера. За отсутствие озера выступают данные, полученные по сопредельным участкам, в частности по Дубнинской низине (Rapiņ et al., 2020; Панин и др., 2022), где с конца среднего валдая реконструируются флювиальные обстановки осадкообразования. Ниже по течению р. Волги, в Ярославско-Костромской низине также следов существования крупного приледникового озера не установлено (Borisova et al., 2022).

Вдоль долины р. Волги выше г. Твери юго-восточнее долины прослежена древняя ложбина стока (Геологическая ..., 1976), выделенная по заболоченному и оторфованному линейному понижению на высоте около 24 м над урезом (148 м абс., см. рис. 5.2.2). Буровые работы (скв. 20724) установили наличие суглинков с обломками, которые мы интерпретировали как московскую морену. Понижение ледникового рельефа после деградации оледенения, вероятно, было занято локальным озером, где происходило осаждение суглинистого материала, а затем – уже в более позднее время – началось торфонакопление. Следов водно-ледникового потока обнаружено не было.

Вторая надпойменная терраса р. Волги по нашим представлениям располагается на высоте 10 – 12 м над урезом, снижаясь в Угличско-Мышкинском Поволжье до 8,5 – 11,5. Терраса на всём протяжении имеет значительную ширину, местами достигая 1,5 км и более. Ввиду столь широкого распространения этот гипсометрический уровень описан практически всеми исследователями на всём протяжении Верхневолжской низины, но интерпретирован по-разному. Г.Ф. Мирчинк (1935, 1948) выделял его у Дубны и Углича и считал этот уровень пойменным, И.С. Васильева (1938) у Твери и первой надпойменной террасой, А.И. Спиридонов (1938) у г. Калязина – высокой поймой, В.Г. Хименков (1936, по Н.А. Преображенскому, 1941) у г. Углича – пойменной террасой, сам Н.А. Преображенский (1941) – древней террасой, В.А. Новский (1958) выше Рыбинска – первой надпойменной террасой, Г.В. Обедиентова (1962, 1977) на всём протяжении – второй надпойменной, А.А. Величко (1964) у г. Углича – пойменным, В.В. Дашевский (1969; Дашевский, Лаврушин, 1981) у г. Углича – пойменным, А.А. Цыганов (2018) в г. Твери – второй надпойменной террасой.

Помимо значительной ширины террасы и её хорошей морфологической выраженности для неё характерна хорошая сохранность пойменного рельефа (гривы, гряды и межгривовые понижения), местами – формы эолового рельефа на поверхности, а также заболоченность тыловой части террасы. Она, в частности, отмечена А.А. Цыгановым (2018) и установлена нами у д. Сеславье. Аллювий террасы описан нами у д. Сеславье. Он представлен песчаными отложениями разной крупности от мелко- до крупно-

грубозернистых песков. Подошва аллювия на глубине около 6 м установлена по резкой смене крупности песков от крупно-грубых до мелких. По нашим представлениям, подстилается аллювий террасы более древними образованиями. По данным некоторых авторов, мощность аллювия этого гипсометрического уровня в некоторых местах (у д. Сеславье (Обедиентова, 1962, 1977); в г. Твери (Васильева, 1938) достигает 10 – 12 м, вероятно это связано с невозможностью в разрезе отделить более молодые пески аллювия от более древних образований. Тем не менее большинство исследователей указывают мощность аллювия в 5 – 7 м, в связи с чем, а также с данными по мощности аллювия этой террасы в пределах Валдайской возвышенности позволяют нам полагать, что установленная в 6 м мощность аллювия террасы наиболее близка к действительности. Палинологические спектры по аллювию этой террасы, приводимые Г.В. Обедиентовой (1962, 1977), указывают на раннюю фазу потепления, что не противоречит концепции врезания реки от уровня наиболее высокой террасы во время последнего ледникового максимума.

Первая надпойменная терраса в Верхневолжской низине по нашим представлениям выражена очень ограниченно, что в целом подтверждает данные Г.В. Обедиентовой. В Тверском Поволжье первая терраса выделяется нами на высоте 7 – 8 м над урезом при ширине не более 500 м. Этот гипсометрический уровень также выделен Д.Е. Диком (1938), В.А. Новским (1958), Г.В. Обедиентовой (1962), а также геологами-съёмщиками, причём всеми он рассматривался в качестве пойменного. По историческим данным известно, что величина половодий на Волге до образования водохранилищ могла достигать 10 м, исходя из этого этот уровень, очевидно, затапливался в наиболее многоводные годы. Тем не менее на основании хорошей морфологической выраженности и сопоставлении с данными по Валдайской возвышенности мы относим этот гипсометрический уровень к террасовому, а не пойменному. На участке ниже г. Твери этот уровень проследить не удалось: для дневного наблюдения он недоступен из-за водохранилищ, а малая ширина не позволяет выявить его по имеющимся топографическим картам.

К пойменному уровню нами отнесены все гипсометрические ступени ниже 5 м над урезом. Пойма имеет ограниченное распространение – фрагменты обычно очень узкие, не превышают первые десятки метров. С учётом опубликованных и фондовых материалов, можно выделить два уровня поймы – низкий, не более 2 – 2,5 м над урезом, и высокий – 3 – 5 м. Низкий уровень обычно представляет собой наклонную к урезу песчаную площадку, часто обводнённую и заросшую кустарником. Высокий уровень имеет чёткий уступ, а также более плоскую площадку.

Хронология долины в пределах Верхневолжской низины в настоящем исследовании по большей рассматривается на основании корреляции с участком Валдайской возвышенности. Образование современной долины началось во время последнего ледникового максимума, когда формировался аллювий наиболее высокой третьей надпойменной террасы. Во время деградации оледенения началось направленное углубление долины, образовалась лестница террас. В начале голоцена сформировалась первая надпойменная терраса, а в более поздние периоды голоцена – пойма. Крупные изменения долина испытала в течение XX века, когда были заложены Иваньковское, Угличское и Рыбинское водохранилища, так что значительная часть долины оказалась затоплена.

В разрезах «Моркино Городище», «Новосёлки», а также в других местах вдоль долины р. Волги с поверхности вскрыты тонкие пески, алевриты, местами перекрытые более крупными песками. Эти отложения рассматриваются нами как эоловые (или нивейно-эоловые, по В.И. Астахову, 2020), на основании их крупности, однородности и текстуре (рис. 3.3.4, справа). В пользу эолового генезиса этих осадков говорят и результаты микроморфологического анализа, выполненного к.г.н. ИГ РАН Н.В. Карпухиной: отмечается практически мономинеральный состав (90% зёрен – кварцевые), высокая степень сортировки частиц, а также высокая степень окатанности зёрен (3 – 4 класс окатанности). Обращает на себя характер залегания этих отложений – покровный, облекающий разнообразные формы рельефа междуречий (рис. 5.2.1 – 5.2.3). В то же время такие отложения отсутствуют внутри долины. Аналогичные супесчаные отложения, отличающиеся облекающим характером залегания, высокой степенью сортировки материала, пылеватостью и местами тонкой слоистостью описываются группой палеопочвоведов под руководством А.О. Макеева в Кимрско-Калязинском Поволжье (Makeev et al., 2019; Куст, 2021; Kust et al., 2022; Makeev et al., 2023).

ОСЛ-датирование отложений из шурфа рядом с разрезом «Моркино Городище», а также из скв. 20732 у погоста Рудина Слобода показало возраст деградации поздневалдайского оледенения: 15 – 14 тыс. лет. Группой А.О. Макеева приводится более широкий возрастной диапазон 12 – 17 тыс. лет (Makeev et al., 2023), однако также свидетельствующий о накоплении толщ в познеледниковье.

Мы предполагаем, что эти покровные толщи образовались в период активного формирования террас Волги, песчаный аллювий которых выдувался ветром на внедолинное пространства. Большое количество форм рельефа, рассматриваемых нами как дюны, зафиксировано в придолинной части междуречья у д. Сеславье (рис. 4.2.13).

Также стоит отметить на сходство рассматриваемых отложений с озёрными и озёрно-ледниковыми образованиями – возможно, именно их принимали за отложения обширных приледниковых озёр Верхневолжской низины. Тем не менее, у погоста Рудина Слобода нами зафиксированы оба типа этих отложений в одном разрезе: установлено, что озёрно-ледниковые отложения имеют более тяжёлый литологический состав, при этом имеется ярковыраженная слоистость по размерности частиц. У покровных эоловых образований имеющаяся слоистость по крупности как правило не выражена по простиранию, а также и по мощности, что не позволяет их с литологической точки зрения относить к озёрным отложениям. Известный возраст образования этих осадков также выступает в поддержку эоловой гипотезы их образования: в это время на тех высотах не могло быть условий ППО, так как уже существовала современная р. Волга (Baranov, Utkina, Panin, 2022).

Таким образом, установлено, что широко распространённые на территории Верхневолжской низины тонкопесчаные, супесчаные и алевритистые отложения не являются ни отложениями высоких «террас» (и как следствие эти «террасы» не являются аллювиальными поверхностями, как ранее предполагали Н.А. Преображенский (1941) и А.А. Величко (1964)), ни поверхностями озёрной аккумуляции, а имеют эоловое (или нивейно-эоловое, по В.И. Астахову, 2020) происхождение.

В ходе проведённого исследования установлено, что Верхневолжская низина представляет собой ледниковую и водноледниковую равнину московского оледенения. Наиболее высокая выраженная в современном рельефе терраса р. Волги имеет поздневалдайский возраст – это значит, что аллювиальные обстановки в это время уже существовали. Установленные фрагменты средневалдайского аллювия позволяют предполагать, что долина р. Волги образовалась до последнего оледенения (возможно после московского оледенения), однако в значительной степени была уничтожена последующим развитием долины. Наличие в разных местах погребённого аллювия домосковского и более древнего времени может свидетельствовать о наследовании современной долиной древнего (домосковского, а может быть и более древнего) вреза.

Углубление долины р. Волги и формирование лестницы надпойменных террас происходило с времени максимума последнего оледенения и во время его деградации и завершилось в голоцене. Существование аллювиальных обстановок в позднем валдае опровергает гипотезу Д.Д. Квасова (1975) о существовании в это время на значительной части Верхневолжской низины Верхне-Волжской системы ППО. Озёрные и озёрно-ледниковые обстановки имели ограниченное распространение во время московской

ледниковой эпохи и зафиксированы лишь в Угличско-Мышкинском Поволжье. Во второй половине поздневалдайской эпохи – раннем голоцене на междуречьях образовался покров супесчано-алевритистого материала, источником которого были песчаные отложения аллювия террас р. Волги.

5.3. История долины р. Вычегды в нижнем течении

Долина современной р. Вычегды наследует понижение дочетвертичного рельефа (рис. 2.1.7), также исследователями XX и XXI века установлены четвертичные врезы правых Вычегды, заполненные песчаным материалом (см. разд. 2.2). Согласно последним данным о границе поздневалдайского оледенения (см. подробно разд. 2.3), территория бассейна нижней Вычегды располагается за границей его распространения, в области рельефа московского (вычегодского) оледенения. Рельефообразующими отложениями на данной территории является вычегодская морена (рис. 2.2.4). К вычегодской морене нами отнесены плотные тёмно-серые, красновато-коричневые тяжёлые суглинки с большим количеством разноразмерного обломочного материала, вскрытые в обнажениях у с. Слободчиково, урочище Вегово, с. Литвино, д. Якимовская, а также в основаниях разрезов Запань Яреньга и Харитоново. Поверхности, слагаемые этими отложениями располагаются на высоте около 30 м, местами (как, например, у д. Якимовской) опускаясь до 17 м над урезом р. Вычегды. Исходя из этого, можно утверждать, что аллювиальные уровни р. Вычегды располагаются ниже этой отметки.

Для корреляции описанных разрезов, выделения террасовых уровней и прослеживания их на рассматриваемом участке долины был составлен продольный профиль русла р. Вычегды от устья р. Сысослы до слияния с р. Малой Северной Двиной, на который были нанесены рассматриваемые разрезы различных террасовых уровней, встреченных в долине нижней Вычегды (рис. 5.3.1). Детальное комплексное исследование разрезов террасовых уровней позволило выявить то, что в их строении принимают участие не только аллювиальные толщи, но и отложения другого генезиса (склоновые, эоловые и др.), поэтому при выделении террасовых уровней основным критерием было положение кровли аллювия относительно уреза реки. На основании особенностей рельефа различных частей долины, геоморфологической позиции разрезов, литологических, текстурных особенностей вскрытых в них отложений и данных об их численном возрасте установлено, что в долине нижней Вычегды можно выделить четыре уровня надпойменных террас и несколько уровней поймы.

К наиболее высокой (четвёртой) надпойменной террасе отнесены поверхности на высоте 14 – 17 м над урезом р. Вычегды у с. Гам, с. Межег (в обоих случаях по правому

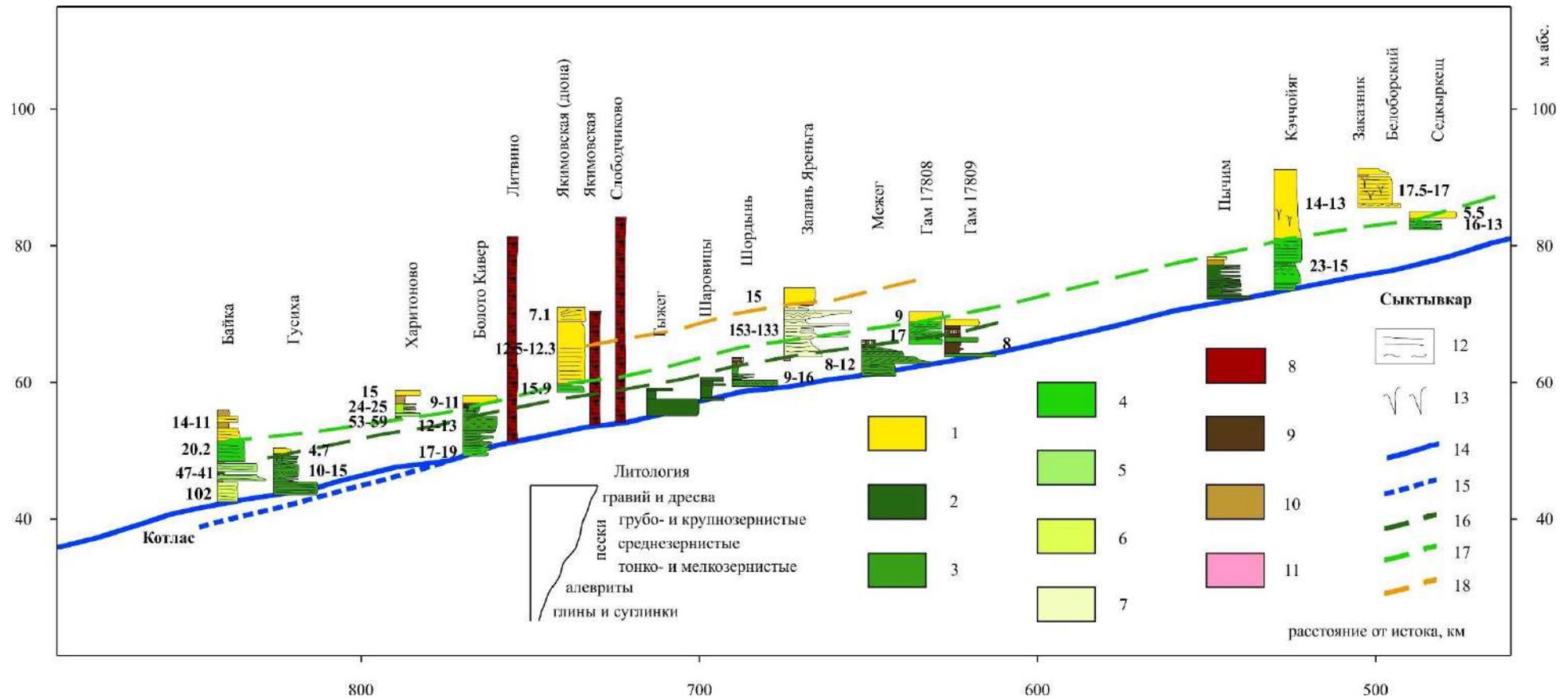


Рис. 5.3.1. Продольный профилль долины р. Вычегды с разрезами террасовых уровней.

Условные обозначения: генезис и возраст: 1 – голоценовые и полярные золовые отложения, аллювий: 2 – средне- и позднеголоценовый поймы, 3 – позднеполярный и раннеголоценовый первой надпойменной террасы, 4 – полярный второй надпойменной террасы, 5 – лайский и бызовской третьей надпойменной террасы, 6 – сулинский, 7 – поздневычегодский четвертой надпойменной террасы, 8 – вычегодская морена, 9 – биогенные отложения, 10 – деллювий, 11 – коренные породы; 12 – текстуры, 13 – криодеформации, 14 – русло р. Вычегды, 15 – прогибание русла в ПЛМ, 16 – кровля аллювия поздневычегодской террасы, 17 – кровля аллювия второй террасы, 18 – кровля аллювия первой террасы.

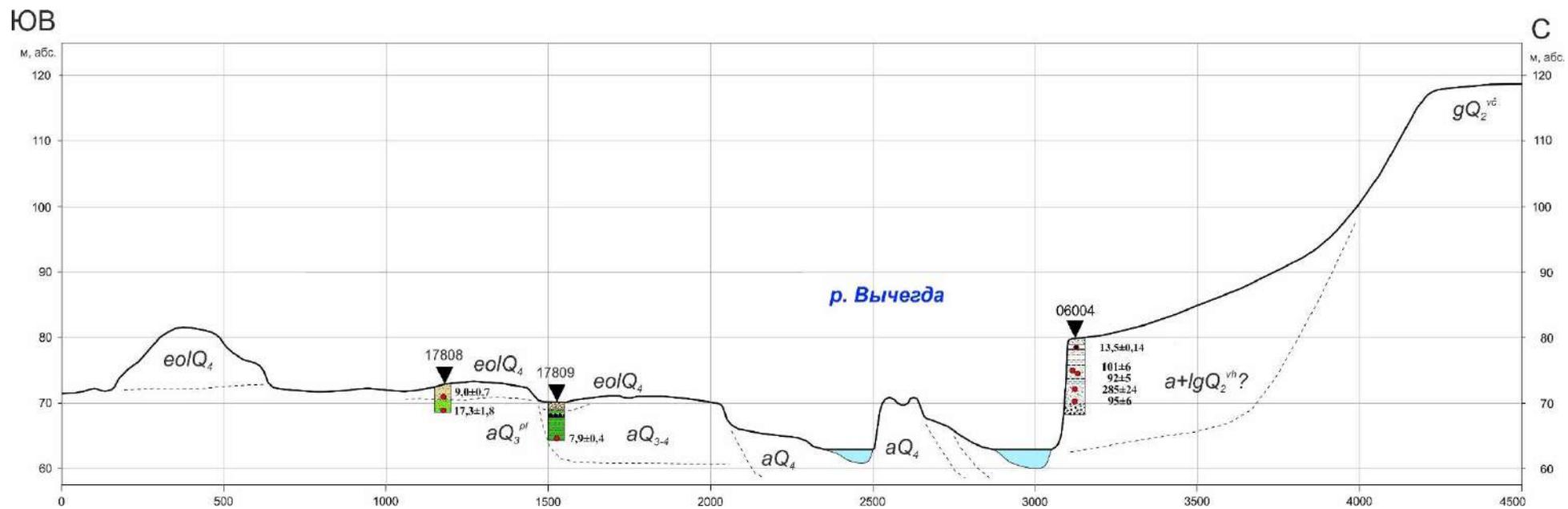


Рис. 5.3.2. Геолого-геоморфологический профиль через долину р. Вычегда в створе с Гам. Условные обозначения на рис. 5.3.1.

берегу) и д. Запань Яреньга (по левому берегу). Строение этого уровня было детально изучено в обнажении у д. Запань Яреньга. Предполагается, что верхние 2,5 м обнажения накапливались не в аллювиальных или озерных, а в эоловых обстановках: об этом свидетельствует высокая однородность и хорошая сортированность песка, отсутствие слоистости (массивная текстура) и иных признаков отложения в водной среде, а также плащеобразное залегание на наклонной поверхности со значительным размахом высот. Возраст этого эолового покрова по ОСЛ данным порядка 16 тыс. лет (см. рис. 4.3.17).

Ниже, до глубины 10 м (примерно 4 – 7 м над урезом) в разрезе у д. Запань Яреньга залегает сложнопостроенная толща песчаных отложений с прослоями как более тонкого (глины, суглинки), так и более грубого материала (рис. 4.3.17). Такая же сложнопостроенная толща характера и для разреза у с. Гам (см. разд. 4.3.1 и рис. 5.3.2), где исследователями выделяются несколько озёрных пачек, представленных глинистым и суглинистым материалом. Предполагается полигенетическое озёрно-аллювиальное происхождение этих осадков в обоих разрезах: вероятно во время образования толщ существовали нестабильные условия осадкообразования. Датирование отложений из разреза Запань Яреньга по кварцу показало разброс значений от запредельного до 116 тыс. л.н., при этом данные о возрасте отложений разреза у с. Гам (Lyzá et al., 2014) также неоднородны: от 92 до 285 тыс. л.н. (рис. 5.3.1). Исходя из данных о литологическом строении террасы и установленного численного возраста мы предполагаем, что формирование отложений террасы происходило в условиях, когда сток ещё был ограничен из-за непосредственной близости тающего ледника. Такие условия могли существовать во время деградации вычегодского оледенения.

Схожесть разрезов «Запань Яреньга» и «Гам» также обеспечивается наличием более молодой «надстройки» в обоих разрезах. В «Запань Яреньге» это описанные выше эоловые толщи, тогда как в разрезе «Гам» – пачка озёрных отложений (Лавров, Потапенко, 2005). А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко (2005, 2012) приводится радиоуглеродная дата 11600 ± 130 {13591 – 13321 кал. л. BP¹} (МГУ-474) из верхней части разреза, свидетельствующая о завершении осадконакопления на поверхности террасы в позднеледниковье поздневалдайского оледенения. Мы считаем, что возраст этих отложений не свидетельствует о времени её образования, а говорит о локальном осадкообразовании в конкретном месте. Комплекс полученных данных по террасовидной поверхности 14 – 17 м над урезом позволяют нам предположить, что аналогичная терраса у железнодорожного

¹ Калибровочная кривая IntCal20 (Reimer et al., 2020)

моста через р. Вычегду в окрестностях с. Межег, также может быть отнесена к четвёртной надпойменной.

Основание озёрно-аллювиальных толщ в разрезе «Запань Яреньга» залегает на коренных породах, обнажающихся здесь выше уреза р. Вычегды. В разрезе «Гам» подошва террасовых толщ имеет неровный характер, в центральной части обнажения опускается ниже уреза (Лавров, Потапенко, 2005, 2012), в других местах подстилается ледниковыми образованиями московского (вычегодского) оледенения (Lyzå et al., 2014). По отечественным данным (Лавров, Потапенко, 2005, 2012) и данным норвежских исследователей (Lyzå et al., 2014) мощность озёрно-аллювиальных отложений террасы составляет 7 – 8 м. Таким образом, мы предполагаем, что реальная высота наиболее высокого террасового уровня (соответствующая кровле аллювия) располагается на высоте 12 – 13 м.

На рубеже вычегодского оледенения и сулинского межледниковья началось активное углубление долины р. Вычегды с высоты 12 – 13 м над современным урезом и формирование уступа поздневычегодской террасы. Вероятнее всего, в сулинское межледниковье в днище долины преобладали аллювиальные обстановки, в связи с чем отложения этого времени имеют ограниченную сохранность в виду переработки в последующие периоды позднего плейстоцена. По нашим представлениям сулинский аллювий сохранился лишь в основании разреза Байка, где представлен горизонтально слоистыми песками на глубине 11 – 13,5 м (до 2,5 м над урезом) с возрастом порядка 102 тыс. лет. Даты по органогенному материалу, полученные для этого горизонта (см. рис. 4.3.24), не являются определяющими – ввиду заведомо запредельного для данного метода датирования возраста. Палинологические спектры, полученные по органическому материалу из прослоев в песках соответствуют ранним стадиям МИС 5 (Sidorchuk et al., 2001; Zaretskaya et al., 2023б). Перекрывающий этот аллювий прослой суглинка, по нашим представлениям, является деллювиальным образованием и маркирует перерыв в осадконакоплении. Выделенные Л.М. Потапенко (1971) в разрезе «Гам» озёрные отложения микулинско-ранневалдайского (сулинско-лайского) озера отнесены нами к более древним (поздневычегодским) образованиям (рис. 5.3.2).

К концу лайского и началу бызовского времени на основании численного датирования нами отнесены отложения из разрезов «Байка» (7,40 – 10,7 м, 41 – 76 тыс. л.н.) и «Харитоново» (3,3 – 3,8 м, 53 – 59 тыс. л.н.). На основании литологических признаков мы предполагаем, что это аллювиальные отложения. Кровля этого аллювия в разрезе «Байка» располагается на высоте около 6 м над урезом, в разрезе «Харитоново» – 8,5 м. Выше этих толщ в разрезе «Харитоново» вскрыты тонкопереслаивающиеся отложения с возрастом 24

– 25 тыс. лет – на наш взгляд накопление этих осадков происходило в результате пойменной аккумуляции при высоких уровнях половодий на рубеже бызовского и полярного времени. Венчают разрез «Харитоново» тонкослоистые пески с возрастом 15 тыс. л.н., которые мы считаем эоловыми.

На основании изложенных фактов мы считаем, что уровень аллювиальной аккумуляции для бызовского времени не превышал 8,5 м над урезом, и террасовидную поверхность у с. Харитоново следует рассматривать в качестве третьей надпойменной террасы р. Вычегды. К сожалению, террасовых уровней соответствующей высоты и геологического строения в долине нижней Вычегды больше обнаружено не было, поэтому выделение этого террасового уровня можно рассматривать со значительной долей условности. В то же время терраса бызовского времени выделена на средней и верхней Вычегде группой исследователей под руководством Н.Е. Зарецкой (Зарецкая и др., 2014; Чернов и др., 2015; Зарецкая и др., 2016; Zaretskaya et al., 2020), однако с высотой поверхности более высокой (от 15 до 28 – 30 м). Возможно, это связано как раз с надстройкой аллювиальной поверхности более молодыми отложениями другого генезиса. Тем не менее, мы считаем, что наши данные убедительно показывают существование в лайское и бызовское время флювиальных, а не озёрных, как это ранее предполагалось рядом исследователей (Лавров, Потапенко, 2005, 2012; Lyzå et al., 2011; Larsen et al., 2014), обстановок в долине нижней Вычегды.

Отложения полярного времени вскрыты в значительном количестве разрезов, представляющих разнообразие гипсометрических уровней. Тем не менее корреляция разрезов позволила разделить их на две группы: к первой отнесены разрезы террасовидных поверхностей с бровкой от 7 до 19 м относительно уреза, сложенные преимущественно песчаными осадками различной крупности, ко второй – разрезы террасовидных поверхностей с бровкой от 4,5 до 8,5 м относительно уреза, имеющих сложное строение (в осадочной летописи снизу вверх представлена последовательная смена песчаных, суглинистых и, местами, глинистых отложений, в большинстве случаев перекрытая торфами или торфами с прослоями песков).

К первой группе относятся разрезы «Седкыркеш» (рис. 4.3.10), «Кэччояг» (рис. 4.3.12), «Гам 17808» (рис. 4.3.15) и «Якимовская (дюна)» (рис. 4.3.20). Мы предполагаем, что эти разрезы иллюстрируют строение террасы, формировавшейся в последний ледниковый максимум и ранние фазы деградации полярного оледенения. К аллювию этой террасы нами были отнесены толщи в основаниях разрезов до высоты 6 – 7 м над урезом (рис. 5.3.1). Основание для отнесения к аллювию – литологические и текстурные признаки, в частности средне- крупнозернистый песчаный состав отложений, косая

(преимущественно) и горизонтальная слоистость, прослой с градационной слоистостью и знаки ряби. В большинстве разрезов верхняя часть аллювиальной пачки имеет более мелкую крупность (пойменная фация), которая в некоторых разрезах перекрывается прослоем суглинистого материала, который мы интерпретируем как деллювиальные отложения, фиксирующие перерыв в осадконакоплении. Предположение о возрасте формирования аллювия основано на данных инструментального определения возраста, который составляет 23 – 15 тыс. лет. К этому же времени формирования, по нашему представлению, следует относить песчаную толщу в разрезе «Байка», залегающую на глубине 4,40 – 7,40 м (6 – 9 м над урезом) с возрастом по ОСЛ порядка 20 тыс. лет (рис. 4.3.25).

Выше в этих разрезах залегают песчаные толщи, особенно мощные в разрезах «Кэччояг» (рис. 4.3.12) и «Якимовская (дюна)» (рис. 4.3.20). Наиболее очевиден генезис этих осадков для последнего разреза: в рельефе видно, что вдоль русла р. Вычегды на несколько километров протягивается гряда высотой порядка 10 – 15 м относительно фоновой поверхности (Zaretskaya et al., 2023a). Образование этой гряды, как и слагающих её осадков нами представляется как эоловое. Об эоловом генезисе свидетельствует высокая степень однородности отложений, а также форма их геоморфологического выражения. Источником материала, вероятно, были уступы самих террас, во многих местах незадернованные и в настоящее время. В разрезе «Кэччояг» отмечены ортзанцы (рис. 4.3.13), на наш взгляд также свидетельствующие об эоловом генезисе осадка: это следы геохимического барьера на подошве сезонно-талого слоя (СТС) многолетней мерзлоты, существовавшей в приледниковой области последнего оледенения. Ввиду постоянной эоловой аккумуляции вещества происходил рост поверхности террасы и, соответственно, постепенный подъём нижней границы СТС. О воздействии мерзлотных процессов на песчаные толщи можно судить по многочисленным криогенным деформациям, зафиксированных нами в описанных разрезах.

Кровля аллювия второй надпойменной террасы, к которой мы относим рассмотренные разрезы, по долине р. Вычегды располагается на высоте 6 – 7 м над урезом, однако в разрезе «Байка» поднимается до 9 м (рис. 5.3.1). При этом, только в разрезе «Байка» нами установлены более древние (сулинские, лайские, бызовские) аллювиальные образования, не сохранившиеся в других обнажениях. Мы предполагаем, что это связано с действием ГИА, распространявшихся в приледниковой области последнего оледенения – вдоль его границы образовывался прогиб, который был занят приледниковым подпрудным озером (Zaretskaya et al., 2023b). В долину р. Вычегды озёрные обстановки не распространялись – это нами не фиксируется по имеющимся разрезам, однако повышение

уровня кровли аллювия террасы, соответствующей времени максимума полярного оледенения можно интерпретировать как признак прогибания этой части долины во время накопления аллювия и последующего поднятия с врезанием русла. Сопоставляя с высотой кровли аллювия этого времени выше по течению, величину врезания можно оценить в 2 – 3 м (рис. 5.3.1).

Ко второй группе мы отнесли разрезы «Гам 17809» (рис. 4.3.15), «Межег 17815» (рис. 4.3.16), «Шордынь» (рис. 4.3.19), «Кивер» (рис. 4.3.21), «Гусиха» (рис. 4.3.23). Их строение имеет следующие общие закономерности. В основании разрезов залегают средне-крупнозернистые пески, которые мы интерпретируем как аллювиальные русловой фации. Затем, они постепенно сменяются переслаиванием тонко-мелкозернистых песков, местами с прослоями суглинка, а выше в некоторых разрезах – слоистыми суглинками с прослоями глин. Предполагается, что это аллювий пойменной и местами старичной фаций. Венчают разрезы переслаивание суглинков (аналогичных залегающим ниже) с торфами, а также торфов пылеватыми хорошо сортированными песками. Мы полагаем, что такое строение свидетельствует о нестабильной обстановке осадкообразования, в которой сменяются периоды разливов и половодий (прослой суглинков и глин), влажных (торфа и оторфованные горизонты, формировавшиеся при заболачивании) и сухих (пески, формировавшиеся путём надува) субаэральных условий.

Имеющиеся данные о численном возрасте отложений, слагающих данные толщи, дают нам право реконструировать следующую историю развития рельефа этого уровня. Около 13 – 15 тыс. л.н. произошло формирование уступа второй надпойменной террасы, вызванное углубление долины р. Вычегды с уровня на 1-2 м выше современного (соответствует уровню дна долины – кровли аллювия этого времени – 6 – 7 м над современным урезом, рис. 5.3.1). Вероятнее всего русло р. Вычегды располагалось ниже современного уреза – исходя из того, что кровля русловой фации террасы сейчас фиксируется на высоте 1,5 – 3 м над современным урезом, ниже гребней современных осередков и побочней. На этом уровне начала формироваться поверхность, которую в настоящее время мы рассматриваем в качестве первой надпойменной террасы. Дальнейшее развитие привело к росту поверхности террасы за счёт накопления пойменной фации аллювия, представленной переслаиванием тонко-мелкозернистых песков, алевритов и суглинков. Возможно, это связано с увеличением водности половодий, возможно – с подъёмом уровня воды за счёт аккумуляции вещества в русле. Мощность отложений, рассматриваемых нами в качестве аллювия пойменной фации составляет 3 – 5 м.

Численное датирование отложений аллювия этой террасы показывает возраст рубежа позднего плейстоцена и начала голоцена. Соответственно, климат в это время

становится более тёплым, развивается растительность, поэтому эоловые отложения (венчающие разрезы более высокой второй надпойменной террасы) сменяются на биогенные: поверхности террасы, дренаж которых затруднён ввиду суглинистого состава аллювия пойменной фации, заболачиваются. В более поздние периоды голоцена (а местами и в настоящее время – по свежим следам паводковых набросов), вероятно, происходят редкие затопления этой террасы, но в большинстве своём это чередование эолового и биогенного осадконакопления (что наиболее ярко отражено в осадках верхней части разреза «Гусиха» (рис. 4.3.24).

Особое положение в этом группировании занимает обнажение «Кивер» (рис. 4.3.21). В целом его строение более близко ко второй группе разрезов (ввиду наличия суглинков, торфов и песков в верхней части обнажения). Здесь нами не зафиксированы пески русловой фации аллювия, при этом численный возраст отложений в основании разреза соответствует времени образования второй надпойменной террасы. Мы предполагаем, что отложения этого обнажения являются заполнением русла р. Вычегды полярного (МИС 2) возраста и могут быть интерпретированы как старичные. Заполнение палеорула, не выраженного в современном рельефе и не дешифрируемое по космическим снимкам, происходило в течение поздних фаз полярной ледниковой эпохи, согласно численному возрасту 13,5 – 12 тыс. л.н. Когда уровень заполнения достиг высоты порядка 6 м над урезом, палеоруло, вероятно, сравнялось с фоновой поверхностью террасы, и дальнейшее осадконакопление аллювия (пойменной фации) происходило равномерно по всей поверхности террасы. В понижениях террасы на суглинках в условиях затруднённого дренажа формировались торфа. В более позднее время терраса была перекрыта эоловой грядой, ухвостье которой зафиксировано в одной из расчисток обнажения (рис. 4.3.21).

Строение современной поймы значительно отличается от первой надпойменной террасы р. Вычегды, по высотам в целом ей соответствующей. Уровни, отнесённые нами к пойменным зафиксированы на высоте до 6 м над урезом (наиболее типично – 4 – 5 м, рис. 5.3.1). В отличие от первой надпойменной террасы, для пойменных уровней характерна последовательная смена от песков русловой фации к алевроито-суглинистому материалу пойменной фации аллювия. Прослоев торфа, венчающих разрез, а также эоловых образований не зафиксировано. Рельеф пойменных поверхностей отличается характерным сегментно-гивистым рельефом, хорошо фиксируемся как на местности, так и по космическим снимкам.

Геологическое строение поймы зафиксировано нами в обнажениях «Пычим», «Гыжег», «Межег 17818», «Шаровицы». Состав руслового аллювия очень однороден, представлен косо- и горизонтально слоистыми песками, кровля его в некоторых местах

(«Межег 17818») поднимается до 5 м над урезом. Это наблюдение косвенно подтверждает предположение, что уровень уреза р. Вычегды поднялся относительно времени формирования первой надпойменной террасы. Особое значение для определения высоты пойменных сегментов имеют острова и осерёдки в русле р. Вычегды, формирование которых в некоторых случаях отнесено ко второй половине XX века исходя из сравнения одновременных топографических карт и космических снимков. Соответствие высоты современной поймы и первой надпойменной террасы приводит к тому, что при максимальных половодьях наиболее низкая террасовая поверхность также затопливается полыми водами, что оставляет следы в геологической летописи разрезов.

Маршрутные наблюдения за поймой в долине р. Вычегды в нижнем течении показали, что от устья р. Сыслолы до устья р. Яренги преобладают, в основном, высокие уровни поймы, 5 – 6 м над урезом (Пычим, Межег), а более низкие имеют подчинённое значение и выражены, главным образом, побочными и осерёдками. Ниже р. Яренги преобладающая высота пойменных сегментов составляет 3 – 4 м над урезом (Гыжег, Шаровицы), при этом ширина этих сегментов значительно возрастает (местами до нескольких километров). Вероятнее всего снижение высоты поймы связано с расширением дна долины и, как следствие, снижением высоты половодий при разливе водного потока на более обширное расстояние. Время образования поймы, по нашим представлениям, следует относить к среднему и позднему голоцену. Голоценовый возраст поймы указывается исследователями для средней и верхней Вычегды (Karmanov et al., 2011; Карманов и др., 2013, Чернов, Зарецкая, Панин, 2015).

Практически на всех террасовых уровнях нами зафиксированы отложения, которые мы интерпретировали как эоловые (рис. 5.3.1). Для них характерна высокая сортированность материала, пылеватость, местами (у д. Якимовской, у болота Кивер и др.) морфологическая выраженность в виде форм эолового рельефа – береговых дюн, гряд. Толщи эоловых отложений «надстраивают» террасовые уровни на различную высоту (Zaretskaya et al., 2023a). Так, в обнажении Седкыркеш это порядка 2 м, обнажение «Заказник Белоборский», по нашему представлению, полностью состоит из эоловых отложений, испытавших воздействие мерзлотных явлений, зафиксированных в виде клиньев и нарушений (рис. 4.3.11). Такие же клинья пронизывают и эоловую толщу обнажения «Кэччояг» (рис. 4.3.12), к которой мы относим верхние 13 – 14 м разреза. В разрезе «Гам 17808» и «Гам 17809» маломощный эоловый покров перекрывает оба разреза, однако южнее обнажения 17808 зафиксирована вдольбереговая дюна высотой 10 – 12 м и протяжённостью 4,5 км (рис. 4.3.15 и 5.3.2).

Эоловые отложения зафиксированы нами и на поверхности четвёртой надпойменной террасы у д. Запань Яреньга, где они увеличивают высоту на 2,5 м (рис. 5.3.1). Большой разрез эоловых отложений установлен в обнажении вдольбереговой дюны против д. Якимовской (рис. 4.3.20). Дюна протягивается вдоль уступа террасы на протяжении 11 км. Участвуют эоловые отложения и в строении верхней части разрезов «Кивер», «Харитоново», «Гусиха» (рис. 5.3.1). Мощную толщу разновозрастного аллювия перекрывают эоловые пески и в разрезе «Байка», зафиксированные нами на глубине 1 – 2 и 2,5 – 4,5 м от бровки. Песчаные эоловые толщи разделены маломощными прослоями суглинка, по нашему представлению имеющего деллювиальный генезис и фиксирующего разные этапы эолового осадконакопления (рис. 4.3.25; 5.3.1).

Причина столь мощных эоловых образований, перекрывающих различные аллювиальные уровни в долине р. Вычегды вероятно связана с песчаным составом аллювиальных отложений руслово фации. Русловой аллювий отмелей (осередков и побочней) активно развевается и в настоящее время, в позднеледниковье при более высоких скоростях ветра этот процесс происходил более активно и масштабно, что и фиксируется.

Возможно, одним из вариантов механизма аккумуляции эоловых отложений (главным образом, дюн, вытянутых вдоль бровок террас) следует рассматривать процесс, описанный в настоящее время для террас рр. Лены и Вилюя в Центральной Якутии (рис. 5.3.4; Галанин, Павлова, Климова, 2018; Галанин, Павлова, 2019).



Рис. 5.3.4. Эоловая аккумуляция на поверхности 35-метровой террасы р. Вилюя. Фото А.А. Галанина (Галанин, Павлова, 2019)

Таким образом, установлено, что с конца вычегодского оледенения в долине р. Вычегды существовали флювиальные обстановки осадкообразования. В поздневычегодское время формируется наиболее древняя четвёртая надпойменная терраса. Предполагается, что её высота по кровле аллювия составляет 12 – 13 м над урезом. В раннем и среднем валдае формируется третья надпойменная терраса с высотой по кровле аллювия до 8,5 м. В ПЛМ происходит формирование второй надпойменной террасы (6 – 7 м по кровле аллювия), а в позднеледниковье – первой (около 5 м по кровле аллювия, причём пойменная фация имеют повышенную мощность в сравнении с остальными уровнями террас). Формирование поймы р. Вычегды отнесено нами к голоцену. Также установлено, что в течение позднего плейстоцена и голоцена в бассейне нижней Вычегды

активно действовали эоловые процессы осадконакопления. Выявлено три этапа эоловой седиментации: 15 – 18 тыс. л.н., 11 – 14 тыс. л.н. и голоценовый. Эоловая аккумуляция в долине стала причиной значительной надстройки высоты надпойменных террас. Поэтому в долине р. Вычегды дневная поверхность террасовых уровней практически всегда не соответствует реальному уровню аллювиальной аккумуляции и увеличена за счёт действия неаллювиальных процессов (кроме эоловых, еще склоновых и биогенных – торфонакопление в болотах на поверхности низких террас).

5.4. Основные закономерности развития речных долин приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита

Исходя из полученных результатов исследования можно составить общую схему развития долин рек Волги и Вычегды (рис. 5.4.1). Долины обеих рек заложилась после деградации московского (вычегодского) оледенения. При этом следов позднемосковского аллювия в долине р. Волги не сохранилось, а в долине р. Вычегды поздневычегодский аллювий формирует наиболее высокую террасу. В первой половине позднего плейстоцена происходило развитие долины, её углубление, которое фиксируется по наличию МИС 5-3 аллювия. Выраженные в современном рельефе террасы формируются во время последнего ледникового максимума, фазы деградации поздневалдайского оледенения и раннем голоцене. К середине голоцена вертикальные деформации сменяются горизонтальными, а в настоящее время и они имеют ограниченный характер.

Один из потенциальных факторов развития речных долин приледниковых областей – это воздействие поля гляциоизостатических деформаций (см. подробнее разд. 1.4). Для выявления этого воздействия на речные долины юго-восточного сектора Скандинавского ледникового щита были построены совмещённые продольные профили террасовых уровней (рис. 5.4.2; Баранов, Панин, Зарецкая, 2020), выделенных в долинах рек Волги (в пределах Валдайской возвышенности и Верхневолжской низины) и Вычегды (в нижнем течении).

Из графика продольных профилей бровок террас видно, что все террасы р. Волги имеют уклон, в целом, соответствующий современному уклону реки (рис. 5.4.2А). Однако, высота над урезом наиболее верхней, третьей надпойменной террасы, формировавшейся во время последнего ледникового максимума, снижается от 15 – 17 м в районе устья р. Большой Коши до 13 – 14 в Угличско-Мышкинском Поволжье. При этом положение второй надпойменной террасы выдержано на всём рассматриваемом участке. Получается, что углубление долины реки в верховье р. Волги было более глубоким, и мы предполагаем, что

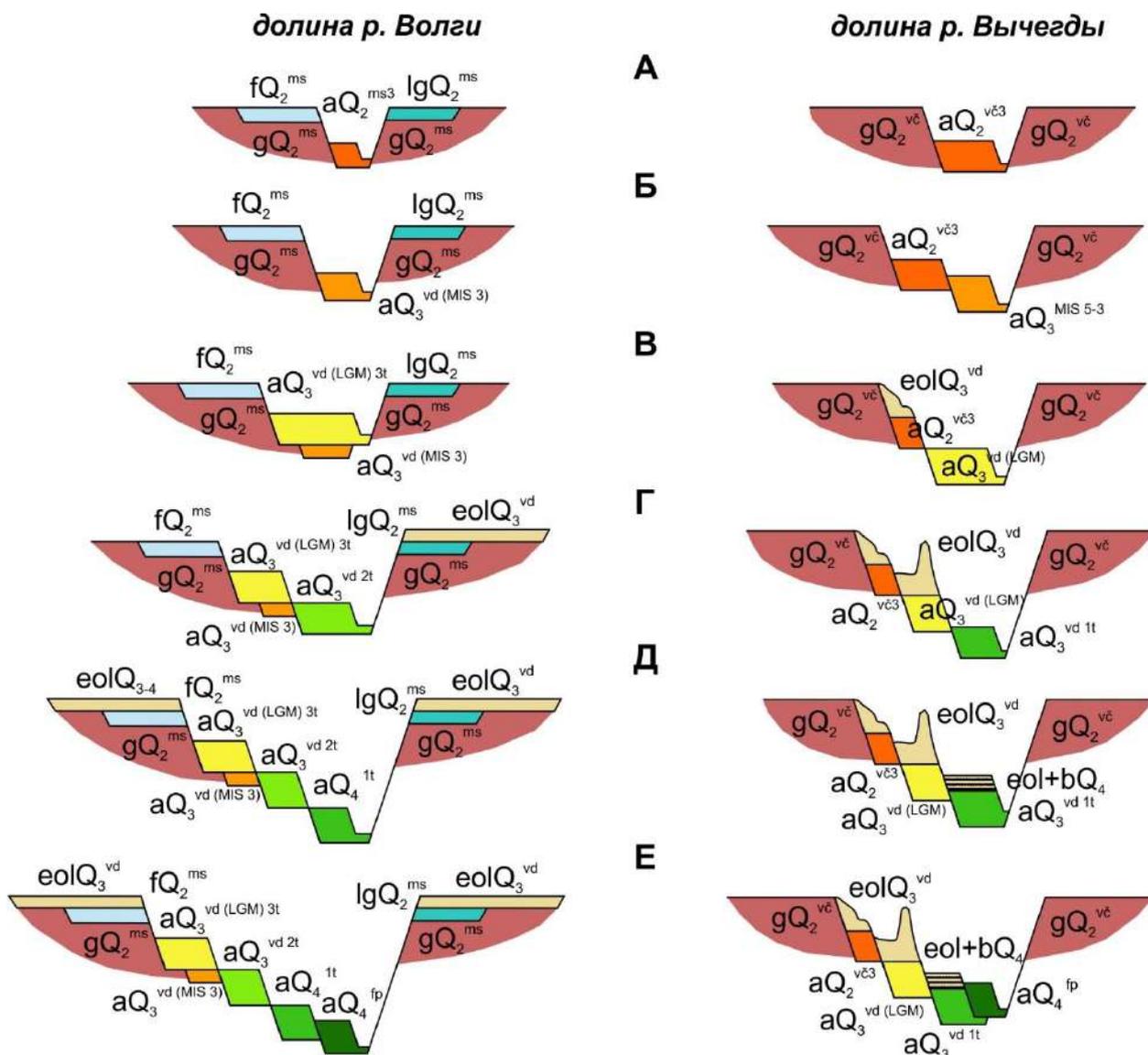


Рис. 5.4.1. Общая схема развития долин верхней Волги и нижней Вычегды.

А – в конце московского/вычегодского оледенения, Б – в послемосковское/послевычегодское – допоздневалдайское время, В – в максимум последнего оледенения, Г – в позднеледниковье, Д – в раннем голоцене, Е – в среднем и позднем голоцене. Условные обозначения на рис. 5.1.1.

это связано с гляциоизостатической релаксацией приледниковой области вдоль границы последнего оледенения.

Также обращает внимание продольный профиль первой надпойменной террасы. На верхней Волге она прослежена нами только до г. Твери. Предполагается, что она существует и под водами Иваньковского водохранилища, однако топографические карты на нынешние акватории Угличского и Рыбинского водохранилища указывают на то, что на данном участке первая терраса сливается с поймой. Этот факт отмечен ранее и Г.В. Обедиентовой (1962, 1977), однако она считала, что это «слияние» осуществляется ещё в районе г. Ржева. Исходя из численного возраста аллювия первой террасы, её формирование отнесено к раннему голоцену. Возможно, к этому времени ещё существовали какие-то

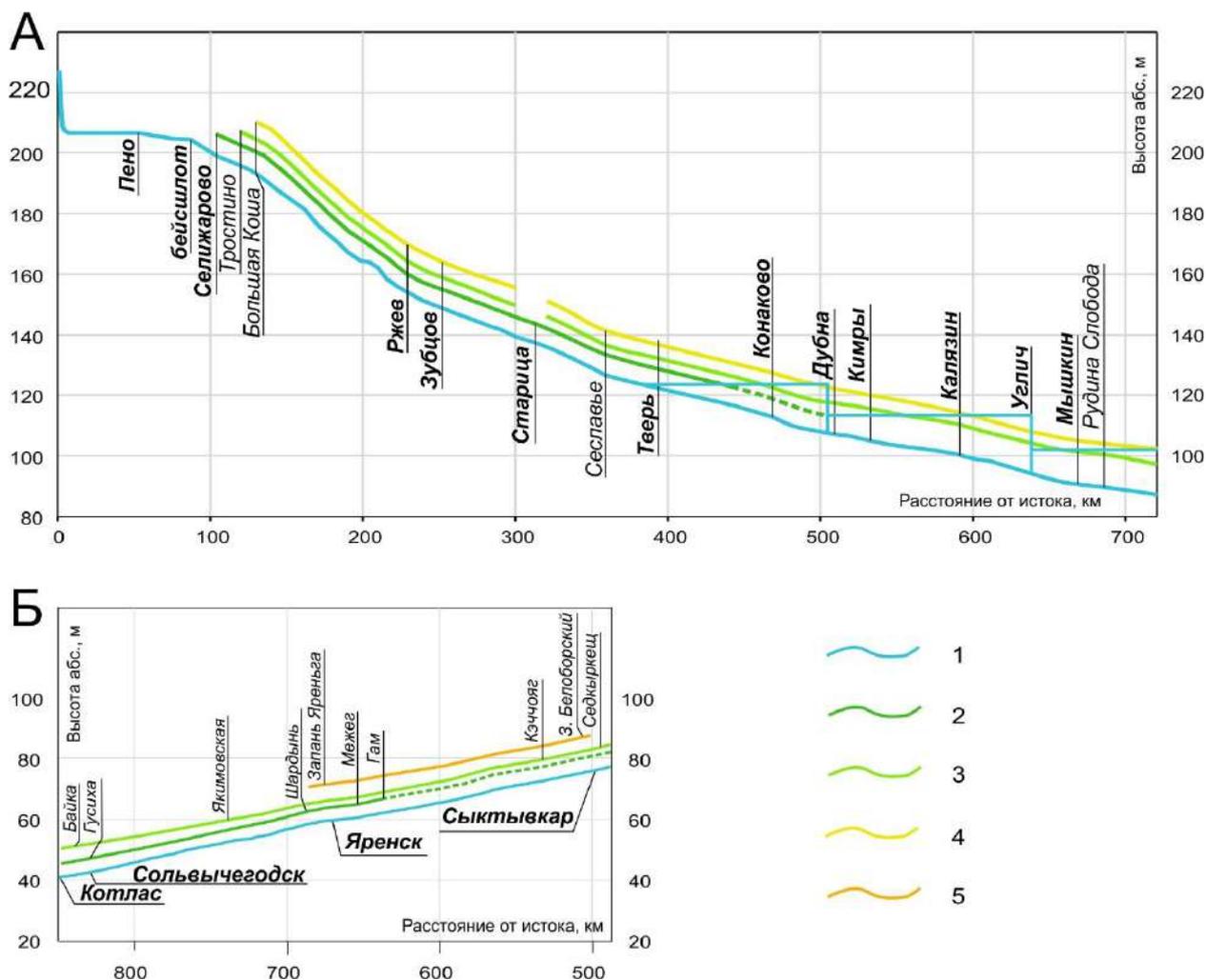


Рис. 5.4.2. Совмещённые продольные профили террасовых уровней в долинах рек верхней Волги и нижней Вычегды.

Условные обозначения: А – долина р. Волги: продольные профили: 1 – уреза р. Волги до сооружения водохранилищ, 2 – первой террасы по бровке (пунктиром – предполагаемое положение), 3 – второй террасы по бровке, 4 – третьей террасы по бровке; Б – долина р. Вычегды: продольные профили: 1 – уреза р. Вычегды, 2 – первой террасы по кровле аллювия, 3 – второй террасы по кровле аллювия, 5 – четвёртой террасы по кровле аллювия.

остаточные компенсационные гляциоизостатические деформации в верховье р. Волги, что и предопределило формирование первой надпойменной террасы. Однако нельзя исключить и тот факт, что, согласно нашей реконструкции, площадь бассейна верхней Волги заметно увеличилась начиная с LGM, и углубление долины продолжалось вследствие адаптации продольного профиля реки к возросшему стоку воды, независимо от ГИА.

При построении продольных профилей террасовых уровней для нижнего течения р. Вычегды, с учётом строения этих террас, были взяты не уровни их бровок, а положение кровли аллювия. Это позволило более достоверно отразить их положение относительно друг друга. Анализ совмещённых профилей террасовых уровней в нижнем течении р. Вычегды показал следующие результаты (рис. 5.4.1Б). Уклон продольного профиль первой надпойменной террасы соответствует уклону современного русла р. Вычегды.

Наибольший интерес представляет продольный профиль второй надпойменной террасы, формировавшейся во время последнего ледникового максимума и на ранних этапах деградации поздневалдайского оледенения. Высота кровли аллювия террасы повышается с 6 – 7 м над урезом до 9 м в разрезе Байка недалеко от устья реки (изменение продольного уклона этой террасы отмечалось и ранее (Сидорчук и др., 1999; Sidorchuk et al., 2001)). Повышение уровня террасы можно было бы объяснить направлением течения реки в сторону покровного оледенения и подпруживанием со стороны ледника с образованием приледникового озёрного водоёма. Однако, в разрезе террасы нами не зафиксированы какие-либо отложения, характерные для озёрной седиментации, а это значит что распространение приледникового озёрного водоёма данной территории не достигало и в низовье р. Вычегды сохранялись проточные речные условия. Крупность аллювия террасы не обнаруживает видимых отличий от современного руслового аллювия, т.е. нельзя говорить и о подпоре в зоне выклинивания приледникового озера в долине Северной Двины, что выразилось бы в уменьшении уклона реки и крупности ее аллювия. Исходя из этого, мы предполагаем, что повышение кровли аллювия второй террасы р. Вычегды вызвано гляциоизостатическим воздыманием низовий реки вследствие компенсации прогиба вдоль границы последнего оледенения, располагающейся примерно в 100 км ниже по течению (см. разд. 2.2 и 2.3).

Таким образом, установлено воздействие ГИА на развитие речных долин Волги и Вычегды. Оно зафиксировано по увеличению высоты террасовых уровней, которые формировались во время последнего оледенения и в ранние фазы его деградации в пределах приледникового прогиба, подвергшегося после таяния ледника гляциоизостатической компенсации (поднятию). В верховье р. Волги, где граница оледенения располагалась в непосредственной близости от истока реки, это привело к более интенсивному врезанию верховий, а также, возможно, к более продолжительному времени воздействия (до раннего голоцена, что привело к формированию первой надпойменной террасы, не фиксирующейся уже ниже Твери – Дубны). В долине р. Вычегды гляциоизостатическое прогибание низовий и последующее компенсационное воздымание также привело к врезанию, только на приустьевом отрезке реки, а также, вероятно, ограничило пространственное распространение приледниковых подпрудных озёр.

В то же время установленные величины врезания рек, вызванные гляциоизостатическими адаптациями земной коры, не превышают первых метров (2 – 3 м для нижней Вычегды и 3 – 4 м для верхней Волги). Это значительно отличается от имеющихся оценок моделирования величины приледникового прогиба для рассматриваемой территории: по разным моделям (Peltier, 2004, 2015; Roy, Peltier, 2018) она

составляет десятки и даже сотни метров (Уткина, 2020аб). Несоответствие зафиксированных масштабов гляциоизостатического воздействия моделируемым параметрам, на наш взгляд, вызвано несовершенством самого процесса моделирования, в частности данными о границе последнего оледенения на территории Восточно-Европейской равнины. При сравнении с другими секторами Скандинавского оледенения (Busschers et al., 2007; Panin et al., 2020 и др.) получается, что в юго-восточном секторе гляциоизостатический фактор во флювиальном рельефообразовании проявился значительно слабее.

Помимо гляциоизостатических деформаций на развитие долин рек приледниковой области оказывает влияние и непосредственная близость покровного оледенения, проявляющаяся в подпруживании рек (см. подробнее раздел 1.3). Для рассматриваемых долин рек верхней Волги и нижней Вычегды была построена серия реконструкций приледниковых подпрудных озёр, распространявшихся на территории вдоль границы поздневалдайского оледенения (Квасов, 1975; Лавров, Потапенко, 2005; Lyså et al., 2011, Русаков, 2012; Larsen et al., 2014 и др., см. разд. 1.3). В настоящем исследовании установлено, что на территории бассейнов рек верхней Волги и нижней Вычегды как минимум в позднем плейстоцене существовали проточные речные условия, о чём свидетельствует наличие надпойменной террасы, аллювиальных отложений соответствующего возраста и отсутствие обширных полей озёрных отложений (которые должны были бы выполнять бывшее дно приледникового водоёма).

Эти выводы подтверждаются детальными геологическими работами в придолинных частях междуречий. Не обнаружено геологических образований, которые бы можно было интерпретировать в качестве озёрных отложений времени последнего ледникового максимума. Озёрно-ледниковые отложения, перекрывающие масштабные пространства в Угличско-Мышкинском Поволжье, являются более древними и с большой долей вероятности относятся к предыдущей ледниковой эпохе.

В долине р. Вычегды в нижнем течении не получено никаких доказательств существования приледниковых озёр в позднем плейстоцене: выделяются только флювиальные террасовые уровни, сложенные песчаным аллювием и наращенные эоловыми покровами разной мощности. Существование озёрных этапов в развитии долины можно предполагать лишь для поздневычегодского времени: четвёртая надпойменная терраса имеет очень сложное геологическое строение.

В ходе работы также установлено, что в бассейнах обеих рек как в долинах, так и на междуречьях активно протекали эоловые процессы, источником материала для которых были русловые отмели, а также свежесформированные ещё не задернованные поверхности надпойменных террас. В долине р. Вычегды этот процесс был наиболее выражен: эоловые

толщи на значительную (до 10 – 14 м) высоту наращивали надпойменные террасы, так что одни топографические карты без изучения разрезов террас дают искаженную картину высот аллювиальных уровней. Также установлено, что эти процессы происходили в течение как минимум последних 20 тыс. лет.

В бассейне р. Волги террасы также подвергались развеванию, однако воздействие эоловых процессов ограничивалось формированием дюн и бугров, без образования мощных покровов на поверхностях террас, в отличие от долины р. Вычегды. Однако об активности эолового осадконакопления говорит масштабное распространение супесчаных толщ на междуречьях: установлено, что они образовались именно путём навевания материала, вероятно, с незадернованных поверхностей террас. Определено время активизации эолового осадконакопления. Для верховья р. Волги это 9 – 13 тыс. л.н., для Тверского Поволжья – 13 – 15 тыс. л.н., Кимрско-Калязинского Поволжья – 13 – 17 тыс. л.н. (Makeev et al., 2023), для Угличско-Мышкинского Поволжья – 14 – 15 тыс. л.н.

Полученные данные по активности эоловых процессов в целом сопоставимы с периодизацией этих процессов в различных частях Восточно-Европейской равнины и на сопредельных территориях. На основании обобщения большого объёма данных о развитии эоловых процессов А.Н. Дреновой

(Дренова, 1994, 2011; Величко и др., 2002; Дренова, Величко, 2016) выделяются три фазы активности в интервале времени 8,5 – 15 тыс. л.н, а также локальная активизация процессов в голоцене (рис. 5.4.3). В частности, время образования дюн на надпойменных террасах рек указывается 12 – 15 тыс. л.н. для Латвии (Дренова, Величко, 2016), 11 – 15 тыс. л.н. для Украины (Дренова, Величко, 2016), 10 – 14 тыс. л.н. для Польши (Nowaczyk, 1986, по Величко и др., 2002), период эоловой активизации на территории Литвы датируется 13 – 16 тыс. л.н. (Kalińska-Nartiša et al., 2015).

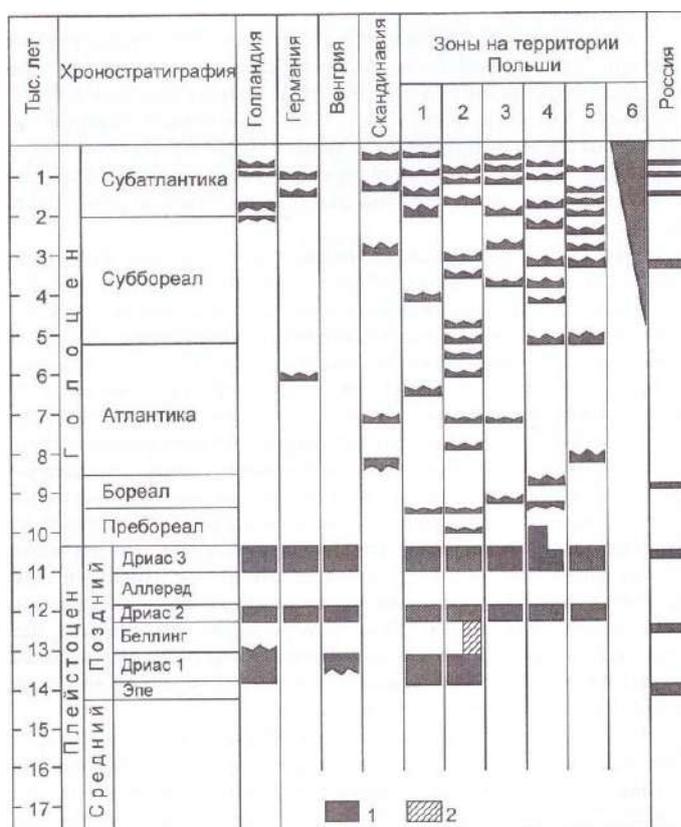


Рис. 5.4.3. Периоды и фазы дюнообразования в Западной Европе и центральной части Русской равнины. Составлено на основе схемы Б. Новачика (Величко и др., 2002).

В средней полосе России приводятся сведения о возрасте погребённых почв в основании дюн и эоловых покровов 12,7 – 14,4 ¹⁴С тыс. л. (15 – 17,5 кал. тыс. л. BP¹) для бассейна р. Оки (Drenova, Timireva, Chicolini, 1997; Величко и др. 2002), и археологического материала, содержащегося в дюнных отложениях 8 – 9 тыс. л.н. в бассейне верхней Волги (Дренова, 2011). Особое внимание привлекает возраст эоловых покровов на поздневалдайских террасах р. Хопра, установленный Е.Ю. Матлаховой (2014) по данным ОСЛ-датирования: он составляет 19 – 23 тыс. л.н. (ПЛМ), что в целом соответствует установленному нами для эоловых отложений четвёртой и второй террас р. Вычегды. Для северо-востока Европейской части России указывается возраст нивейно-эоловых покровов 14 – 17 тыс. л.н. (Астахов, Свенсен, 2011).

Можно сделать вывод, что в период максимума последнего оледенения образование эоловых толщ было характерно только для песчаных террас крупных рек, которые значительно увеличивали высоты надпойменных террас. В фазы деградации оледенения эоловая активизация распространялась не только на террасы, но и на придолинные части междуречий. Отдельные всплески (на локальном уровне) эоловой аккумуляции, очевидно, существовали и в голоцене.

В долинах с обилием аллювиальных песчаных форм (например, нижняя Вычегда) мощные покровы эоловых песков маскируют истинные высоты речных террас, делая практически невозможным изучение их уровней по топографическим и дистанционным материалам без полевого изучения разрезов. Для рек с крупнообломочным составом аллювия и, соответственно, дефицитом песка на дне долины (например, верхняя Волга), такой проблемы не существует, искажения высот террас – того же порядка, что точность определения их высот по топографическим картам и ЦМР. Кроме того, эоловые покровы на террасах и прилегающих частях междуречий нередко принимались в прошлом за озёрные отложения, что давало основание для разработки концепций широкого распространения в приледниковой области ледниково-подпрудных озёр. Установление эолового генезиса этих отложений, наряду с другими фактами, изложенными в работе, позволяет отказаться от озёрных концепций и констатировать существование в долинах как верхней Волги, так и нижней Вычегды флювиальных обстановок в течение всего позднего плейстоцена.

Таким образом, в ходе работы над диссертацией установлено, что речные долины приледниковой области поздневалдайского оледенения испытывали воздействие ГИА. Это воздействие проявилось в увеличении высоты поздневалдайской (позднелайской) террасы

¹ Калибровочная кривая IntCal20 (Reimer et al., 2020)

по направлению к границе оледенения. Воздействие ГИА по сравнению с другими секторами оледенения было не столь существенным. Образование приледниковых подпрудных озёр имело ограниченный характер, в долинах рек Вычегды и Волги оно не фиксируется. В позднем валдае и голоцене значительное проявление имели эоловые процессы, проявляющиеся в виде надстроек аллювиальных поверхностей (преимущественно в долине р. Вычегды) и маломощном эоловом покрове междуречий (преимущественно в бассейне р. Волги).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы над диссертацией в долине р. Волги выявлены погребённые участки долинной сети, время формирования которых на основании их стратиграфической позиции (не моложе) и геохронометрических данных (не древнее) может быть отнесено к среднему плейстоцену. Долины верхней Волги и нижней Вычегды заложилась в конце московской (вычегодской) эпохи после освобождения территории от покровного ледника МИС 6.

Формирование современного облика долины р. Вычегды следует относить к фазам деградации вычегодского оледенения, когда сток воды начал осуществляться в северном направлении через р. Северную Двину. В течение позднего плейстоцена осуществлялось направленное углубление долины, происходило формирование надпойменных террас. Формирование современного облика долины р. Волги относится ко времени максимальной стадии поздневалдайского оледенения, однако установлено, что заложена она была гораздо раньше, по-видимому сразу после или в ходе деградации московского оледенения, поскольку в отдельных разрезах удалось найти ранне- средневалдайский аллювий, который в дальнейшем был большей частью уничтожен.

Во время поздневалдайского оледенения долинные комплексы испытывали воздействие гляциоизостатических деформаций, которые проявились различным образом. Участок долины р. Волги в пределах Валдайской возвышенности в фазы деградации последнего оледенения испытал компенсационное гляциоизостатическое воздымание. Это зафиксировано по увеличению относительной высоты третьей надпойменной террасы вверх по течению (по направлению к границе оледенения). Возможно, это воздымание действовало до раннего голоцена, когда сформировалась первая надпойменная терраса, не встречающаяся в долине р. Волги ниже Тверского Поволжья. В то же время зафиксированные изменения масштабов врезания долины верхней Волги могут быть объяснены адаптацией продольного профиля водного потока в связи с увеличением площади его водосбора за счет присоединения района Верхневолжских озер и Селигера при образовании Селижаровской долины прорыва.

В системе рек Вычегды – Северной Двины основное воздействие ГИА, вероятно, осуществлялось уже в долине Северной Двины. Тем не менее, низовья р. Вычегды также испытывали прогибание, но с сохранением аллювиальных обстановок осадконакопления, а при релаксации (воздымании) в ходе дегляциации река испытала врезание с образованием ножиц террас на приустьевом участке.

Установлено, что в приледниковой области значительное развитие имели эоловые процессы. В бассейне р. Волги их активность выражалась в формировании покровных отложений супесчаного состава, облекающих практически все поверхности междуречий и

отсутствующих на надпойменных террасах и поймах рек. В долине р. Вычегды эоловые отложения принимают значительное участие в строении террасовых уровней, увеличивая высоту площадок террас относительно уреза на величины до 12 – 14 м.

В ходе работы над диссертацией также подтверждено количественными методами датирования, что максимальной стадией позднеплейстоценового оледенения является именно поздневалдайская (осташковская). Выдвижение на территорию Верхневолжья ранневалдайского (калининского) ледника, предполагавшееся рядом исследователей, не подтверждается нашими данными о непрерывном развитии долины верхней Волги начиная с конца московской ледниковой эпохи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Альтер С.П. К истории формирования долины Енисея // Доклады института географии Сибири и Дальнего Востока. Выпуск 8. – Иркутск: СО АН СССР, 1965, стр. 38 – 44.
2. Ананова Е.Н., Заррина Е.П., Казарцева Т.И., Краснов И.И. Новые данные по стратиграфии межледниковых отложений на реках Малая Коша и Большая Дубенка (верховья Волги) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 40, 1973, стр. 22 – 34.
3. Ананьев Г.С. Формирование междуречий // Динамическая геоморфология. – М.: Издательство Московского университета, 1992, стр. 195 – 236.
4. Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского северо-востока. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002, 324 стр.
5. Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. – М.: «ГЕОС», 2015, 224 стр.
6. Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997, 82 стр.
7. Анисимов Н.В., Субетто Д.А., МаксUTOва Н.К. Реконструкция приледниковых озер юго-восточной периферии Скандинавского ледникового щита в неоплейстоцене и голоцене // «Общество. Среда. Развитие», №4, 2016, стр. 165 – 169.
8. Антонов С.И., Полосухина З.М. О гляциоизостатическом воздействии на эрозионно-аккумулятивные процессы в речных долинах краевой зоны оледенения // Вестник московского университета. Серия 5, география, 1992, №6, стр. 92 – 98.
9. Апухтин Н.И., Краснов И.И. Корреляция опорных стратиграфических разрезов и сводная стратиграфическая схема четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР // Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. – Л.: «Недра», 1967, стр. 295 – 317.
10. Апухтин Н.И., Щукин Л.А. Южная половина Архангельской и восточная часть Вологодской областей // Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. – Л.: «Недра», 1967, стр. 192 – 214.
11. Архангельский А.М. О геоморфологическом строении и происхождении Белозерской и Молого-Шекснинской низменностей // Учёные записки ЛГПИ имени А.И. Герцена, том 205, каф. физической географии, 1959, стр. 23 – 38.
12. Асеев А. Главные особенности развития перигляциальной области в эпоху валдайского оледенения. Долинные зандры и покровные отложения // Последний Европейский ледниковый покров. – М.: «Наука», 1965, стр. 56 – 59.

13. Асеев А.А. Четвертичные отложения и морфоскульптура // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Средняя полоса Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1967, стр. 43 – 56.
14. Асеев А.А., Веденская И.Э. Система стока талых вод московского оледенения между Волгой и Окой // Палеогеография четвертичного периода СССР. – М.: Издательство Московского Университета, 1961, стр. 75 – 81.
15. Асеев А.А., Доскач А.Г. Русская равнина. Морфоскульптура // Геоморфология СССР. Равнины Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1974, стр. 145 – 225.
16. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 69, 2009, стр. 8 – 24.
17. Астахов В.И. Четвертичная геология суши. – С.-Пб.: Издательство Санкт-Петербургского университета, 2020, 440 стр.
18. Астахов В.И., Мангеруд Я. О геохронометрическом возрасте позднеплейстоценовых террас на нижнем Енисее // Доклады Академии наук, том 416, №4, 2007, стр. 509 – 513.
19. Астахов В.И., Мангеруд Я. К хронологии последней ледниковой эпохи в низовьях Енисея // Доклады Академии наук, том 455, №1, 2014, стр. 48 – 51.
20. Астахов В.И., Свенсен Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // «Региональная геология и металлогения», № 47, 2011, стр. 12 – 27.
21. Астахов В.И., Шкатова А.С., Застрожных А.С., Чуйко М.А. Плейстоценовые ледниковые покровы России по данным геологического картирования // «Пути эволюционной географии»: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. – М.: Институт географии РАН, 2016, стр. 22 – 27.
22. Атлас мира. Америка. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1977, 68 стр.
23. Ауслендер В.Г. Стратиграфия: четвертичная система // Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(35), 36 – Ленинград. Ред. В.И. Гинзбург, Е.И. Ефимова. – Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989, стр. 98 – 127.
24. Баранов Д.В. Геоморфологическое строение долины р. Волги в окрестностях д. Большой Коши (Тверская область) // «Естественные и технические науки», том 111, № 9, 2017, стр. 30 – 32.
25. Баранов Д.В. Высокая терраса р. Волги в окрестностях г. Твери // Строение литосферы и геодинамика»: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021, стр. 26 – 28.

26. Баранов Д.В. Геоморфология долины верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность) // Геоморфология, том 52, №4, 2021, стр.3 – 14.
27. Баранов Д.В. Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 2. Верхневолжская низина) // Геоморфология, том 53, №1, 2022, стр. 35 – 48.
28. Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Мухаметшина Е.О., Панин А.В. Покровные супеси Верхневолжья: распространение, происхождение, возраст // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, 2021а, стр. 757 – 760.
29. Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Панин А.В., Захаров А.Л. «Селижаровский зандр» и долина реки Волги // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 7, 2020, стр. 269 – 273.
30. Баранов Д.В., Панин А.В. Динамика и причины врезания Верхней Волги по данным ОСЛ датирования лестницы террас // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, 2021, стр. 761 – 764.
31. 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, №6, 2019, стр. 90 – 101.
32. Баранов Д.В., Панин А.В., Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Захаров А.Л. Исток Волги – река Большая Коша? // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 8, 2021б, стр. 313 – 317.
33. Баранов Д.В., Панин А.В., Зарецкая Н.Е. Проявление поздневалдайских гляциоизостатических деформаций в террасовых комплексах речных долин приледниковой области // «VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование». Материалы Всероссийской конференции с международным участием. – М.: Издательский дом МГУ, 2020, стр. 259 – 264.
34. Баранов Д.В., Третниченко А.С. Геоморфологическое строение долины р. Волги и прилегающих междуречий в окрестностях д. Сеславье Тверской области // Вестник РГУ имени С.А. Есенина, №2, 2019а, стр. 95 – 109.
35. Баранов Д.В., Третниченко А.С. Разрез Моркино Городище – ключ к пониманию истории долины Верхней Волги? // «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России», вып. 6, 2019б, стр. 192 – 199.

36. Басаликас А.Б. О развитии долинно-речной сети южной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, том II. Четвертичные отложения Европейской части СССР. – М.: Издательство АН СССР, 1961, стр. 89 – 95.
37. Башилов В.И. Рельеф коренных пород и его связь с разломами фундамента юго-восточной части Мезенской впадины и западного Тимана // «Геоморфология», №4, 1974, стр. 52 – 59.
38. Бирина Л.М., Сорская Л.С., Рождественская К.К., Фомина Е.В. Каменноугольная система. Нижний отдел // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971, стр. 194 – 258.
39. Бодылевский В.И. Юрская система. // Геология СССР, том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. – М.: «Недра», 1963, стр. 631 – 666.
40. Борзов А.А. Геоморфология Калининской области. Введение // Учёные записки МГУ», вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 5 – 12.
41. Бреслав С.Л. О границах максимального верхнечетвертичного (калининского) оледенения в бассейне Верхней Волги // Геоморфология центральной части Русской равнины (материалы совещания). – М.: Московский филиал ГО СССР, МОИП, 1971а, стр. 70 – 92.
42. Бреслав С.Л. Четвертичная система // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971б, стр. 489 – 636.
43. Былинский Е.Н. Северные и северо-восточные районы русской равнины // Морфоструктурный анализ речной сети СССР. – М.: «Наука», 1979, стр. 227 – 239.
44. Былинский Е.Н. О глобальном проявлении гляциоизостазии в платформенных областях Земли в плейстоцене // «Геоморфология», №1, 1985, стр. 22 – 36.
45. Былинский Е.Н. Валообразные гляциоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // «Геоморфология», №4, 1990, стр.3 – 13.
46. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. – М.: РАН, НГК – Роскомнедра, ЦНИГРИ, 1996, 210 стр.
47. Былинский Е.Н., Востоков Е.Н. Главный водораздел Русской равнины, его тектоническая природа и гляциоизостатический механизм формирования // «Геоморфология», №3, 1976, стр. 26 – 37.
48. Васильева И.В. Геоморфология центральной части Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 66 – 98.

49. Величко А.А. Угличские дислокации и их место среди типов ледниковой тектоники // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, №29, 1964, стр. 90 – 101.
50. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: «Наука», 1973, 256 стр.
51. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. – М.: «ГЕОС», 2012, 563 стр.
52. Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Палеогеография позднеплейстоценовой перигляциальной области. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов её развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. – М.: «Наука», 1982, стр. 74 – 81.
53. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Дренова А.Н., Тимирева С.Н. Лёсы и параболические дюны как диахронные феномены перигляциала // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). – М.: Институт географии РАН, 2002а, стр. 107 – 126.
54. Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объём оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // «Стратиграфия. Геологическая корреляция», 2000, том 8, № 1, стр. 3 – 16.
55. Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В., Данилова Н.С. Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: «ГЕОС», 2002б, стр. 38 – 55.
56. Величко А.А., Фаустова М.А. Восточно-Европейский регион // Четвертичные оледенения на территории СССР. – М.: «Наука», 1987, стр. 14 – 42.
57. Величко А.А., Фаустова М.А. Развитие оледенений в позднем плейстоцене // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. – М.: «ГЕОС», 2009, стр. 32 – 41.
58. Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М. Оледенение // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: «ГЕОС», 2002, стр. 13 – 23.
59. Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В. История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // «Лёд и снег», том 57, № 3, 2017, стр. 391 – 416.
60. Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения севера Евразии // «География и природные ресурсы», №4, 2007, стр. 5 – 10
61. Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Труды Института геологии и геофизики СО РАН СССР, вып. 44, 1964, стр. 109 – 129.
62. Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. – М.: «Наука», 1965, стр. 227 – 241.

63. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. – М.: «Высшая школа», 1968, 368 стр.
64. Гаврюшова Е.А., Лехт Э.Е., Носов А.А., Фаустова М.А., Чеботарёва Н.С. Гляциоморфология и динамика московского ледникового покрова. Москворецкий ледниковый поток // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 176 – 191.
65. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) в центральной Якутии (часть 2) Криосфера Земли, 2019, том XXIII, № 1, с. 3 – 16.
66. Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (Дьолкуминская свита) центральной Якутии (часть 1) // Криосфера Земли, 2018, том XXII, № 6, стр. 3–15.
67. Галоп Р., Геллерт И., Серебряный Л., Чеботарёва Н. Эволюция речной сети у края отступавшего ледникового покрова // Последний Европейский ледниковый покров. – М.: «Наука», 1965, стр. 85 – 90.
68. Геологическая карта России и прилегающих морей. Масштаб 1:2 500 000. Гл. ред. О.В. Петров. – С.-Пб: Роснедра, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2016.
69. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXVIII. Объяснительная записка. Сост. Т.И. Столярова. – М.: Госгеолтехиздат, 1962, 84 стр.
70. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXX. Объяснительная записка. Сост. К.К. Рождественская, И.Н. Коваленко. – М.: МинГео СССР, ТГУЦР, 1978, 128 стр.
71. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-36-XXXVI. Объяснительная записка. Сост. Л.Т. Семеновко, Ф.М. Тительман. – М.: МинГео СССР, ГУЦР, 1970, 125 стр.
72. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-37-XIV, XV, XVI, XXI. Объяснительная записка. Сост. Н.Г. Бородин, О.Н. Шаталова, В.В. Дашевский, Т.Д. Соколова, Н.В. Бахракова. – М.: МинГео СССР, Центргеология, 1985, 219 стр.
73. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-37-XXV. Объяснительная записка. – М.: МинГео СССР, ТГУЦР, 1976, 148 стр.
74. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Московская. Лист О-37-XXVI. Объяснительная записка. Сост. Г.Ф. Симонова, Н.С. Лачинова. – М.: МинГео СССР, ТГУЦР, 1977, 135 стр.
75. Геологическая карта четвертичных отложений центра Европейской части СССР. Масштаб 1:1 500 000. Сост. С.Л. Бреслав. – М.: МинГео СССР, 1968.
76. Геологический словарь. В трёх томах. Гл. ред. О.В. Петров. Том 2: К – П. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2011, 480 стр.

77. Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология (палеогеография четвертичного периода). – М.: Учпедгиз, 1939, 364 стр.
78. Герасимов П.А. Юрская система // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971а, стр. 373 – 416.
79. Герасимов П.А. Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971б, стр. 416 – 425.
80. Гончаров С.В. Последние ледниково-подпрудные озера долины Енисея // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, №60, 1991, стр. 62 – 67.
81. Горбаткина Т.Е., Лозовский В.Р., Строк Н.И. Триасовая система // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971, стр. 348 – 373.
82. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. – М.: «Наука», 1970, 492 стр.
83. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. – М.: «Наука», 1964, 414 стр.
84. Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей. – Минск: «Наука и техника», 1980, 288 стр.
85. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. – М.: «Наука», 1966, 412 стр.
86. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-38,39 (Сыктывкар). Карта четвертичных образований. Авт. Л.М. Потапенко, ред. А.С. Лавров. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1998.
87. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Р-38,39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. Отв. ред. А.С. Лавров. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 1999, 266 стр.
88. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Р-39 (Сыктывкар). Карта четвертичных образований. Авт. Л.Р. Семёнова. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016а.
89. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Р-39 – Сыктывкар. Объяснительная записка. Гл. научн. ред. К.Э. Якобсон. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016б, 384 стр.
90. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-35 (Псков), (N-35), О-36 (Санкт-Петербург). Карта четвертичных образований. Авт. В.В. Кямря, В.В. Мохов, Э.С. Плешивцева, Г.А. Суслов. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.
91. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-37 (Ярославль). Карта четвертичных образований. Авт.

- А.Е. Кротова-Путинцева, Н.В. Лукьянова. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016в.
92. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. Отв. исп. О.И. Застрожнова. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016г, 135 стр.
93. Гоффеншефер С.Я. Каменноугольная система. Верхний отдел // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971, стр. 291 – 314.
94. Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М.: «Наука», 1989, 184 стр.
95. Гричук В.П. Растительность позднего плейстоцена // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: «ГЕОС», 2002, стр. 64 – 89.
96. Гричук В.П. Палеогеография позднеплейстоценовой перигляциальной области. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. – М.: «Наука», 1982, стр. 92 – 109.
97. Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия Мархида-Вельт: двойной сёрдж Баренцева ледникового щита? // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, №24, 1974, стр. 173 – 188.
98. Гуделис В., Вигдорчик М., Девятова Э., Фаустова М., Чеботарёва Н. Основные черты геологического строения и рельеф поверхности дочетвертичных пород. Русская платформа // Последний Европейский ледниковый покров. – М.: «Наука», 1965, стр. 9 – 13.
99. Давыдова Н.Н., Рыбалко А.Е., Субетто Д.А., Хомутова В.И. Позднеплейстоценовая история Ладожского озера // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 134 – 140.
100. Давыдова Н.Н., Субетто Д.А., Хомутова В.И. Позднеледниковый этап в развитии малых озёр северо-запада России // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 166 – 193.
101. Давыдова Н.Н., Хомутова В.И., Демидов И.Н. Позднеплейстоценовая история Онежского озера // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 147 – 162.
102. Данилова-Макарычева И.А. Основные представления о количестве ледниковых эпох на Русской равнине в верхнем плейстоцене // «Жизнь Земли», №4, 1967, стр. 59 – 70.
103. Дашевский В.В. Углич // Путеводитель экскурсий «Москва – Верхняя Волга». – М.: КИЧП АН СССР, Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, ИГ АН СССР, географический факультет МГУ, ГУЦР МинГео СССР, 1969, стр. 27 – 30.

104. Дашевский В.В., Лаврушин Ю.А. Район г. Углича // Путеводитель экскурсий А-2 и С-2 (Верхняя Волга и «Золотое кольцо»). – М.: ИНКВА, 1981, стр. 45 – 50.
105. Дик Н. Е. Геоморфология юго–восточной части Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 158 – 173.
106. Доскач А.Г., Мещеряков Ю.А. Русская равнина. Основные черты орографии // Геоморфология СССР. Равнины Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1974, стр. 75 – 82.
107. Дренова А.Н. Процессы дюнообразования в конце плейстоцена и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. – М.: Институт географии РАН, 1994, стр. 104 – 112.
108. Дренова А.Н. Древние материковые дюны в бассейне верхней Волги: их ориентировка, строение, гранулометрический состав // «Геоморфология», №1, 2011, стр. 37 – 48.
109. Дренова А.Н., Величко А.А. Древние материковые дюны Восточной Европы (их распространение, возраст, направление дюноформирующих ветров) // «Пути эволюционной географии»: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. – М.: Институт географии РАН, 2016, стр. 81 – 87.
110. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. – М.: Издательство иностранной литературы, 1962, 455 стр.
111. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Корсакова О.П. Безледный ранний валдай на севере Европейской России // «Пути эволюционной географии – 2021». Выпуск 2. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко, том 2. – М.: Институт географии РАН, 2021, стр. 781 – 786.
112. Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // Доклады Академии наук, том 455, №1, 2014, стр. 57 – 57.
113. Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Молодьков А.Н. Средневалдайское время на северо-востоке Европы: палеогеография и геохронология // «Пути эволюционной географии»: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 23 – 25 ноября 2016 г.). – М.: Институт географии РАН, 2016, стр. 91 – 96.
114. Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. – Л.: «Недра», 1991, 187 стр.
115. Зоричева А.И. Триасовая система. Север Русской платформы // Геология СССР, том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. – М.: «Недра», 1963, стр. 607 – 625.

116. Кадек М.Г. Из истории исследования природы Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 31. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 1. История исследования, геология и полезные ископаемые, 1940, стр. 13 – 28.
117. Карандеева М.В. Геоморфология Европейской части СССР. – М.: издательство Московского университета, 1957, 316 стр.
118. Карандеева М.В. Геоморфология Ржевско-Старицкого Поволжья Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 99 – 111.
119. Карманов В.Н., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Волокитин А.В. Опыт применения данных палеорусловедения в археологии на примере изучения Средней Вычегды (Европейский северо-восток России) // «Археология, этнография и антропология Евразии», №2 (54), 2013, стр. 109 – 119.
120. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000. Отв. ред. А.С. Застрожных. – С.-Пб.: Роснедра, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, 2014.
121. Карпухина Н.В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // «Геоморфология», №4, 2013, стр. 38 – 47.
122. 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, том 84, № 6, 2020, стр. 874 – 887.
123. Квасов Д.Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины // Труды лаборатории озёроведения АН СССР, том XV. Озёра полуаридной зоны, 1963, стр. 247 – 286.
124. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. – Л.: «Наука», Ленингр. отд., 1975, 278 стр.
125. Квасов Д.Д., Малаховский Д.Б., Ауслендер В.Т., Вонсавичус В., Кальберг Э.А., Каяк К.Ф., Ковалевский М.И., Лобачёв И.Н., Экман И.М. О доледниковых речных системах северо-запада Восточно-Европейской равнины // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. – М.: Московский филиал ГО СССР, 1975, стр. 82 – 87.
126. Кириков В.П. Схема рельефа поверхности разновозрастного фундамента платформ // Геология и полезные ископаемые России, том 1. Запад России и Урал, кн. 1. Запад России. – С.-Пб.: издательство ВСЕГЕИ, 2006, вкл. 3, рис. 12.

127. Кондратене О.П., Раукас А.В. Плейстоценовые озёра Балтийского региона // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 194 – 222.
128. Константинов Е.А., Мухаметшина Е.О., Карпухина Н.В. Условия залегания и свойства погребённых органогенных отложений бассейна реки Большой Коши (Тверская область) // «Естественные и технические науки», №5, 2017, стр. 56 – 61.
129. Коржуев С.С. Лена // Морфоструктурный анализ речной сети СССР. – М.: «Наука», 1979, стр. 52 – 61.
130. Крайнов Д.А. Дюнная стоянка Золоторучье 1 // Краткие сообщения Института истории материальной культуры, вып. 75, 1959, стр. 63 – 69.
131. Крайнов Д.А. Некоторые спорные вопросы древнейшей истории Волго-Окского междуречья // Краткие сообщения Института археологии, вып. 97, 1964, стр. 3 – 19.
132. Кротова-Путинцева А.Е. Геоморфология // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. Ред. Е.А. Зотова. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, стр. 229 – 252.
133. Кямря В.В., Мохов В.В., Семенова Л.Р. Стратиграфия: четвертичная система // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. Ред. Е.А. Зотова. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, стр. 149 – 194.
134. Лавров А.С. Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени // Известия ВГО, том 100, вып. 2, 1968, стр. 146 – 151.
135. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: ФГУНПП «Аэрогеология», 2005, 221 стр.
136. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). – Можайск: Можайский полиграфический комбинат, 2012, 191 стр.
137. Лаврушин Ю.А. Аллювий рек Субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Труды ГИН АН СССР, выпуск 87, 1963, 266 стр.
138. Лазуков Г.И. Енисей // Морфоструктурный анализ речной сети СССР. – М.: «Наука», 1979а, стр. 47 – 52.
139. Лазуков Г.И. Обь с Иртышом // Морфоструктурный анализ речной сети СССР. – М.: «Наука», 1979б, стр. 40 – 47.

140. Лисицын С.Н. Стоянка Вашана и вопросы хроностратиграфии раннего мезолита Волго-Окского междуречья // Записки Института истории материальной культуры РАН, №6, 2011, стр. 104 – 118.
141. Лопатников М.И. Район московского оледенения (за границей валдайского оледенения). Рельеф // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1961, стр. 144 – 151.
142. Лютцау С.В. Факторы и способы перестройки эрозионных систем // Проблемы перестройки и перехвата речных долин. – М.: Московский филиал ГО СССР, 1975, стр. 39 – 49.
143. Макеев П.С. Основные этапы развития долины Верхней Волги // Очерки по истории геолого-географических знаний. – Ярославль: ЯГПИ, Ярославское отделение ГО СССР, 1968, стр. 221 – 226.
144. Маккавеев А.Н., Фаустова М.А., Карпухина Н.В. Максимальная граница скандинавского ледникового покрова в валдайскую (вислинскую) эпоху и особенности рельефа его периферической зоны // «Геоморфология», № 3, 2020, стр. 3 – 19.
145. Маккавеев Н.И., Хмелёва Н.В. Лабораторные исследования влияния тектонических движений на формирование речной долины. Известия АН СССР. Сер. географическая, №4, 1961. // Маккавеев Н.И. Теоретические и прикладные вопросы почвоведения и русловых процессов. Избранные труды. – М.: Географический факультет МГУ, 2003, стр. 243 – 251.
146. Максимов Ф.Е., Петров А.Ю, Григорьев В.А., Константинов Е.А., Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Левченко С.Б., Карпухина Н.В., Старикова А.А., Баранова Н.Г. ²³⁰Th/U возраст и палеоботаническая характеристика органогенной толщи из разреза «Илья Пророк» на реке Большая Коша (бассейн Верхней Волги) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия Науки о Земле, том 67, вып. 2, 2022, 243 – 265 стр.
147. Малаховский Д.Б. Геоморфология // Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(35), 36 – Ленинград. Ред. В.И. Гинзбург, Е.И. Ефимова. – Л.: Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989, стр. 145 – 156.
148. Малаховский Д.Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности // Палеогеография четвертичного периода СССР. – М.: издательство Московского Университета, 1961, стр. 39 – 48.
149. Малаховский Д.Б., Федоров Б.Г. О генезисе и возрасте переуглублений на севере Европы // Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. – М.: «Наука», 1984, стр. 134 – 140.

150. Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Труды Верхневолжской экспедиции, вып. 1. – Л.: Географо-экономический научно-исследовательский институт ЛГУ, 1940, стр. 3 – 40.
151. Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М.: «Наука», 1965, 392 стр.
152. Мещеряков Ю.А. Морфоструктура и история её развития // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Средняя полоса Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1967, стр. 37 – 43.
153. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). – М.: «Мысль», 1972, 520 стр.
154. Мещеряков Ю.А., Горелов С.К. Русская равнина. Морфоструктура // Геоморфология СССР. Равнины Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1974, стр. 82 – 99.
155. Мирчинк Г.Ф. On the determination of the southern boundary of the glacier of the Wurmian time // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, №2, 1930, стр. 5 – 10.
156. Мирчинк Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи // Труды комиссии по изучению четвертичного периода, том IV, вып. 2, 1935, стр. 5 – 36.
157. Мирчинк Г.Ф. Современный аллювий равнинных рек и его геологическая история // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, №11, 1948, стр. 5 – 16.
158. Москвитин А.И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. – М.: Издательство АН СССР, 1950, 240 стр.
159. Москвитин А.И. Геологический очерк Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 31, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ. Том 1, ч. 1. История исследования, геология и полезные ископаемые, 1940, стр. 29 – 108.
160. Москвитин А.И. Молого-шекснинское межледниковое озеро // Труды ИГН, вып. 88, геологическая серия, №26, 1947, стр. 5 – 18.
161. Москвитин А.И. Плейстоцен Европейской части СССР (критический обзор литературных данных) // Труды ГИН, выпуск 123, 1965, 180 стр.
162. Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР // Труды ГИН, вып. 156, 1967, 241 стр.
163. Назаров Н.Н. Плейстоценовые перестройки речных русел и современное развитие пойменно-русловых комплексов верхней Камы // «Геоморфология», №3, 2017, стр.88 – 100.
164. Национальный атлас России. Том 2. Природа. Экология. – Калининград: «Янтарный сказ», 2007, 496 стр. [Электронный ресурс: <https://nationalatlas.ru/tom1/>]
165. Новский В.А. Материалы к геоморфологии и четвертичной геологии Ярославской области // Учёные записки ЯГПИ, вып. 20, география, 1958, стр. 63 – 96.

166. Новский В.А. Новые данные о междуморенных отложениях и террасах Рыбинского района // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, №5, 1939, стр. 63 – 67.
167. Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. – М.: «Наука», 1975, 237 стр.
168. Новский В.А. Четвертичные отложения Рыбинского района // Учёные записки ЯГПИ, вып. VI, география и естествознание, 1945, стр. 3 – 25.
169. Нуждин Б.В. Глубинная эрозия в верховье Волги // «Природа», №5, 1968, стр. 90 – 91.
170. Нуждин Б.В. Террасы «Старицких ворот» // Учёные записки ЯГПУ им. К.Д. Ушинского, вып. 71, краеведческий сборник, 1968, стр. 51 – 62.
171. Обедиентова Г.В. Геоморфологическая карта долины Волги и прилегающих территорий. Масштаб: 1:2 000 000. Ред. Ю. А. Мещеряков. – М.: Институт географии АН СССР. 1965а.
172. Обедиентова Г.В. Границы и характер оледенения на востоке центральной части Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 30, 1965б, стр. 111 – 127.
173. Обедиентова Г.В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1962, стр. 5 – 40.
174. Обедиентова Г.В. Русская равнина. Речные долины // Геоморфология СССР. Равнины Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1974, стр. 117 – 145.
175. Обедиентова Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. – М.: «Недра», 1975, 174 стр.
176. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. – М.: «Наука», 1977, 240 стр.
177. Оливьери А.И. Геогностическое обозрение губерний Тверской и Новгородской по рекам Волге и Волхову, и дополнительные сведения о Прикшинском каменноугольном месторождении // «Горный журнал, или собрание сведений о горном и соляном деле, с присовокуплением новых открытий по наукам, к сему предмету относящимся», часть II, книжка VI, 1841, стр. 317 – 348.
178. Панин А.В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2014. 116 стр.
179. Панин А.В., Баранов Д.В. Влияние приледниковых гляциоизостатических деформаций на развитие речных долин северо-запада Русской равнины // «Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике»: Всероссийская конференция «VII Щукинские чтения». Материалы конференции. – М.: МАКС Пресс, 2015, стр. 484 – 489.

180. Панин А.В., Баранов Д.В. Хронология послеледникового врезания верхней Волги по данным оптико-люминесцентного датирования лестницы террас // «Геоморфология – наука XXI века». Материалы XXXVI Пленума геоморфологической комиссии РАН. – Барнаул: Алтайский университет, 2018, стр. 295 – 299.
181. Панин А.В., Зарецкая Н.Е., Карпухина Н.В., Курбанов Р.Н., Модин И.Н., Мюррей Э.С. ОСЛ хронология Кельтминской палеодолины и проблема перелива позднеплейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Каспий // «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы датирования новейших отложений»: тезисы докладов Всероссийской научной конференции (с международным участием), посвященной 90-летию со дня рождения Л.Д. Сулержицкого. – М.: ГИН РАН, 2019, стр. 66.
182. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // «Водные ресурсы», том 48, № 6, 2021, стр. 656 – 663.
183. Панин А.В., Сорокин А.Н., Бричёва С.С., Матасов В.М., Морозов В.В., Смирнов А.Л., Солодков Н.Н., Успенская О.Н. История формирования ландшафтов Заболотского торфяника в контексте инициального заселения Дубнинской низины (бассейн верхней Волги) // Вестник археологии, антропологии и этнографии (электронный журнал), №2 (57), 2022, стр. 85 – 100.
184. Пахтусова Н.А., Зоричева А.И. Пермская система. Север Русской платформы и юго-западное Притиманье // Геология СССР, том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. – М.: «Недра», 1963, стр. 463 – 532.
185. Пенк В. Морфологический анализ. – М.: Географгиз, 1961, 360 стр.
186. Петров Б.В. Схема блоковой делимости Восточно-Европейской платформы // Геология и полезные ископаемые России, том 1. Запад России и Урал, кн. 1. Запад России. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006, с. 26.
187. Писарева В.В., Лобачёва И.Н. Строение среднего плейстоцена в области распространения московского ледникового покрова. Ярославско-Костромское Поволжье // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 82 – 95.
188. Писарева В.В., Судакова Н.Г., Гаврюшова Е.А., Лехт Э.Е. Гляциоморфология и динамика московского ледникового покрова. Клязьминский ледниковый поток // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 193 – 202.
189. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Выпуск 44. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2016, 68 стр.
190. Потапенко Л.М. Рельеф поверхности дочетвертичных отложений юго-западного Притиманья // «Геоморфология», №4, 1979, стр. 63 – 69.

191. Потапенко Л.М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды // Вестник Московского университета. Серия 5, география, №3, 1971, стр. 97 – 104.
192. Потапенко Л.М., Никифорова Л.Д. Строение среднего плейстоцена в области распространения московского ледникового покрова. Западное Притиманье // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 97 – 100.
193. Преображенский Н.А. Четвертичные отложения Калининско-Ярославского Поволжья // Труды Геологического управления Башкирской АССР, вып. 2. Материалы по четвертичным отложениям Башкирии и Поволжья, 1941, стр. 3 – 44.
194. Решение второго межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы с региональными стратиграфическими схемами. – Л.: МинГео СССР, ВСЕГЕИ имени А.П. Карпинского, МСК СССР, 1986, 157 стр.
195. Руководство по изучению новейших отложений (сопряжённый анализ новейших отложений). – М.: издательство Московского университета, 1976, 311 стр.
196. Руководство по изучению новейших отложений (сопряжённый анализ новейших отложений). – М.: издательство Московского университета, 1987, 238 стр.
197. Рычагов Г.И. Географический подход к реконструкциям палеогеографических событий // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 75, 2017, стр. 112 – 134.
198. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. – М.: издательство Московского университета, «Наука», 2006, 416 стр.
199. Рычагов Г.И., Судакова Н.Г., Антонов С.И. О ледниковой стратиграфии и палеогеографии центра Восточно-Европейской равнины // Вестник Московского университета, серия 5, география, № 1, 2012, стр. 36 – 44.
200. Саммет Э.Ю., Сущенко Н.А., Экман И. М. Влияние литологии, структуры и рельефа дочетвертичных пород на формирование четвертичных отложений // Геология четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР. – Л.: «Недра», Ленинградское отделение, 1967, стр. 29 – 32.
201. Семенов Л.Т, Козлов В.Б. Об условиях залегания микулинских отложений у д. Лошаково на р. Малая Коша // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 42, 1974, стр. 154 – 158.
202. Семёнова Л.Р. Стратиграфия. Четвертичная система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Р-39 – Сыктывкар. Объяснительная записка. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016а, стр. 113 – 175.

203. Семёнова Л.Р. Геоморфология // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Р-39 – Сыктывкар. Объяснительная записка. – С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016б, стр. 196 – 207.
204. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5, география, №5, 1999, стр. 35 – 41.
205. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В. Поздневалдайские палеоруслы рек Русской равнины // Известия РАН. Серия географическая, №6, 2000, стр. 73 – 78.
206. Симонов Ю.Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. – С.-Пб.: «Питер», 2005, 427 стр.
207. Симонов Ю.Г., Болысов С.И. Методы геоморфологических исследований: методология. Учебное пособие. – М.: «Аспект Пресс», 2002, 191 стр.
208. Синюгина Е.Я. Геоморфология Ловатско-Валдайского участка Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 16 – 54.
209. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Выпуск 38. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2008, 131 стр.
210. Спасская И.И. Экзогенный морфогенез // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: «ГЕОС», 2002, стр. 56 – 63.
211. Спиридонов А.И. Геоморфология // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971а, стр. 679 – 706.
212. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. – М.: «Высшая школа», 1978, 335 стр.
213. Спиридонов А.И. Геоморфология северо-восточной части Калининской области // Учёные записки МГУ, вып. 23, география. Труды Калининской экспедиции НИИ Географии МГУ, том 1, ч. 2. Геоморфология Калининской области, 1938, стр. 112 – 157.
214. Спиридонов А.И. Основные черты морфоструктуры и ледниковой морфоскульптуры центра и северо-запада Русской равнины // Геоморфология центральной части Русской равнины (материалы совещания). – М.: Московский филиал ГО СССР, МОИП, 1971б, стр. 5 – 21.
215. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований. Часть 2. – М.: Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, кафедра геоморфологии, 1959, 302 стр.

216. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – М.: «Высшая школа», 1970. 456 стр.
217. Спиридонов А.И., Спиридонова Н.А. К геоморфологии Молого-Шекснинской низины // Вестник Московского университета, серия №8 физико-математических и естественных наук, №12, 1951, стр. 131 – 141.
218. Стратиграфический кодекс России. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019, 96 стр.
219. Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б., Тарасов А.Ю., Шелехова Т.С., Гурбич В.А. Развитие Онежского озера в позднеледниковье по результатам ГИС-моделирования // «Геоморфология», №3, 2019, стр. 83 – 90.
220. Судакова Н.Г., Антонов С.И. Гляциогеоморфологические реконструкции инфраструктуры краевых зон разновозрастных оледенений в бассейне Верхней Волги и Оки // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 77, 2019, стр. 97 – 109.
221. Судакова Н.Г., Антонов С.И. Региональные особенности геоморфологического строения древнеледниковой области в центре Русской равнины // «Геоморфология», том 52, №1, 2021, стр. 100 – 108.
222. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной инфраструктуры краевых ледниковых зон в бассейне Верхней волги и Оки // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 76, 2018, стр. 59 – 70.
223. Судакова Н.Г., Гунова В.С., Немцова Г.М. К стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена Рыбинско-Ярославского Поволжья // «Стратиграфия. Геологическая корреляция», том 4, № 2, 1996, стр. 46 – 55.
224. Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье с использованием космических данных // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 73, 2014, стр. 87 – 97.
225. Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. – М.: «Наука», 1983, 233 стр.
226. Третниченко А.С., Баранов Д.В. Долина р. Волги от Углича до Рыбинска: всё ли скрывают воды водохранилищ? // «Новое в познании процессов рудообразования»: Девятая Российская молодёжная научно-практическая Школа с международным участием. Сборник материалов. – М.: ИГЕМ РАН, 2019, стр. 425 – 428.
227. Трофимов И.И. Геоморфологические ландшафты и четвертичные отложения Старицкого Поволжья // Известия Московского геологического управления, том VI, 1940, стр. 57 – 90.

228. 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, № 3 (68), 2020а, стр. 116 – 129.
229. Уткина А.О. К вопросу об эволюции поздневалдайских приледниковых озер в бассейне Верхней Волги // «Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий»: Сборник статей V Всероссийской молодежной геологической конференции. – Уфа: «Альфа-реклама», 2017, стр. 435 – 441.
230. Уткина А.О. Моделирование эффектов гляциоизостазии в программном комплексе Selen // Естественные и технические науки, №8 (146), 2020б, стр. 110 – 115.
231. Фаустова М.А. Озёра как элемент ледникового ландшафта на территории юго-восточного склона Скандинавского ледника, особенности их динамики // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 23 – 29.
232. Хименков В.Г. Очерк геологического строения долины р. Волги и её притоков между Старицей и Калининым. – М.: Трест «Мосгеоразведка», 1932, 55 стр.
233. Хименков В.Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 43. – М.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 216 с.
234. Хотинский Н.А., Климанов В.В. Растительность голоцена // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: «ГЕОС», 2002, стр. 89 – 104.
235. Цыганов А.А. Очерки по физической географии Твери. – Тверь: Тверской государственный университет, 2018, 226 стр.
236. Чалов Р.С. Русловые процессы (русловедение). – М.: «Инфра-М», 2017, 569 стр.
237. Чеботарёва Н.С. Общие закономерности деградации валдайского оледенения // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1969а, стр. 276 – 299.
238. Чеботарёва Н.С. Основные черты довалдайского рельефа // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1969б, стр. 18 – 20.
239. Чеботарёва Н.С., Арманд А.Д., Бискэ Г.С., Гуделис В.К., Вигдорчик М.Е., Девятова Э.И., Фаустова М.А. Основные черты геологического строения и рельефа подошвы четвертичных отложений // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1969, стр. 12 – 18.
240. Чеботарёва Н.С., Вигдорчик М.Е., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Район валдайского оледенения. Рельеф // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1961а, стр. 82 – 101.

241. Чеботарёва Н.С., Вигдорчик М.Е., Малаховский Д.Б., Шик С.М. Общая характеристика территории // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1961б, стр. 72 – 82.
242. Чеботарёва Н.С., Лехт Э.Е., Орешкин Д.Б., Маудина М.И. Гляциоморфология и динамика московского ледникового покрова. Угранский ледниковый поток // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 165 – 172.
243. Чеботарёва Н.С., Лехт Э.Е., Судакова Н.Г. Гляциоморфология и динамика московского ледникового покрова. Боровско-Вышневолоцкая ледораздельная зона // Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: «Наука», 1982, стр. 172 – 176.
244. Чеботарёва Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. – М.: «Наука», 1974, 216 стр.
245. Чеботарёва Н.С., Макарычева И.А. Палеогеография позднеплейстоценового оледенения. Геохронология природных изменений ледниковой области Восточной Европы в валдайскую эпоху // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. – М.: «Наука», 1982, стр. 16 – 27.
246. Чеботарёва Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1961, № 26, стр. 35 – 49.
247. Чеботарёва Н.С., Писарева В.В., Малясова Е.С. Древнеозёрный бассейн в долине р. Малой Коши // Известия АН СССР. Серия географическая, 1979, №3, стр. 94 – 102.
248. Чеботарёва Н.С., Саммет Э.Ю., Знаменская О.М., Рухина Е.В. Район валдайского оледенения. Стратиграфия плейстоцена // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1961в, стр. 101 – 137.
249. Чеботарёва Н.С., Фаустова М.А. Калининская область // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1969, стр. 176 – 192.
250. Чеботарёва Н., Фаустова М., Вайтекунас П., Девятова Э. Деграляция льдов валдайского оледенения. Граница валдайского оледенения и краевые образования максимальной (бологовской) стадии // Последний европейский ледниковый покров. – М.: «Наука», 1965, стр. 22 – 25.
251. Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В. Эволюция и динамика верхней и средней Вычегды в голоцене // Известия РГО, том 147, вып. 5, 2015, стр. 27 – 49.
252. Шеремецкая Е.Д., Алексеева В.А. Комплексный литологический анализ // Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов: учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2012, стр. 13 – 98.

253. Шик С.М. Доледниковая гидрографическая сеть юго-западного Подмосковья и её развитие в плейстоцене // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, том II. Четвертичные отложения Европейской части СССР – М.: Издательство АН СССР, 1961а, стр. 259 – 263.
254. Шик С.М. Каменноугольная система. Средний отдел // Геология СССР, том IV. Центр Европейской части СССР. – М.: «Недра», 1971, стр. 258 – 291.
255. Шик С.М. Район московского оледенения (за границей валдайского оледенения. Стратиграфия четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Издательство Академии наук СССР, 1961б, стр. 151 – 172.
256. Шик С.М. Погребённые доледниковые долины юго-западной части Подмосковского бассейна // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, выпуск 3, палеонтология и региональная геология. – М.: ГУ геологии и охраны недр при СМ СССР, ГУЦР, НТГО, 1960, стр. 177 – 183.
257. Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. Проект межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена европейской России // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 65, 2004, стр. 102 – 114.
258. Шик С.М., Писарева В.В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озёр на Восточно-Европейской равнине. Хроностратиграфические подразделения плейстоцена // История плейстоценовых озёр Восточно-Европейской равнины. – С.-Пб.: «Наука», 1998, стр. 8 – 23.
259. Шкатова В.К., Заррина Е.П. Четвертичные образования европейской части России // Геология и полезные ископаемые России, том 1. Запад России и Урал, кн. 1. Запад России. – С.-Пб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006, стр. 169 – 194.
260. Штерн Л.Н. Электроразведка в геологическом картировании районов верхнего течения рек Волги и Мсты // Труды Ленгидропроекта, сб. 2 (изыскательский). – М. – Л.: «Энергия», 1965, стр. 140 – 149.
261. Щукин И.С. Общая геоморфология, том 1. – М.: издательство Московского университета, 1960, 616 стр.
262. Щукин И.С. Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. – М.: «Советская Энциклопедия», 1980, 703 стр.
263. Яковлев С.Я. Геоморфология. Север Русской платформы и Тиман // Геология СССР, том II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963а, стр. 897 – 908.

264. Яковлев С.А. Стратиграфия. Четвертичная система // Геология СССР, том II. Архангельская и Вологодская области, Коми АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963б, стр. 682 – 720.
265. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). – М.: Госгеолтехиздат, 1956, 316 стр.
266. Anderson R.C. Reconstruction of preglacial drainage and its diversion by earliest glacial forebulge in the upper Mississippi Valley region // «Geology», vol. 16, 1988, pp. 254 – 257.
267. Astakhov V.I. Last glaciation in West Sibirea // Sveriges Geologiska Undersöoking, ser. ca 81, 1992, pp. 21 – 30.
268. Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // «Boreas», vol. 35, 2006, pp. 607 – 621.
269. Astakhov V.I., Svendsen J.I. Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // «Boreas», vol. 28, 1999, pp. 23 – 45.
270. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // «Quaternary International», 420, 2016, pp. 4 – 14.
271. Astakhov V.I., Svendsen J.I. Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // «Boreas», vol. 28, 1999, pp. 23 – 45.
272. Ballantyne C.K. Paraglacial geomorphology // Quaternary Science Reviews, vol. 21, 2002, pp. 1935 – 2017.
273. Ballantyne C.K. Periglacial Geomorphology. – Oxford: «Wiley-Blackwell», 2018, 441 p.
274. Baranov D.V., Utkina A.O., Panin A.V. Tver proglacial lake (Tver region, Russia): myth or reality // Limnology and Freshwater Biology, vol. 5, №4, 2022, pp. 1383 – 1384.
275. Bridgland D.R., Gibbard P.L. Quaternary River Diversions in the London Basin and the Eastern English Channel // «Géographie physique et Quaternaire», vol. 51, №3, 1997, pp. 337 – 346.
276. Bridgland D.R., Westaway R., Howard A.J., Innes J.B., Long A.J., Mitchell W.A., White M.J., White T.S. The role of glacio-isostasy in the formation of post-glacial river terraces in relation to the MIS 2 ice limit evidence from northern England // «Proceedings of the Geologists' Association», vol. 121, 2010, pp. 113 – 127.
277. 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, vol. 37, is. 8, 2022, pp. 1442 – 1459.
278. Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // «Radiocarbon», vol. 51, №1, 2009, pp. 337 – 360.

279. Busschers F.S., Kasse C., van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., 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*, vol. 26, 2007, pp. 3216 – 3248.
280. Busschers F.S. van Balen R.T., Cohen K.M., Kasse C., Weerts H.J.T., Wallinga J., Bunnik F.P.M. Response of the Rhine–Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics // «*Boreas*», vol. 37, 2008, pp. 377 – 398.
281. Carrivick J.L., Tweed F.S. Proglacial lakes character, behaviour and geological importance // *Quaternary Science Reviews*, vol. 78, 2013, p. 34 – 52.
282. Church M., Ryder J.M. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation // *Geological Society of America Bulletin*, vol. 83, 1972, pp. 3059 – 3072.
283. Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 // «*Quaternary International*», vol. 500, 2019, pp. 20 – 31.
284. Cohen K.M., Gibbard P.L. and Weerts H.J.T. North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma // *Netherlands Journal of Geosciences*, 2014, pp. 1 – 23.
285. Curry B.B. Evidence at Lomax, Illinois, for Mid-Wisconsin position of the Des Moines Lobe and for diversion of the Mississippi River by the Lake Michigan Lobe // «*Quaternary research*», vol. 50, 1998, pp. 128 – 138.
286. Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjær K. H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia ice flow patterns and decay dynamics // «*Boreas*», vol. 35, №3, 2006, pp. 425 – 444.
287. *A Dictionary of Earth Sciences*. – Oxford: «Oxford University Press», 2013, 654 p.
288. Drenova A.N., Timireva S.N., Chikolini N.I. Late glacial dune-building in the Russian plain // «*Quaternary International*», vol. 41/42, 1997, pp. 59 – 66.
289. French H.M. Periglacial geomorphology // «*Progress in Physical Geography: Earth and Environment*», vol. 3, №2, 1979, pp. 264 – 273.
290. Embleton-Hamann C., *Proglacial landforms* // *Encyclopedia of Geomorphology*. Vol. 2. – London: «Routledge», 2004, pp. 810 – 813.
291. *Encyclopedia of Geomorphology*. Vol. 1. – London: «Routledge», 2004. 578 p.
292. Gorlach A., Hang T., Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // «*Boreas*», vol. 46, №3, 2017, pp. 486 – 502.
293. Heckmann T., Morche D., Becht M. *Proglacial areas and paraglacial dynamics* // *Geomorphology of Proglacial Systems*. – Cham: «Springer», 2019, pp. 3 – 5.

294. Kalińska-Nartiša E., Thiel C., Nartišs M., Buylaert J.-P., Murray A.S. Age and sedimentary record of inland eolian sediments in Lithuania, NE European Sand Belt // «Quaternary Research», №84, 2015, pp. 82 – 95.
295. Karmanov V.N., Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V. Reconstruction of Local Environments of Ancient Population in a Changeable River Valley Landscape (The Middle Vychegda River, Northern Russia) // «Geochronometria», vol. 38, №2, 2011, pp. 128 – 137.
296. Kotlyakov V.M., Komarova A.I. Elsevier's Dictionary of Geography. – Amsterdam: «Elsevier», 2007. 1048 p.
297. Kust P., Makeev A., Lessovaia S., Milanovsky E., Rusakov A., Abrosimov K., Belyaev V., Ryazantsev P. Polygenetic features in Retisols, formed in Moscow (Late Saalian) glacial till // «Catena», vol. 214, 2022, pp. 106245.
298. Lambeck K., Purcell A., Zhao J., Svensson N.-O. The Scandinavian Ice Sheet from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum // «Boreas», vol. 39, 2010, pp. 410 – 435.
299. Lambeck K., Smither C., Ekman M. Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea- and lake-level records // Geophys. J. Int., 135, 1998, pp. 375 – 387.
300. Larsen E., Kjær K. H., Demidov I. N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså, A. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // «Boreas», vol. 35, 2006, pp. 394 – 424.
301. Larsen E., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Lyså A., Subetto D. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia // Quaternary Science Reviews, vol. 92, 2014, pp. 369 – 387.
302. Lunkka J.P., Saarnisto M., Gey V., Demidov I., Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // «Global and Planetary Change», vol. 31, 2001, pp. 407 – 425.
303. Lyså 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», vol. 40, 2011, pp. 481 – 497.
304. Lyså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M.A., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // «Boreas», vol. 43, is. 4, 2014, pp. 757 – 779.
305. Maddy D., Bridgland D.R. Accelerated uplift resulting from Anglian glacioisostatic rebound in the Middle Thames Valley, UK?: evidence from the river terrace record // Quaternary Science Reviews, vol. 19, 2000, pp. 1581 – 1588.

306. Maizels, J. Sediments and landforms of modern proglacial terrestrial environments // *Modern and Past Glacial Environments*, 2002, pp. 279 – 316.
307. Makeev A., Kust P., Lebedeva M., Rusakov A., Terhorst B., Yakusheva T. Soils in the bipartite sediments within the Moscow glacial limits of the Russian plain: Sedimentary environment, pedogenesis, paleolandscape implication // «*Quaternary International*», vol. 501, 2019, pp. 147 – 173.
308. Makeev A., Kust P., Rusakov A., Konstantinov E., Karpukhina N. Moscow landscapes of the Upper Volga River valley and Borisoglebsk upland, and their transformation during the Last glacial-interglacial cycle // *Valdai periglacial field symposium guidebook*. Rostov – Pereslavl-Zalessky – Yuriev-Polsky – Suzdal – Vladimir, 2023, in press.
309. Mangerud J., Astakhov V., Jakobsson M., Svendsen, J. I. Huge Ice-age lakes in Russia // *Journal of Quaternary Science*, vol. 16, №8, 2001a, pp. 773 – 777.
310. Mangerud J., Astakhov V.I., Murray A., Svendsen J.I. The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents–Kara Ice Sheet advances, Northern Russia // «*Global and Planetary Change*», vol. 31, 2001b, pp. 321 – 336.
311. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Miller 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*, vol. 23, 2004, pp. 1313 – 1332.
312. Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // «*Boreas*», vol. 28, 1999, pp. 46 – 80.
313. Maslenikova O., Mangerud J. Where was the outlet of the ice-dammed Lake Komi, Northern Russia // «*Global and Planetary Change*», vol. 31, 2001, pp. 337 – 345.
314. Mörner N.-A. The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence // *GeoJournal*, vol. 3, №3, 1979, pp. 287 – 318.
315. Mörner N.-A. Eustasy, paleoglaciation and palaeoclimatology. // *Geol. Rundschau*, vol. 70, 1981, pp. 691 – 702.
316. Panin A., Adamiec G., Filippov V. Fluvial response to proglacial effects and climate in the upper Dnieper valley (Western Russia) during the Late Weichselian and the Holocene // «*Quaternaire*», vol. 26, №1, 2015, pp. 27 – 48.
317. Panin A., Astakhov V., Komatsu G., Lotsari E., Lang J., Winsemann J. Middle and late quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia // *Earth-Science Reviews*, vol. 201, 2020, p. 103069.

318. Panin A., Baranov D. Fluvial system response to proglacial crustal deformations at the se periphery of the Scandinavian ice sheet (SIS) // IGU 2015 Book of Abstracts. – Moscow: Lomonosov Moscow State University, 2015, pp. 180 – 180.
319. Panin A., Baranov D., Moska P. Rates of postglacial incision of the Upper Volga River estimated by luminescence dating of the terrace staircase // «Practical Geography and XXI Century Challenges». International Geographical Union Thematic Conference dedicated to the Centennial of the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences. Conference Book, vol. 1. – Moscow: Institute of Geography RAS, 2018, pp. 626 – 631.
320. Panin A., Baranov D., Moska P., Utkina A. The Upper Volga River in MIS 2 – early Holocene: response to climate changes and ice sheet impact // FLAG Biennial Meeting 2021. «Evolution of fluvial systems at different time scales». – Moscow: Institute of Geography RAS, 2021, pp. 54 – 56.
321. Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // *Catena*, vol. 130, 2015, pp. 46 – 61.
322. Panin A.V., Sorokin A.N., Uspenskaya O.N. Revision of the concept of the Tver glacial lake in the Upper Volga lowland in MIS 2 // *Limnology and Freshwater Biology*, vol. 3, № 4, 2020, pp. 448 – 450.
323. Peltier W.R. Glacial-Isostatic Adjustment-II. The Inverse Problem // *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46, 1976, pp. 669 – 705.
324. Peltier W.R. Mechanisms of Relative Sea-Level Change and the Geophysical Responses to Ice-Water Loading // *Sea Surface Studies: A Global View*. – Dordrecht: «Springer», 1987, pp. 57 – 94.
325. Peltier W.R. Global sea level rise and glacial isostatic adjustment // «Global and Planetary Change», 20, 1999, pp. 93 – 123.
326. Peltier W.R. Global glacial isostatic adjustment. Palaeogeodetic and space-geodetic tests of the ICE-4G (VM2) model // *Journal of Quaternary science*, vol. 17, №5 – 6, 2002, pp. 491 – 510.
327. Peltier, W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 2004, pp. 111 – 149.
328. Peltier W.R., Andrews J.T. Glacial-Isostatic Adjustment-I. The Forward Problem // *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 46, 1976, pp. 605 – 646.
329. 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*, 119, 2015, pp. 1 – 38.
330. Pico T., Mitrovica J.X., Braun J., Ferrier K.L. Glacial isostatic adjustment deflects the path of the ancestral Hudson River // «*Geology*», vol. 46, №7, 2018, pp. 591 – 594.

331. Reimer P., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen K., Kromer B., Manning S., Muscheler R., Palmer J., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R., Richards D., Scott E., Southon J., Turney C., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // «Radiocarbon», vol. 62, is. 4, 2020, pp. 725 – 757.
332. Roy K., Peltier W.R. Relative sea level in the Western Mediterranean basin: A regional test of the ICE-7G_NA (VM7) model and a constraint on Late Holocene Antarctic deglaciation // *Quaternary Science Reviews*, vol. 183, 2018, pp. 76 – 87.
333. Sidorchuk A.Y., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European plain) during the Late glacial period // *Geomorphology*, vol. 113, №3 – 4, 2009, pp. 137 – 157.
334. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Late-glacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vycheгда river, western Russia // *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. – Rotterdam: A.A. Balkema Publishers, 2001, pp. 265 – 295.
335. Slaymaker O. Criteria to discriminate between proglacial and paraglacial environments // «Landform Analysis», vol. 5, 2007, pp. 72 – 74.
336. Slaymaker O., Proglacial, periglacial or paraglacial? // *Periglacial and Paraglacial Processes and Environments Special Publication 320*. – The Geological Society of London, 2009, pp. 71 – 84.
337. Slaymaker O. Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments // «*Quaestiones Geographicae*», 30 (1), 2011 pp. 85 – 94.
338. Stanford S.D., Witte R.W., Braun D.D., Ridge J.C. Quaternary fluvial history of the Delaware River, New Jersey and Pennsylvania, USA. The effects of glaciation, glacioisostasy and eustasy on a proglacial river system // «*Geomorphology*», 264, 2016, pp. 12 – 28.
339. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubbertenk H.W., Ingólfsson O., Jakobsson M., Kjæri K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Nies-sen 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*, vol. 23, 2004, pp. 1229 – 1271.
340. Teller J.T. History and drainage of large ice-dammed lakes along the Laurentide ice sheet // «*Quaternary International*», vol. 28, 1995, pp. 83 – 92.
341. Teller J.T. Controls, history, outbursts, and impact of large late-Quaternary proglacial lakes in North America // «*Developments in Quaternary Science*», vol. 1, 2003, pp. 45 – 61.

342. 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», № 73, 2022, p. 101381.
343. Wallinga J., Törnqvist T. E., Busschers F.S., Weertsz H. J. T. Allogenic forcing of the late Quaternary Rhine-Meuse fluvial record: the interplay of sea-level change, climate change and crustal movements // «Basin Research», vol. 16, №4, 2004, pp. 535 – 547.
344. Wickert A.D., Anderson R.S., Mitrovica J.X., Naylor S., Carson E.C. The Mississippi River records glacial-isostatic deformation of North America // «Science Advances», vol. 5, iss. 1, 2019, pp. 1 – 7.
345. Worsley P. Periglacial geomorphology // Encyclopedia of Geomorphology. Vol. 2. – London: «Routledge», pp. 772 – 776.
346. Zaretskaya N.E., Panin A.V., Karpukhina N.V. The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data // Bulletin of the Geological Society of Finland, vol. 90, 2018, pp. 301 – 313.
347. Zaretskaya N., Panin A., Molod'kov A., Trofimova S., Simakova A., Baranov D. Pleistocene stratigraphy of the Vychegda River basin, European North-East // Quaternary International, vol. 546, 2020, pp. 185 – 195.
348. Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. Aeolian sedimentation in the Vychegda river valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 // Quaternary International, 2023a, in press
349. Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // Journal of Quaternary science, 2023b, in press
350. Zastrozhnov A., Danukalova G., Shick S., van Kolfshoten T. State of stratigraphic knowledge of Quaternary deposits in European Russia: Unresolved issues and challenges for further research // «Quaternary International», vol. 478, 2018, pp. 4 – 26.

Фондовые материалы:

351. Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. Дисс. на соискание учёной степени доктора географических наук. – М.: МинГео СССР, ВНИИзарубежгеология, 1988, 447 стр.
352. Геологическое строение, гидрогеологические и инженерно-геологические условия центральной части Калининской области РСФСР /отчёт партии №373, составлен по материалам съёмки масштаба 1:50 000 и 1:100 000, произведённой партиями №347, 348 и 349 в 1956 – 1960 гг./. Авт.: З.В. Яцкевич, А.Н. Русс, В.Г. Бернштейн, М.А. Далина. – Л.: МинГео и охраны недр СССР, Пятое ГУ, 1961.

353. Куст П.Г. Почвы на моренных отложениях Московского криохрона Русской равнины как источник палеогеографической информации. Дисс. на соискание ученой степени кандидата биологических наук. – М.: Факультет почвоведения МГУ, 2021, 242 стр.
354. Матлахова Е.Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины. Дисс. на соискание ученой степени кандидата географических наук. – М.: Географический факультет МГУ, 2014, 167 стр.
355. Отчёт Калининской партии о геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200 000, проведённой на территории листа О-36-XXX в 1964 – 1965 гг. Сост.: А.И. Потехин, В.С. Потехина, О.Н. Козлова, Л.Т. Семенов. – М.: МинГео СССР, 1965.
356. Отчёт Кимрской геолого-съёмочной партии о комплексной геологической съёмке масштаба 1:200000 в пределах листа О-37-XXVI, проведенной в 1963 году /Калининская и Московская области/. Симонова Г.Ф., Цукурова А.М., Смирнов С.С., Строк Н.И., Квятковская Г.Н., Трещалина М.И. – М.: ГУЦР, 1964.
357. Отчёт Конаковской партии о геолого-гидрогеологической съёмке масштаба 1:200 000, проведённой на территории листа О-37-XXV в 1963 – 1964 гг. /Калининская область/. Авт.: П.А. Дворцов, Н.Г. Бородин, Г.Д. Родионова. – М.: ГУЦР, 1965.
358. Отчёт о групповой гидрогеологической и инженерно-геологической съёмке масштаба 1:200 000, гидрогеологическом и геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на территории листов О-36-XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV (Тверская область), проведённых в 1987 – 1992 гг. – М.: Роскомнедра, ГППЦР «Центргеология», МНПЦГЭИИН «Геоцентр-Москва», 1992.
359. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50000, произведённой в 1958 году партией № 348 в бассейне верхнего течения р. Волги. Авт.: Русс А.Н., Дубрава Л.Т., Васильченко В.К. – Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1959а.
360. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50000, проведённой партией № 349 в бассейне верхнего течения р. Волги. Авт.: Павлова Н.М., Цубина Л.К., Дубрава Л.Т. – Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1958.
361. Отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50000, произведённой в 1958 году партией № 349 в бассейне верхнего течения р. Волги. Авт.: Скворцов Ю.А., Скворцова З.А., Юринова Н.И. – Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1959б.
362. Отчёт о прохождении производственной практики. Исп. Баранов Д.В. МГУ, Географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии. – Большая Коша – М., 2016.
363. Отчёт об учебно-производственной геолого-геоморфологической практике студентов 3 курса кафедры геоморфологии и палеогеографии, проходившей в Селижаровском районе

- Тверской области. Исп. Агафонова Е.А., Баранов Д.В., Висхаджиева К.С. и др. МГУ, Географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии. – М., 2014.
364. Отчёт об учебно-производственной геолого-геоморфологической практике студентов 3 курса кафедры геоморфологии и палеогеографии, проходившей в Селижаровском районе Тверской области. Исп. Белоусова А.В., Дворенкова О.П., Маркелов В.В. и др. МГУ, Географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии. – М., 2015.
365. Отчёт Ржевской геолого-съёмочной партии о комплексной геологической съёмке листа О-36-XXXV (Калининская и Смоленская обл.). Авт.: Б.А. Яковлев, В.М. Филь, В.М. Чудковский, И.С. Дручин и др. – М.: МинГео и охраны недр СССР, Главзападгеология, 1954.
366. Отчёт Селижаровской геолого-съёмочной партии /Осташковский отряд/ о комплексной геологической съёмке масштаба 1:200 000 листа О-36-XXVIII, произведённой в 1956 – 1957 гг. /Калининская область/. Авт.: Т.И. Столярова, Б.А. Готфрид., Г.Ф. Симонова, Х.Н. Соопер, И.Н. Каландадзе, И.И. Шипилов. – М.: ГУ геологии и охраны недр при СМ РСФСР, ГУЦР, 1958.
367. Отчёт Угличско-Рыбинской геолого-гидрогеологической партии о комплексной съёмке масштаба 1:200000 листов О-37-XV /южная половина/ и О-37-XXI, проведенной в 1966 – 1970 гг. /Ярославская область/. Авт.: Дашевский В.В., Цукурова А.М., Коваленко И.Н., Лаврович О.Н., Бастракова Н.В., Константинова Л.И., Бердников В.В. – М.: МинГео РСФСР, ГУЦР, 1971.
368. Панин А.В. Флювиальное рельефообразование на равнинах умеренного пояса Евразии в позднем плейстоцене – голоцене. Дисс. на соискание учёной степени доктора географических наук. – М., МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, 2015, 457 стр.
369. Промежуточный отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000, произведённой в бассейне верхнего течения р. Волги (партия № 349, 1956). Авт.: Павлова Н.М., Ромашкина Л.П. – Л.: Мингео СССР, 5 ГУ. 1957а.
370. Промежуточный отчёт о комплексной инженерно-геологической съёмке масштаба 1:50 000, произведённой в долине р. верхней Волги и долинах её притоков – р. Тверцы и р. Вазузы /партия №347, 1956 г./. Авт.: В.Г. Бернштейн, В.И. Агеева, Е.Д. Михайлова, Т.В. Князькова, Н.И. Юринова. – Л.: МинГео и охраны недр СССР, Пятое ГУ, 1957б.
371. Русаков А.В. Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Автореферат дисс. на соискание учёной степени доктора географических наук. – С.-Пб.: СПбГУ, 2012, 38 с.

372. Ржевский гидроузел на р. Волге (Ржевский, Селижаровский и Оленинский р-ны Калининской области). Отчёт об инженерно-геологических изысканиях. Авт.: Жуков Б.Г., Зернова З.П. и др. – М.: ВПИНИИ «Гидропроект» имени С.Я. Жука, 1977.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ ЧЕРЕЗ ДОЛИНУ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

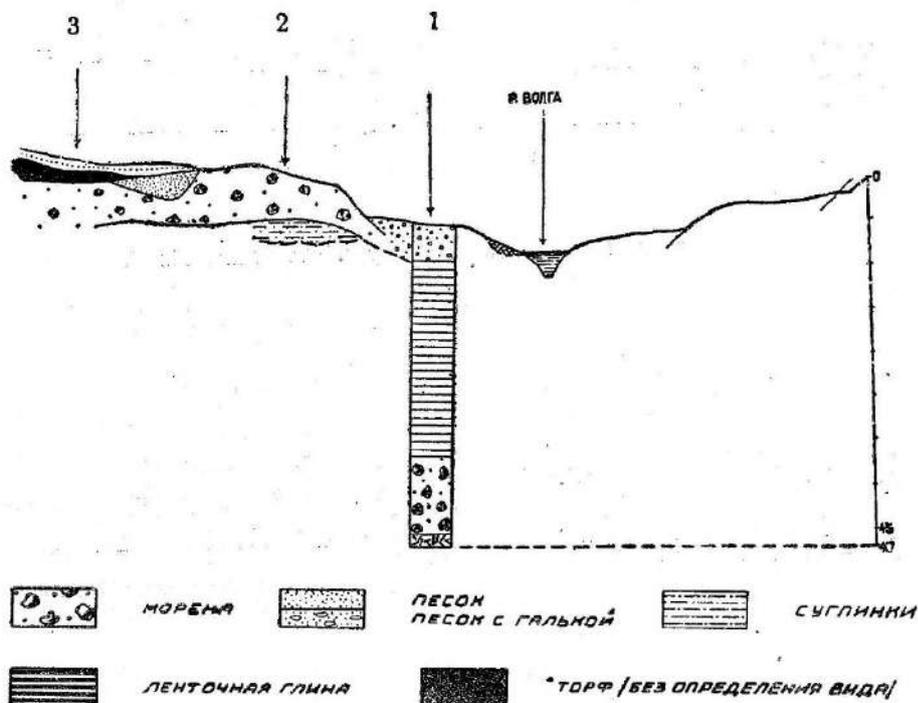


Рис. П1.1. Разрез четвертичной толщи у д. Большая Коша (Марков, 1940).
Цифрами обозначены номера террас.

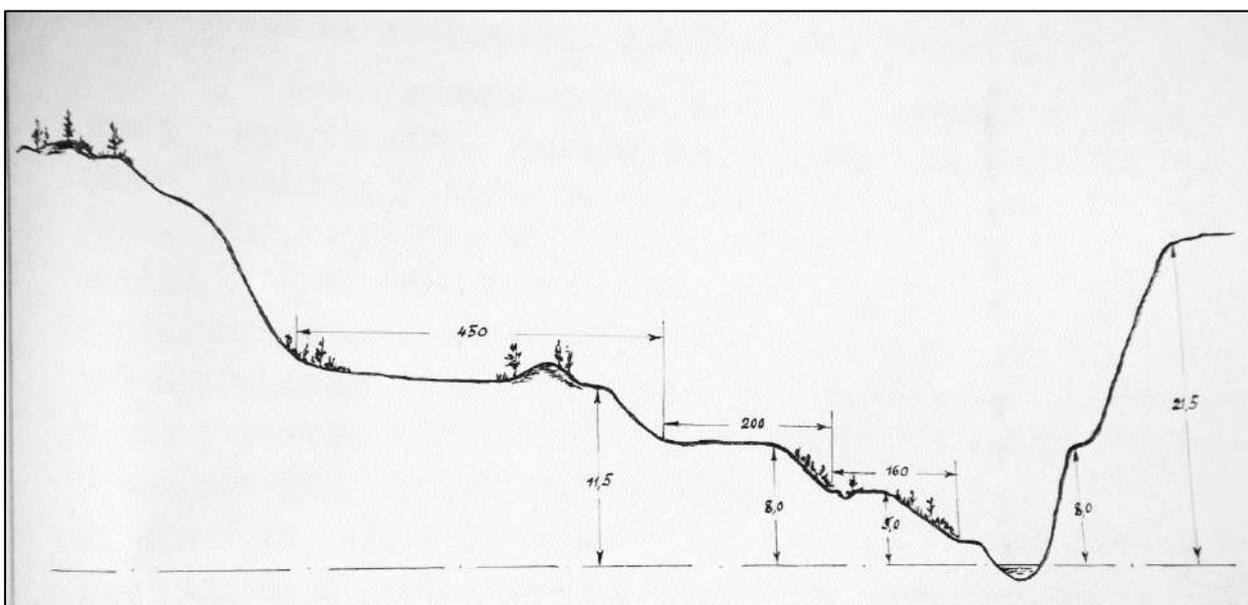


Рис. П1.2. Поперечный профиль долины р. Волги в 0,5 км ниже по течению устья р. Малой Коши (урочище Бекетово) (Отчёт ..., 19596).

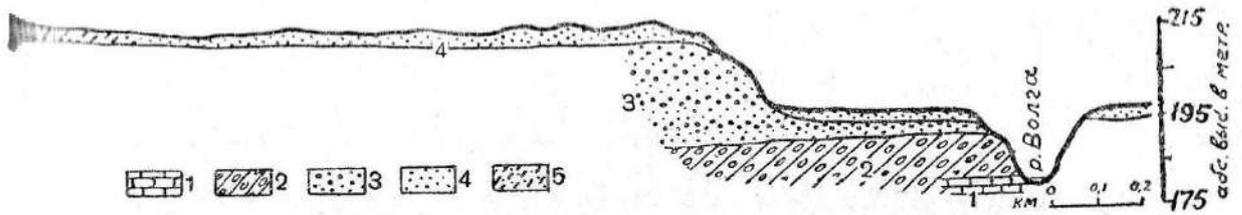


Рис. П1.3. Левый берег р. Волги у устья р. Итомли (Карандеева, 1938).

Условные обозначения: 1 – каменноугольные отложения, 2 – морена, 3 – флювиогляциальные пески, 4 – аллювиальные пески, 5 – покровные суглинки.

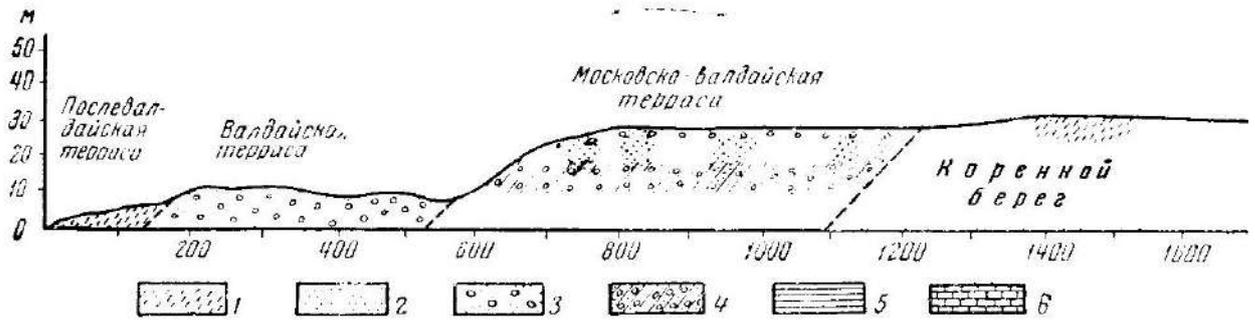


Рис. П1.4. Поперечный профиль левого берега р. Волги ниже устья р. Итомли (Обедиентова, 1962).

Условные обозначения: 1 – супеси, 2 – песок, 3 – песок с галькой и гравием, 4 – морена, 5 – глина, 6 – известняки карбона.

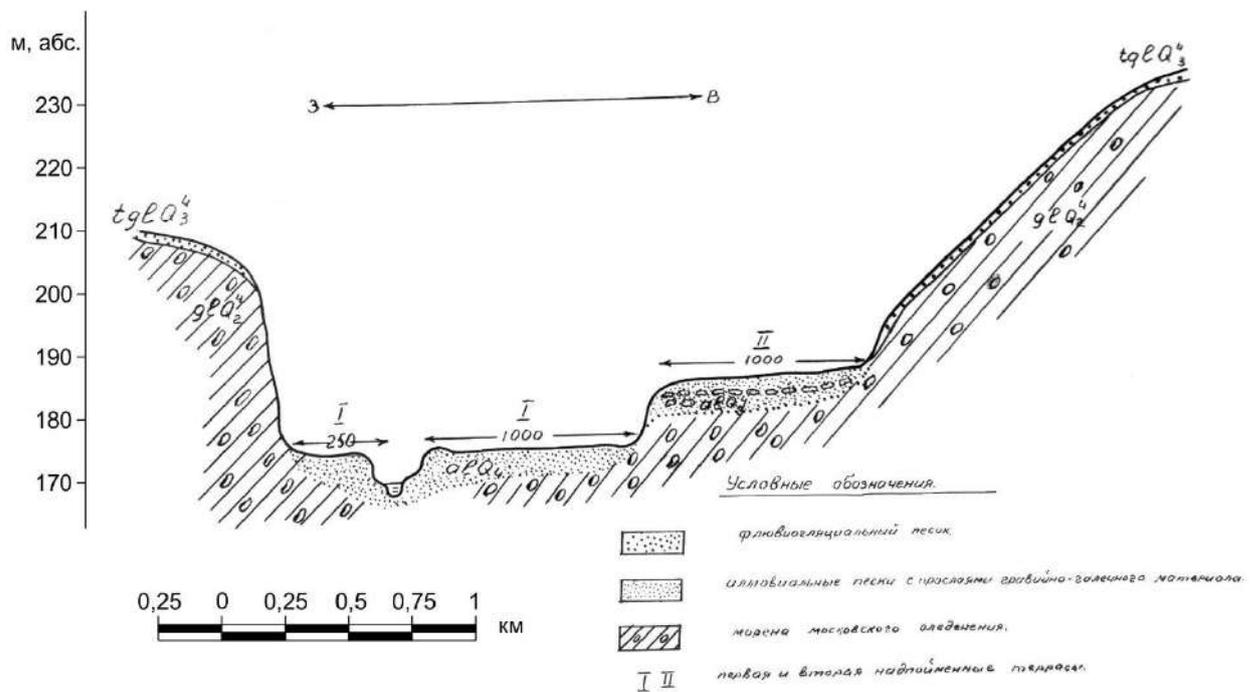


Рис. П1.5. Поперечный разрез через долину р. Волги в 500 м ниже д. Сукоцево (у устья р. Тудовки; Отчёт о комплексной..., 1959а).

3

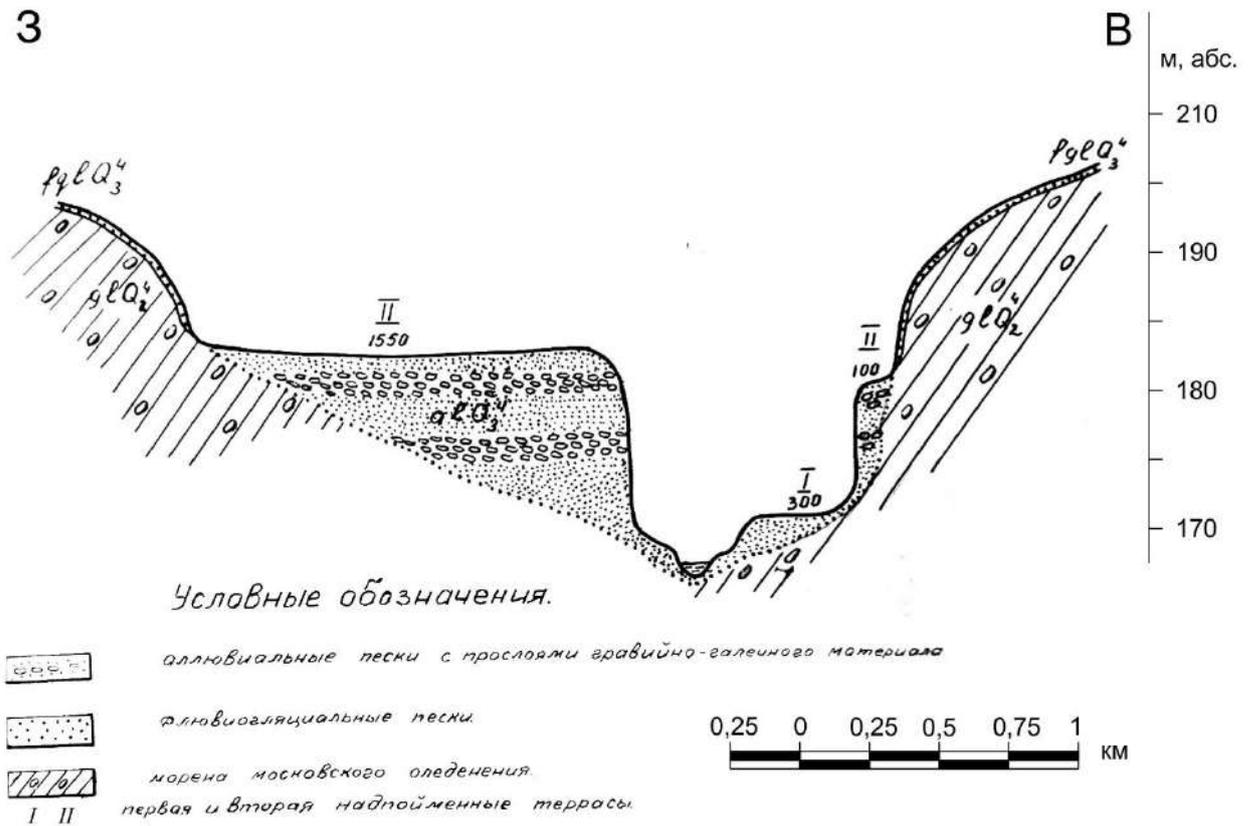


Рис. П1.6. Поперечный разрез через долину р. Волги у д. Анциферово (в 7 км ниже устья р. Тудовки; Отчёт о комплексной..., 1959а).

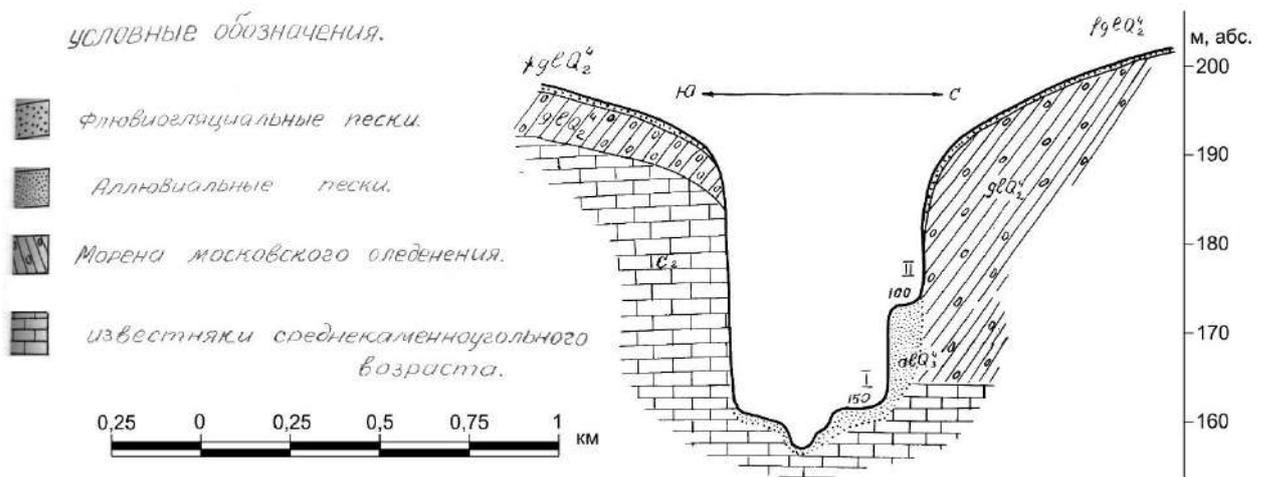


Рис. П1.7. Поперечный профиль через долину р. Волги у д. Редькино (ниже руч. Доброго; Промежуточный отчёт..., 1957а). Римскими цифрами обозначены номера террас.

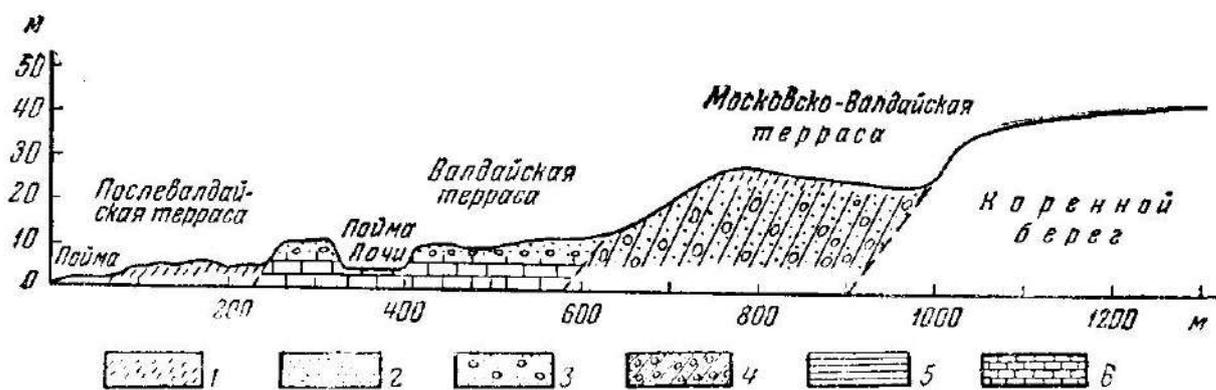


Рис. П1.8. Поперечный профиль правого берега р. Волги у с. Пестриково (в 10 км ниже г. Ржева; Обедиентова, 1962).

Цифрами обозначены: 1 – супеси, 2 – песок, 3 – песок с галькой и гравием, 4 – морена, 5 – глина, 6 – известняки карбона.

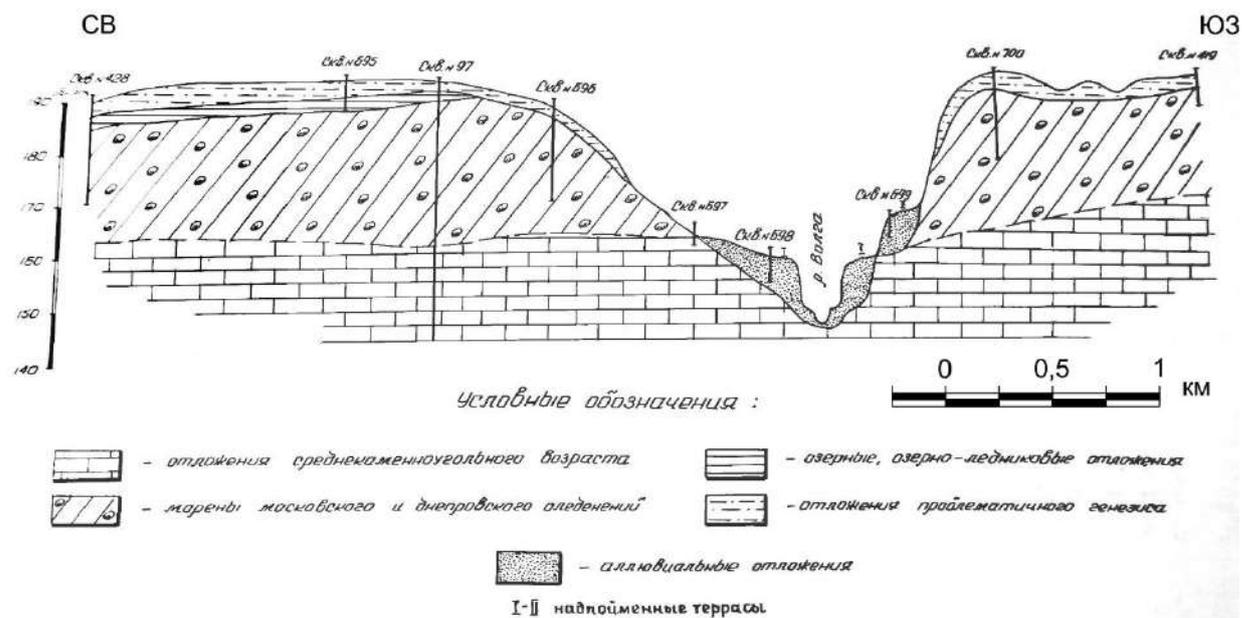
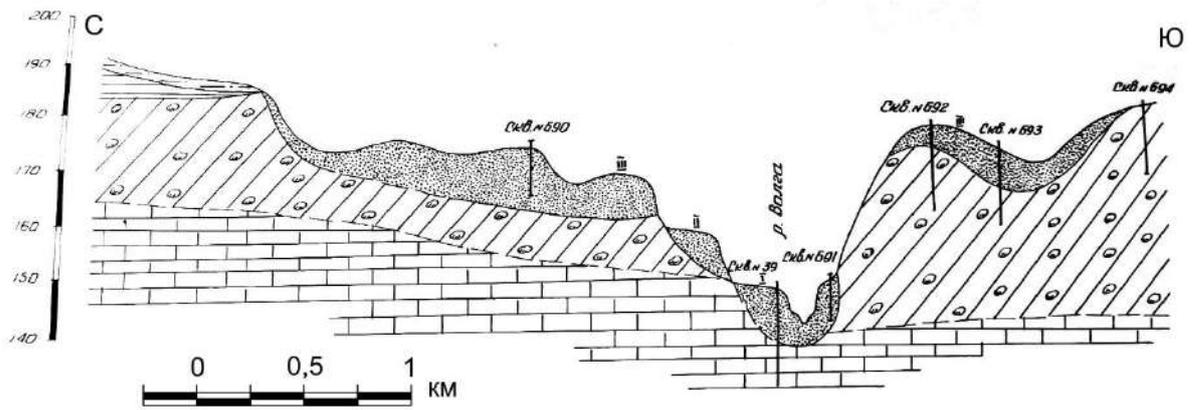


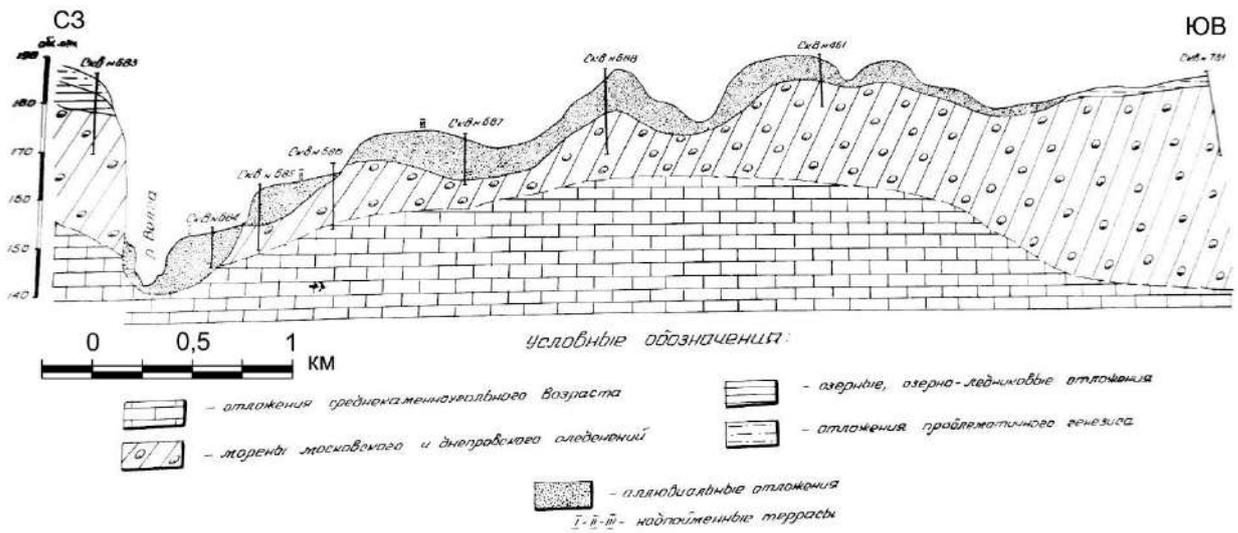
Рис. П1.9. Поперечный профиль через долину р. Волги по линии Столыпина (Столипино) – Порожки (выше г. Зубцова; Отчёт..., 1958).



Условные обозначения:

- | | | | |
|-------------------------------------|--|--|--|
| | - отложения среднего плейстоцена | | - озерные, озерно-ледниковые отложения |
| | - морены московского и днепровского оледенений | | - отложения проблематичного генезиса |
| | - аллювиальные отложения | | |
| I - II - III - надпойменные террасы | | | |

Рис. П1.10. Поперечный профиль через долину р. Волги по линии через д. Колоткино (ныне не сущ., в 2 км ниже устья р. Держи; Отчёт ..., 1958).



Условные обозначения:

- | | | | |
|-------------------------------------|--|--|--|
| | - отложения среднего плейстоцена | | - озерные, озерно-ледниковые отложения |
| | - морены московского и днепровского оледенений | | - отложения проблематичного генезиса |
| | - аллювиальные отложения | | |
| I - II - III - надпойменные террасы | | | |

Рис. П1.11. Поперечный профиль через долину р. Волги в 1 км выше устья р. Иружи (Отчёт ..., 1958).

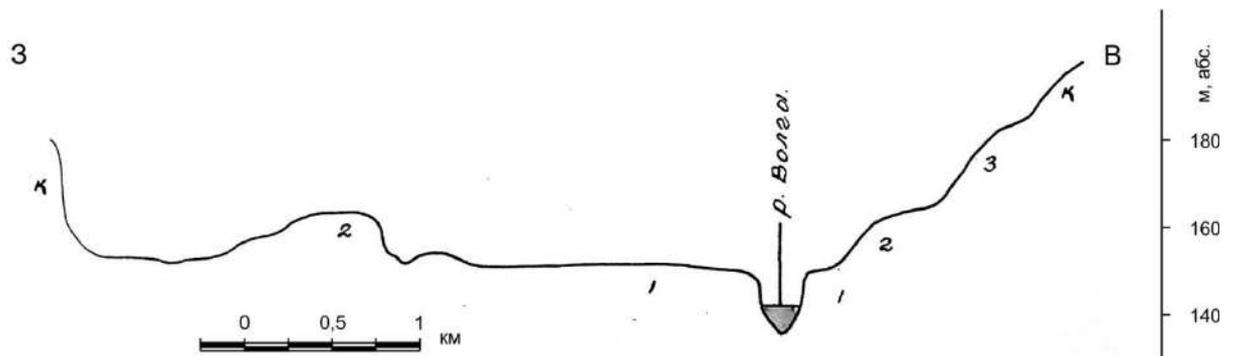


Рис. П1.12. Гипсометрический профиль долины р. Волги у п. Львовского выше с. Родня (Промежуточный отчёт ..., 1957б). Цифрами обозначены номера террас, к – коренной берег долины.

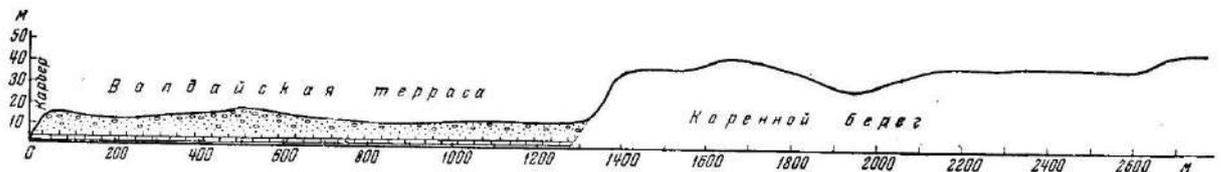


Рис. П1.13. Поперечный разрез левого берега р. Волги у д. Боровой ниже с. Родня (Обедиентова, 1962). Условные обозначения на рис. П1.8.

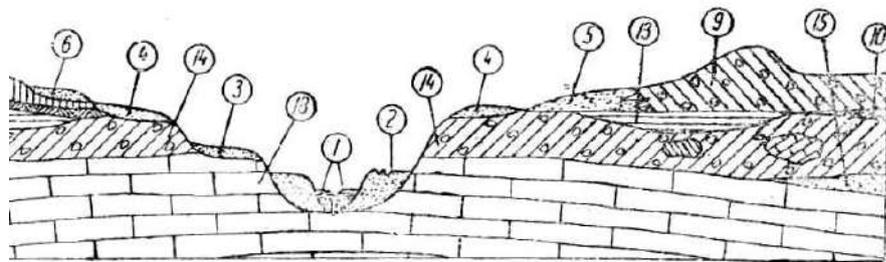


Рис. П1.14. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Старицкого Поволжья (фрагмент, Трофимов, 1940).

Условные обозначения: 1 – пески, галечники и суглинки поймы ($alQ^{Pst,W}$), 2 – пески I надпойменной террасы (alQ^{W3}), 3 – пески II надпойменной террасы (alQ^{W2}), 4 – пески и галечники III надпойменной террасы (alQ^{W1}), 5 – зандровые пески (fg_2Q^W), 6 – пески флювиогляциальной террасы (fg_2Q^W), 9 – верхняя морена (gQ^W), 10 – подморенные флювиогляциальные пески (fg_1Q^W), 13 – озёрно-ледниковые ленточные глины (lgQ^R), 14 – средняя морена с отторженцами (gQ^R), 15 – подморенные флювиогляциальные пески (fg_1Q^R), 18 – дочетвертичные отложения.

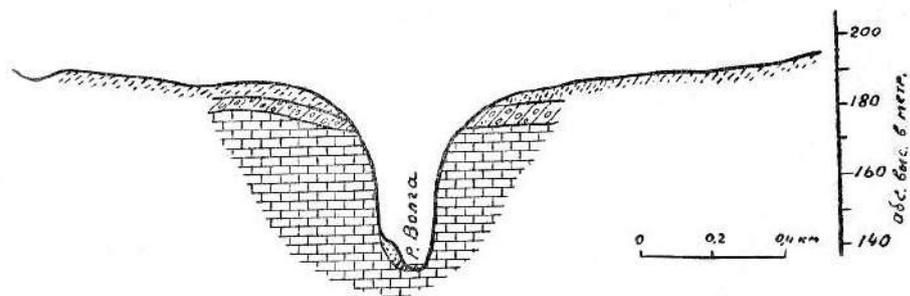


Рис. П1.15. Профиль долины р. Волги в районе Старицких ворот (у д. Стегнишино; Карандеева, 1938). Условные обозначения на рис. П4.3.

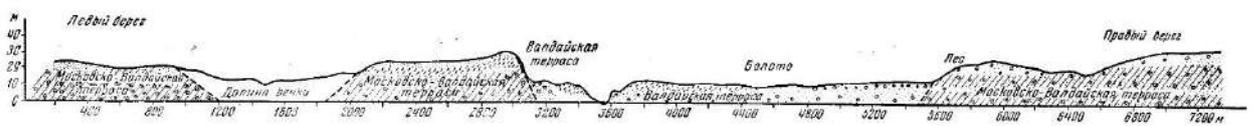


Рис. П1.16. Поперечный разрез долины р. Волги у д. Старое Курцево (в 2 км выше устья р. Улюсть; Обедиентова, 1962). Условные обозначения на рис. П1.8.

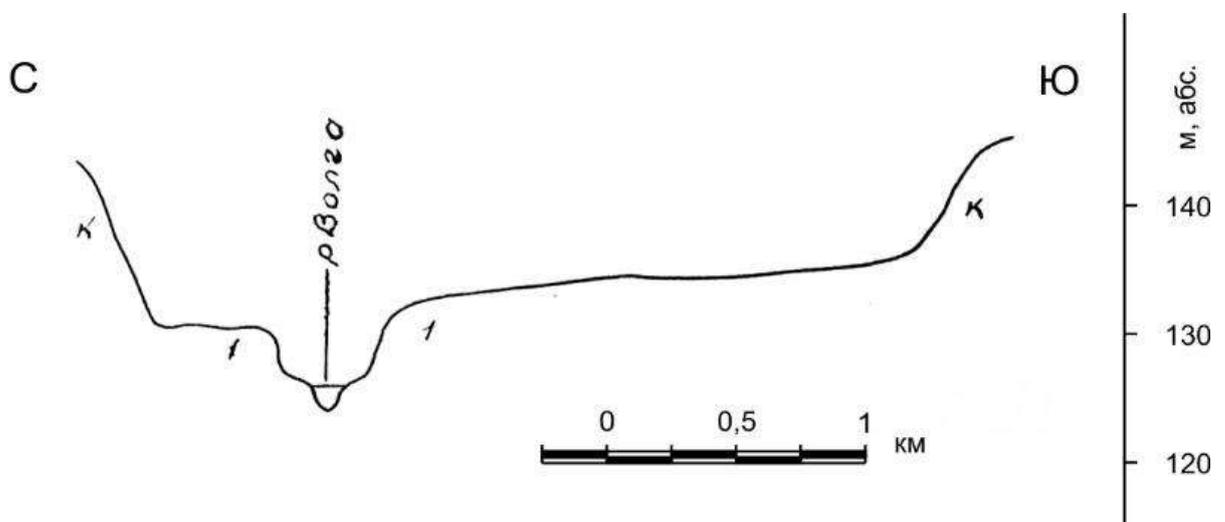


Рис. П1.17. Гипсометрический профиль через долину р. Волги у дд. Сеславье и Андреевское (Промежуточный отчёт..., 1957б). 1 – первая терраса, к – коренной берег.

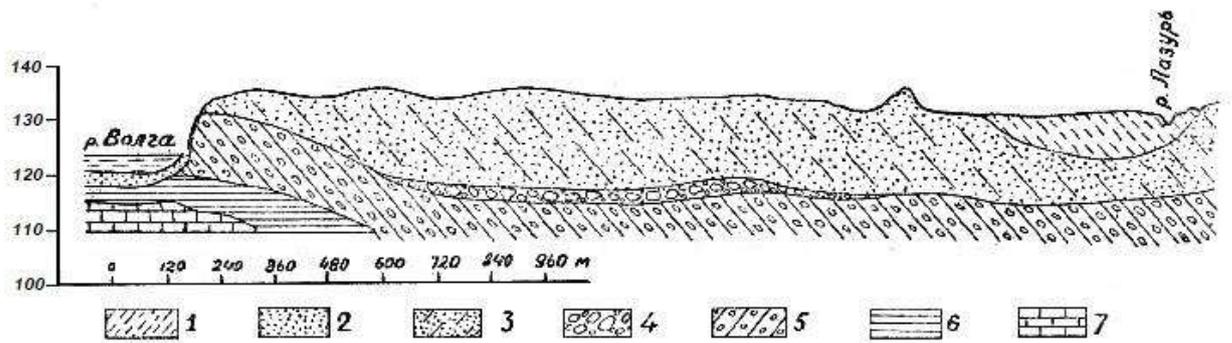


Рис. П1.18. Схема строения правобережья р. Волги в г. Твери (Васильева, 1938).

Условные обозначения: 1 – пойменные отложения руч. Лазурь, 2 – пойменные отложения р. Волги, 3 – отложения надпойменной террасы, 4 – прослой валунов, 5 – морена, 6 – юрские глины, 7 – известняки среднего карбона.

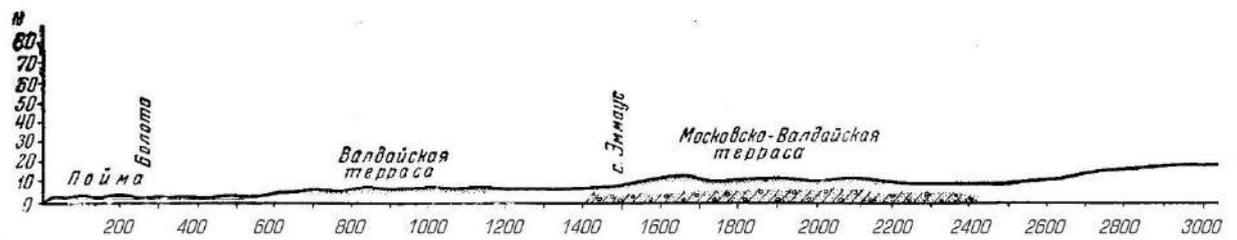


Рис. П1.19. Профиль правого берега р. Волги у п. Эммаус (ниже г. Твери, Обедиентова, 1962).

Условные обозначения на рис. П1.8



Рис. П1.20. Строение долины р. Волги между г. Тверью и с. Александровка (Дик, 1938).

Условные обозначения см. на рис. П1.3

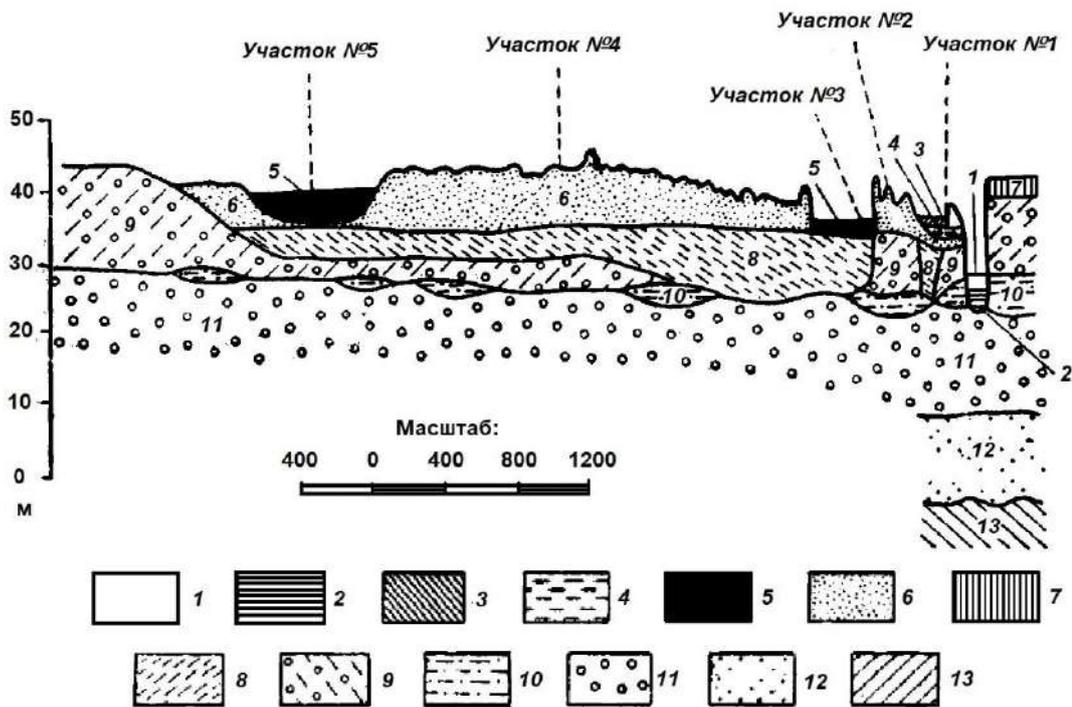


Рис. П1.21. Схематизированный разрез долины р. Волги у Иванькова (совр. г. Дубны, по Г.Ф. Мирчинку, 1948, с исправлениями автора согласно тексту статьи).

Условные обозначения: 1 – вода, 2 – русловой аллювий (alQ_{IV}^2), 3 – образующиеся в настоящее время песчаные и супесчаные пойменные отложения (alQ_{IV}^2), 4 – иловато-глинистые отложения древних пойм (alQ_{IV}^1), 5 – торф (Q_{IV}), 6 – песчаные отложения древних пойм, частично всхолмлённые впоследствии (alQ_{IV}^1), 7 – древнеаллювиальные отложения нижних надпойменных террас (alQ_{III}^W), 8 – песчаные образования с валунами (fgQ_{III}^W), 9 – красно-бурый валунный суглинок (gQ_{II}^R), 10 – межморенные супеси и пески (fgQ_{II}^R), 11 – коричневатый моренный суглинок (gQ_I^M), 12 – мелкозернистые светло-серые пески (fgQ_I^M), 13 – юрские глины (J_3).

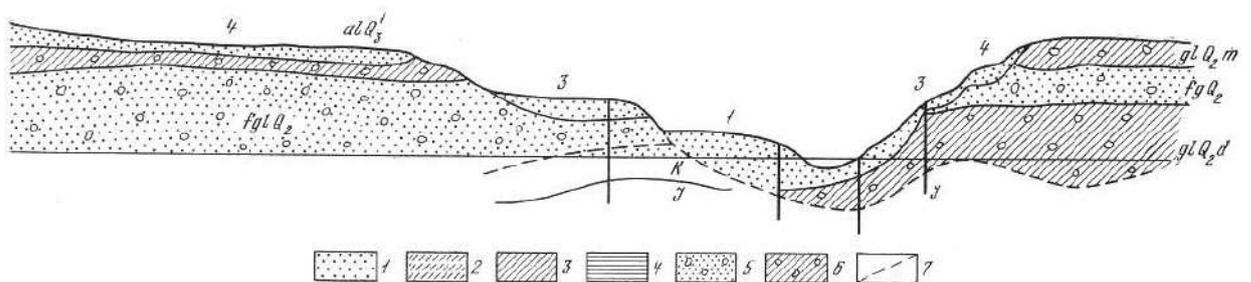


Рис. П1.22. Схематический профиль долины р. Волги на участке между г. Кимрами и г. Калязином (Обедиентова, 1977).

Условные обозначения: 1 – песок, 2 – супесь, 3 – суглинок, 4 – глина, 5 – песок с галькой и гравием, 6 – морена, 7 – подошва четвертичных отложений; цифрами обозначены: 1 – пойма, 3 – вторая терраса, 4 – третья терраса.

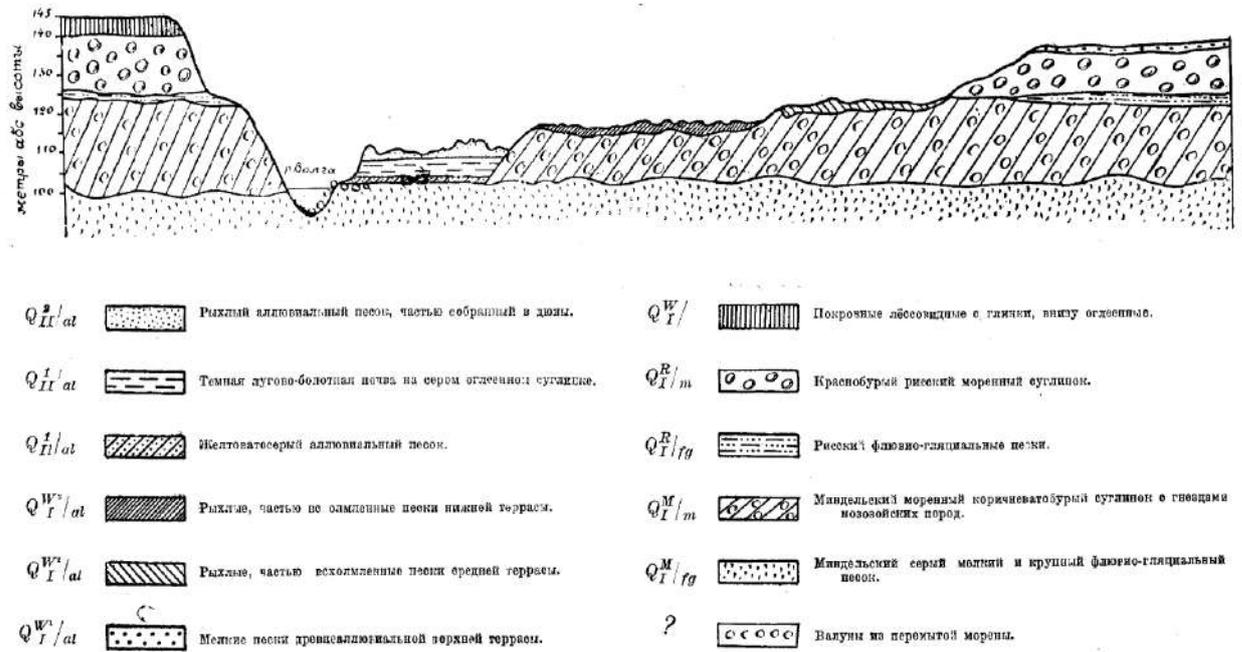


Рис. П1.23. Схематический профиль долины р. Волги в створе д. Спасской (выше г. Калязина, Мирчинк, 1935)

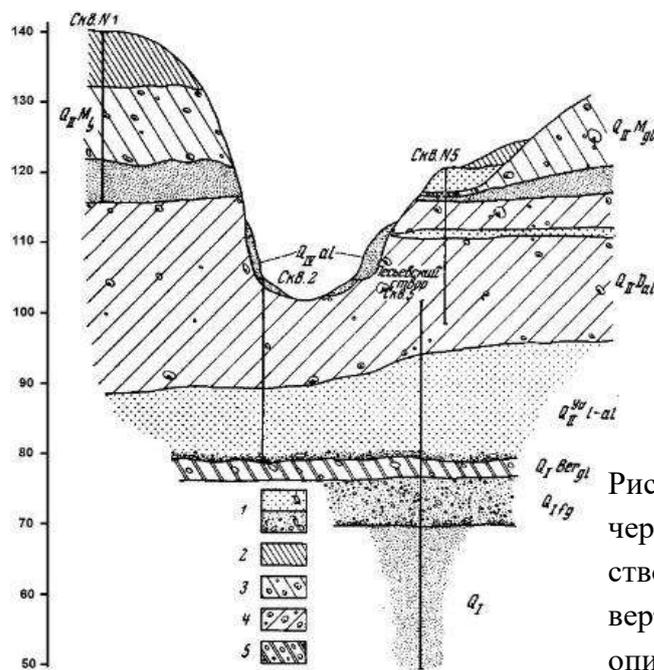


Рис. П1.24. Сводный схематический разрез через долину р. Волги по Спировскому створу (выше г. Калязина; Москвитин, 1967; вертикальный масштаб восстановлен по описанию).

Условные обозначения: 1 – пески: а) мелко- и разнозернистые, б) крупнозернистые с гравием и валунами, 2 – суглинки пылеватые перигляциальные калининского оледенения, 3 – суглинки красновато-бурые, валунные – морена московского оледенения (glQII^M), 4 – суглинки коричнево-бурые, валунные – морена днепровского оледенения (glQII^D), 5 – древнеледниковые отложения – морена березинского оледенения (glQI^{Ber}), морена окского оледенения и валуны, оставшиеся от её размыва, предполагаются в подошве песков fgQI.



Рис. П1.25. Схематический продольный профиль правого берега р. Волги между г. Угличем и с. Золоторучье (Величко, 1964, с пояснениями автора).

Условные обозначения: 1 – морена красно-бурая, 2 – морена тёмно-серая, 3 – морена серо-бурая, 4 – межморенные озёрные глины, 5 – надморенные пески, 6 – пески, перевеянные на I надпойменной террасе и пойме, 7 – лугово-болотная почва на I надпойменной террасе и пойме, 8 – аллювий I надпойменной террасы – пески с прослойками красно-бурого суглинки, 9 – аллювий поймы – слоистые супеси и пески, 10 – юрские пески с галечниками

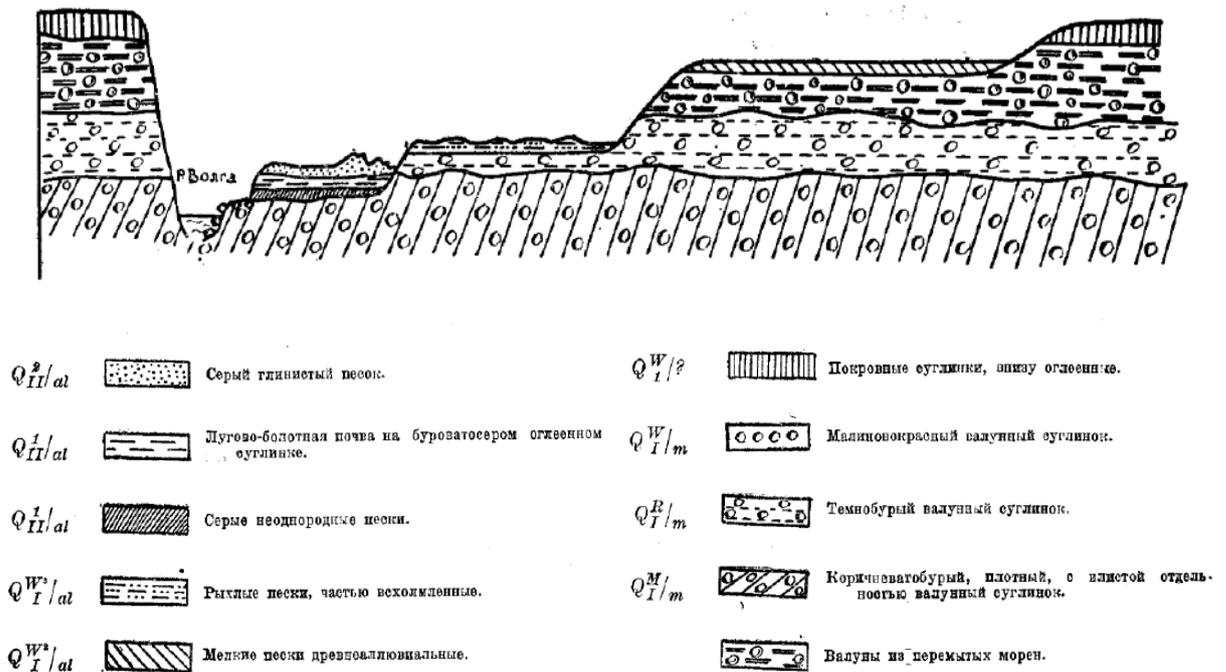


Рис. П1.26. Схема строения долины р. Волги у устья р. Корожечны около г. Углича (Мирчинк, 1935)

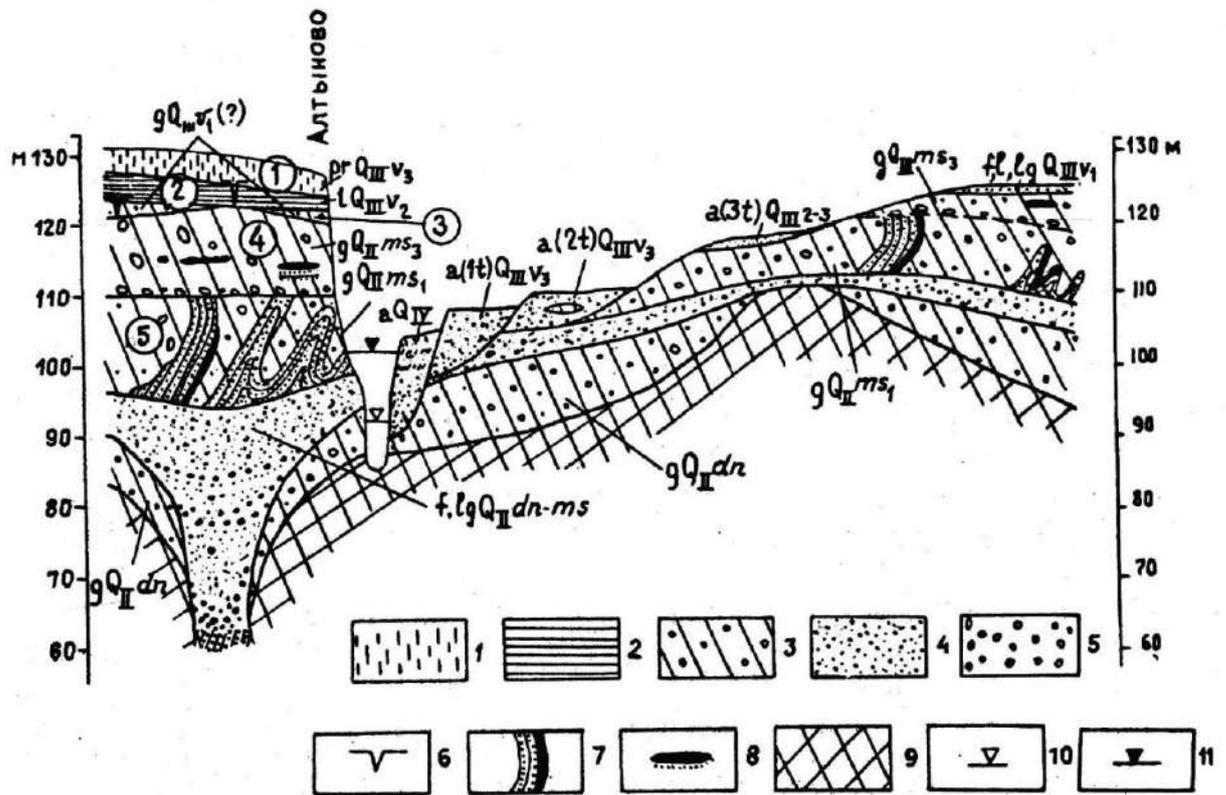


Рис. П1.27. Схематический разрез через долину р. Волги близ г. Углич (Дашевский, Лаврушин, 1981).

Условные обозначения: 1 – супеси, 2 – тяжёлые суглинки и глины, 3 – морена, 4 – пески, 5 – гравий, галька и валуны, 6 – мерзлотные клинья (псевдоморфозы по ледяным жилам), 7 – отторженцы дислоцированные, 8 – отторженцы недислоцированные, 9 – дочетвертичные отложения в коренном залегании, 10 – уровень р. Волги до подтопления, 11 – уровень водохранилища.