

Институт географии Российской академии наук

На правах рукописи

**Украинцев Вадим Юрьевич**

**ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ПАЛЕОРУСЛА РЕК БАССЕЙНА  
ВОЛГИ: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, ВОЗРАСТ,  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук по специальности 1.6.14. – Геоморфология и палеогеография

Научный руководитель:  
д.г.н., член.-кор. РАН  
**Панин Андрей Валерьевич**

**Москва – 2023**

## Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Состояние проблемы.....	8
1.1. История развития речных долин внеледниковой области Европы в последнюю ледниковую эпоху .....	8
1.2. Проблема больших палеорусел .....	16
1.3. Количественные палеогидрологические реконструкции .....	32
Глава 2. Природные условия бассейна Волги.....	40
2.1. Физико-географическая обстановка .....	40
2.2. История развития в четвертичном периоде .....	47
Глава 3. Методы исследования.....	54
3.1. Полевые методы.....	54
3.2. Лабораторные методы .....	57
3.3. Дистанционные методы .....	60
Глава 4. Морфология и строение больших палеорусел в разных частях бассейна Волги .....	63
4.1. Бассейн верхней Волги.....	63
4.2. Бассейн Оки .....	73
4.3. Бассейн средней Волги.....	80
4.4. Бассейн Камы .....	88
4.5. Бассейн нижней Волги .....	112
Глава 5. Развитие речных долин бассейна Волги во второй половине поздневалдайской эпохи.....	139
5.1. Распространение больших палеорусел.....	139
5.2. Построение карты слоя палеостока и оценка стока по основным бассейнам... ..	143
5.3. Возраст больших палеорусел.....	147
5.4. Динамика врезания и аккумуляции в речных долинах.....	152
5.5. Факторы развития речных долин .....	158
Заключение .....	160
Список литературы .....	161

## Введение

**Актуальность.** Древние русла рек, по размерам значительно превышающие русла современных рек («большие палеорусла»), широко встречаются на поймах рек центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины, в том числе в бассейне Волги (Панин и др., 1992, 2011б; Borisova *et al.*, 2006; Sidorchuk *et al.*, 2009). Размер больших палеорусел говорит о значительно более обильном, по сравнению с современным, речном стоке, их формировавшем (Sidorchuk *et al.*, 2000; 2003). Причины их формирования в различных районах Восточно-Европейской равнины исследованы в разных аспектах — геологическом, геоморфологическом, палеоклиматическом. Однако опубликованные работы относятся в основном к западной части равнины, на большую часть бассейна Волги эти результаты переносятся априори за неимением данных по этой территории (Панин, Сидорчук, 2006). Имеется ряд крупных работ по изучению речных долин западной и центральной Европы (Howard *et al.*, 2004; Heine, 1982 и др.), затрагивающих и проблему больших палеорусел. Упомянутые аспекты изучения больших палеорусел тесно между собой связаны: гидрологические изменения отражались в развитии речных долин — их углублении или заполнении, в динамике и морфометрии речных русел, следы которых остались в рельефе дна речных долин (Sidorchuk *et al.*, 2008). Это показывает, что проблему больших палеорусел, их возраста и динамики развития следует изучать в комплексе геолого-геоморфологических и палеогидрологических аспектов. Исходя из комплексного подхода Г. И. Горецким ещё в 1974 году был предложен термин «палеопотамология», который затрагивает историю развития речных долин со всех сторон одновременно — гидрологической, геоморфологической и геологической (Горецкий, 1974). Хотя Г. И. Горецкий подробно изучал строение речных долин Восточно-Европейской равнины, последняя ледниковая эпоха занимает в его реконструкциях совсем малое место. Однако к этому времени относится много палеогеографических проблем, решение которых зависит от понимания истории развития рек. Одна из таких — проблема Каспия, в колебаниях уровня которого в валдайскую ледниковую эпоху важнейшую роль играли изменения стока р. Волги. Современные палеогеографические данные дают основания утверждать, что в последнюю ледниковую эпоху амплитуда колебаний уровня Каспия составляла не менее 70–80 м, что в разы превышает колебания уровня в голоцене (Yanina, 2012; Krijgsman *et al.*, 2019; Kurbanov *et al.*, 2021). При этом климатические или иные механизмы, которые могли стать причиной такой экстраординарной variability уровня моря, до сих пор являются предметом дискуссии. Изучение больших палеорусел рек бассейна Волги могло бы внести вклад в решение этого вопроса и целого ряда палеогеографических проблем южной половины Восточно-Европейской равнины.

**Цель работы** — установить географическое распространение, геолого-геоморфологические и палеогеографические условия, время и причины

формирования больших палеорусел рек бассейна Волги. Для достижения этой цели необходимо решить следующие **задачи**: 1) получить данные о геологическом строении и геоморфологическом положении больших палеорусел в разных частях бассейна Волги; 2) определить возраст аллювия, соответствующего активной фазе формирования больших палеорусел, а также возраст подстилающих и перекрывающих отложений; 3) провести измерения морфометрических параметров больших палеорусел по всему бассейну Волги по космическим снимкам и цифровым моделям рельефа; 4) получить с помощью гидролого-морфологических зависимостей количественные оценки величин речного стока, формировавшего большие палеоруслы; 5) оценить вертикальные русловые деформации, сопровождавшие формирование больших палеорусел.

**Объект исследования** — большие палеоруслы бассейна Волги.

**Предмет исследования** — пространственное распространение, возраст и механизм формирования больших палеорусел, следы которых встречаются в рельефе поймы и террас речных долин бассейна Волги.

**Материалы и методы исследования.** Для решения поставленных задач работы применён комплекс геоморфологических и литолого-стратиграфических методов, в том числе морфологический (выявление больших палеорусел, измерение их параметров), топографо-геодезический (полевая DGPS-съёмка высотного положения скважин и разрезов относительно уровней современных рек), фациальный анализ кернов скважин, в отдельных случаях — с опорой на данные гранулометрического анализа, радиоуглеродный метод датирования аллювия, малакофаунистический метод диагностики морских и пресноводных обстановок осадконакопления (для северного Прикаспия). Изучение пространственного распространения больших палеорусел и измерение их параметров производились по космоснимкам высокого разрешения (ESRI, Bing, Yandex, Google) и цифровым моделям рельефа (преимущественно ALOS 3D).

В основу работы положен фактический материал, собранный автором в 2019–2022 году. При участии автора было проведено несколько экспедиций (бурение, топографо-геодезические измерения) в разных частях бассейна Волги: в 2019 году — в долине реки Мокши (приток Оки), в 2020 — дважды в бассейне озера Неро, в долинах рек бассейна Камы (Кама, Коса и Лолог, Южная Кельтма, Язьва, Иж, Вятка, Пижма, Кильмезь), Оки (снова Мокша), средней (Ветлуга) и верхней Волги (Унжа и Дубна). В 2021 году были проведены работы снова в бассейне Неро, а также в остальной части бассейна под руководством автора — Тёша (бассейн Оки), Пьяна, Сура, Свияга, Илеть (бассейн средней Волги), Мёша, Шешма и Ик (бассейн Камы), Танып, Дёма, Инзер, Уршак, Ашкадар (бассейн Белой), Большой Черемшан, Кондурча, Сок, Самара и ряд её притоков (Ток, Бузулук, Большой Кинель), Большой Иргиз и Камелик, Еруслан, Терешка, а также Большой и Малый Узени, которые являются реками бессточной области Прикаспия. Общее

количество скважин, которые используются в работе, равняется 155, суммарная глубина проходки — 1666 погонных метров. Было отобрано 480 образцов на радиоуглеродное датирование (64 — сделано), 3 образца на петрографический анализ (2), 4 — на минералогический (4), 14 — на диатомовый (14), 20 — на малакофаунистический (20), 1 — на палеонтологический (1), 58 — на анализ биологических останков (21), 73 — на гранулометрический анализ (21). Общее количество обнаруженных участков с большими палеоруслами равняется 1712, из них 123 участка было использовано для гидролого-морфологического анализа. На этих 123 участках было произведено 806 измерений шага современных русел рек и 803 измерения их ширины, а также 856 измерений шага больших палеорусел и 1024 измерения их ширины. Также выполнено 334 измерения абсолютной высоты скважин и рек и на этих данных сделано 129 оценок вреза поздневалдайских рек. В тексте приводится описание больших палеорусел 44 рек.

**Научная новизна** исследования заключается в том, что впервые получены массовые систематические данные о геологическом строении, возрасте, высотном положении больших палеорусел по всей территории бассейна Волги, оценены вертикальные русловые деформации в период и после их формирования. На порядок величин расширена база данных о пространственном распространении больших палеорусел в бассейне Волги, измерены их параметры, осуществлён гидролого-морфологический анализ. По усовершенствованной методике уточнены оценки величин речного стока в крупных частях бассейна Волги и в бассейне в целом.

#### **Защищаемые положения:**

1. Встречаемость больших палеорусел на поймах и низких террасах речных долин бассейна Волги максимальна в современной степной зоне и падает к северу и югу. Это отражает геолого-геоморфологические условия формирования больших палеорусел и их последующей сохранности.

2. Большие палеорусла в речных долинах бассейна Волги формировались в конце пленигляциала – начале позднеледниковья (17,5–14 тыс. лет назад) одновременно во всех частях бассейна Волги.

3. Речной сток в конце пленигляциала – начале позднеледниковья в разных частях бассейна Волги был выше современного в 1,5–1,9 раз, бассейна в целом — в 1,7 раз. Изменения речного стока в пространстве были похожи на современные: наибольшие показатели были характерны для северной и горной части бассейна, наименьшие — для его южных частей. Рост речного стока в бассейне Волги совпал по времени с раннехвалынским подъёмом уровня Каспия, что позволяет считать его одной из ведущих причин этой трансгрессии.

4. В средневалдайскую эпоху в равнинной внеледниковой части бассейна Волги реки были врезаны на значительную глубину. В конце средневалдайской – первой половине поздневалдайской эпохи происходило заполнение этих врезов, закончившееся около 18–19 тыс. лет назад. В период

формирования больших палеорусел 17,5–14 тыс. лет назад вследствие увеличения стока воды аккумуляция в речных долинах сменилась врезанием рек.

**Степень достоверности полученных результатов** определяется большим объёмом натурального материала, собранного в ходе полевых работ и при дистанционном изучении объектов исследования, большим объёмом данных абсолютной геохронологии (радиоуглеродное датирование), наличием комплексных данных лабораторных анализов вещественного состава отложений. Проводилась взаимная верификация данных, полученных в рамках двух блоков исследования – полевого и дистанционного.

**Теоретическая и практическая значимость работы.** Теоретическая значимость исследования заключается в разработке хроностратиграфии осадконакопления и детализации фациального состава аллювия в долинах рек бассейна Волги. Уточнены строение и возраст речных пойм, выявлены временные границы эпохи повышенного речного стока в позднем пленигляциале – начале межледниковья. Результаты исследования могут использоваться при поисках нерудных полезных ископаемых (песок, гравий), а также для практических прогнозов: экологических, климатических, инженерных (при расчёте вероятных русловых изменений и гидрологических параметров рек при проектировании крупных долговременных сооружений).

**Личный вклад автора.** Все полевые работы, бурение скважин проведены при непосредственном участии автора или под его руководством, им же выполнено документирование части кернов скважин, построены и проанализированы все буровые колонки, проведено генетическое расчленение отложений и их фациальная интерпретация, при участии автора отобраны образцы на различные виды анализов. Лично автором выполнен гранулометрический анализ, анализ дистанционных данных — космоснимков и цифровых моделей рельефа, задокументированы следы больших палеорусел бассейна Волги, сделаны палеогидрологические расчёты и построены карты палеостока.

**Апробация.** Результаты и выводы работ представлены на научных конференциях: The 4th International Conference on Paleolimnology of Northern Eurasia (2020), «Тридцать пятое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов» (2020), «European Geosciences Union General Assembly» (2020), «Марковские чтения: Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена» (2020), «VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование» (2020), «Пути эволюционной географии» (2021), «From the Caspian to Mediterranean: environmental change and human response during the Quaternary» (INQUA IFG POCAS, IGCP 610; 2021), «Evolution of fluvial systems at different time scales: FLAG Online Meeting» (2021), «Тринадцатый семинар молодых ученых вузов, объединяемых Межвузовским научно-координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов при МГУ» (2022), «Геохронология четвертичного периода: инструментальные методы

датирования новейших отложений» (2022), на научном семинаре лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ «Великая хвалынская трансгрессия Каспийского моря: проблемы и перспективы» (2022), «Палео- и историческое русловедение» (2023), «Перигляциал Восточно-Европейской равнины» (2023). Также результаты обсуждались на заседаниях отдела палеогеографии четвертичного периода ИГРАН.

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 17 работ, среди которых 6 статей в журналах, рекомендуемых ВАК, в том числе одна персональная, и 11 статей и тезисов в других журналах и сборниках материалов конференций.

**Структура и объем работы.** Диссертационная работа состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы (252 наименования, из которых 157 на иностранных языках). Основной текст изложен на 160 страницах, содержит 122 рисунка и 11 таблиц.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю — чл.-корр. РАН, д.г.н. А.В. Панину (ИГ РАН) за неоценимую помощь в подготовке диссертации, полевых работ, организации камеральных работ, а также постоянные консультации и организацию финансирования работы; сотрудникам Института географии РАН: А.Ю. Качалову — за проведение буровых работ и ценные консультации; к.г.н. А.Л. Захарову — за помощь в проведении полевых работ и консультации по работе с GNSS-приёмником; к.г.н. Е.А. Константинову — за помощь в проведении полевых и камеральных работ и консультации, а также благоприятную творческую атмосферу в экспедициях; д.г.н. О.К. Борисовой — за помощь в проведении полевых работ, разборе керн и отбора образцов, а также научные консультации; сотрудникам Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова: д.г.н. А. Ю. Сидорчуку — за консультации по методике оценки речного палеостока Волги, д.г.н., профессору Т.А. Яниной — за проведение малакофаунистического анализа, к.г.н. Е.Ю. Матлаховой — за помощь в проведении полевых работ; сотрудникам других организаций: к.б.н. О.Н. Успенской (ВНИИ овощеводства РАН) — за проведение комплексного биологического анализа; специалистам М.А. Комагоровой, Д.В. Ульяновой и в.н.с., д.г.-м.н. В.Ю. Карпенко (Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН) — за проведение минералогического и петрографического анализов; к.г.н. М.В. Власову (ООО «Фрэком») — за помощь в проведении полевых работ, чл.-корр. РАН, д.г.н. А.Н. Гельфану — за поддержку палеогеографических исследований в проекте РНФ. Наконец, автор благодарит коллектив отдела палеогеографии четвертичного периода за создание благоприятной атмосферы для профессионального роста.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ-19-17-00215п (Институт водных проблем РАН, рук. А.Н. Гельфан).

## Глава 1. Состояние проблемы

### 1.1. История развития речных долин внеледниковой области Европы в последнюю ледниковую эпоху

#### 1.1.1. Западная и Центральная Европа

В зарубежной Европе в наибольшей степени изучены истории развития речных долин Мааса, Рейна, Темзы, Вислы и рек её бассейна, Дуная и его притоков. Европейские исследователи использовали для реконструкции основных этапов развития речных долин разнообразные данные: геоморфологические (анализ террас, рельефа поймы, величин врезания и выполнения долин), геохронологические (оптически-стимулированной люминесценции, радиоуглеродный анализы), геологические (стратиграфия и биостратиграфия, различные литологические анализы — гранулометрический, текстурный и пр.).

Основой для выводов о развитии рек и этапах формирования их долин служили данные изучения речных террас и пойм. На верхнем Дунае формирование низкой террасы произошло в результате врезания реки в позднем плейстоцене. Следующее врезание произошло уже в позднеледниковье (бёллинг–аллерёд) (Buch, Heine, 1995; Heine, 1999). Antoine (1994), изучив аллювий и лёссовые формации в обнажениях террас реки Соммы, пришёл к выводу о формировании первой надпойменной террасы в MIS (морскую изотопную стадию) 2, а поймы — в голоцене, на основании сопоставления с ледниково-межледниковыми циклами (рис. 1). Также он сделал выводы о врезании реки в конце аллерёда и переходе типа руслоформирования с меандрирующего к разветвлённому, а также новом врезании в начале голоцена на основании изучения заполнения палеорусел (Antoine *et al.*, 2007). Maddy *et al.* (2001), изучив серии террас реки Темзы, их высоты и используя литературные источники для установления их возраста, реконструировали величины врезания и аккумуляции в долине и пришли к выводу, что эпохи высокой флювиальной активности и врезания реки следует сопоставлять с инстерстадиями, тогда как её снижение и выполнение долины осадками происходило в стадиях. Gábris *et al.* (2012) выделили 6 фаз развития средней Тисы за последние 20 тыс. лет: разветвлённое русло и аккумуляция на пойме в плейстоцене, высокий сток в начале позднего плейстоцена с предварительным врезанием и меандрированием русла, разветвлённое русло в раннем дриасе, формирование меандров среднего размера в бёллинге–аллерёде с предварительным врезанием, врезание и формирование малых излучин в раннем голоцене и, наконец, формирование современного облика русла с врезанием в суббореале.

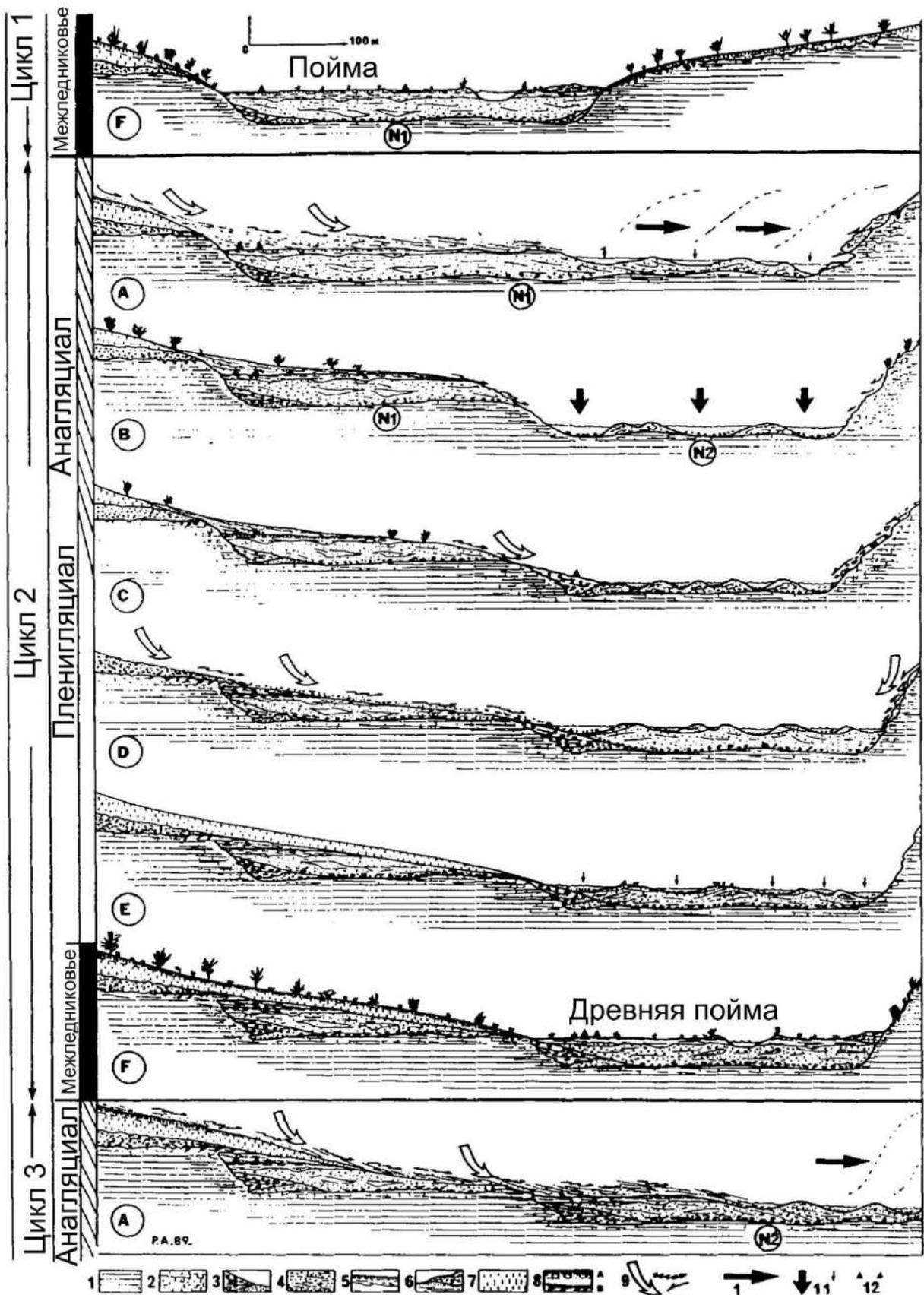


Рис. 1. Схема развития долины реки Соммы в неоплейстоцене, хронологический порядок снизу-вверх (по Antoine, 1994). 1 — коренные породы, 2 — элювий, 3 — склоновые отложения, 4 — русловой аллювий, 5 — пойменный аллювий, 6 — туф, 7 — лёссы, 8 — почвы (А — бурые лесные, В — глеевые), 9 — плоскостная эрозия, 10 — боковая эрозия, 11 — врезание, 12 — палеолитические стоянки

Deschodt (2002) для долины реки Шельды в пределах Франции выделил несколько фаз, опираясь на анализ аллювия и данные радиоуглеродного анализа. В плейстоцене их было две: пред-LGM (максимум последнего оледенения) с высокой флювиальной активностью и пост-LGM с её угасанием. Во время потепления бёллинг–аллерёд режим реки был изменчив, а наступление позднего дриаса ознаменовало угасание флювиальной активности с её возрастанием в конце позднеледникового–начале голоцена. В течение раннего голоцена наступил период стабилизации, который сменился угасанием активности в конце раннего голоцена. Вновь сток реки возрос в конце атлантика (средний голоцен), суббореале и в середине субатлантика. Таким образом, в истории этой речной долины наблюдается волнообразное, динамичное изменение стока на протяжении последних ~30 тыс. лет без длительных эпох стабилизации (кроме раннего голоцена). Для другой реки бассейна, Вред, этот же исследователь выделил 8 фаз развития (рис. 2), а для Диль — 6 (Deschodt *et al.*, 2004). Аналогично, Kalicki (1991) на основе радиоуглеродного анализа и изучения аллювия реки Вислы, а также изучения археологических стоянок в долине реки сделал выводы о периодах врезания и аккумуляции за последние 15 тысяч лет, которые сходны с вышеописанными.

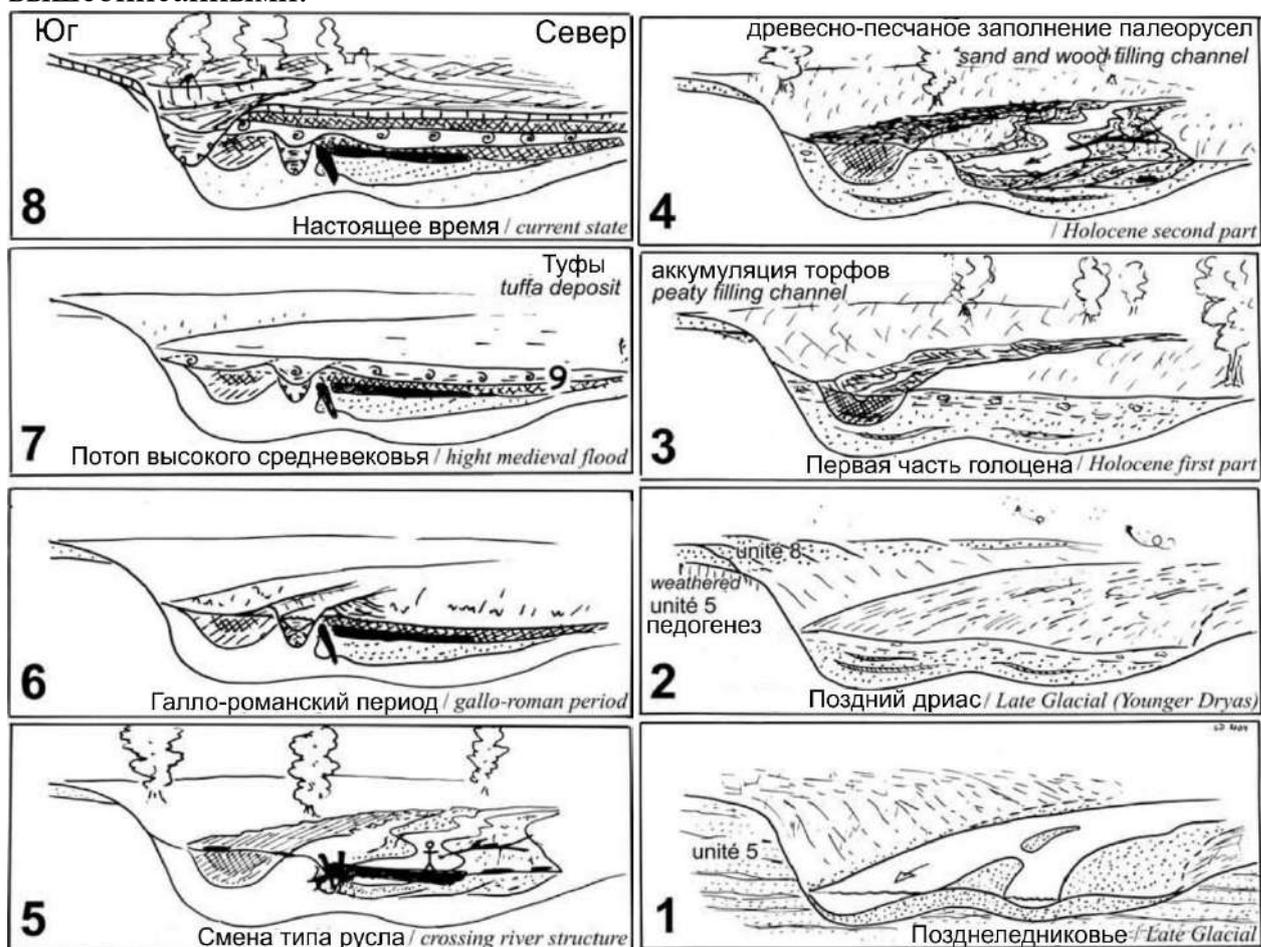


Рис. 2. Эволюция одной из излучин реки Вред (по Deschodt *et al.*, 2012)

Аналогичная динамика развития реконструирована на реке Маас (Kasse *et al.*, 1995; Huisink, 1997, 1999): в плейстоцене и в холодную часть

позднеледниковья она имела разветвлённое русло, затем, с потеплением, началась эпоха высокого стока с меандрированием реки, а в позднем дриасе русло вновь трансформировалось в разветвлённое, причём оно осталось таким и в голоцене, но с большей концентрацией стока в отдельных рукавах. В голоцене Маас развивался так же, как и Шельда в реконструкции Deschodt (2012). На реке Марк (Нидерланды) в конце плейстоцена также реконструируется разветвлённое русло (Vandenberghe, Bohncke, 1985). На нижнем Рейне русло в начале позднеледниковья из разветвлённого трансформировалось в однорукавное, затем оно развивалось аналогично другим рекам, за исключением того, что в голоцене русло вновь начало меандрировать (Erkens *et al.*, 2011). В целом аналогичное развитие реконструировано для долин рек бассейна Эльбы (Эльстер (Mol, 1995), Шпрее (Mol, 1997), Йетцель (Turner *et al.*, 2013)); Одры (Heise (Mol, 1997), Варта (Szumanski, 1983; Kozarski, 1991)); Вислы (Szumanski, 1983; Kalicki, 1991; Starkel, Granoszewski, 1995; Starkel *et al.*, 1996); нижнего Дуная (Howard *et al.*, 2004), а также для среднего Рейна (Heine, 1982) и реки Везер (Lipps, Caspers, 1990; Huisink, 1997).

Предпринимались также попытки обобщить схемы развития террас, их реакции на климатические изменения и неотектонические движения (врезание рек происходило и по причине позднеледниковой гляциоизостазии по периферии Скандинавского ледникового щита (Wallinga *et al.*, 2004; Busschers *et al.*, 2007) — возникновение подобных локальных гляциоизостатических поднятий привело к тому, что ниже по течению отсутствие аналогичного воздымания земной коры заставляло реки аккумулировать свои наносы). Например, для Европы это делал D. R. Bridgland (2000), представивший продольные и поперечные профили для разных случаев развития речных долин. Starkel с соавторами (2015) обобщили реакцию рек Восточной Европы на природные изменения в позднем плейстоцене–голоцене (рис. 3).

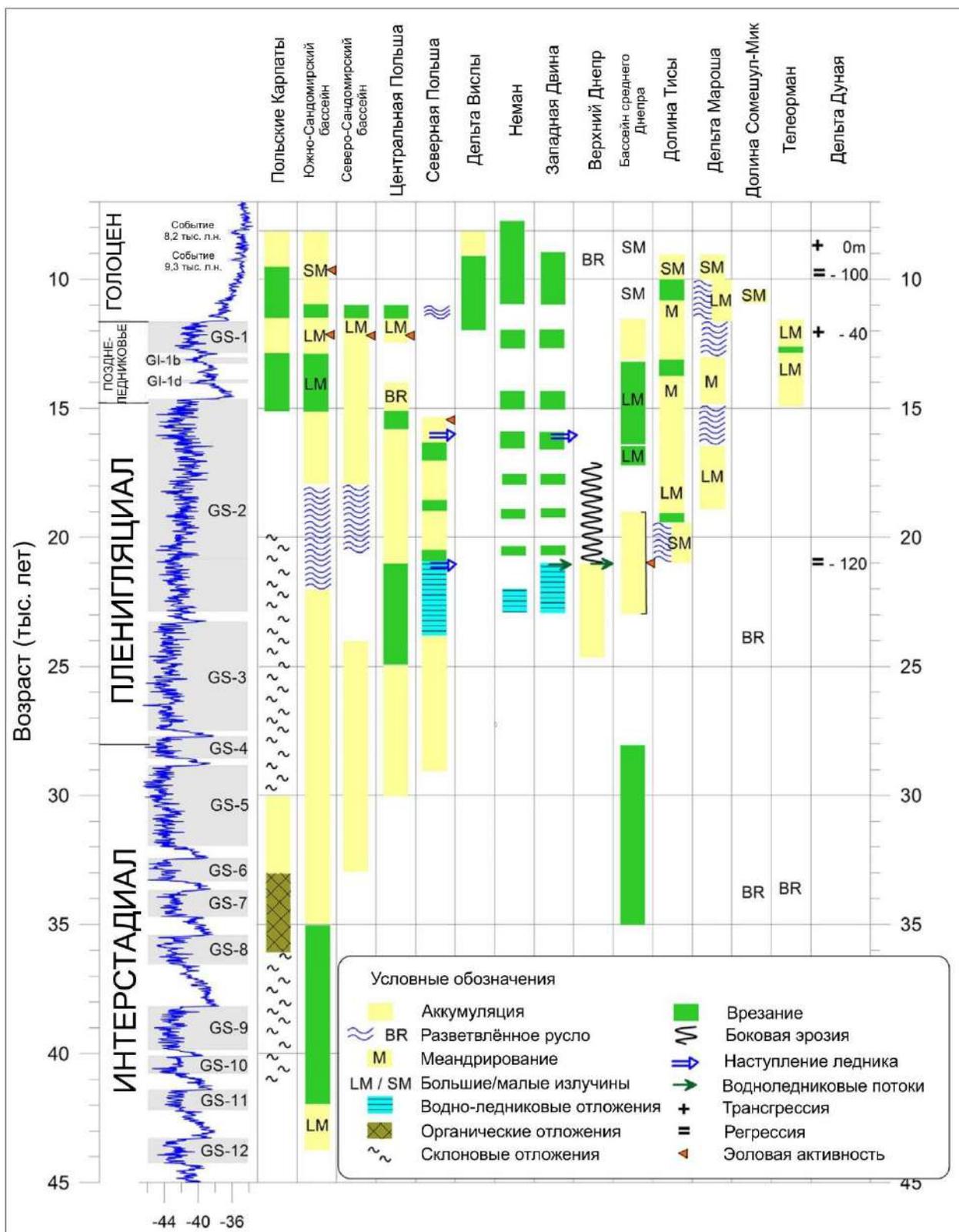


Рис. 3. Корреляция флювиальной активности речных долин восточной Европы (по Starkel et al., 2015)

### 1.1.2. Восточно-Европейская равнина

Исследования речных долин в СССР до середины прошлого века проводились в основном для инженерных целей и не включали крупных обобщений. Первыми таковыми стали работы Г. И. Горецкого (1947, 1948), а

также его же монографические обобщения по строению и истории крупных речных долин Восточно-Европейской равнины — Камы, Волги, Оки, Днепра и Дона (Горецкий, 1964, 1966, 1970, 1982). Хотя основное внимание Г.И. Горецкий уделял более древним эпохам, в общих чертах охарактеризован и поздний плейстоцен речных долин как эпоха их преимущественного углубления. Выводы базировались на анализе огромного количества буровых скважин и обнажений, собранных для инженерно-геологических целей при сооружении водохранилищ, ГЭС и других водных инженерных объектов. Не имея в своем распоряжении методов абсолютной геохронологии, Г.И. Горецкий для установления возраста событий анализировал соотношение террас, продольные и поперечные профили долин, строение аллювиальных толщ (стратиграфия, палинология, минералогический анализ и пр.). Также из ранних работ необходимо упомянуть монографию Е. В. Шанцера (1951), в которой он хоть и сосредотачивается на вещественных и генетических характеристиках аллювия, но затрагивает и вопросы формирования различных элементов речных долин (в том числе стариц и других форм рельефа пойм) и их связи с климатом; работы Г. Ф. Мирчинка (например, 1935), затрагивавшие, в том числе, историю развития долины Волги, А. И. Москвитина (1958), А. А. Асеева (1959) и А. И. Спиридонова (1954). Последний в своей работе о долине Оки пришёл к выводу, что в позднем валдае река испытывала аккумуляцию, которая на заключительном этапе плейстоцена сменилась врезанием.

Крупным обобщением по истории развития долины Волги была монография Г. В. Обедиентовой «Эрозионные циклы и формирование долины Волги» (1977). В ней автор собрала все предыдущие исследования отложений долины Волги. Частью монографии была геоморфологическая карта долины Волги.

Возраст долины Волги является дискуссионным вопросом. По мнению А. И. Москвитина (1958), формирование современной гидросети Волги произошло после отступления палеогенового моря. Изучение современной долины Волги исследователями прошлого века обычно основывалось на изучении террас Волги, которых насчитывали до пяти-шести. К поздневалдайской эпохе из них относили только последнюю — первую надпойменную; высокая и низкая пойма Волги формировались уже в голоцене. Такого мнения придерживались Г. В. Обедиентова (1975, 1977) и А. И. Москвитин (1958). Высокие террасы, более дискуссионные, относили ко времени более ранних ледниковых эпох.

К наиболее изученным долинам Восточно-Европейской равнины можно отнести верхний Дон, притоки среднего Дона (Хопёр, Ворона), Днепр с притоками (Сейм, Свапа), притоки Оки (Протва и Москва), а на севере равнины — р. Вычегда. У Вычегды ввиду влияния Скандинавского ледникового щита, край которого располагался вблизи её устья, врезание произошло лишь после деградации ледника, на стыке плейстоцена и голоцена; до этого происходила речная аккумуляция (Сидорчук и др., 1999;

Sidorchuk *et al.*, 1999; 2001б; Панин и др., 2011б; Karmanov *et al.*, 2013; Чернов и др., 2015а, б). Т. Калицки делает выводы о трансформации русла Западной Березины (Белоруссия) с разветляющегося в меандрирующий в позднеледниковье (Калицкий и др., 2019). Несколько зарубежных работ посвящено развитию долины Днестра в пределах Украины (Nuhmann *et al.*, 2004; Gębica *et al.*, 2021): пойменная терраса начала формироваться в позднеледниковье, когда тип русла трансформировался в меандрирующий, а малые голоценовые излучины — в бореале; также выявлено 9 позднечетвертичных террасовых уровней (рис. 4). А. В. Панин с соавторами выпустили несколько статей (Panin *et al.*, 2014, 2015, 2017) о развитии верхнего Днепра, в которых делаются выводы о врезании долины в предледниковую эпоху, формировании разветвлённого русла во время LGM и новом врезании и формировании высокой поймы в позднеледниковье. В среднем течении р. Сейм выявлено несколько этапов развития долины: мощная аккумуляция 19–17 тыс. лет назад, затем трансформация типа русла в меандрирующий, формирование поймы и современного пояса меандрирования в конце позднеледниковья и голоцене (Панин и др., 2001); у притока Свапы формирование первой надпойменной террасы произошло в LGM, в остальном история такая же (Borisova *et al.*, 2006). Врезание в позднем плейстогляциале диагностируется и на реках бассейна Волги (Протва, Москва) (Панин, Матлахова, 2013). Верхний Дон испытывал рост стока и врезание в конце среднего валдая, во время LGM в долине реки происходила аккумуляция, как и в голоцене (Панин и др., 2011а; Панин и др., 2013; Матлахова и др., 2019) (табл. 1). У реки Вороны выделено 2 генерации поймы — позднеледниковой, связанной с трансформированием типа русла в меандрирующий, и голоценовой (Матлахова, 2021). Изучение упомянутых рек сопровождалось палеофлористическим анализом — были найдены регионы-аналоги с похожей (на пыльцу растений из разрезов) растительностью (а значит и значениями климата и стока), что позволило верифицировать русловой анализ и геохронологические данные (Sidorchuk *et al.*, 2001а, 2003, 2013; Сидорчук и др., 2019б). Из обобщающих работ стоит упомянуть диссертацию А. В. Панина (2015), где он составил продольные и поперечные профили для разных случаев развития речных долин Северной Евразии.

Таблица 1. Высотное положение разновозрастных осадков в днищах речных долин (по Панин и др., 2011а)

Эпохи	Аллювий		Эоловые		Склоновые (делювиальные, солифлюкционные)	
	Н, м	ГЭ	Н, м	ГЭ	Н, м	ГЭ
<b>Долина среднего Сейма</b>						
Средний валдай (57-29 тыс.кал.л.н.)	<-2 ÷ >+8	Т 6-8 м (Т0б, Т0с) Т 12-13 м (Т1а)				
Поздний валдай - начало и ПЛМ	<-4 ÷ +5	Т 5-6 м (Т0а)	+6 ÷ +16	Т 7-8 м (Т0с), Т 12-	+8 ÷ +12	Т 12-16 м (Т1)

(29-18 тыс.кал.л.н.)				16 м (Т1)		
Поздний валдай - окончание (18-12 тыс.кал.л.н.)	-10 ÷ +4	П				
Голоцен (12-0 тыс.кал.л.н.)	<-5 ÷ +6	П; Т 5-7 м (Т0а, Т0b)				
<b>Долина среднего Хопра</b>						
Средний валдай (57-29 тыс.кал.л.н.)	<+4 ÷ +9	Т 12-16 м (Т1)				
Поздний валдай - начало и ПЛМ (29-18 тыс.кал.л.н.)	<-3 ÷ >0	П Т 5-6 м (Т0)	<+6 ÷ +16	Т 8-10 м (Т1); Т 12- 16 м (Т1)	<+10 ÷ >+16	Т 8-16 м (Т1)
Поздний валдай - окончание (18-12 тыс.кал.л.н.)	<-10 ÷ +2	П	+2 ÷ >+5	Т 5-6 м (Т0)	-8 ÷ >0	П
Голоцен (12-0 тыс.кал.л.н.)	-7 ÷ +5	П				

Примечания: Н – высотный интервал, в котором встречается данный тип осадка (в метрах относительно современного меженного уреза воды); ГЭ - геоморфологические элементы долины, где встречается данный тип осадка: Т – терраса и её высота, П – пойма

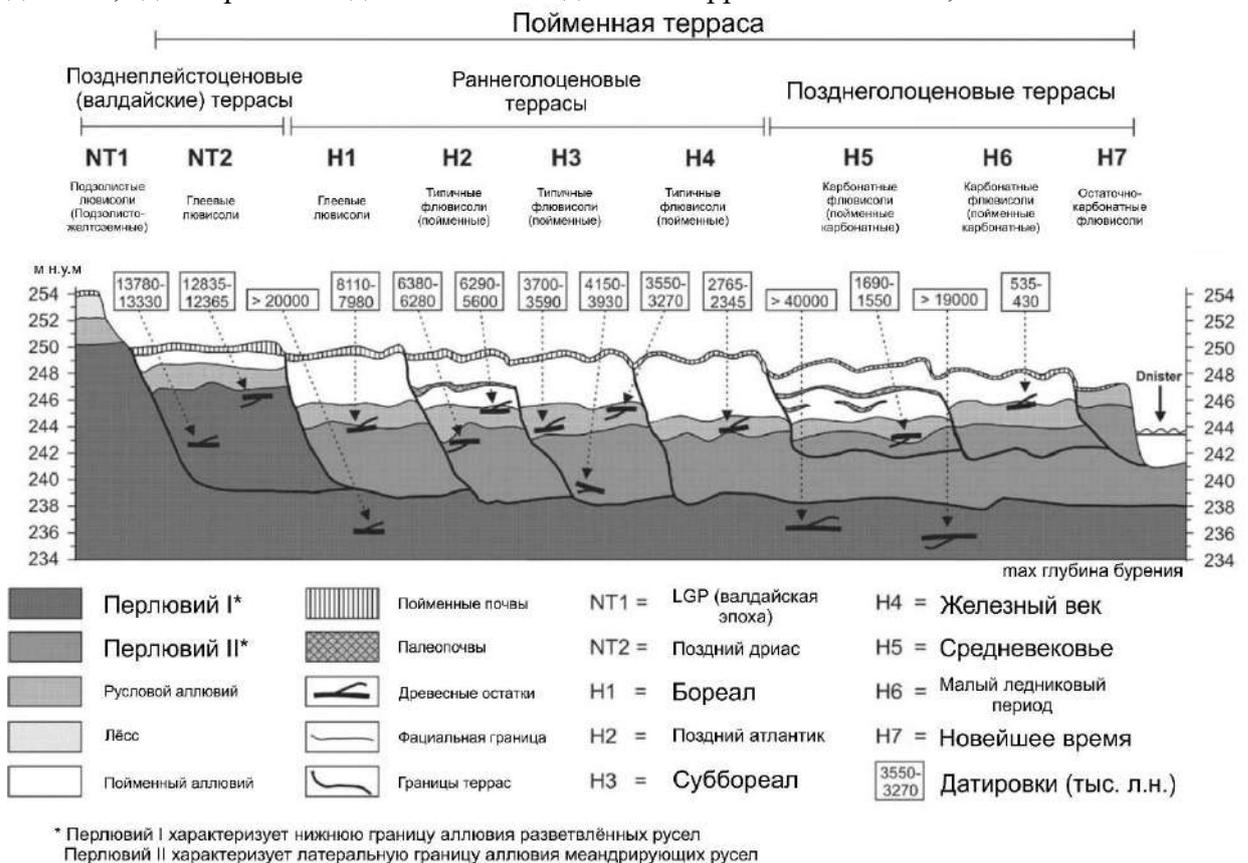


Рис. 4. Схема развития террас Днестра около города Николаева (по Nuhmann, 2004)

Приведённые исследования пытались обобщить схемы развития конкретных речных долин или регионов, их террас и врезов; установить влияние климата на их развитие. Хотя они проведены на высоком уровне, большинство работ является сугубо геологическими, в частности речной рельеф анализируется только на общем уровне (террасы). Исследование

больших палеорусел и в целом рельефа пойм помогло раскрыть поставленные проблемы глубже и придти к новым выводам, что будет показано в следующей главе.

## 1.2. Проблема больших палеорусел

Остатки больших извилистых палеорусел являются типичной формой флювиального рельефа в современных речных долинах по всему земному шару, в особенности в умеренном поясе северного полушария. Их называют большими палеоруслими («large paleomeanders»), или макроизлучинами (термин предложен Б.В. Матвеевым (1985) для обозначения изгибов русла, отношение шага которых к ширине русла значительно превышает характерное для обычных речных излучин), поскольку они крупнее аналогичных форм рельефа современной реки. Большие палеорусли часто хорошо выражены в рельефе и пространственном облике ландшафта (например, урочищем с очертаниями русла и развитой влаголюбивой растительностью), отчётливо видны на аэро- и космоснимках или цифровых моделях рельефа (рис. 5). Это могут быть большие старицы и серии грив, меандровые цирки; в ряде случаев большие палеорусли участками унаследованы

современной рекой, однако шаг излучин не соответствует среднестатистическому (Vandenberghe, Sidorchuk, 2020). Большие палеорусли расположены на пойме реки, обычно за пределами современного пояса меандрирования, редко — на первой надпойменной террасе. Размер больших палеорусел и их расположение явно указывают на то, что они формировались не при современных гидрологических условиях, в то время как морфологическая выраженность



Рис. 5. Макроизлучины реки Хопёр (по Сидорчук и др., 2010)

указывает на их относительно молодой геологический возраст.

Массовые исследования больших меандрирующих палеорусел начали проводиться в 1980-е годы польскими исследователями (Tobolski, 1975; Szumański, 1983; Starkel, 1983; Kozarski, 1983; Antczak, 1985; Gonera, Kozarski, 1987; Kozarski, 1991 и др.). До этого сведения о них были единичными, в большинстве своём речь шла об аномально больших излучинах, занятых современными реками (так называемые «underfit rivers»; Davis, 1913; работы Dury 1964a и б; 1965). Также активные исследования велись в Германии, Франции, появились сведения о макроизлучинах в других странах (например, в Индии (Muley, Nayak, 1983)). Появилось специализированное палеогидрологическое сообщество «GLOCOPH», в котором динамично развивалось направление палеогидрологии рек. Выделение этапов развития речных долин, трансформации речных русел изначально шло на климатостратиграфической основе, т.е. привязывалось к климатическим событиям. Однако постепенно, в связи с широким внедрением в практику исследований геохронологических методов, стандартом стала независимая привязка выявляемых событий к шкале абсолютного времени и лишь затем корреляция с климатическими событиями. По органическим остаткам в отложениях заполнения макроизлучины были датированы, определены палеогеографические условия их развития, а рисунок разных палеорусел помог установить их последовательное развитие и сменяемость типа русла во времени (Kozarski, 1983; Bohncke *et al.*, 1995) (рис. 6).

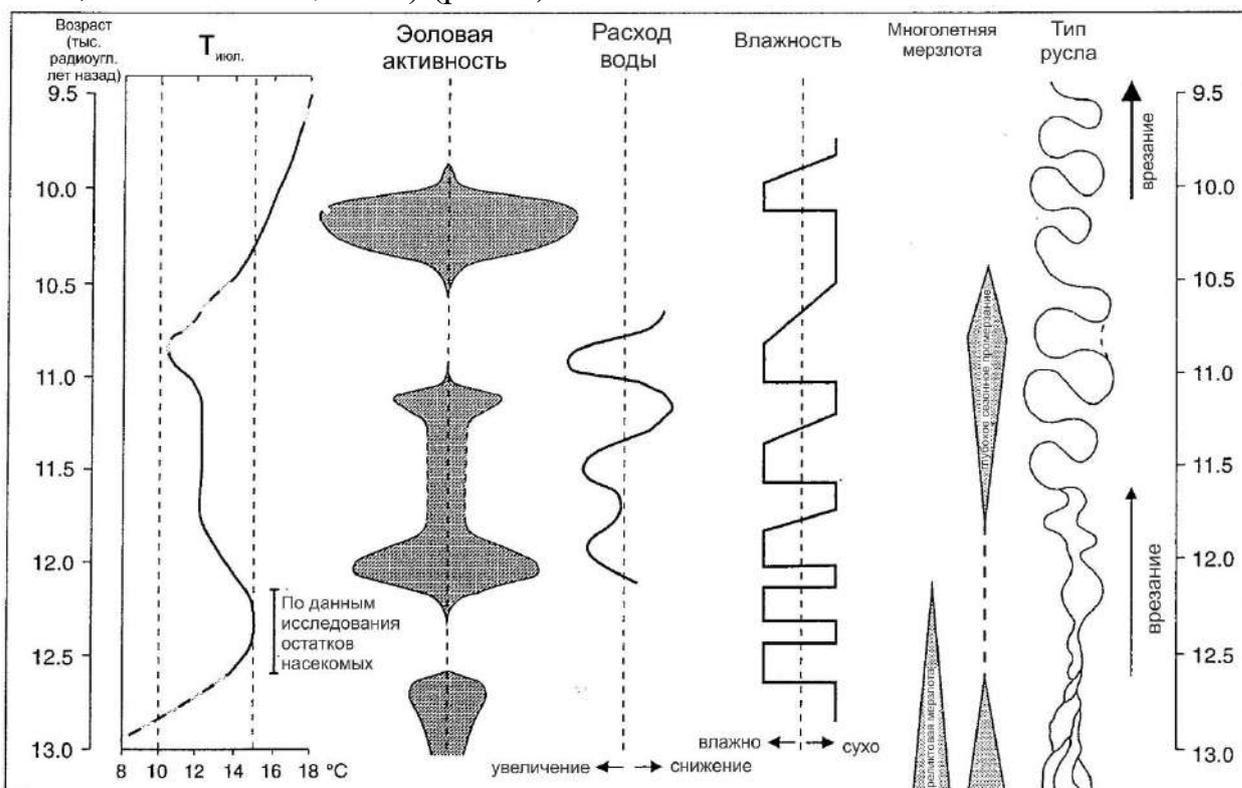


Рис. 6. Климатические и ландшафтные изменения долины реки Варты около Жабинки в конце позднего плейстоцена (по Bohncke *et al.*, 1995)

Первым исследованием о макроизлучинах на территории Восточно-Европейской равнины стала статья С. В. Лютцау (1968), который обнаружил их в долине р. Гусь, левого притока р. Оки в подмосковной Мещёре. Знаковым было то, что удалось обнаружить сразу несколько генераций макроизлучин, различающихся по рельефу, выраженности, времени формирования, хотя к позднеплейстоценовым из них относится только одна генерация. Также о следах больших палеорусел писали Л.Н. Вознячук и М.А. Вальчик (1978), обнаружившие их в долине Немана. Комплексно макроизлучины начали изучаться только в конце 90-х годов XX века — начале XXI века. Наиболее распространены и лучше всего изучены макроизлучины в южной половине Восточно-Европейской равнины. В конце 1990-х гг. появились исследования, в которых к изучению речных долин стали широко применяться геохронологические методы.

В начале XXI века распространение получили реконструкции, в которых с использованием гидролого-морфологических зависимостей по параметрам макроизлучин количественно оцениваются среднегодовые расходы воды, а через них — слой стока и годовой сток рек. Итогом стали реконструкции величин стока рек с территорий бассейнов Чёрного и Каспийского морей в позднеледниковье (Sidorchuk *et al.*, 2008, 2011; Сидорчук и др., 2018a) (рис. 7). Комплексный подход к исследованию больших палеорусел помог сделать разносторонние выводы об их развитии. Например, в работах (Панин и др., 2005; 2011; Starkel *et al.*, 2015) показано, что изменения при переходе к голоцену привели к повсеместному преобразованию больших извилистых палеорусел в относительно небольшие по размерам современные излучины из-за общего снижения речного стока вследствие более повышения суммарного испарения, роста фильтрационной способности почв из-за таяния вечной мерзлоты и других причин. Общая схема развития долин для рек разных частей Европы (Vandenberghe, 2002; Pawłowski *et al.*, 2016) реконструируется следующая: перед LGM — врезание, во время активной фазы пленигляциала и начала позднеледниковья — снижение флювиальной активности и активизация эоловой, для потепления бёллинг–аллерёда — начало эпохи высокого стока, переход морфодинамического типа русла к извилистому, врезание и формирование макроизлучин, которое в позднем дриасе–начале голоцена сменяется снижением стока и увеличенной аккумуляцией наносов на пойме.

### **1.2.1. Критерии выделения больших палеорусел**

Главным критерием выделения больших палеорусел является их размер, в первую очередь ширина, которая легче всего читается на космических снимках. Ширина и шаг больших палеорусел в несколько раз превышают параметры их современных аналогов.

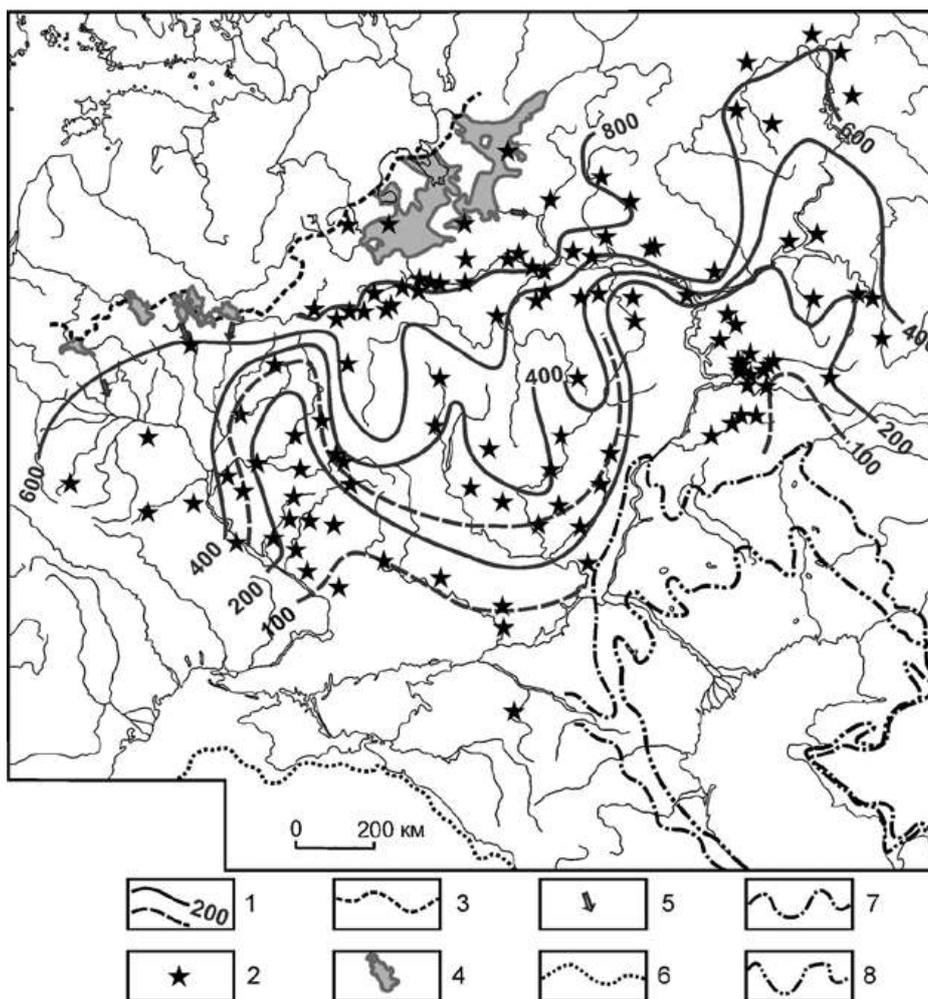


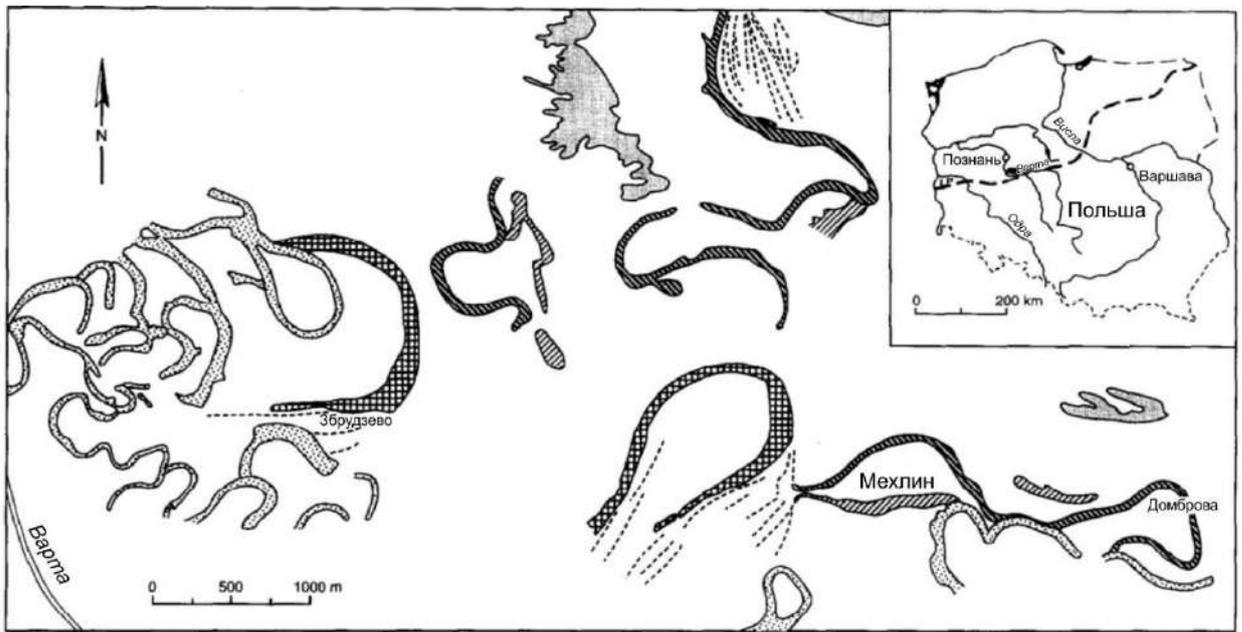
Рис. 7. Распределение слоя речного стока на Восточно-Европейской равнине на этапе формирования больших рек (около 16–18 тыс. лет назад) (по Сидорчук и др., 2018а). 1 – изолинии годового слоя стока (мм); 2 – положение фрагментов больших палеорусел; 3 – максимальная граница последнего оледенения; 4 – подпрудные озёра у края валдайского ледникового покрова; 5 – вероятное положение долин прорыва вод приледниковых озёр; 6 – береговая линия Чёрного моря на отметках  $-62\dots-67$  м. абс.; 7 – береговая линия Каспийского моря на максимум хвалынской трансгрессии; 8 – береговая линия Каспийского моря после прорыва вод через Манычский пролив

Большие меандры поздневалдайского (вислинского) возраста (размеры которых порой в 15 раз превышают современные, хотя обычно это превышение составляет 3–5 раз (Vandenberghe, Sidorchuk, 2020)) в России чаще всего встречаются на Восточно-Европейской равнине (ВЕР), поэтому логично начать рассмотрение параметров больших палеорусел на её примере. Например, хорошо описаны они в статьях А. Ю. Сидорчука и др. (2000а, б и др.). Извилистое палеорусло реки Хопёр в районе города Поворино имеет ширину 30–100 м, а средний шаг излучин составляет 200–1000 м (Panin *et al.*, 1999). Ширина поймы реки здесь составляет 10–13 км, а самый молодой пояс меандрирования, образованный современной рекой, имеет ширину всего 1,0–2,5 км и вытянут вдоль современного русла (Панин и др., 2013). На поверхности пойменной террасы распространены многочисленные изогнутые гривы и старицы. Средняя высота поймы над руслом составляет 3–4 м, в то время как гривы возвышаются на 5–5,5 м. Основная часть поймы реки Хопёр

сформирована гораздо более крупными (по сравнению с современными) извилистыми палеоруслами. Ширина палеорусел варьирует от 200 до 800 м при среднем шаге излучины 5–7 км. Глубина одного из палеорусел не превышает 1,5–3 м; после превращения в старицу оно редко затопляется, поэтому в некоторых местах обнажается бывшее дно (Панин, Матлахова, 2013). Ещё одно палеорусло имеет глубину 9–11 м; сейчас оно представлено неглубокими широкими понижениями и едва различимо в рельефе поймы. Сохранилась также система палеорусел промежуточного размера (ширина около 200 м, средний шаг излучин около 2400 м) между позднеледниковыми и современными. Ещё один хороший пример — река Сейм с шагом макроизлучин 5–6 км и амплитудой 4 км (у современной реки эти показатели в 7–8 раз меньше) (Borisova *et al.*, 2006).

Макроизлучины хорошо выражены на некоторых отрезках течения реки Москвы. В пределах города Москвы выделяется серия из 18 таких макроизлучин со средним шагом излучин 4400 м (Sidorchuk *et al.*, 2009). Они несколько преобразованы современной рекой. Соотношение шага макроизлучины и её ширины ( $L / W$ ) равно 28 в пределах этого отрезка, что значительно больше аналогичного соотношения у современных излучин реки ( $L / W = 10$ ). Шаг палеорусла реки Оки в её среднем течении больше современного в 4–5 раз (Комаров и др., 2019).

Самые древние и большие излучины в поясе меандрирования реки Тисы имеют удивительно большой шаг, хотя точное его определение затруднительно. В венгерской части бассейна он составляет около 6–10 км, а в сербской — около 10 км, в то время как ширина палеорусла достигает 600 м (в Сербии — 2 км), а глубина — местами 14 м (в Венгрии) — (Vandenberghe *et al.*, 2018), в то время как ширина современной реки около 200 м, а шаг не превышает 1,5–2 км. Различные генерации макроизлучин морфологически отличимы друг от друга по выраженности следов боковой эрозии на макроизлучинах и постепенно уменьшающемуся шагу (Kasse *et al.*, 2010; Gabris *et al.*, 2012). Все большие палеорусла бассейна Тисы встречаются приблизительно на одном и том же топографическом уровне (пойма), в то время как более молодые и значительно меньших размеров голоценовые меандры немного врезаются в этот уровень. Наличие больших палеорусел подтверждено в польских низменностях и нагорьях. Река Варта в Польше имеет средний шаг макроизлучин до 2,5 км, радиус кривизны в 247 м и ширину в 59 м, в то время как небольшие (голоценовые) меандры имеют шаг 0,5–0,7 км, радиус кривизны 141 м и ширину 45 м (Kozarski, 1983; Gonera, 1987; Vandenberghe, 1995) (рис. 8, 9). Река Чёрная Нида, протекающая через польские возвышенности, в позднеледниковье, имела радиус кривизны макроизлучин около 120 м и ширину 40 м, в то время как у голоценовой реки шаг излучины составляет несколько десятков метров, а ширина — около 10–20 м. Изучение размеров и других параметров разных палеорусел этой реки помогло установить этапы её развития (Krupa, 2015) (рис. 10).



- Переходная фаза 2b
- Система больших палеорусел (фаза 4)
- Многорусловое меандрирование, фаза 3
- Система малых палеорусел (фаза 5)
- Дюны
- Побочни

Рис. 8. Реконструкция развития пойменного рельефа реки Варты к югу от Познани (по Vandenberghe, 1995)

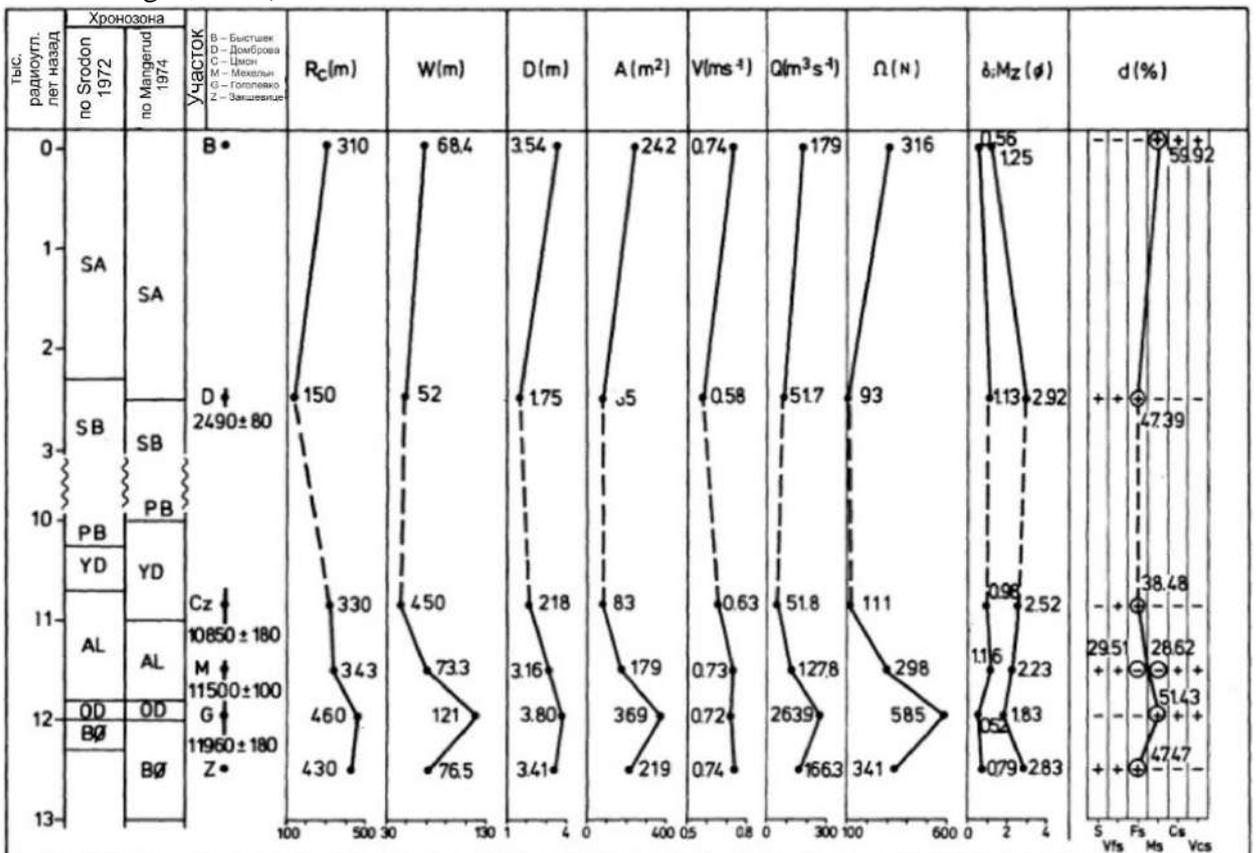


Рис. 9. Изменение морфологических и гидравлических параметров палеорусел, гранулометрического состава руслового аллювия Варты в позднеледниковье и голоцене (по Gonera, 1987)

На реках Западной и Северной Европы геометрия излучин несколько отличается. Здесь наблюдается общее уменьшение размеров излучин от позднеледниковья к голоцену. В Нидерландах большие палеомеандры реки

Маас имеют шаг 2,2–5 км, глубину до 7,5 м и ширину около 125 м (Kasse *et al.*, 1995). Как малые, так и крупные речные системы отражают трансформацию русловой многоруканности в самом начале бёллинга в крупно-меандровый тип русла (Mol *et al.*, 2000).

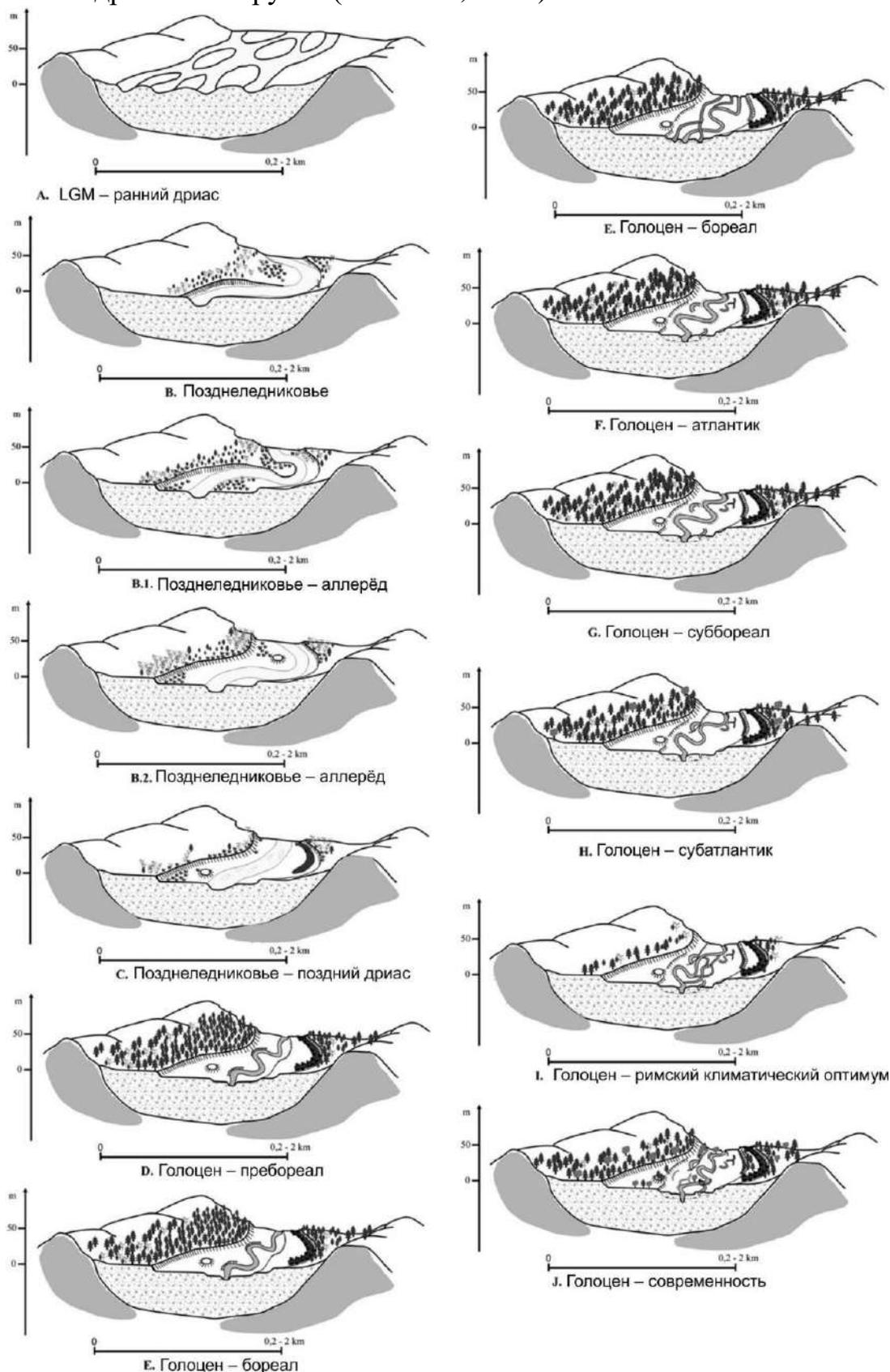


Рис. 10. Эволюция русла реки Чёрная Нида (по Ккура, 2015)

Исходя из приведённых примеров становится понятно, что размеры больших палеорусел разнятся от реки к реке, что заставляет задуматься о причинах такого разброса.

### 1.2.2. Географическое распространение больших палеорусел

Большие палеоруслы распространены во всей внеледниковой области Северного полушария и редки в ледниковой зоне (Сидорчук, Панин, 2017а) (рис. 11). На Восточно-Европейской равнине они присутствуют в ландшафтных зонах от лесотундры до сухой степи, а в Северной Америке — до субтропиков. В большинстве своём большие палеоруслы расположены на современной пойме, реже низкой террасе, однако вне современного пояса меандрирования.

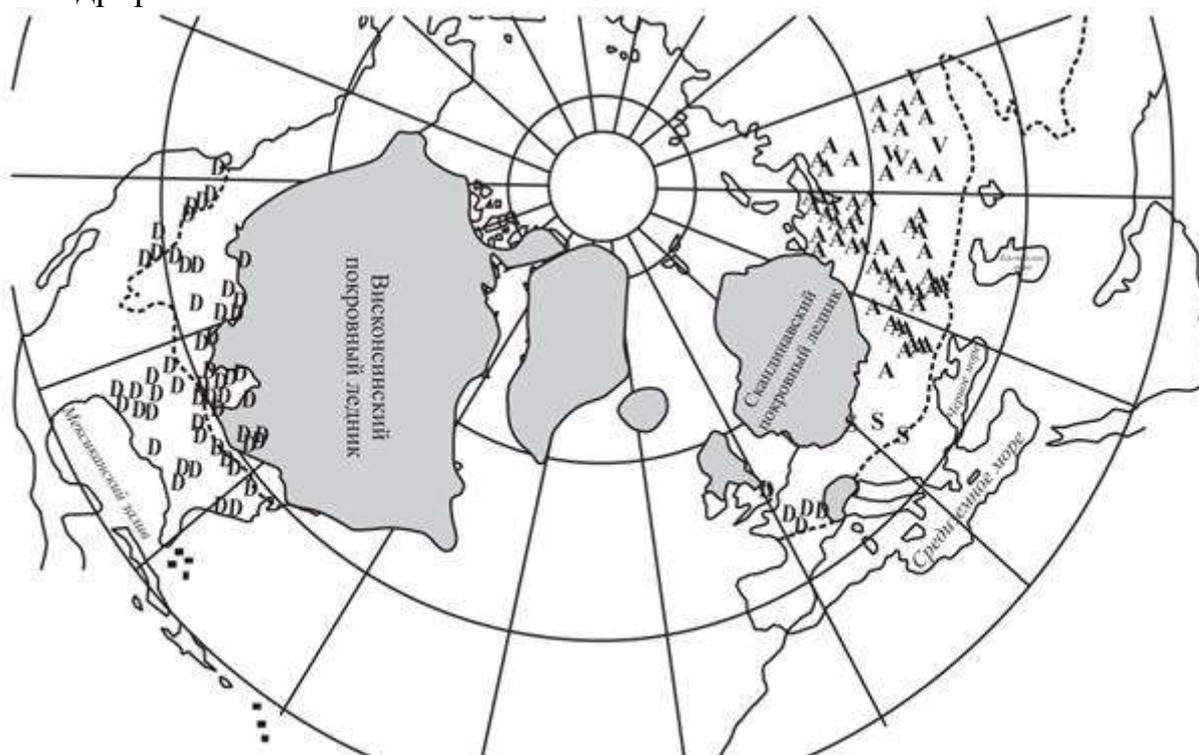


Рис. 11. Распространение фрагментов больших палеорусел в северном полушарии Земли (по Сидорчук, Панин, 2017а)

Макроизлучины Восточно-Европейской равнины описаны от верховьев рек Неман и Припять на западе (Белоруссия) до Уральских гор на востоке (рис. 12) и восточнее (Sidorchuk, 2023). Этот регион не был покрыт последним скандинавским ледниковым щитом. Большие палеоруслы отсутствуют в арктической части, которая находится в зоне современной вечной мерзлоты (Sidorchuk *et al.*, 20016). У многих палеорек были хорошо развитые, часто омегаобразные, большие меандры, формирование которых продолжалось не менее 1–2 тыс. лет (Панин и др., 2013).

Не менее распространены большие палеоруслы в зарубежной Европе. Например, большие палеоруслы характерны для Центральной Европы. Примерами среди небольших водосборов являются речные бассейны в Германии (Houben, 2003; Bos, Urz, 2003) и Северной Франции (Antoine *et al.*,

2003; Cohen *et al.*, 2014); реки Вехт (Huisink, 2000), Динкель и Марк (Vandenberghe, Bohncke, 1985) в Нидерландах и приграничных районах, а также река Дижле (Vandenberghe, Woo 2002) в Бельгии. Что касается примеров в более крупных бассейнах, то среди таковых можно выделить Маас и его притоки (Kasse *et al.*, 1995; 2005), долину реки Шельда (Kiden, 1991), а также речные системы Сены и Луары с их притоками на Северо-Французской низменности, которые были изучены, например, Pastre с соавторами (2003), Morin *et al.* (2011), Genuite *et al.*, (2021). Помимо перечисленного, в целом по Европе макроизлучины описаны в Великобритании, Моравии (Brizová, Navlíček, 2002), Польше (Klimek *et al.*, 1997; Geřbica *et al.*, 2015), Белоруссии (Kalicki, 1999) и центральной Украине (Nuhmann *et al.*, 2004; статьи Смирновой (2011 и др.).

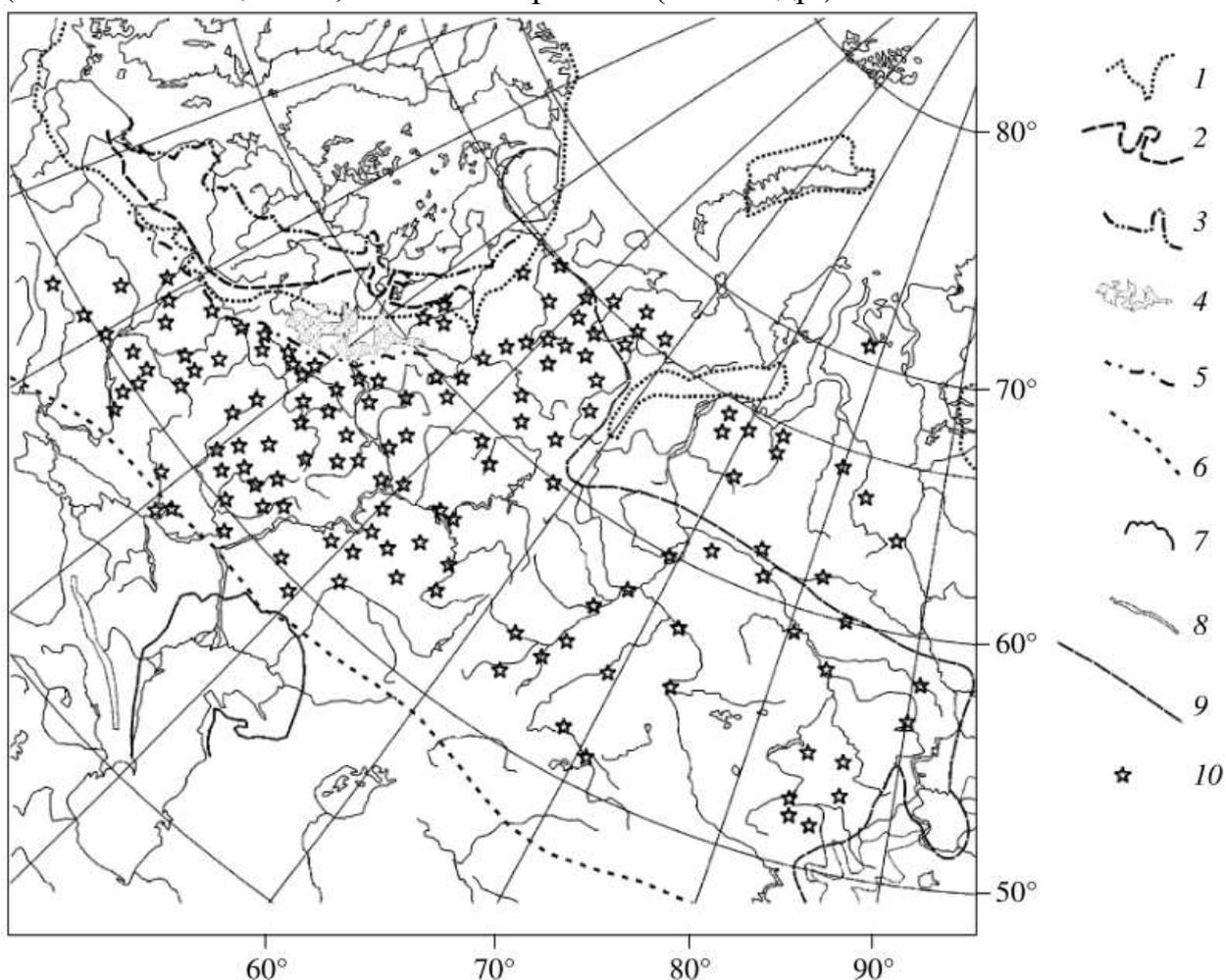


Рис. 12. Распространение хорошо выраженных фрагментов больших поздневалдайских палеорусел на Русской равнине, в Западной Сибири и в северном Казахстане (по Sidorchuk *et al.*, 2008). 1 – граница максимального распространения поздневалдайского материкового льда; 2 – граница распространения поздневалдайского материкового льда в вепсовскую стадию ~16 тыс. лет назад; 3 – граница распространения поздневалдайского материкового льда в лужскую стадию, ~13 тыс. лет назад; 4 – приледниковые озера ~16 тыс. лет назад; 5 – главный водораздел на Русской равнине ранее ~12,5 тыс. лет назад; 6 – южная граница вечной мерзлоты в поздневалдайское время; 7 – северный берег Каспийского моря в позднехвалынское время; 8 – границы горного оледенения

поздневалдайского времени; 9 – современная граница вечной мерзлоты; 10 – положение фрагментов больших палеорусел.

Стоит упомянуть, что большие палеоруслы существовали и на других континентах во время потепления климата вскоре после максимума последнего оледенения, например, 15–16 тыс. лет назад (даты OSL и C<sup>14</sup> (калиброванные)) в низких широтах юго-востока США, а также до и во время LGM в Австралии (Kemp *et al.*, 2017). Особенно хорошо они описаны для территории США. Дж. Дьюри в своих монографиях (Dury, 1964a и b; 1965) чаще всего упоминает плато Озарк, где макроизлучины имеют реки Аризона и Миссури, а также их притоки; кроме того, многочисленными исследователями отмечаются такие регионы, как территория между Аппалачами и Атлантическим побережьем (Looney, Baker, 1977; Leigh, 1995), бассейн Мексиканского залива (Oh, Gladfelter, 1987; Sylvia, Galloway, 2006; Phillips, 2008; Suther *et al.*, 2018; Chen *et al.*, 2020) (рис. 13), северные штаты (Мичиган (Arbogast *et al.*, 2008)). В Южной Америке отмечается Амазония (Latrubesse, Kalicki, 2002; Gonzalez *et al.*, 2013; Macedo *et al.*, 2014; Assine *et al.*, 2015; Plotzki *et al.*, 2013; Lininger, Latrubesse, 2016), однако там большие палеоруслы имеют голоценовый возраст. В Азии можно отметить Западную Сибирь (Волков, 1960; Sidorchuk *et al.*, 2003; Сидорчук и др., 2008), Закавказье (von Suchodoletz *et al.*, 2015) и Индию (Sinha, 2004). Вместе с тем, важно отметить, что далеко не во всех упомянутых регионах из заполнения больших палеорусел получены даты, позволяющие сопоставлять их по возрасту с макроизлучинами Европы.

Таким образом, большие палеоруслы встречаются в разных уголках земного шара, хотя и сконцентрированы преимущественно в одном климатическом поясе. В бассейне Волги изучены, помимо озвученных примеров в долинах рек Москвы, Оки и Протвы, также большие палеоруслы в верховьях Волги (Panin *et al.*, 2018), на реках Самара и Большой Ирғиз (Sidorchuk *et al.*, 2009). Поскольку территории, где встречаются большие палеоруслы, в той или иной степени отличаются друг от друга, следует предположить и о возможно разном возрасте формирования больших палеорусел.

### 1.2.3. Возраст больших палеорусел

Привязка времени формирования больших палеорусел к тем или иным временным интервалам на начальных этапах исследования (до 1980-х гг.) осуществлялась на основе климатостратиграфической шкалы. В настоящее время возраст больших палеорусел в основном определяется радиоуглеродным методом. Следует отметить, что датирование отложений, заполняющих палеоруслы, даёт минимальное время его формирования, поскольку между последней активностью русла и началом его заполнения могли быть перерывы в осадконакоплении. С учётом этого, Vandenberghe, Sidorchuk (2020) пишут, что возникновение макроизлучин последней генерации произошло ещё до LGM на Среднедунайской равнине и около 19–16 тыс. лет назад (примерно во время потепления Рауниса) на Восточно-

Европейской равнине (Timár *et al.*, 2005). Однако в основном в Зарубежной Европе они формировались примерно после 14,7 тыс. лет назад, т. е. в позднеледниковье, а также (часто) в раннем дриасе (в западной и северной частях центральной Европы) (Bohncke, Vandenberghe, 1991; Florek, Pazdur, 2000; Gębica, 2013; Gębica *et al.*, 2022; Antczak-Orlewska *et al.*, 2023).



Рис. 13. Палеорусла реки Пи Ди, Каролина (США) (по Suther *et al.*, 2018)

Возраст макроизлучин палеорек на Восточно-Европейской равнине определён только в нескольких речных долинах. Бурение большой старицы реки Москвы у дер. Остров показало, что в её строении выделяются старичная и русловая фация аллювия, а само палеорусло врезано в пойменный уровень (Sidorchuk *et al.*, 2009). Датирование старичной фации радиоуглеродным методом дало возраст около 18 тыс. лет назад. Аналогичное русло реки Протвы прекратило развитие 15-16 тыс. лет назад (Панин, Матлахова, 2013). Большое палеорусло около Поворино в долине реки Хопёр было оставлено рекой более 17 тыс. лет назад (Панин и др., 2013). Спрявление палеорусел на поймах рек Сейм (около Льгова) и Свапа у её устья также произошло около 17 тыс. лет назад (Borisova *et al.*, 2006; Panin *et al.*, 2014; 2017). Таким образом, установлено, что образование макроизлучин на Восточно-Европейской равнине можно отнести к периоду между около 18 и 13 тыс. лет назад, т. е. вскоре после LGM, ближе к концу последнего ледникового периода (Panin, Matlakhova, 2015) (рис. 14).

В долине верхней Волги (около Ржева) имеются унаследованные макроизлучины, которые начали формироваться около 16 тыс. лет назад (Panin *et al.*, 2018) (рис. 15). На Клязьме выполнено датирование аллювия в обнажении в карьере, расположенном на первой надпойменной террасе и вскрывающем серию разветвлённых палеорусел (Кириков и др., 2015). Возраст аллювия составил 23,5 тыс. лет, то есть в это время река имела разветвлённое русло. В долине нижней Волги возраст основания заполнения большого палеомеандра р. Самары составляет более 15,5 тыс. лет (Kremenetski *et al.*, 1999), а Большого Иргиза — не более 14 тыс. лет, на основании увязывания террасы в шпорах макроизлучин с каспийскими береговыми линиями (Sidorchuk *et al.*, 2009).

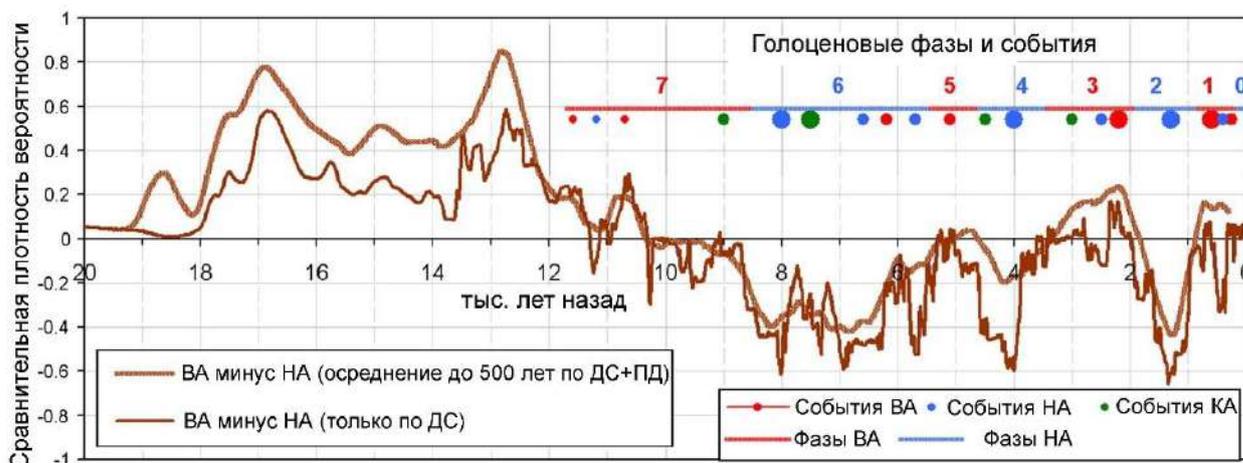


Рис. 14. Разница между плотностью вероятности высокой (ВА) и низкой (НА) флювиальной активности и палеогидрологическими фазами за последние 20 тыс. лет (по Panin, Matlakhova, 2015). Кружки большего размера — наиболее выраженные события. ДС — даты события, ПД — пост-даты, КА — контрастная активность

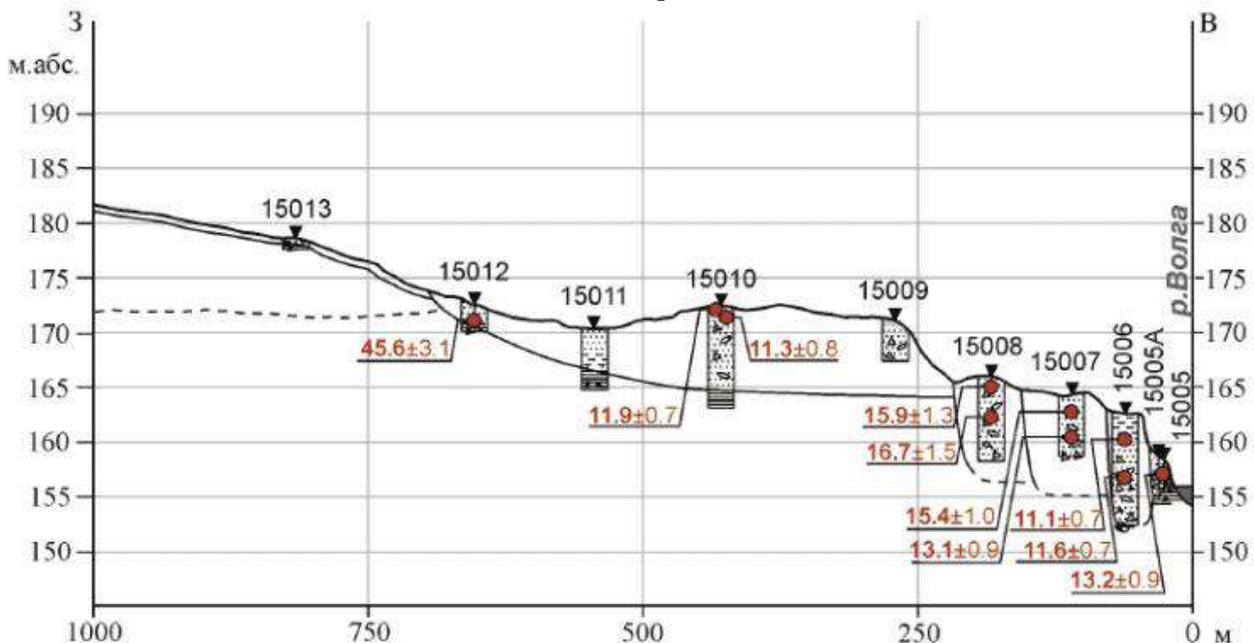


Рис. 15. Геологический профиль через лестницу террас на правом берегу Волги в районе Ржева (по Panin *et al.*, 2018)

Благодаря исследованиям Д. Ванденберге (Vandenberghe, 1987, 1995, 2002), Л. Старкеля (Starkel, 1983, 2003, 2016), К. Кассе (Kasse *et al.*, 1995, 2005, 2010) (Восточная и Западная Европа), А. В. Панина и А. Ю. Сидорчука (например, 2006; Сидорчук, Панин, 2017а и б), а также многих других учёных стало ясно, что формирование макроизлучин в Центральной и Западной Европе началось заметно позднее, чем в Восточной Европе и на Среднедунайской низменности. Детальные реконструкции изменений руслового режима показали, что на пойме и низких террасах Тисы было обнаружено несколько серий излучин с аллювием, датированным от LGM до голоцена (Vandenberghe *et al.*, 1994; Gabris *et al.*, 2012). Рельеф ряда больших палеорусел в поясе меандрирования вдоль современной Тисы охарактеризован хорошо развитыми прирусловыми валами с выраженными гребнями, а также чёткими изгибающимися гривами, что позволило исследователям проследить латеральный рост излучин, закончившийся спрямлением русла (Kasse *et al.*, 2010). На основании данных датирования отложений заполнения стариц рек бассейна Тисы было сделано предположение о непрерывной активности больших палеорусел в период по меньшей мере от 33–32 тыс. лет до 22–17 тыс. лет (OSL-даты), а затем (начиная от около 19 тыс. лет назад и вплоть до интерстадиала бёллинг-аллерёд) последовала трансформация больших излучин в меньшие по размеру (но все ещё большие) меандры в том же поясе меандрирования; стоит отметить, что этот случай единичный, и в целом такие даты для больших палеорусел не характерны (Vandenberghe *et al.*, 2018). В то же время, на реке Житава на юго-западе Словакии Nowaczinski *et al.* (2015) реконструировали отсутствие смены типа руслоформирования в течение плинигляциала. Таким образом, имеются и исключения из общего правила. В США макроизлучины формировались как в позднеледниковье, так и в голоцене и начале LGM (Leigh, 2006; Suther *et al.*, 2018).

В одних случаях переход от русловой многорукавности к формированию большие меандров оказался внезапным; в других случаях наблюдался отчётливый переходный этап, выделяющийся на фоне соответствующего ему резкого климатического потепления. В течение этого времени формирования макроизлучин не происходило, хотя соответствующие климатические изменения уже произошли. Впервые это было продемонстрировано на примере реки Маас (Vandenberghe *et al.*, 1994; Huisink, 1997; Kasse *et al.*, 1995, 2005; Janssens *et al.*, 2012) и затем подтверждено, например, для рек Варта (Gonera, Kozarski, 1987) (рис. 16), Сомма (Antoine, 2007) и Рейн (Erkens *et al.*, 2009). Эта переходная фаза началась в бёллинге, затем (главным образом, во время аллерёда) наступил главный период формирования макроизлучин, который длился вплоть до позднего дриаса. Существование такого периода можно считать запаздывающей реакцией речных систем на внешнее воздействие (т. е. на климат) (Vandenberghe, 1995). Однако эта переходная фаза могла начаться и раньше: трансформация (от русловой многорукавности к меандрированию)

русел, расположенных на юге Европы, например, реки Дордонь в Южной Франции, произошла ещё за несколько тысячелетий до начала бёллинга (Bertran *et al.*, 2013). Наличие переходной фазы также отмечено в некоторых восточноевропейских реках, например, на реке Хопёр (Панин и др., 2013).



Рис. 16. Хронология изменений типа русла реки Варта (по Gonet, Kozarski, 1987)

#### 1.2.4. Интерпретация больших палеорусел

Возможные объяснения формирования макроизлучин появились с самого начала их изучения. Первым из них была гипотеза перехвата речной долины одной реки другой, предложенная Уильямом Дэвисом (1896; цит. по пер. Дэвис, 1962). Для объяснения следов больших палеорусел в долине реки Маас — реки довольно «слабой», с низкими расходами, Дэвис привёл свои наблюдения за соседними реками — Сенной и Мозелем, в которых увеличение стока было не столь сильным. По его мнению, это может быть объяснено только перехватом долин притоков Мааса. Аналогичным образом он объяснял рисунок речной сети притоков Марны (рис. 17). В качестве другого примера он привёл долину реки Вислы в нижнем течении, где произошёл аналогичный перехват долины рекой Нотец (в данном случае, скорее всего, произошёл не перехват, а просто использование долины, в которой перестал течь крупный водоток). Ещё одним примером перехвата стока (иницированным флювиогляциальными процессами) можно назвать долину реки Пинеги, которая в нижнем течении внезапно поворачивает на юг, оставляя широкую долину, ныне занятую малой рекой Кулой, и впадает в Северную Двину. Стоит отметить, что в двух последних случаях (а может и в первом) подобные перестройки легко объясняются событиями последнего оледенения. Во время отступления ледниковых языков с них стекали мощные водно-ледниковые потоки, которые сильно влияли на изменения стока и его направление. Однако долины стока талых ледниковых вод, случаи перехвата речных долин — явления локальные и не могут объяснить повсеместного распространения больших палеорусел. Таким образом, Дэвис был прав

на счёт перестроек речных систем локально, однако его гипотеза не смогла объяснить повсеместное распространение макроизлучин в умеренных и иных широтах, о чём писал ещё Дьюри (Dury, 1964a).

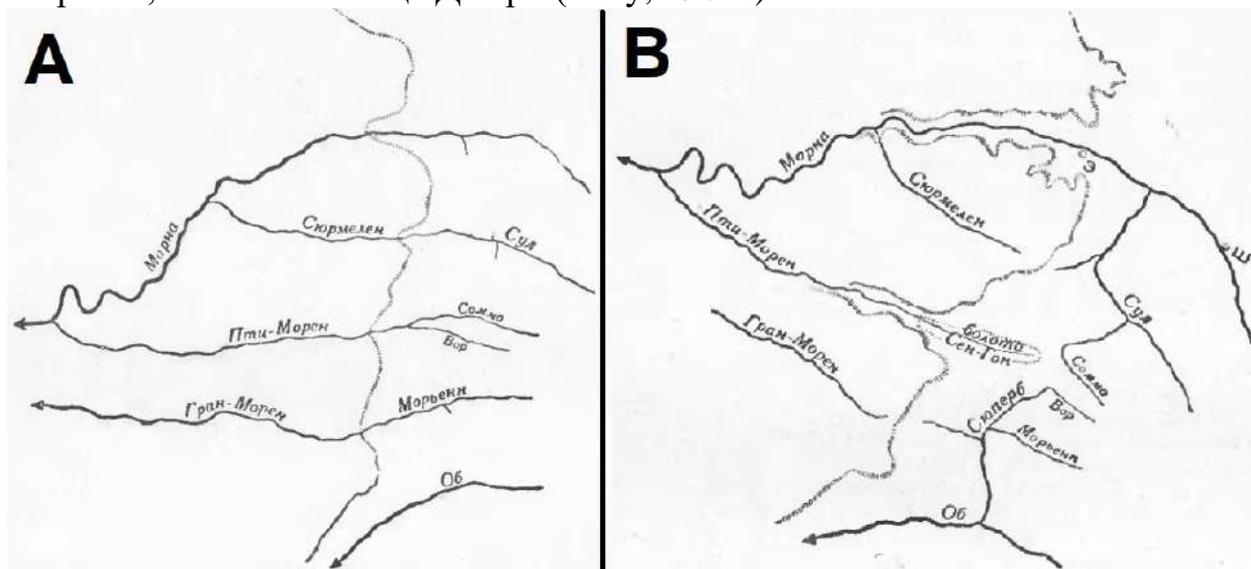


Рис. 17. Конфигурация долин притоков Марны в современное время (А) и в древности (В) (по Dawis, 1896; цит. по пер. Дэвис, 1962)

Одной из вариаций гипотезы перехвата является водно-ледниковая гипотеза, которая частично объяснена в предыдущем абзаце. С её точки зрения увеличение стока некоторых рек и перехват ими других долин происходило под действием потоков тающего покровного оледенения. В качестве примера можно привести уже упоминавшиеся долины Пинег и Вислы, где флювиогляциальные потоки инициировали перехват стока. Дьюри (сам не признававший применения такого объяснения ко всем случаям) цитировал наблюдения Торнбёри (Thornbury, 1958) за рекой Уобаш (штат Индиана), в верховьях которой находилось приледниковое озеро Уитлизи, спуск которого привёл к увеличению стока. Также он добавил свои наблюдения, сделанные в бассейне реки Сурис и Шейен (Северная Дакота), где частично располагалось известное приледниковое озеро Агассис, а также примеры из Англии. Аналогичные примеры существуют в южной части Канады (Beierle, 2002) и в бассейне верхней Волги, в верховьях реки Сойды, где на междуречье расположены огромные излучины, в сотни и тысячи раз превышающие современные аналоги (рис. 18). Таким образом, в некоторых случаях формирование больших палеорусел действительно связано с ледниковым стоком, но такие примеры имеют локальное распространение и не могут объяснить повсеместное присутствие больших палеорусел (макроизлучин) в бывшей перигляциальной зоне в целом.

Наиболее признанной среди исследователей гипотезой, объясняющей столь широкое распространение макроизлучин, является климатическая. В перигляциальной области помимо колебаний температур, существенных изменений количества и характера выпадения осадков Дьюри (Dury, 1965), например, придаёт большое значение средней температуре, её связи с количеством осадков и их интенсивностью и частотой, а также типом

климата (влажный/сухой) в самом бассейне и в смежных. Очень высокие расходы воды во время весеннего снеготаяния формировались под влиянием сочетания нескольких факторов: продолжительных зим со значительными снегопадами и коротким периодом таяния снега; низкого испарения, и, как следствие, снижения фильтрационной способности почв из-за длительного промерзания почв (или существования многолетней мерзлоты) и скудной растительности (Панин, Сидорчук, 2006). А. Ю. Сидорчук и Дж. Ванденберге (Sidorchuk, Vandenberghe, 2020) пишут, что время начала и продолжительность формирования макроизлучин различалось регионально из-за пространственно-временных различий локальных факторов и природных условий разных регионов.

Последняя гипотеза также не является общепризнанной. Например, не все согласны с тем, что для таких исследований подходит метод актуализма — не исключено, что в прошлом, при участии иных механизмов формирования стока рек и климата, на эту связь сильно влияли некоторые иные факторы. Среди таких факторов разные авторы называли уклон рек (а точнее, форму их продольного профиля), их длину (извилистость её увеличивает) и уровень приёмного бассейна (Kirkby, 1972) и т. д. Однако в данный момент климатическая гипотеза наиболее консенсусна.

Стоит отметить также другие, не получившие распространения, интерпретации макроизлучин. Например, Tinkler (1973) предположил, что



Рис. 18. Водно-ледниковые макроизлучины в верховьях реки Сойды (Yandex Maps)

для формирования больших палеорусел достаточно редких мощных паводков низкой обеспеченности с очень высокими расходами воды; Kimmel (1895) и Kennedy (1972) считали, что для формирования макроизлучин достаточно хорошей размываемости пород, слагающих поймы.

Проблема происхождения больших палеорусел заставляет обратиться к палеогидрологическим и палеоклиматическим реконструкциям на исследуемых территориях, поскольку они помогают установить палеогеографические условия развития рек и реакцию рек на климатические изменения. Сохранение речного рельефа на поймах и террасах рек, а также зависимость геометрических параметров русла реки от её гидрологических условий делают

возможными количественные палеогидрологические реконструкции, а сохранение остатков живых организмов в аллювии древних рек помогает восстановить палеогеографические условия их развития.

### 1.3. Количественные палеогидрологические реконструкции

Проверенными способами оценки расходов воды палеопотоков являются гидролого-морфологический (по плановой геометрии русла), гидравлический (использование поперечной геометрии русла), анализ крупности аллювия (через оценку скорости течения), а также палеогеографический. Основным и наиболее разработанным из них является первый, однако, очевидно, более обоснованную оценку палеорасходов даёт использование нескольких способов, например, гидролого-морфологического в совокупности с палеогеографическим. Гидравлический метод опирается на формулу Шези (оценка скорости течения), для него требуется знать площадь живого сечения палеорусла, его уклон и шероховатость (эти параметры устанавливаются бурением по профилям), а также оценить скорость течения палеопотока. Последняя оценивается по крупности русловой фации аллювия палеопотока (Сидорчук, Панин, 2018). Стоит отметить, что хоть крупность аллювия определяется скоростью течения, в общем случае связь между ними обратная, а не прямая (Панин, Сидорчук, 2006). Существуют и специфические методы реконструкции стока — например, по анализу структуры сети водотоков (Сидорчук и др., 2018).

#### 1.3.1. Оценка расходов воды по плановой геометрии и сечению палеорусел

Связи между параметрами геометрии русла реки в плане и её расходами воды начали исследоваться с середины двадцатого века в связи с поиском устойчивой формы искусственных каналов. Самое простое уравнение, связывающее ширину русла  $W$  и руслонаполняющие расходы воды  $Q^b$  записывается так:  $W = aQ^b$  (1), где  $a$  — коэффициент, учитывающий ландшафтно-климатическую обстановку. Леополд и Мэддок (Leopold, Maddock, 1953) обнаружили, что ширина русла увеличивается вниз по течению пропорционально квадратному корню расходов воды (рис. 19); таким образом,  $b = 0,5$  в уравнении 1. Это уравнение использовалось в палеогидрологических реконструкциях Волковым (1960) и Дьюри (Dury, 1964а и б, 1965), которые заменили ширину русла на средний шаг излучины, линейно зависящий от ширины русла (рис. 20). Их исследования привели к необычным результатам: согласно расчётам, расходы древних рек были в 80-100 раз больше, чем у соответствующих современных. Подобные оценки не были подкреплены какой-либо соответствующей реконструкцией величины выпадающих осадков в бассейне.

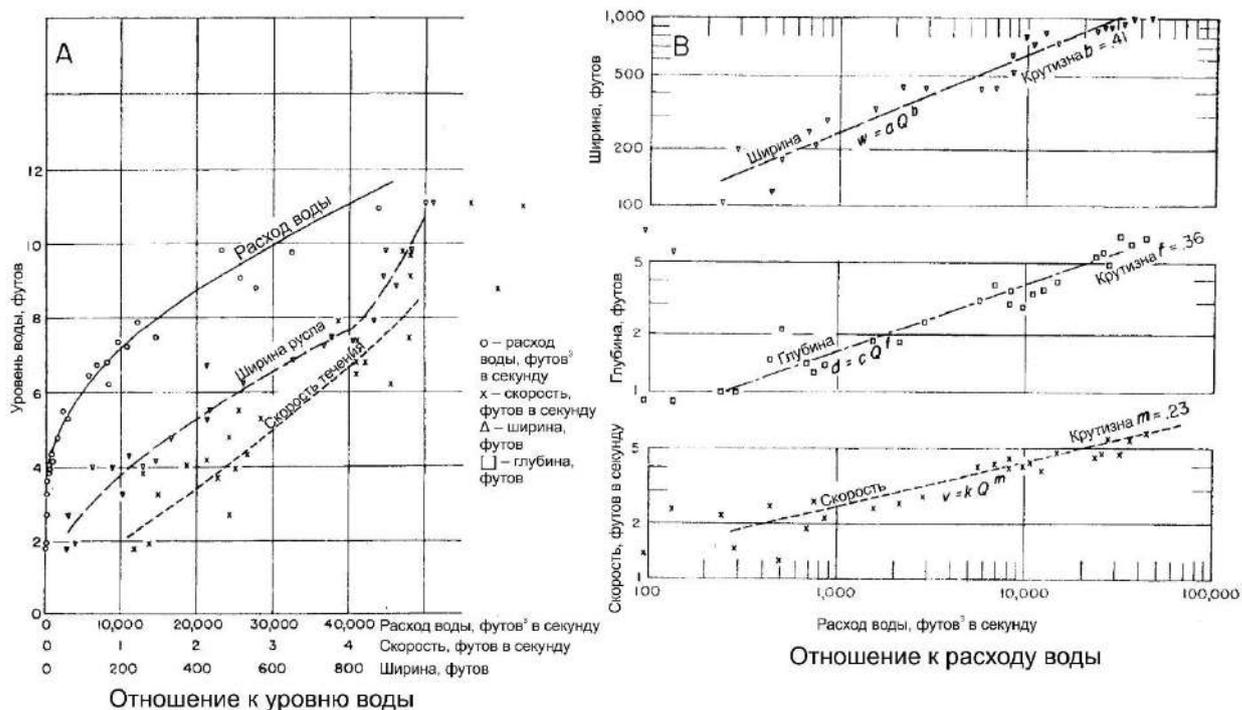


Рис. 19. Типичные соотношения между шириной, глубиной, скоростью, расходами воды и уровнем воды у реки Шейен около Игл Бьют, Дакота (по (Leopold, Miller, 1957))

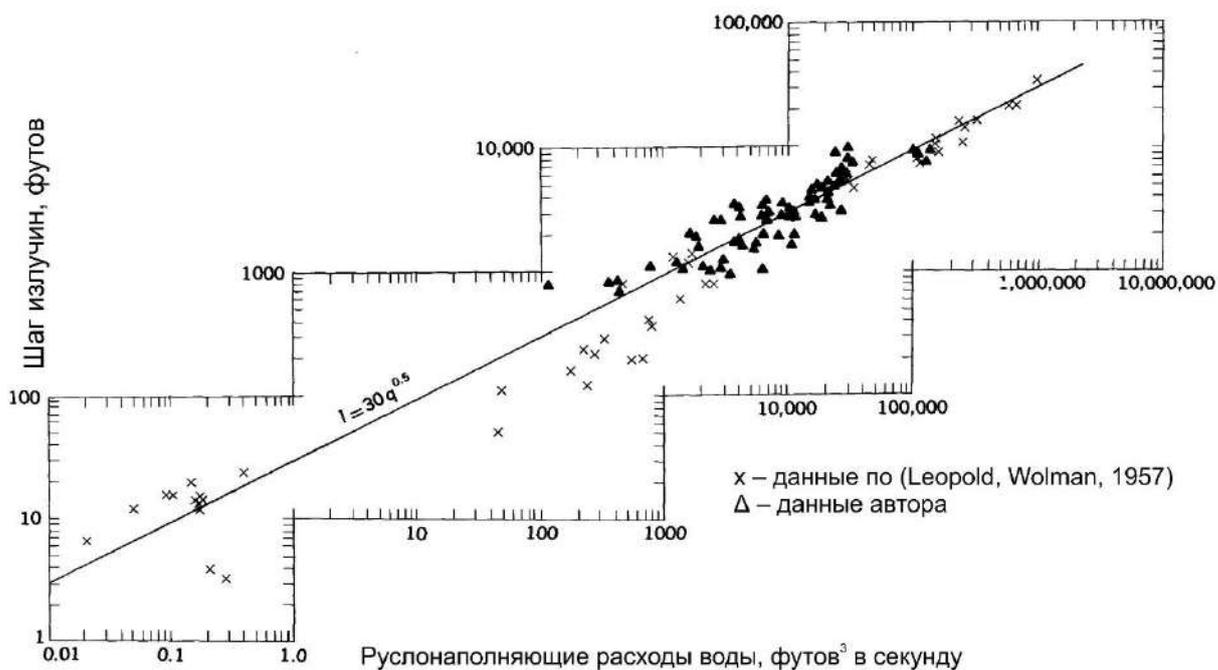


Рис. 20. Соотношение между шагом излучин и руслонаполняющими расходами воды, по (Dury, 1965)

В результате картирования врезанных палеорусел небольшой реки Марк в бельгийско-голландском пограничном регионе, Ванденберге (Vandenberghe, 1987) обнаружил, что шаг излучин реки в позднеледниковье был примерно в 4 раза больше, чем у позднеголоценовых аналогов. Используя связь шага излучин (или ширины русла) с расходами воды (как в уравнении 1 (Leopold, Wolman 1957; Leopold *et al.*, 1995)), а также шага или ширины русел у современной и позднеплейстоценовой реки он смог

реконструировать позднеледниковые руслоформирующие расходы, в 10–15 раз превышающих голоценовые. При этом точные значения современных расходов воды не рассчитывались, поскольку из-за зарегулированности реки расходы в ней искусственно изменены. Было сделано допущение, что параметр  $a$  в формуле 1 был идентичен у современной и древней реки.

Оценка палеорасходов воды выполнялась также для реки Тиса (Венгрия), палеоруслу которой имеют средний шаг излучин 6880–7000 м. Используя слегка изменённую версию уравнения 1, Попов и соавторы (Porov *et al.*, 2008) получили более чем в три-четыре раза увеличенный средний расход воды во время позднеледниковья по сравнению с голоценовыми и современными значениями. Похожие величины расходов воды, в четыре-пять раз превышающие современные, приводятся в работах (Paige *et al.*, 1996) и (Kemp *et al.*, 2017) для больших палеорек в Австралии.

Из приведённых примеров ясно, что уравнение 1, которое является эмпирической формулой, подходит только для определения расходов воды в пределах конкретных водосборов и для определённых периодов времени (Williams, 1988). Соотношение гидравлической геометрии русла в плане и расходов воды не может быть обобщено простой формулой, поскольку в этой связи принимают участие другие факторы, которые являются специфическими для каждого бассейна, например, крупность переносимых наносов и их объём (Schumm, 1967; Suther *et al.*, 2018), степень размываемости коренных пород, устойчивость берегов и растительность, а также уклон реки (Vandenberghé *et al.*, 2018), которые в сумме усложняют эту взаимосвязь (Huang *et al.*, 1997). Другими словами, параметр  $a$  в формуле 1 сильно варьируется в пространстве и времени. Поэтому А.Ю. Сидорчук и соавторы в своих статьях (Сидорчук и др., 2000а; 2008; 2010; Sidorchuk, Borisova, 2000) обращают пристальное внимание на локальные характеристики бассейна реки. По их мнению, палеогидрологические реконструкции должны быть ограничены временными сравнениями одного конкретного водосборного бассейна, а не взаимным сравнением разных бассейнов. Это позволяет уменьшить вариабельность, по крайней мере, части переменных. Либо же, как альтернатива, коэффициент  $a$  в формуле 1 следует задавать на региональном уровне (Сидорчук и др., 2000а) (рис. 21).

Ещё одной специфичной характеристикой гидрологического режима реки является сезонность. Реки в позднеледниковье имели большие расходы воды в течение весны, во время половодья, нежели в другие времена года. Соответственно, параметры больших палеорусел связаны с расходами воды, превышающими средние (Gregory, Gardiner, 1975). Расходы воды, при которых происходят наиболее существенные деформации дна и берегов русла, называются руслоформирующими расходами воды. Один из интервалов таких расходов происходит при уровнях воды в бровках поймы. Этот расход обычно близок к среднемаксимальному и именно он считается ответственным за плановую геометрию русла. Поэтому в расчетах надо использовать ширину русла в бровках поймы. Однако в этом случае

реконструируются именно весенние расходы воды, а не среднегодовые расходы, использовавшиеся Leopold, Maddock (1953) и Dury (1975) в их уравнениях. В связи с межгодовой изменчивостью максимальных расходов воды используются среднемаксимальные расходы  $Q_{max}$  – среднее из максимальных в течение года расходов за период наблюдений. Для получения эмпирической связи между  $Q_{max}$  и  $W$  Sidorchuk *et al.* (2001a, 2003, 2008) собрали данные с почти 700 участков рек в водосборных бассейнах, расположенных в различных ландшафтах Северной Евразии от степи до тундры, использованных в качестве современных аналогов позднеледниковых рек. Вместе с тем, для палеогидрологических оценок нужен среднегодовой расход, через который можно рассчитать годовой сток позднеледниковых рек. Чтобы его получить, используется полученная (Сидорчук и др., 2000б) эмпирическая связь среднегодового расхода воды  $Q_a$  с руслонаполняющей шириной русла  $W^b$  с учетом внутригодовой изменчивости стока воды у (рис. 22):

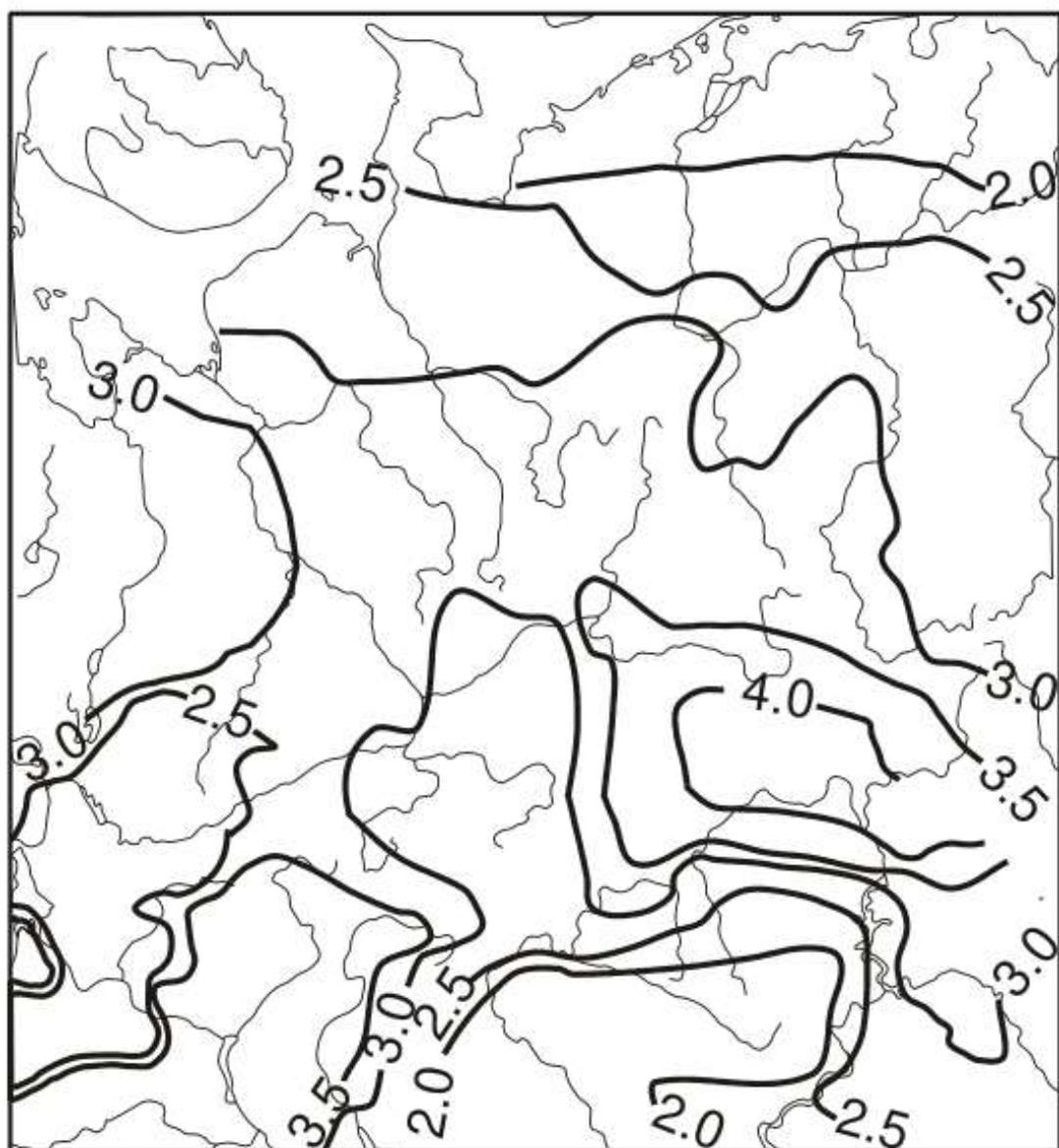


Рис. 21. Изменение коэффициента  $a$  (в изолиниях) на северо-востоке Русской равнины (по Сидорчук и др., 2000б)

В м

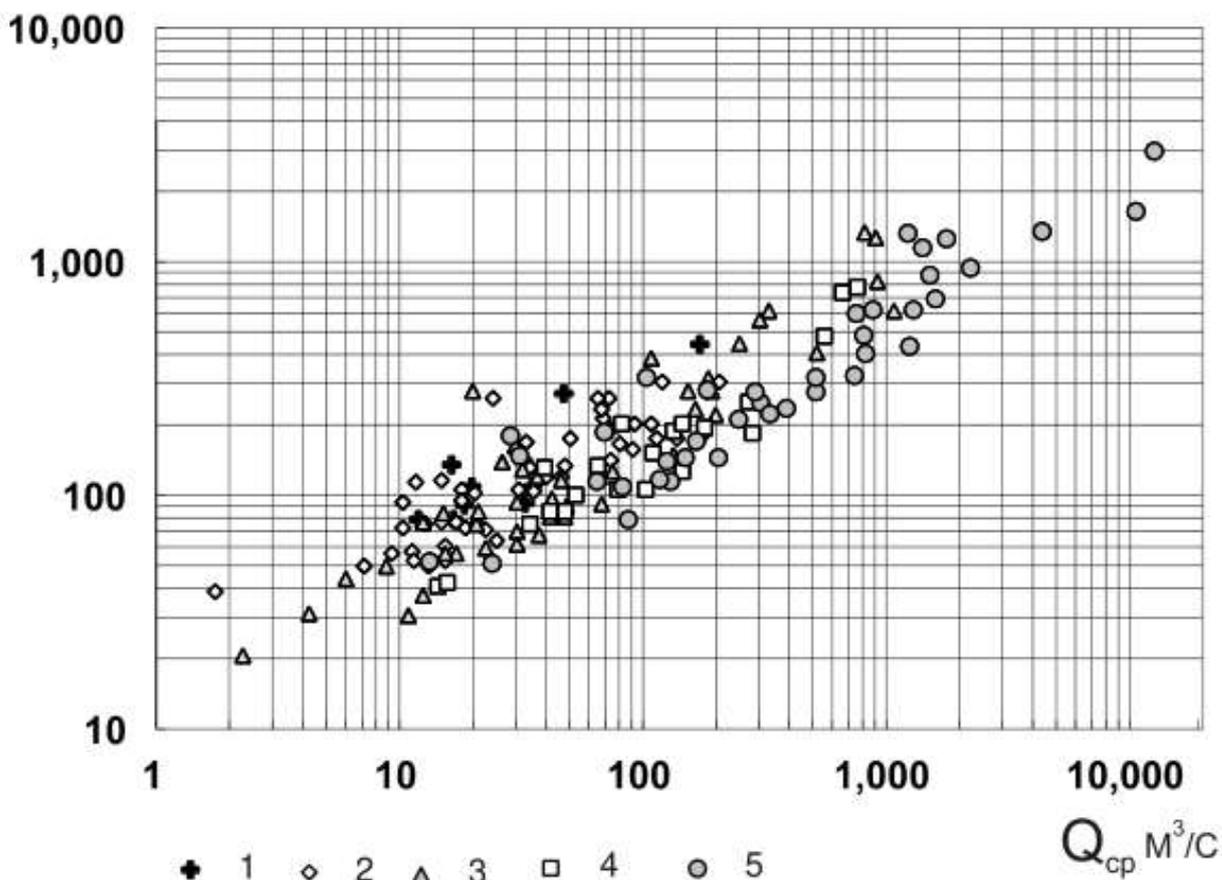


Рис. 22. Связь ширины русла при руслонаполнении и среднегодового расхода воды для меандрирующих рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности при разных значениях  $y = (Q_{\text{ср}} / Q_{\text{макс}}) \cdot 100$ : 1 —  $0 \leq y < 5$ ; 2 —  $5 \leq y < 10$ ; 3 —  $10 \leq y < 15$ ; 4 —  $15 \leq y < 20$ ; 5 —  $y \geq 20$  (по Сидорчук и др., 2000б)

$Q_a = 0,012y^{0,73}W^{1,36}$  (2), где  $y = 100Q_a/Q_{\text{макс}}$  (3). Уравнения (2)–(3) использовались для расчёта позднеледниковых среднегодовых расходов воды ( $Q_a$ ) около 60 крупных перигляциальных рек Восточно-Европейской равнины, где до сих пор сохранены хорошо выраженные фрагменты больших палеорусел (Сидорчук и др., 2000б).

Следует отметить, что часто по остаткам палеорусел в рельефе дна долины невозможно с достаточной точностью определить ширину палеоруслу и шаг макроизлучины (Rotnicki, 1983; Toonen *et al.*, 2012), а также её радиус кривизны, использование которого предложено Williams (1988). Кроме того, уравнения, основанные на гидравлической геометрии русла в плане, предполагают получение довольно ощутимого разброса результативных значений между предсказанными и наблюдаемыми расходами воды. Этот разброс составляет  $\pm 20\%$  при использовании формул (2)–(3) (Sidorchuk *et al.*, 2008).

Другой метод реконструкции руслонаполняющих расходов воды был применён Dury (1965), а затем Rotnicki (1983), Gonera, Kozarski (1987), а также А. Ю. Сидорчуком и О. К. Борисовой (Sidorchuk, Borisova, 2000). Он

основан на формуле Шези-Маннинга ( $Q = UWD$  (4)) и в основном использует скорость потока ( $U = n^{-1} D \sqrt{DS}$  (5)), определение которой требует, помимо гидравлического радиуса потока (или средней глубины русла  $D$  и ширины  $W$ ), определения коэффициента шероховатости Маннинга  $n$  и уклона реки  $S$ . Следует отметить, что этот подход используется для оценки руслонаполняющих расходов воды, которые ранее рассматривались как «руслоформирующие». Результаты для рек Просна и Варта в Польше показали, что во время формирования макроизлучин руслонаполняющие расходы воды превышали современные или голоценовые примерно в пять раз (Rotnicki, 1991). Этот же способ показал для палеорула реки Хопёр 6-кратное превышение руслонаполняющих расходов воды по сравнению с современными (Sidorchuk, Borisova, 2000) (рис. 23а). Следует подчеркнуть, что использование формул гидравлики подвержено той же проблеме, что и использование эмпирических гидролого-морфологических связей – недостаточной надёжности определения входящих параметров: ширины и площади поперечного сечения русла, уклона реки, коэффициента шероховатости русла.

### **1.3.2. Палеогеографические методы реконструкции показателей водности**

Палеогеографические методы восстановления палеогидрологических показателей распространены меньше, однако позволяют верифицировать значения, полученные с помощью реконструкции расходов воды по плановой геометрии русла. Среди них следует отметить два — метод реконструкции водного баланса и палеофлористический метод аналогии. Первый требует полного восстановления водного баланса территории: требуется рассчитать испарение с неё в прошлом, коэффициент поверхностного стока (аккумуляция вод на поверхности и переход в подземный сток) и произвести разницу с суммой осадков. Для верификации расчёта реконструируются также палеотемпературы (средние за год и по сезонам) и слой осадков (Сидорчук и др., 2019б; Величко и др., 1999; Дроздов, 1992). Существуют также методы оценки речного стока через палеоклимат по дендрохронологическим данным (Коновалов, Максимова, 2015).

Примером расчёта палеоклиматических характеристик можно назвать реконструкции, произведённые Георгиади и др. (2018), для Восточно-Европейской равнины в оптимум голоцена (рис. 23б). Они установили, что наиболее заметные изменения речного стока Волги и Дона происходили в его внутригодовом распределении, в то время как рост средней температуры в это время не приводил к существенным изменениям водного баланса в вегетационный период. Для оценки палеоклиматических характеристик использовались математические модели RMIIP-1 и -2.

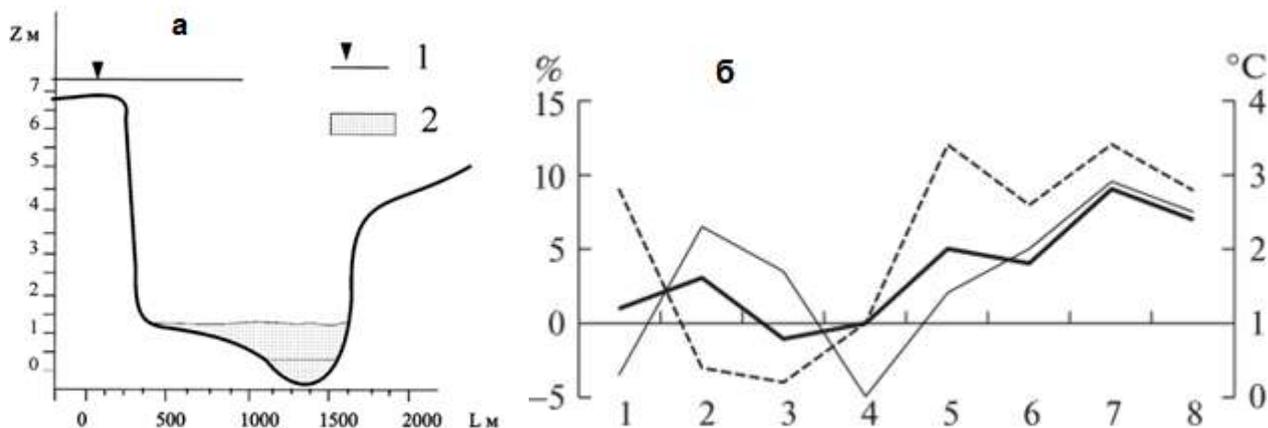


Рис. 23. а — поперечный профиль через р. Хопёр: 1 — максимальный уровень воды, 2 — заполнение палеоруслу (по Sidorchuk, Vorisova, 2000); б — Отклонения средних многолетних среднегодовых гидроклиматических характеристик: речного стока  $dR$  (% от современного стока), атмосферных осадков  $dPr$  (% от современных значений) и температуры воздуха  $dT$  ( $^{\circ}C$ ) в теплые эпохи прошлого и будущего для бассейна Волги (по Георгиади и др., 2018). На оси абсцисс: 1 – оптимум голоцена по РМIP-II, 2 – оптимум голоцена при максимальных отклонениях  $Pr$  и  $T$ , 3 – оптимум голоцена при минимальных отклонениях  $Pr$  и  $T$ ; 4 – современный уровень, принятый за ноль отсчета, 5 – по сценарию A2 для 2025 г., 6 – по сценарию B1 для 2025 г., 7 – по сценарию A2 для 2050 г., 8 – по сценарию B1 для 2050 г.

Второй метод опирается на возможность оценки палеоусловий исследуемой территории с помощью определения состава палеофлоры (в основном по данным палинологии) и поиска на основе метода ареалограмм территории с наиболее близким составом современной флоры – региона-аналога (Борисова, 2021). Климатические и гидрологические показатели современного аналога применяются для оценки палеогидрологических показателей исследуемой реки (Sidorchuk, Vorisova, 2000; Сидорчук и др., 2019б; Борисова, 2021). Примером использования палеофлористического метода реконструкции можно привести исследование Сидорчука и др. (2019а), которые установили, что для рек Восточно-Европейской равнины регионом аналогом 17–18 тыс. лет назад являются современные регионы южной Сибири — Саяны и Алтай, а для 10 тыс. лет назад — западный макросклон Северного Урала (рис. 24); также определены климатические характеристики этого региона за последние 20 тыс. лет.

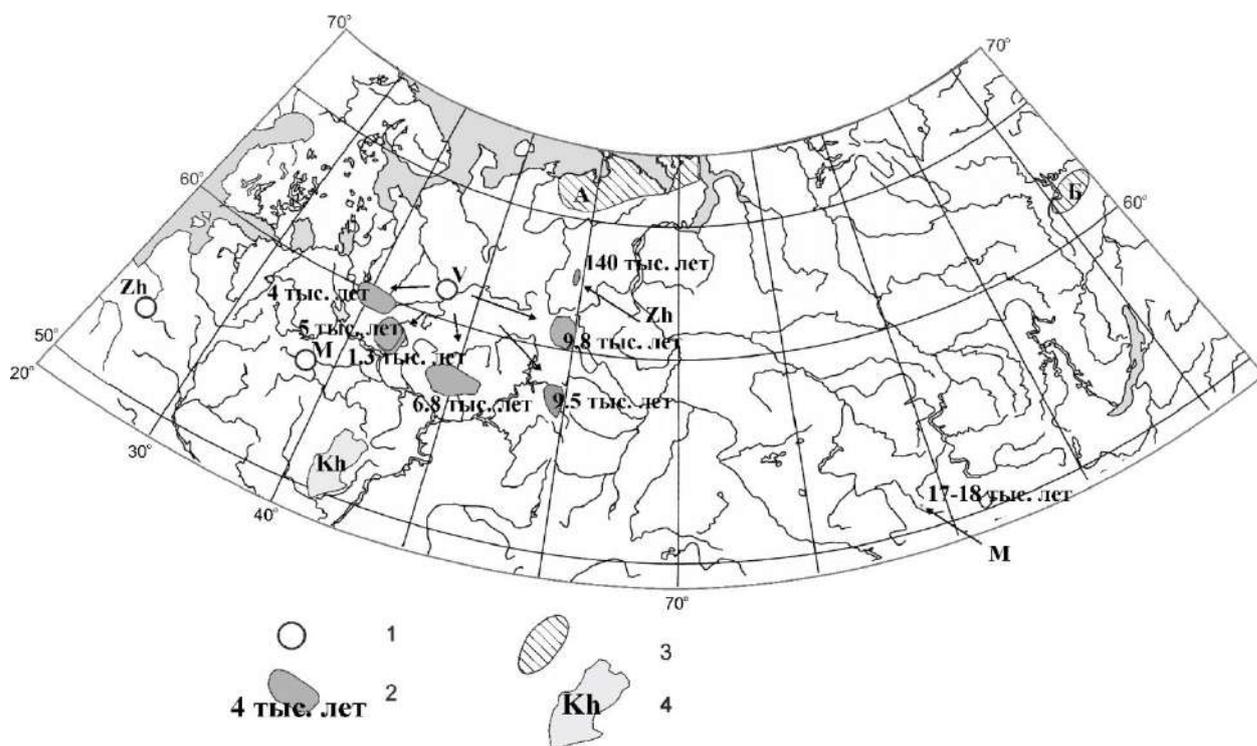


Рис. 24. Местоположения палеофлор и соответствующие центры концентрации с указанием возраста палеофлоры (по Сидорчук и др., 2019а): 1 – местоположения палеофлор и 2 центры концентрации по палеофлорам (Zh — у с. Жукевичи (р. Неман), М – у д. Остров (Москва-река), V – у д. Байка (р. Вычегда)) 3 – равнинный аналог для центра концентрации палеофлоры М (А – этап холодно и влажно, Б – этап холодно и сухо); 4 – Kh – бассейн р. Хопер

В заключение стоит отметить, что крайне малое количество исследованных больших палеорусел в бассейне Волги отражает недостаточную степень изученности речных долин, связанные с этим неопределённости реконструкций речного палеостока Волги, недостаток материалов по абсолютной геохронологии поздневалдайских русел и непроработанность вопроса о вертикальных русловых деформациях рек в поздневалдайскую эпоху (Панин и др., 2001; Sidorchuk *et al.*, 2009; Панин и др., 2013; Сидорчук и др., 2018а). На решение этих проблем и направлено наше исследование.

## Глава 2. Природные условия бассейна Волги

Бассейн Волги расположен в центральной части Восточно-Европейской равнины, несколько сдвинут в южную её половину. Это крупнейший речной бассейн Европы, а также один из крупнейших в России. Он занимает территорию большинства административных субъектов Европейской территории России. В описании бассейна Волги неизбежно упоминание частей бассейна (верхняя, средняя, нижняя Волга), поэтому следует разъяснить, что под этим понимается в данной работе. В литературе тема обоснования границ между подбассейнами обычно избегается, в специализированных справочниках границы различаются (Ресурсы поверхностных..., 1966а; б; в; Основные гидрологические..., 2015а; б; в). В этом исследовании было принято решение разделить подбассейны самой Волги впадением основных притоков – Оки и Камы, поскольку получающиеся 5 подбассейнов (верхняя, средняя, нижняя Волга, а также Ока с Камой, имеющие большие по площади бассейны) получают относительно соразмерными друг другу, а также сравнительно самостоятельными и отличающимися друг от друга по природным (климатическим, геологическим, геоморфологическим и гидрологическим) условиям; такое разделение встречается в литературе (Брылев и др., 2010). Таким образом, без водосборов Оки и Камы, в качестве границ бассейна верхней Волги нами принят водораздел Волги и Оки на юге, Унжи и Ветлуги — на востоке, границы бассейна Волги — на западе и севере. Границами бассейна средней Волги на западе выбраны водоразделы Унжи с Ветлугой и Керженцем, а также Оки с бассейном Волги, на востоке — Волги с Камой и Свияги с Волгой, Сызранкой и Терешкой; на севере и юге — границы бассейна Волги. Остальная часть принадлежит территории нижней Волги (рис. 25).

### 2.1. Физико-географическая обстановка

Ввиду большой площади и расположения в умеренном поясе Северного полушария со сложной четвертичной историей, геолого-геоморфологические условия бассейна весьма неоднородны. Северо-западная часть регулярно подвергалась покровным оледенениям, южная — трансгрессиям Каспийского бассейна. Кроме восточной части, расположенной в горной территории Урала, территория бассейна равнинна и частично расположена даже ниже уровня океана. В отличие от восточной, западная и центральная части не испытывали существенных изменений рельефа в течение плейстоцена, однако длительная эрозия также привела к высокой расчленённости рельефа. В геологическом смысле территория также неоднородна — если северо-западный и южный секторы имеют всю гамму четвертичных отложений на своей территории, от ледниковых и эоловых до морских и озёрных, то восточные и центральные практически с поверхности сложены дочетвертичными породами. В частности, восточная половина бассейна в геологическом отношении довольно однообразна и сложена пермскими отложениями с маломощным покровом элювия. Очевидно, что

разные части бассейна имеют совершенно разную историю развития (Раковская, Давыдова, 2001).

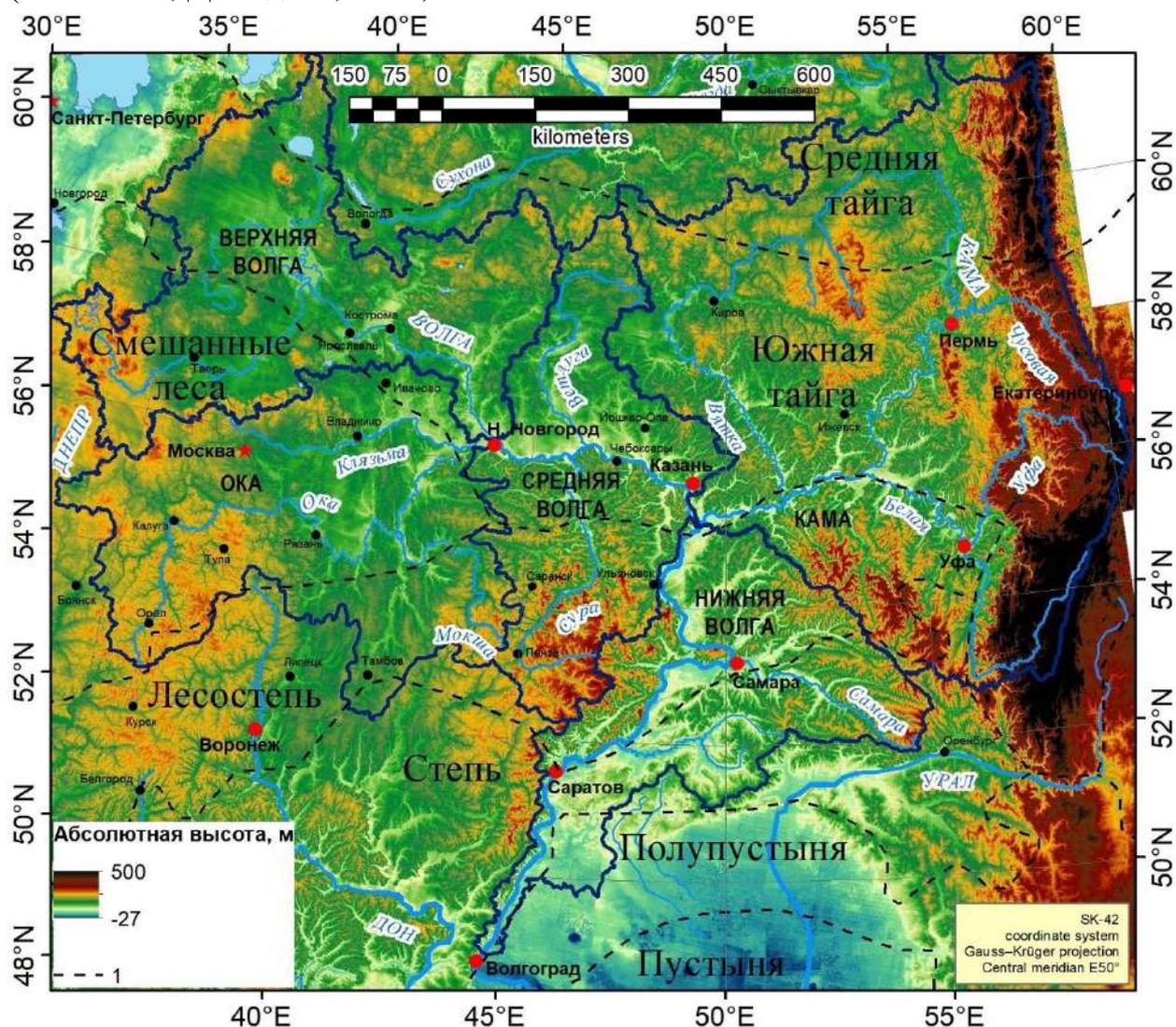


Рис. 25. Бассейн и подбассейны Волги, природные зоны. 1 — границы природных зон.

Бассейн Волги большей частью расположен в пределах Восточно-Европейского кратона, относительно однородного. Его можно разделить на четыре блока — Волго-Уральскую антеклизу в центральной части бассейна, Московскую синеклизу — северо-запад, запад и центр бассейна, край Воронежской антеклизы — юго-запад бассейна, и Прикаспийскую синеклизу — юг бассейна. Восточная часть бассейна находится в пределах Предуральского краевого прогиба. Крайняя восточная часть бассейна — горная — расположена на структурах Уральского свода (Центрально- и Западноуральский антиклинории). Тектоническое строение отражается в слабых, незначительных неотектонических движениях различных частей бассейна, что почти не влияет на общий режим осадконакопления или денудации и их пространственную неравномерность, кроме восточной, горной части бассейна, где с малозначительной интенсивностью опускается Предуральский краевой прогиб (Современные вертикальные..., 2007) (рис. 26).

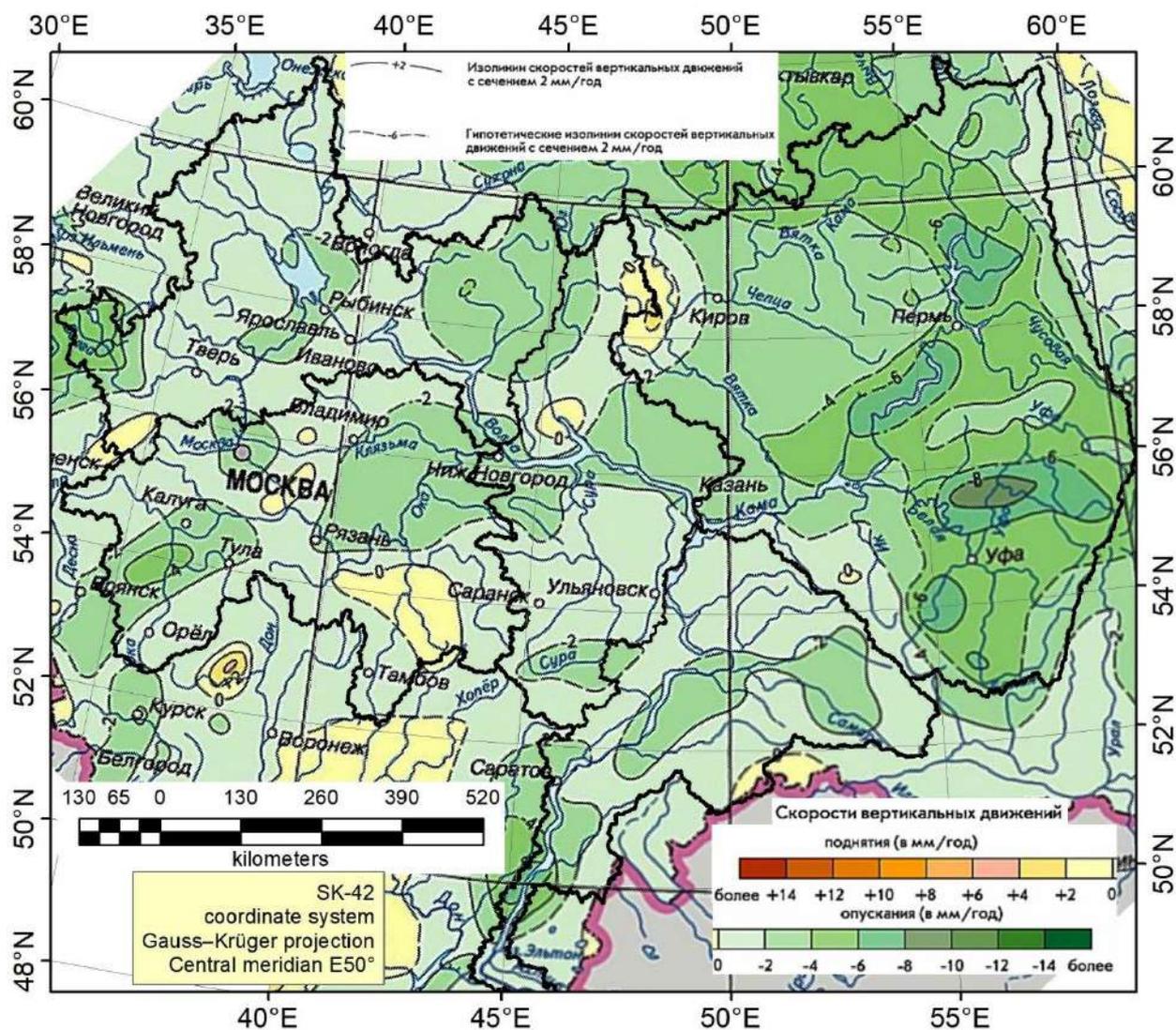


Рис. 26. Современные вертикальные движения земной коры в пределах бассейна Волги (по Современные вертикальные..., 2007, с дополнениями)

Само строение осадочного чехла, несмотря на всё разнообразие поверхностных и погребённых осадков рифея–неогена, мало влияло на характер поведения рек, разве что на локальных участках речных долин. Кроме того, даже в локальном масштабе геологические условия обычно не так сильно влияют на руслоформирование, как климатические и гидрологические условия. Однако стоит отметить различия в поверхностном строении осадочного чехла различных частей бассейна, поскольку это напрямую влияет на гидрологические условия рек бассейна, баланса эрозии и аккумуляции, обстановку формирования и перемещения наносов, руслоформирование, а также в целом на осадконакопление и строение их долин. В сочетании с геоморфологическим фактором геологический может заметно влиять на соотношение эрозии и аккумуляции, а также сток наносов.

По геоморфологическим условиям, а также условиям развития русловых деформаций в бассейне Волги можно выделить несколько секторов, в которых реки развиваются по-разному, исходя из этих условий. Такое районирование отражает условия развития русловых деформаций. Согласно (Чалов, Чернов, 1994), большая часть бассейна расположена в

секторе свободного развития русловых деформаций — это вся центральная часть бассейна (рис. 27Б). Верховья Волги и её бассейна расположены в секторе чередования условий развития в зависимости от рельефа и строения поверхностного осадочного чехла — где-то они ограничены ввиду развития четвертичных суглинистых пород, где-то — свободны, если развитие получили породы из обломочного (пески, крупнообломочный материал) и пылеватого материала. Аналогичные условия наблюдаются в верховьях Оки и её бассейна, где реки размывают коренные скальные породы (известняки) и, в таком случае, ограничены в развитии, либо — четвертичные рыхлые и, соответственно, свободны (рис. 27А). Небольшие территории занимают сектор ограниченного развития (горная часть бассейна) и бессточная область (видимо, авторы подразумевают область, где русловые деформации не наблюдаются). В зависимости от локального рельефа и уклона рек (вернее, от бурности потока, а точнее его числа Фруда) бассейн Волги также можно разделить на области горных, полугорных и равнинных рек. От этих факторов зависит интенсивность формирования рельефа и наносов, а также тип руслоформирования. В бассейне преобладают широкопойменные русла, свободно-меандрирующие или прямолинейные, что также отражает существующие геологические и геоморфологические условия; врезанные русла распространены в горной части и на возвышенностях; разветвлённые русла можно найти только на отдельных участках рек и в целом они встречаются редко.

По составу руслообразующих наносов те же авторы (Чалов, Чернов, 1994) выделяют в бассейне Волги секторы с песчаными (большая часть бассейна), галечно-песчаными (возвышенные части — Верхнекамская возвышенность, Жигули, горная часть бассейна, а также области развития последних оледенений) и песчано-илистыми (область последних каспийских трансгрессий) руслами. Состав руслообразующих наносов (вместе с расходами воды) взаимно влияет на скорость размыва/аккумуляции наносов, а значит на форму и динамику русла.

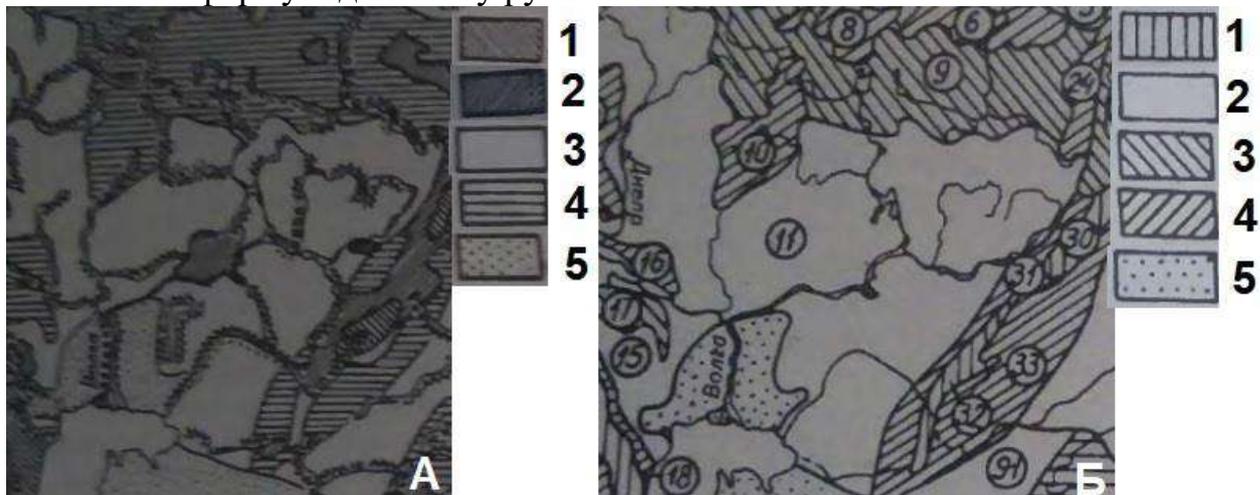


Рис. 27. Районирование территории по типам русловых процессов и распространению различных морфодинамических типов русла (А): 1 — горных, 2 — полугорных, 3 — равнинных широкопойменных, 4 — равнинных с чередованием врезанных и

широкопойменных русел, 5 — бессточные области; районирование территории по геолого-геоморфологическим условиям развития русловых деформаций (Б). Области: 1 — ограниченного развития, 2 — свободного, 3 — чередование условий развития в пластичных породах, 4 — то же в скальных, 5 — бессточные области (по Чалов, Чернов, 1994)

Климат территории как в настоящем, так и в недавнем геологическом прошлом (голоцен, конец плейстоцена) был неоднороден. Сейчас бассейн Волги расположен в нескольких природных поясах — от средней тайги на севере до пустынь на юге (рис. 25). В целом климат бассейна Волги характеризуется как умеренно континентальный. Количество солнечной радиации, получаемой территорией в течение года, исчисляется 2700–5050 мДж/м<sup>2</sup> в зависимости от места (при движении с северо-востока на юг она возрастает). Однако её распределение существенно меняется в течение года — зимой 60% радиации из-за снега отражается обратно в атмосферу, из-за чего снег может сохраняться в оттепели и накапливаться всё зимнее время на значительных территориях равнины. Как и вся Восточно-Европейская равнина, бассейн Волги находится под действием западного переноса воздушных масс, благодаря чему континентальность климата растёт с запада на восток. Циклоны приходят на территорию с северо-запада, антициклоны — с южных сторон. В конце весны–начале лета в бассейне Волги устанавливается полярный фронт (рис. 28), из-за чего погода в это время неустойчивая, с частыми ветрами и ливнями. В конце осени водосбор попадает под влияние Азиатского антициклона, погода становится более стабильной (Раковская, Давыдова, 2001).



Рис. 28. Климатические фронты над территорией Восточно-Европейской равнины (по ukraine.azureedge.net)

Средние зимние температуры меняются с юго-запада на северо-восток от  $-4$ – $-8^{\circ}$  до  $-16$ – $-20^{\circ}$  Цельсия; летние температуры падают аналогичным образом с  $24^{\circ}$  до  $16^{\circ}$  С. Летом изотермы распределены в соответствии с широтой, зимой их положение искривляется из-за существенного влияния западного переноса воздушных масс. Распределение осадков также подвержено влиянию ведущего переноса. Однако они меняются более сложным образом, в том числе из-за влияния рельефа: на северо-западе и крайнем востоке их количество достигает 800 мм/год, на северо-востоке и юго-западе — 700 мм, юго-востоке и юге падает до 250 мм и ниже. В центральной части бассейна выпадает около 600 мм осадков в год. В зимнее время во всём бассейне Волги выпадает снег, его мощность к концу зимы достигает 20 см на юге и 70 — на северо-востоке, а продолжительность его залегания составляет 60–220 дней. На большей части бассейна Волги положительный коэффициент увлажнения. Существенно падает и становится отрицательным он только южнее низовий Камы и Суры, а также в бассейне нижней Волги (Раковская, Давыдова, 2001).

В бассейне Волги преобладает снеговое питание рек, которое в среднем превышает 50%, но у южных рек оно достигает 80% и более. Основная часть стока происходит весной, в направлении с юга на север смещается дата половодья с ранней весны до поздней (рис. 29). Слой речного стока убывает от севера бассейна к югу, увеличиваясь только на востоке (Уральские горы) и на отдельных возвышенностях (например, Валдайская, Верхнекамская; рис. 30). Подземная составляющая водного баланса аналогично падает с севера на юг. Мутность рек увеличивается с северо-запада на юго-восток, поскольку увеличенный сток наносов характерен для гор (Урал) и Сыртовой области; кроме того, она увеличена в верховьях Оки (Физико-географический..., 1964). Сток взвешенных наносов наиболее высок в бассейне Белой (Агидель). Антропогенное вмешательство (регулирование стока с помощью плотин, водохранилищ) привело к снижению пика половодья и его длительности, а также к изменению типа руслоформирования и локальных обстановок осадконакопления и денудации на ряде рек (Чалов, Чернов, 1994).

Почвы и растительность характеризуются выраженной зональностью и меняются в бассейне Волги соответственно смене природных зон (рис. 25) Для таёжной зоны характерны подзолистые почвы и елово-сосновые леса с примесью берёзы, для смешанных лесов (ель, сосна, берёза, дуб и другие широколиственные породы) — серые лесные почвы. В зоне лесостепи и степи появляются различные чернозёмы, а растительность представлена мелколиственными породами с примесью широколиственных (по долинам рек), либо сосновыми борами, а также луговыми травами и злаками. В южной половине степи и в сухостепье распространены каштановые почвы со злаково-полынной и полынной растительностью; древесные комплексы (аналогичные северной половине степи) развиты только в понижениях ландшафта (в основном — долины рек) (Раковская, Давыдова, 2001). Для степной зоны, наименее защищённой от эрозии (из-за широкого

распространения легкоразмываемых пород, на которых развиты чернозёмы, часто используемые под возделывание культур, а также слабого распространения древесной растительности и глубокого залегания грунтовых вод) наиболее высок показатель поверхностного речного и твёрдого стока.

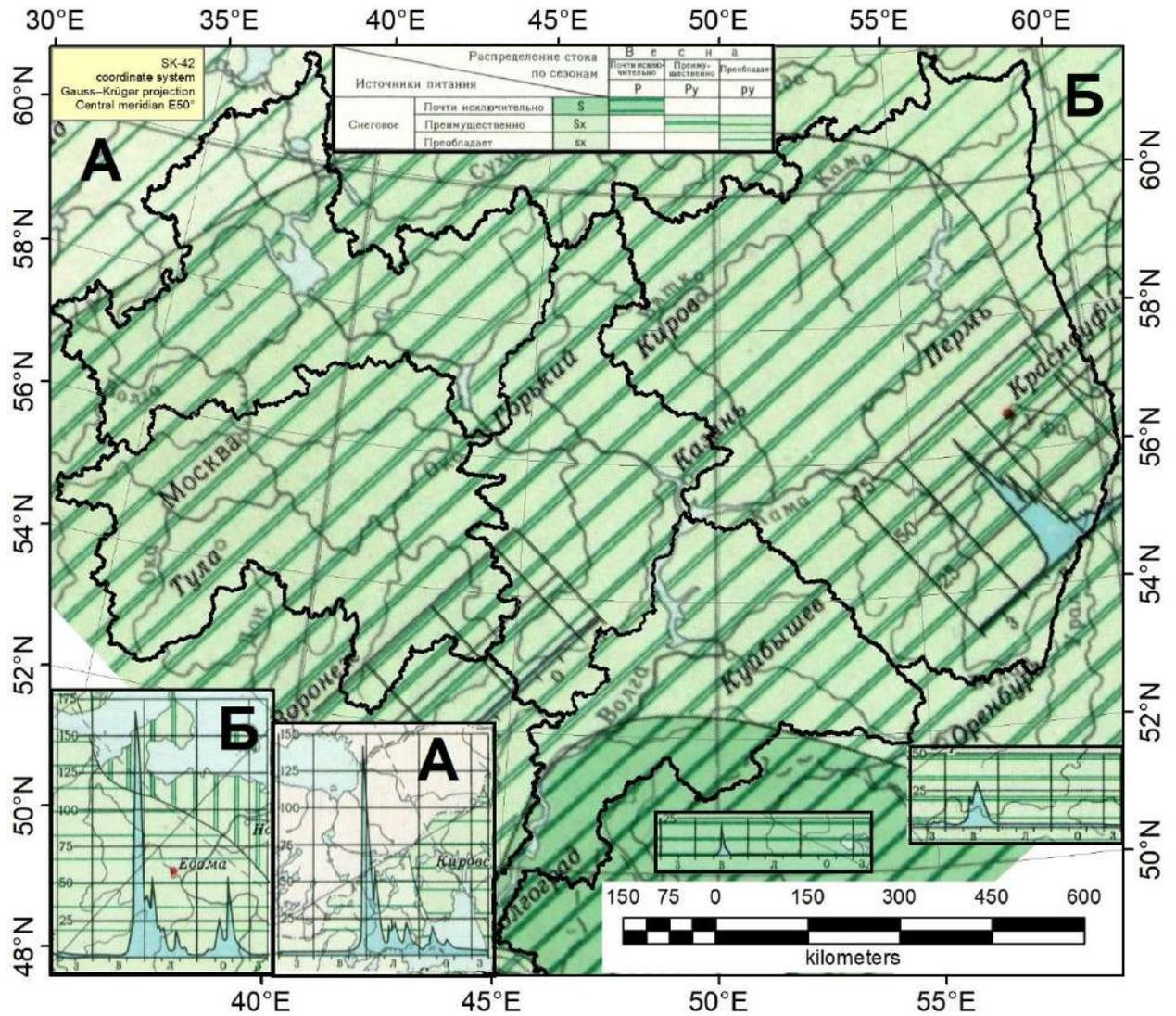


Рис. 29. Типы водного режима рек бассейна Волги. А — преобладает снеговое питание весной, Б — преимущественно снеговое питание, преобладает весной, В — преимущественно снеговое питание весной, Г — почти исключительно снеговое питание весной. Внизу — характерные графики стока для каждого типа. Числа по оси ординат — модуль стока в л/сек с 1 км<sup>2</sup>, буквы (ось абсцисс) — обозначения сезонов года (по Физико-географический..., 1964)

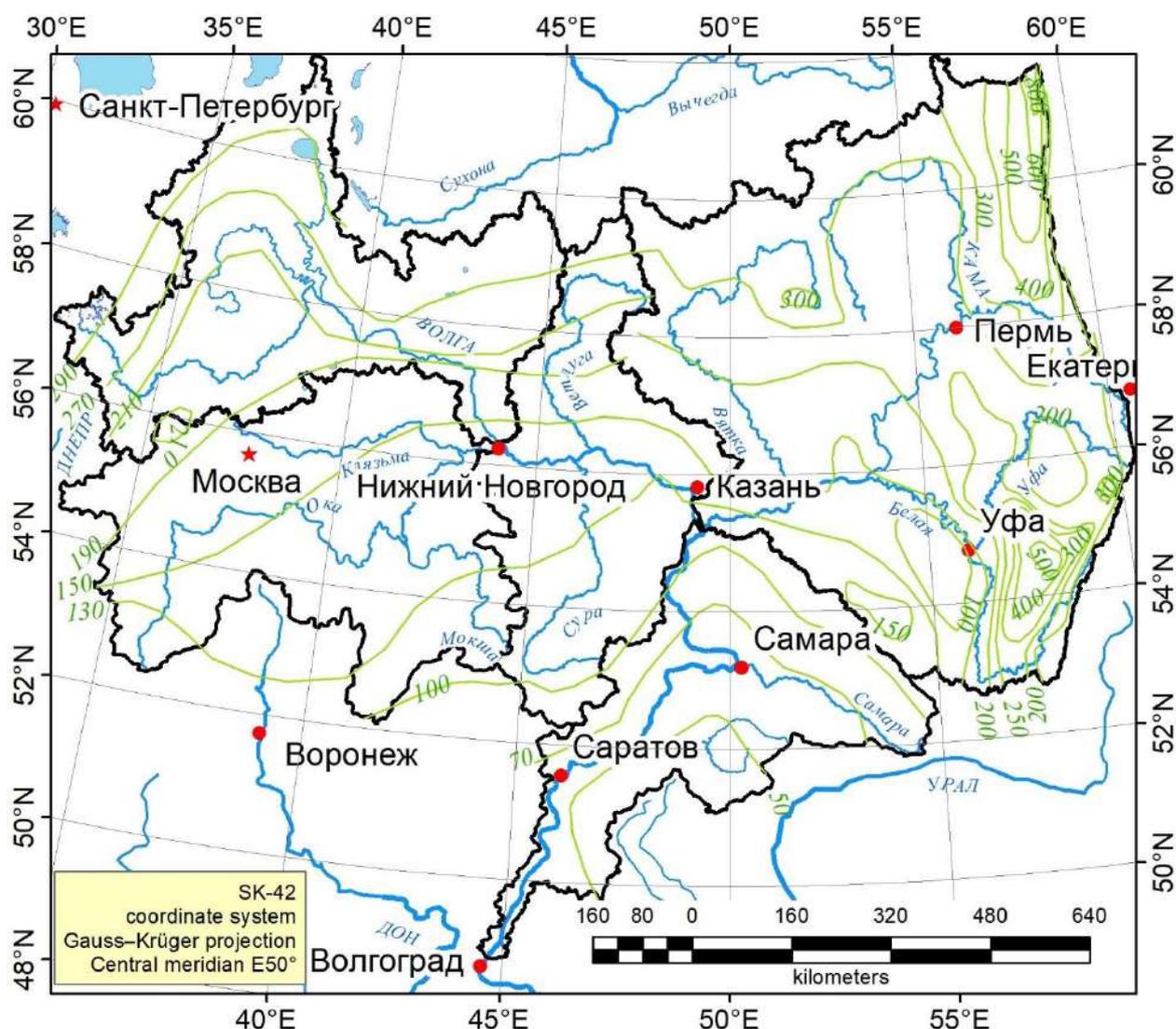


Рис. 30. Изолинии слоя речного стока в бассейне Волги (зелёным цветом; составлено автором по материалам (Ресурсы поверхностных..., 1966а; б; в))

Антропогенное вмешательство, характеризующееся вырубкой лесов, распашкой одних полей и использованием других под пастбища, сооружением водохранилищ и водозаборов, водоканалов, разработкой полезных ископаемых (в том числе добыча песка и песчано-гравийной смеси в руслах рек и торфа — на болотах) и изменением локального рельефа под другие нужды, привело к разнообразному отклику природных комплексов. В верховьях речных систем поверхностный речной и твёрдый сток увеличились, в местах сооружения водохранилищ — уменьшились, возникла локальная повышенная аккумуляция, а также формирование своего микроклимата с менее континентальными условиями. Сельскохозяйственные работы привели к увеличению интенсивности эрозии, углублению и расширению оврагов, а также появлению новых эрозионных форм рельефа (Раковская, Давыдова, 2001).

## 2.2. История развития в четвертичном периоде

Для Восточно-Европейской равнины действует несколько региональных стратиграфических схем (см. Региональная схема..., 2014),

принятых более 10 лет назад, и ввиду этого не совсем актуальных. Кроме того, все они сориентированы по геологической (стратиграфической), а не палеогеографической (климатохронологической) направленности. Поэтому в нашем случае более актуальны схемы корреляции различных глобальных маркеров (таких как  $\delta^{18}\text{O}$ ) и региональных геохронологических подразделений. Такая схема в наиболее актуальном виде представлена в работе (Cohen, Gibbard, 2018). Ввиду того, что это исследование охватывает территорию всего бассейна Волги, автор будет использовать схемы, подходящие для его большей части. Однако северные части равнины в большей степени зависели от влияния покровного оледенения, а во время последнего плейстоцена северо-запад бассейна и вовсе был покрыт ледником. В то же время юго-восток испытывал влияние трансгрессий и регрессий Каспийского моря. Поэтому необходимо принимать во внимание местные особенности каждого региона.

Изменение уровня Каспийского моря учтено в работе путём обобщения материалов статей (Yanina, 2020), (Makshaev, Tkach, 2022) и (Курбанов и др., 2023). Стадийность и границы стадий последнего оледенения взяты из работы (Astakhov *et al.*, 2016), хронология — из работ (Hughes *et al.*, 2016) и (Rinterknecht *et al.*, 2018). Основные стратиграфические подразделения заимствованы из (Региональная схема..., 2014). Для сопоставления с другими территориями и при отсутствии необходимости быть привязанным к конкретной территории удобно использовать изотопно-кислородные стадии — в нашем случае это третья (соответствует третьей стадии верхнего звена позднего неоплейстоцена — ленинградское потепление), вторая (плейстоцен) и первая (позднеледниковье и голоцен) (рис. 31). При наличии достоверных календарных дат будет использоваться абсолютный возраст.

Основные события истории развития в последнюю ледниковую эпоху различаются в разных частях бассейна Волги. Главные различия связаны с ледниковыми и водно-ледниковыми событиями в северо-западной части бассейна и трансгрессивно-регрессивной динамикой Каспийского моря в южной.

Последнее крупное оледенение, покрывшее своими льдами значительную часть Восточно-Европейской равнины (здесь оно называется осташковским), началось около 27 тыс. лет назад. Ему предшествовала прохладная средневалдайская эпоха, во второй половине которой (после 47 тыс. лет назад) отмечаются тёплые фазы ленинградская (моерсхофт и хенгело в западной Европе) и дунаевская (денекамп) с шёнским похолоданием между ними около 30 тыс. лет назад; на Восточно-Европейской равнине в это время признаки оледенений не установлены (Величко и др., 2017).

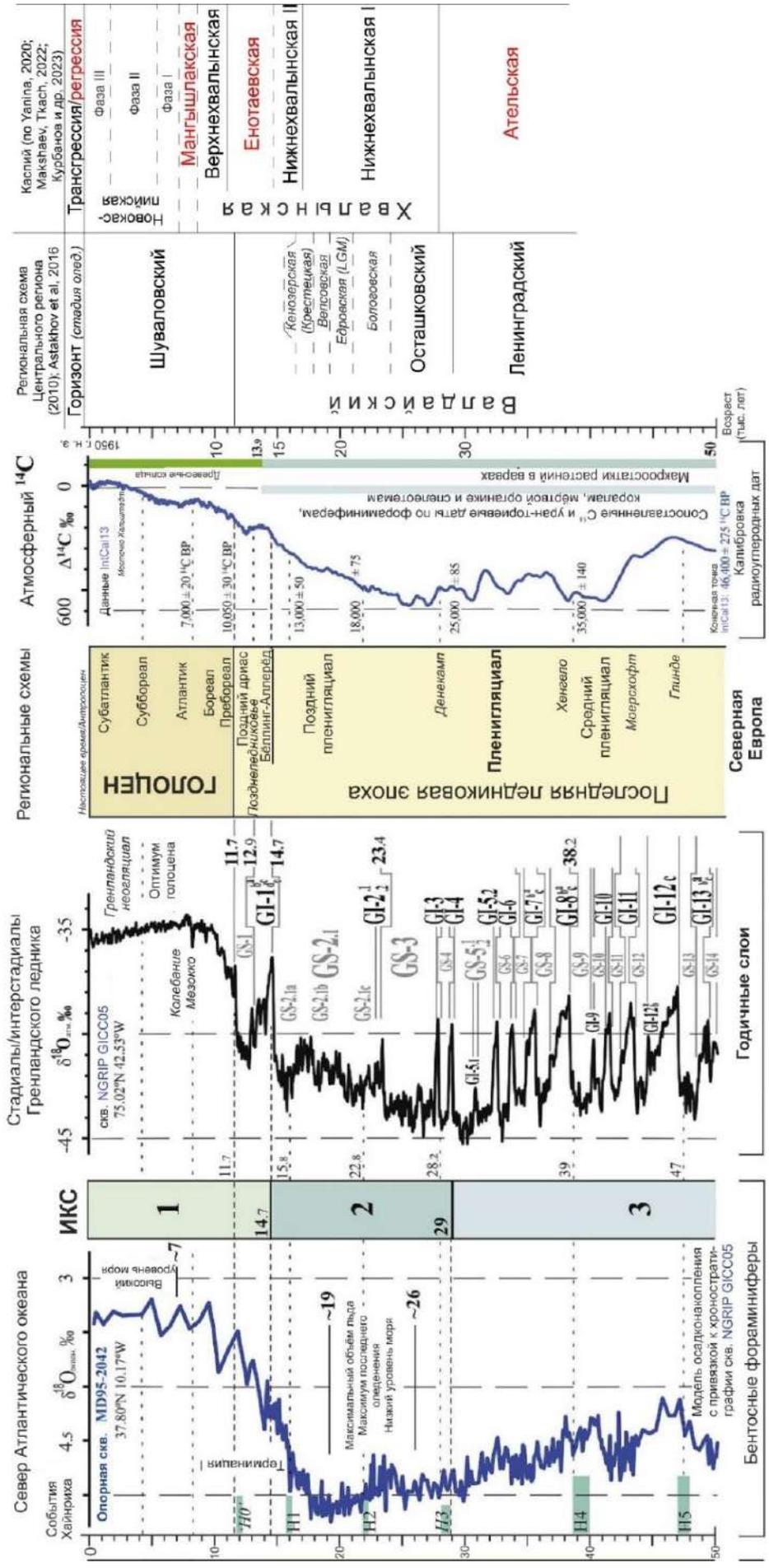


Рис. 31. Схема соотношения основных маркеров климата Северного полушария во времени и региональных схем, используемых в работе. По Cohen, Gibbard (2019), с дополнениями

Известно, что максимум последнего оледенения произошел в бассейне Волги примерно 20 тыс. лет назад (Rinterknecht *et al.*, 2018). В это время покровное оледенение занимало всю северо-западную часть бассейна вплоть до середины нынешнего Рыбинского водохранилища (рис. 32). Также оледенением были покрыты верховья Волги в пределах Валдайской гряды (Маккавеев и др., 2022). Частично, в крайней северо-западной части бассейна (до озера Белого), ледник покрывал территорию вплоть до 16–17 тыс. лет назад, после чего отступил и более в бассейн Волги не возвращался (Astakhov *et al.*, 2016). Согласно последним оценкам (Панин и др., 2021), сток талых ледниковых вод в период деградации ледника не превышал четверти современного речного стока Волги.

В MIS 3 каспийский бассейн находился в стадии ательской регрессии с высотами уровня моря до -100 – -120 м (здесь и далее в главе — абс.) (Свиточ, 2016). С наступлением поздневалдайской эпохи начала развиваться раннехвалынская трансгрессия. Первоначально уровень моря достиг -5 м, к 20 тыс. лет назад он поднялся до 7 м (Курбанов и др., 2023). Существенное повышение уровня началось 17 тыс. лет назад. До 15 тыс. лет назад уровень держался на отметках 20–22 м, то есть достигал устья реки Самары (рис. 32). В это время также происходил перелив части вод в новоэвксинский бассейн Чёрного моря через Манычский перешеек (рис. 33). После этого уровень опустился до 10 м. До пребореальной фазы голоцена длилась енотаевская регрессия с уровнем моря, по разным оценкам, от -43 до -107 м (Свиточ, 2016), начавшаяся около 12,5 тыс. лет назад (Makshaev, Tkach, 2022). После окончания енотаевской регрессии, около 11 тыс. лет назад началась позднехвалынская трансгрессия с уровнем моря до 0 м. Фаза хвалынской трансгрессии с отметками уровня моря 48–50 м, предложенная ещё в прошлом веке М.М. Жуковым (1945), а затем О. К. Леонтьевым и соавторами (1977) согласно найденным береговым линиям, до настоящего времени не датирована (Курбанов и др., 2023).

Климатические характеристики в позднем плейстоцене–голоцене в центре Восточно-Европейской равнины менялись следующим образом: перед наступлением последнего оледенения климат здесь чрезвычайно непостоянен, растительность характеризуется постоянными сдвигами и изменениями своих ареалов. Во времена похолоданий древесная растительность редкостойная, в потепления — похожа на современную средне- или южнотаёжную. В ленинградский интерстадиал южнее последующего установления максимального распространения оледенения произрастают в том числе широколиственные породы (Величко и др., 2017). В LGM на равнине реконструируются самые низкие летние температуры, а среднегодовая температура составляет около -6° С. В конце пленигляциала произошло резкое и ощутимое увеличение осадков, согласно (Борисова, 2021). В позднем пленигляциале (17–16 тыс. лет назад) становится теплее, среднегодовые температуры впервые переходят через 0°, что должно было привести к постепенной деградации многолетней мерзлоты. Сначала

происходит небольшое потепление и увеличение количества осадков; многолетняя мерзлота в то время всё ещё занимала большие площади. Кульминации потепления достигает в бёллинге–аллерёде, когда площади многолетней мерзлоты были сильно сокращены. В то же время климат был контрастным: разница среднегодовых температур в тёплые и холодные фазы позднеледниковья достигала 7–10° С. В межстадиал бёллинг-аллерёд летние температуры были похожи на современные. В позднем дриасе происходит серьёзное похолодание (среднегодовая температура падает практически до показателей LGM), которое в голоцене сменилось потеплением с климатическими характеристиками, аналогичными современным (Борисова, 2021). В течение всего плейстоцена бассейн Волги был почти полностью перекрыт многолетней мерзлотой (Величко, Нечаев, 2009).

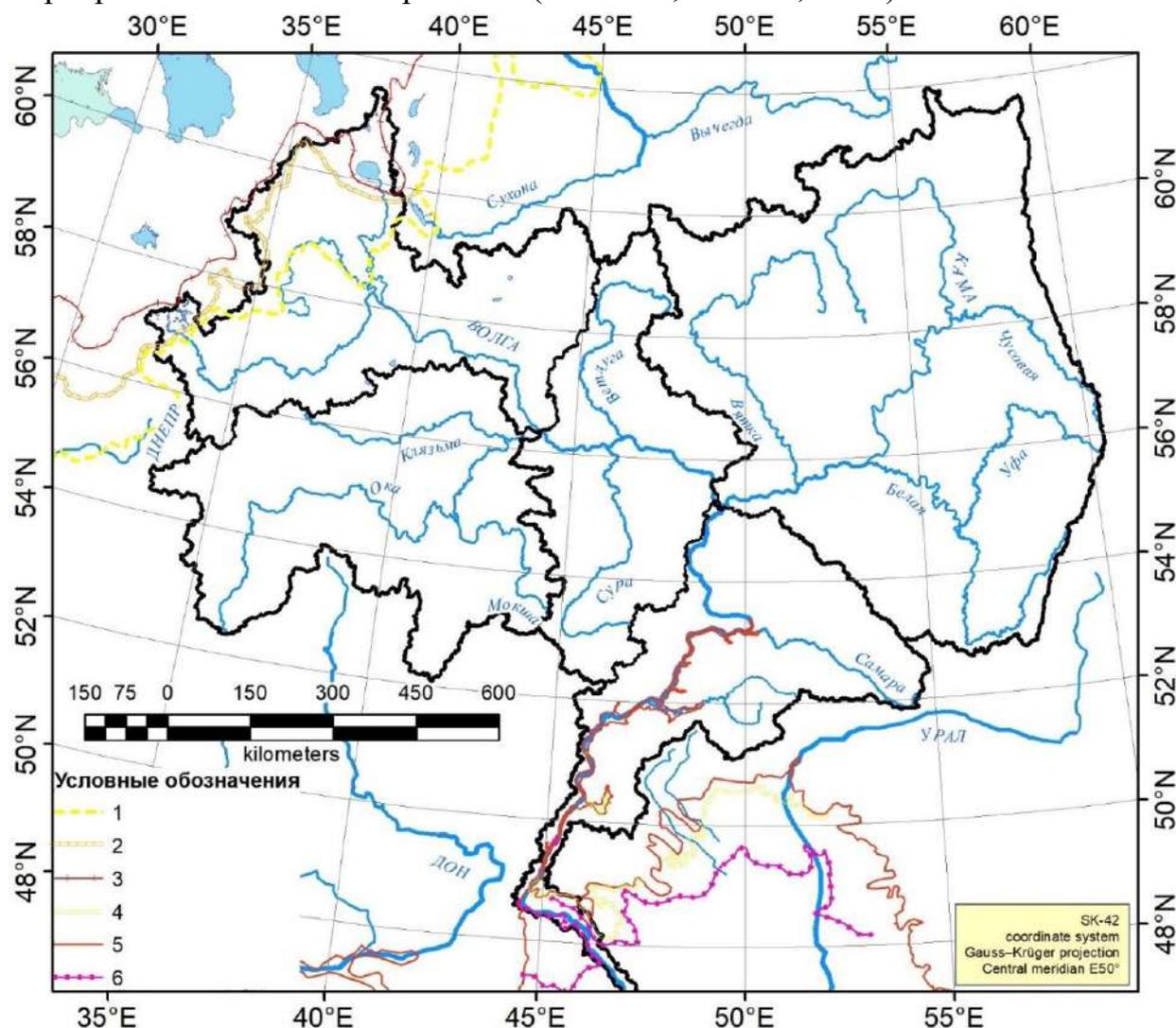


Рис. 32. Границы оледенений и трансгрессий в бассейне Волги. Границы оледенений (северо-запад бассейна; по Astakhov *et al.*, 2016): 1 — едровская стадия — LGM (~20 тыс. лет назад), 2 — вепсовская стадия (~18 тыс. лет назад), 3 — стадия Кенозеро (крестецкая) (~16,5 тыс. лет назад). Границы трансгрессий (юго-восток бассейна; по Makshaev, Tkach, 2022; Курбанов и др., 2023, абс. высота): 4 — раннехвалынской (стадия ~+10 м; ~27–20 тыс. лет назад), 5 — раннехвалынской (стадия ~+22 м, ~17–15 тыс. лет назад), 6 — позднехвалынской (~0 м; ~11–8,5 тыс. лет назад).

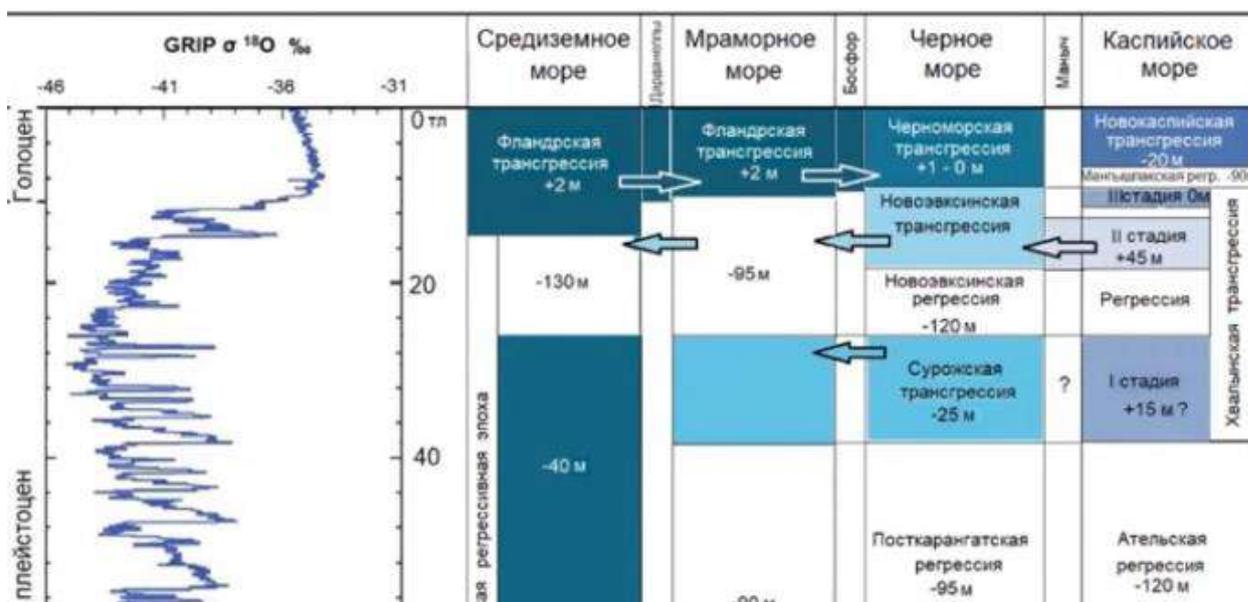


Рис. 33. Бассейны Понто-Каспия и Средиземноморья в поздневалдайскую эпоху (по Yanina, 2020)

Развитие речных долин Восточно-Европейской равнины, согласно данным изучения террас, эрозионной сети, абсолютного и относительного возраста отложений и их корреляции с отложениями другого типа (морские, ледниковые) (Сидорчук и др., 2017), в поздневалдайскую эпоху зависело от климатических и связанных с ними гидрологических изменений, на которые накладывались факторы уклона, положения базиса эрозии, локально — неотектоники. Непосредственно в ледниковую эпоху речные долины испытывали аккумуляцию, связанную со снижением флювиальной активности и активизацией эоловых и склоновых процессов, в то время как во время отступления ледника и относительного потепления флювиальная активность росла, а реки испытывали врезание (Sidorchuk *et al.*, 2013). В течение конца плейстоцена — начала позднеледниковья, по литературным данным, продолжалась эпоха высокого речного стока, сопровождавшаяся формированием больших палеорусел (Сидорчук и др., 2019б; Vandenberghe, Sidorchuk, 2020).

Если говорить о локальных климатических и гидрологических характеристиках, то можно привести реконструкцию для бассейна реки Москвы (Сидорчук и др., 2019а). С применением палеофлористического метода для периода времени 17–18 тыс. лет назад (поздний плейстоцен) был подобран регион-аналог (бассейн реки Чулышман, Алтай), где годовое количество осадков достигает 950 мм (в Москве в последние 150 лет — около 700 мм, по данным сайта [pogoda.ru](http://pogoda.ru)). Средняя июльская температура составляла +12°С (сейчас в Москве почти +20°С), а январьская — -19°С (против -8,7°С сейчас) (рис. 34). Исходя из зимних температур был рассчитан слой стока для половодья, составляющий около 700–750 мм, что в 4 раза выше современного.

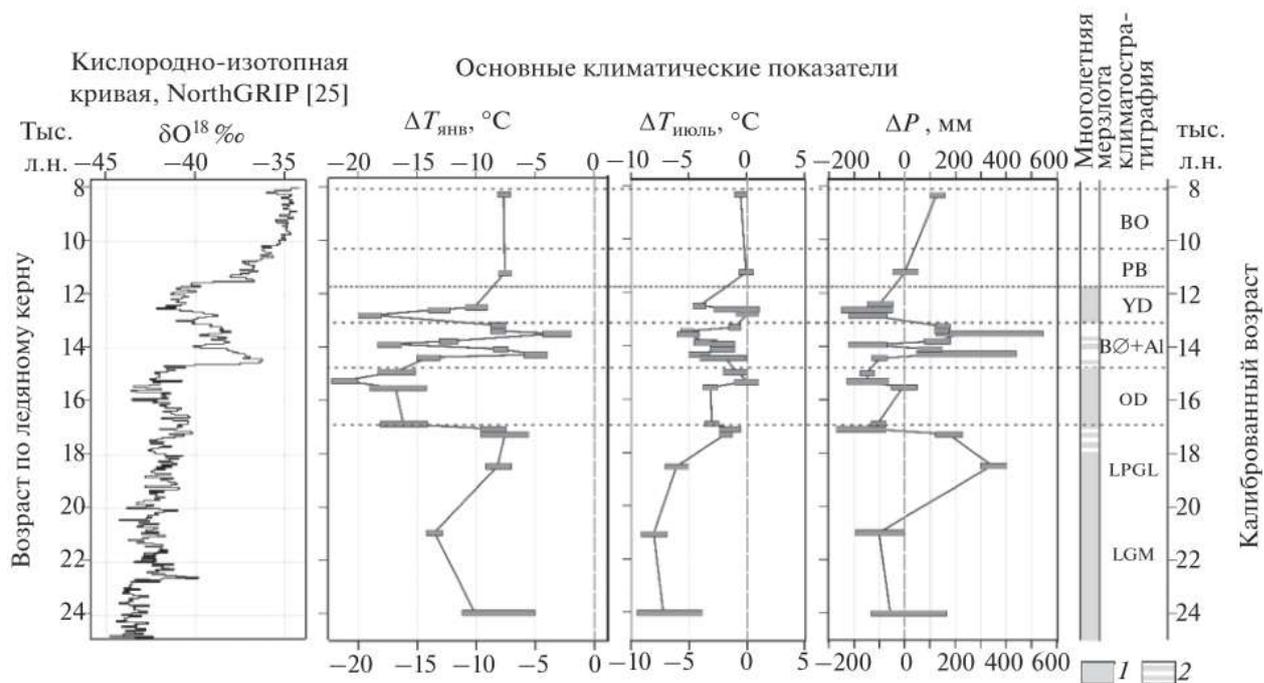


Рис. 34. Основные климатические показатели (в отклонениях от современных значений), реконструированные по современным условиям в районах-аналогах для изученных палеофлор центральной части Восточно-Европейской равнины (по Сидорчук и др., 2019а). Распространение многолетней мерзлоты: 1 – сплошное, 2 – прерывистое и островное. Климатостратиграфические подразделения: LGM – максимум последнего оледенения, LPGL – поздний пленигляциал, OD – ранний дриас, BØ + AL – бёллинг + аллерёд, YD – поздний дриас, PB – пребореал, BO – бореал.

### **Глава 3. Методы исследования**

В данном исследовании применялись полевые, лабораторные и дистанционные методы. В исследовании используется классификация морфодинамических типов русел равнинных рек Р. С. Чалова (Чалов и др., 2004), в соответствии с которой все русла рек подразделяются на относительно прямолинейные, меандрирующие и разветвлённые, а по геолого-геоморфологическим условиям горизонтальных русловых деформаций на широкопойменные, адаптированные и врезанные.

#### **3.1. Полевые методы**

Получение первичного материала для данного исследования опирается в первую очередь на бурение и изучение геологического строения больших палеорусел. Большие палеоруслу расположены на современных поймах рек, а отложения, их заполняющие, почти всегда обводнены. По этим причинам невозможно использование шурфования и изучение обнажений. Кроме того, из-за подтопления пойменных поверхностей, обычно расположенных невысоко над урезом рек, затруднено использование тяжёлой буровой и экскаваторной техники, которая, помимо прочего, требует больших финансовых вложений. Ввиду вышеупомянутых условий, изучение поперечного строения макроизлучин производилось с помощью ручного или лёгкого механического бурения.

Выбор мест бурения осуществлялся перед полевыми выездами с использованием данных дистанционного зондирования. Дистанционные исследования предшествовали полевым, поэтому в ходе поиска следов больших палеорусел на космоснимках отбирались наиболее представительные участки, где хорошо выражены палеоруслу с измеряемыми параметрами. Из отобранных участков выбирались наиболее доступные, до которых возможно добраться по полевым дорогам и осуществлять бурение с машины. С другой стороны, было необходимо пробурить палеоруслу в разных частях бассейна Волги (чтобы, с одной стороны, изучить их в разных ландшафтах, и, с другой, чтобы затронуть все виды больших палеорусел потенциально подходящего возраста, а при возможности — серию палеорусел, отражающую развитие русловых процессов во времени на конкретном участке). Поэтому в некоторых случаях приходилось намечать скважины в менее представительных палеоруслах и исключать близкорасположенные с одинаковыми геометрическими параметрами. На местности производился конечный выбор больших палеорусел из наиболее доступных, не затронутых сельскохозяйственными и инженерно-коммуникационными работами.

Большая часть буровых работ была осуществлена на буровой установке «Pride Mount 80» на шасси УАЗ 3303 усовершенствованным шнековым способом. Диаметр шнеков равен 8 см, расстояние между витками — 7 см. Суть методики заключается в следующем: бурение осуществляется по интервалам, отвечающим максимально возможной (из-за ограничений по

высоте буровой колонны, мощности буровой установки, плотности и сопротивлению грунта) глубине за одну проходку. Обычно она составляла 1–2 метра, чтобы материал был поднят максимально ненарушенным. В заданном интервале производилось «заворачивание» шнека с одинаковым соотношением усилий по вращению и вертикальному опусканию инструмента. При этом вращение полностью останавливалось при «отрыве» материала нужного интервала от грунта и его оседании на лопастях шнеков. Благодаря этому материал интервала не выходил из скважины, поднимаясь по лопастям шнеков, а оставался на них. Затем буровая колонна аккуратно поднималась на поверхность. Как результат, материал интервала оказывался на поверхности в максимально ненарушенном состоянии, с сохранёнными текстурами, новообразованиями, неорганическими и органическими включениями, доступными для их изучения в состоянии *in situ* и отбора на различные виды анализов (рис. 35).



Рис. 35. Пример добытого керна в слабо нарушенном состоянии методом вращательного бурения (шоколадные глины в скв. 211071 на глубине 17,5 м)

Отбор образцов осуществлялся на следующие виды анализов: радиоуглеродное датирование, петрографический, минералогический, малакофаунистический, диатомовый, гранулометрический. В целом он не отличался от методики отбора образцов из шурфов или обнажений (описано в Панин, 2014; Шеремецкая, Алексеева, 2012; Янина, 2012; Каревская, 2012). Ручное бурение применялось ситуативно, при невозможности доставить на точку бурения буровую установку (из-за топкого грунта или воды). Ручное бурение производилось с помощью ударного бура Eijkelkamp с пробоотборником, имеющим диаметр 3 см.

Расчленение разрезов колонок осуществлялось с учётом представлений об ожидаемой последовательности фаций в палеорусле (сверху вниз): пойменная (как правило, суглинистая, маломощная, только в заполненных палеоруслах), старичная (гиттия, торф, суглинок), затем русловая (песок, гравий в зависимости от размерности современного аллювия реки). Пользуясь принципом актуализма, можно утверждать, что в поздневалдайскую эпоху порядок формирования фаций аллювия в палеоруслах не менялся. Дочетвертичные отложения выделялись на стадии бурения при сильном уплотнении подстилающих русловой (базальный) аллювий пород с опорой на данные геологической разведки.

Помимо бурения производились также геодезические работы для определения превышения высот скважин над меженным уровнем реки и дальнейшего расчёта величин вертикальных деформаций путем сопоставления положения кровли руслового аллювия макроизлучин и дна современных русел. Использовался GNSS-приёмник EFT M4 в режиме RTK (real time kinematic) с точностью определения абсолютной высоты и координат до сантиметров (Елагин и др., 2020). При отсутствии мобильной связи (которая позволяла выйти в интернет и получать поправки высоты в реальном времени) также применялась базовая станция EFT M1, которая устанавливалась в месте нахождения связи и передавала поправки на приёмник. При полном отсутствии связи выявлялась только относительное превышение скважины над уровнем реки (с такой же точностью), при этом базовая станция устанавливалась на скважине, а приёмник одновременно измерял высоту уровня реки. Уровень реки измерялся в позднеосеннюю или летнюю межень на ближайшем к скважине участке реки, либо выявлялся методом интерполяции при измерении высоты выше и ниже по течению (рис. 36). Конечные абсолютные высоты представлены в географической системе координат при геоиде EGM2008; их значения довольно близки к высотам, представленным на картах Генштаба СССР.

По измеренной абсолютной высоте устья скважины и данным фациального анализа керна определялась высота кровли руслового аллювия как оценка положения дна больших палеорусел. По измеренным высотам меженного уреза воды рек и средней глубине рек определялась абсолютная высота дна современной реки. Глубина рассчитывалась с помощью эмпирических связей с шириной русла и площадью бассейна (Нежиховский,

1971), полученных по ДДЗ. По данным о высотах дна больших палеорусел и современных рек оценивались величины вертикальных русловых деформаций (раздел 5.4).



Рис. 36. Процесс измерения абсолютной высоты GNSS-приёмником (р. Унжа)

### 3.2. Лабораторные методы

В исследовании применяются следующие лабораторные методы: радиоуглеродное датирование, малакофаунистический, диатомовый анализы, анализ биологических останков, петрографический, минералогический, гранулометрический анализы. Из них автором выполнен гранулометрический анализ, остальные осуществлялись в лабораториях специалистами (см. ниже).

Исследования, затрагивающие поздневалдайскую историю развития ландшафтов, обычно используют радиоуглеродный анализ и, реже, оптически стимулированное люминисцентное датирование (ОСЛ) для привязки событий к абсолютному времени. Более ранние исследования (XX век), ввиду слабой доступности методов абсолютного датирования, обычно строились на геоморфологических и стратиграфических данных, лишь изредка располагали либо термолюминесцентными датами, степень доверия к которым крайне низка, либо редкими радиоуглеродными. Последние обычно были единичными (Vandenberghе, Sidorchuk, 2020), поэтому степень

достоверности дат в таких исследованиях нужно при возможности проверять и калибровать, а при невозможности — пользоваться только результатами без дат, что зачастую не даёт представления об истории развития речных долин, а позволяет лишь выявить сменяемость этапов врезания и заполнения долины или смещение её тальвега. Поскольку холодные условия позднего валдая (пленигляциал) препятствовали развитию древесной растительности (необходимой для радиоуглеродного датирования), эта эпоха изучена хуже в плане геохронологии и выделения этапов развития, нежели позднеледниковье.

Автором получены результаты датирования радиоуглеродным методом, выполненным в ряде лабораторий. Датирование образцов радиоуглеродным сцинтиляционным методом было осуществлено в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ, образцов на AMS-датирование — в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГРАН в сотрудничестве с Центром прикладных изотопных исследований Университета Джорджии (США). Калибровка возраста производилась в среде OxCal 4.4 Online (Ramsey, 2009) по калибровочной кривой IntCal20, выбиралось медианное значение возраста со стандартным отклонением (Reimer *et al.*, 2020).

Малакофаунистический анализ отобранных автором образцов из Прикаспия выполнен д.г.н., профессором Т. А. Яниной из лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ, диатомовый анализ выполнен в лаборатории палеоархивов природной среды ИГРАН, комплексный биологический анализ выполнен к.б.н., в.н.с. лаборатории агрохимии Всероссийского научно-исследовательского института овощеводства Успенской О. Н. Пробоподготовка петрографического и минералогического анализов выполнены в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН специалистом М. А. Комагоровой, определение — специалистом Д.В. Ульяновой и к.г.-м.н., в.н.с. В.Ю. Карпенко. Заранее оговоримся, что результаты диатомового анализа в 100% случаев были неудачными (диатомеи не обнаружены), анализа биологических останков — были неудачными в 50% случаев (биологические останки не обнаружены), при этом только для 1 образца по биологическим останкам было возможно сделать развёрнутый анализ. Малакофаунистический анализ помог отделить от аллювия морские отложения (на юге территории часто даже русловой аллювий представлен суглинками и алевритами), гранулометрический — эоловые, петрографический и минералогический — отделить пойменные и подстилающие отложения от русловой фации аллювия. Геоморфологический метод помог отделить от аллювия склоновые и техногенные отложения. Диатомовый и анализ биологических остатков помогли реконструировать условия накопления отложений и их изменения в последующее время.

Гранулометрический анализ автор выполнял по образцам, отобранным в долинах рек Мокша, Кама, Южная Кельтма, Коса, Дубна. Выбор метода обусловлен тем, что в долинах некоторых рек проблематично расчленить песчаные отложения речных пойм и террас, которые могут быть как аллювиального, так и эолового происхождения. Гранулометрический анализ позволяет выделить разные размерные фракции образца, проанализировать их долю и сделать выводы о принадлежности материала образца к тому или иному генетическому типу на основании доминирующих фракций и общего соотношении фракций – сортированности осадка (Шеремецкая, Алексеева, 2012). К примеру, пески эолового происхождения обычно хорошо сортированы, в них преобладает одна–две фракции песка и почти отсутствуют крупные и обломочные фракции, а также самые мелкие фракции (глина, мелкий алеврит). Использовалась гранулометрическая классификация Л.Б. Рухина (1969; рис. 37).

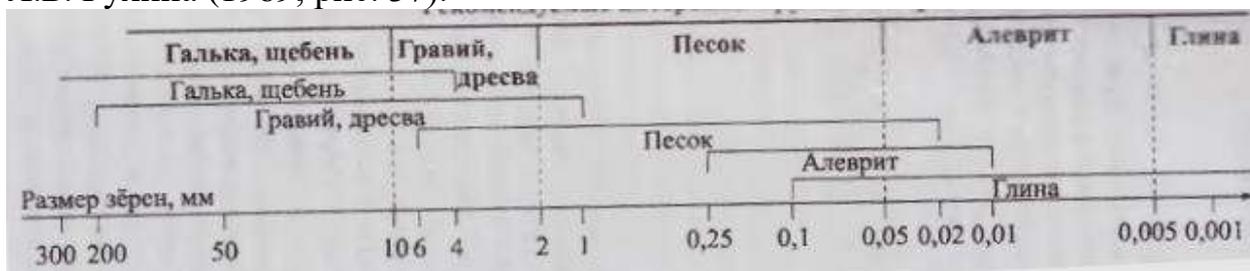


Рис. 37. Гранулометрические классификации. Верхняя — принятая в работе (по Шеремецкая, Алексеева, 2012)

Гранулометрический анализ проводился в следующей последовательности: сначала образцы первично просеивались через сито 1,1 мм, чтобы оценить, какие из них могут быть сразу исследованы на анализаторе, а какие должны быть сначала препарированы на сите, поскольку анализатор не может принимать крупные фракции (более 1,1 мм). Образцы второго типа отбирались навеской в 20-30 г (один бумажный пакетик), взвешивались и просеивались мокрым способом в ситах 2 мм и 1,1 мм. Затем крупные фракции сушились в естественных условиях и снова взвешивались, а самая мелкая сливалась в стакан и отстаивалась. После этого подготовленные образцы (в том числе с мелким материалом) переносились в пробирки с добавлением пирофосфата натрия (чтобы дезинтегрировать агрегаты). Затем все образцы изучались на анализаторе. Использовался анализатор «Malvern Mastersizer 3000», который исследует каждый образец 10 раз для получения среднего значения (Konstantinov *et al.*, 2022). Образцы разбивались анализатором на 55 фракций от 0,001 (глина) до 3 мм (мелкий гравий), из которых 27 фракций глины (20 — мелкой и 7 — крупной), 10 фракций алеврита (3 — мелкого и 7 — крупного, 16 фракций песка (4 — тонкого и по 3 — всех остальных) и 2 фракции гравия, результат выдавался в табличной форме. Поскольку фактически анализатор не настроен для выделения крупных обломков, как правило эти фракции оставались в табличной форме пустыми, либо с небольшими отклонениями (погрешность измерения). Результаты переносились в программную среду Microsoft Excel в

таблицу, для образцов с фракциями более 1,1 мм (полученными на сите) дополнительно заносились результаты ситования и методом пропорций (общая масса и масса крупных фракций) рассчитывалось общее соотношение фракций. Табличные данные для более понятного визуального анализа были трансформированы в графики.

### 3.3. Дистанционные методы

Исследование опирается в значительной степени на использование данных дистанционного зондирования, а именно спутниковых снимков и цифровых моделей рельефа (ЦМР). По ним производился поиск больших палеорусел, измерение их морфометрических параметров, в программах, содержащих ДДЗ — категоризация и составление базы данных. В первую очередь использовались детальные снимки (с разрешением до первых метров) компаний ESRI и Yandex, в меньшей степени — Google и Bing, а также ЦМР ALOS 3D с разрешением 30 метров от JAXA. Для работы использовались геоинформационные системы SAS Planet, где производился поиск палеорусел для полевых исследований и измерений параметров, а также Arcmap 10.3, где выполнялись обзор ЦМР и создание рисунков, а также систематизировались данные. Выведение итоговых значений количества участков, их анализ и построение диаграмм происходило в программе Microsoft Office Excel.

Сначала были выделены границы бассейна, для чего были выгружены все листы ЦМР, затрагивающие бассейн Волги (около 270 штук). Также из базы данных в работе (Ermolaev *et al.*, 2017) были выгружены в векторном виде локальные речные бассейны для всей Восточно-Европейской равнины, оцифрованные с высокой точностью, что облегчило выделение границ. Точность оцифровки установлена эмпирически — площади бассейнов были сопоставлены с данными из справочников «Ресурсы поверхностных вод» (Ресурсы поверхностных..., 1966а; б; в) и «Основные гидрологические характеристики рек бассейна Волги» в трёх томах (Основные гидрологические..., 2015а; б; в). Затем был выполнен кропотливый процесс проверки и отрисовки общих границ.

Поиск больших палеорусел по ДДЗ проводился начиная с верховий Волги и далее вниз по течению с заходом в каждый локальный бассейн с различной на снимках поймой. Для облегчения поиска использовалась ЦМР, где сразу видно ширину днища долины, а также размер речного бассейна и структуру речной сети. Использовалась классификация больших палеорусел из работы Панина и др. (2013). Все типы больших палеорусел получили свое цифровое обозначение: унаследованные (1), староречья (2), меандровые цирки (3), прямолинейные (4), системы крупных глив (5) и разветвлённые (6) (рис. 38).

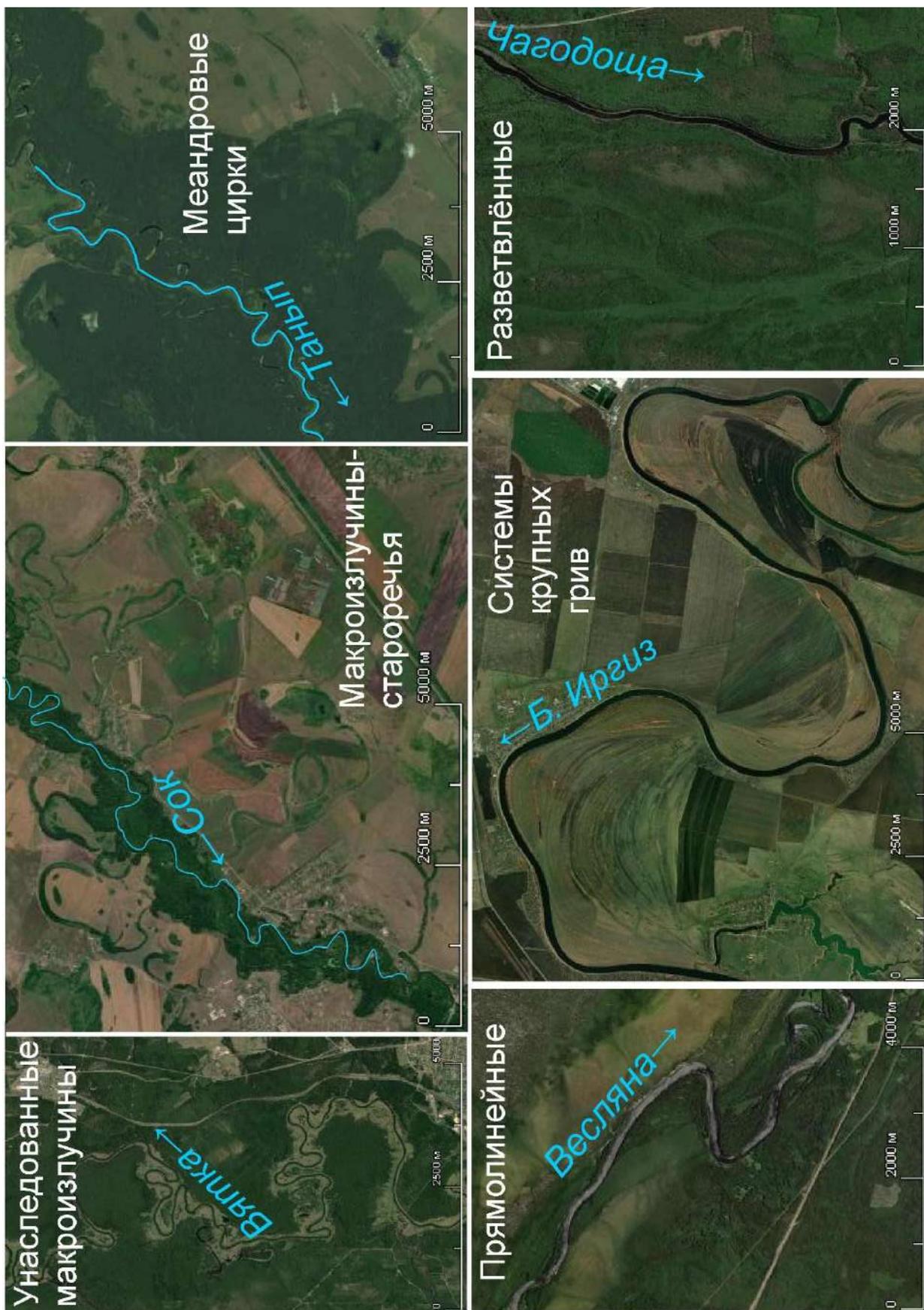


Рис. 38. Типы больших палеорусел в бассейне Волги (снимки ESRI).

Следы высокого стока увязывались с гидрологически однородными участками (одна точка на карте — один участок), в каждом из которых должно быть несколько (не менее трёх-четырёх) больших палеорусел. Все

участки были систематизированы в соответствии с принятой классификацией. Чтобы избежать ошибок, выделялись только участки, где макроизлучины имеют чёткую флювиальную форму и не менее чем полутора-двукратно больший (по сравнению с современным аналогом) размер. Для контроля шаг потенциальных макроизлучин сравнивался с шириной современного русла: шаг современных излучин превышает ширину русла в среднем в 5,7 раз (Sidorchuk *et al.*, 2008); для макроизлучины шаг должен быть больше современной ширины не менее чем в 10 раз (Панин, Сидорчук, 2006). Также отбрасывались участки с врезанными макроизлучинами (врезанными считались изгибы, у которых в шпоре находится не пойма, а терраса или междуречье; обычно это соответствует амплитуде высот между руслом и шпорой излучины более 8–10 метров) или следы высокого стока на междуречных пространствах, за пределами долинных комплексов, что встречается в пределах границы последнего оледенения.

Относительные значения количества больших палеорусел по природным зонам были получены путём приведения абсолютного количества к площади, которую занимает природная зона в бассейне Волги. Для этого площади природных зон в бассейне Волги были уравнены, количества участков — приведены к площади и просуммированы. Сумма была принята за 100%, а количество участков определённого типа в природных зонах — за относительное значение (весовой коэффициент для данной природной зоны) (Украинцев, 2022).

## Глава 4. Морфология и строение больших палеорусел в разных частях бассейна Волги

В ходе полевых работ, включавших несколько экспедиций, которые проводились с мая 2019 до ноября 2021 года, было пробурено множество больших палеорусел в различных частях бассейна Волги и доизучено (после анализа ДДЗ) их геоморфологическое положение.

### 4.1. Бассейн верхней Волги

В бассейне верхней Волги пробурены скважины в больших палеорулах рек Устье, Которосль, Медведица, Унжа и Дубна (рис. 39). Наиболее обширные и подробные полевые работы проведены в районе озера Неро, около города Ростова Великого. Здесь пробурены палеорула реки пра-Устье, занятые рекой Ишной, впадающей в озеро, а также реки Которосли, вытекающей из него.

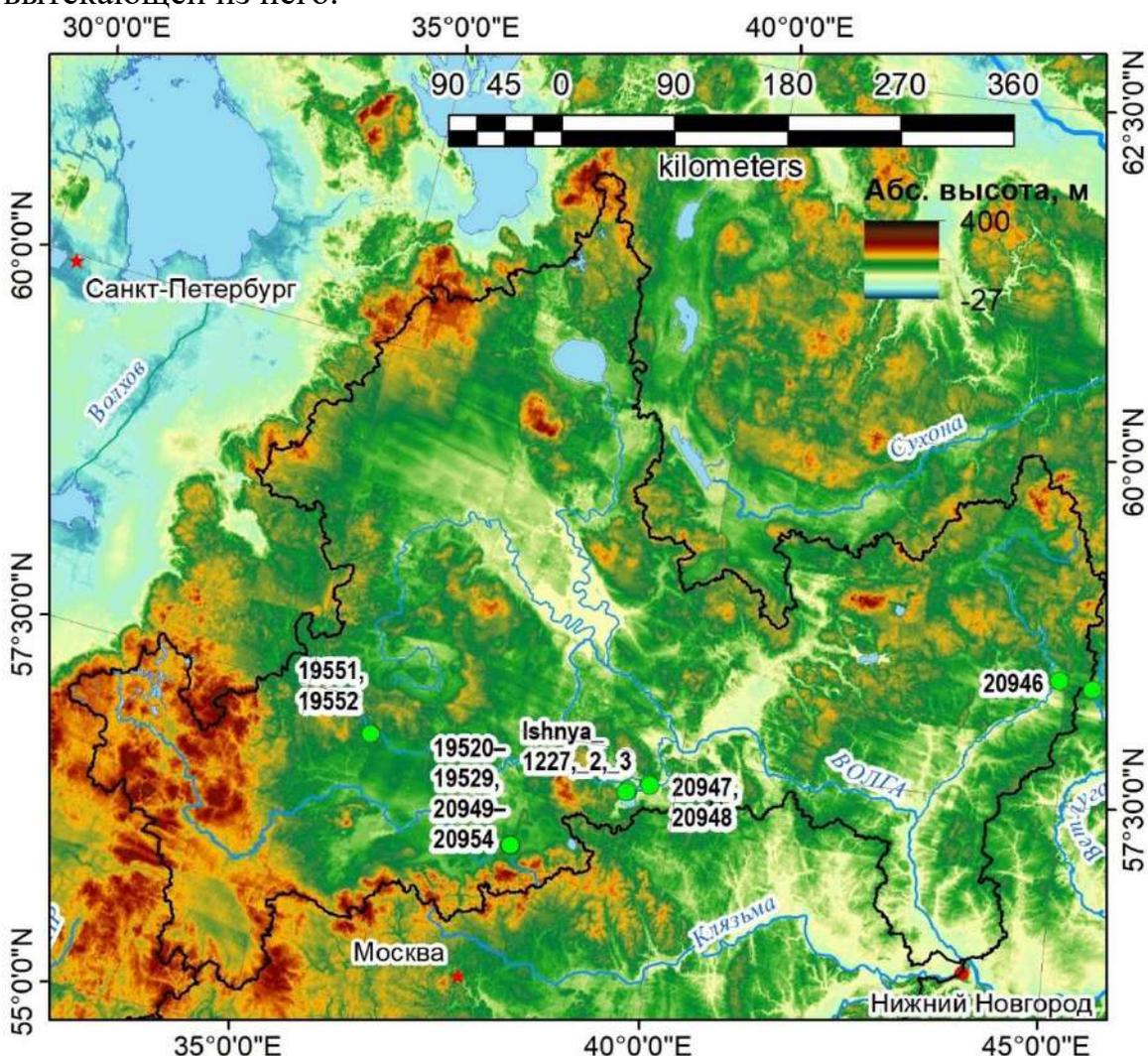


Рис. 39. Скважины в бассейне верхней Волги (ALOS 3D)

Палеорула реки Устье расположены к северу от озера Неро, на Ростовской низине (рис. 40, 41А). У реки Которосли большие палеорула наблюдаются в верховьях (Ростовская низина) и низовьях (Ярославская низина) (рис. 41В, Е). Рельеф низины очень плоский и однородный, однако на северо-западе (в районе протекания реки Устье и притоков), а также

востоке он несколько возвышен, что в совокупности с морфологией территории (плавное уменьшение общей высоты местности в сторону устья реки, следы палеорусел, конусообразная форма с широкой частью в устье) свидетельствует о том, что в этих местах расположены внутренние дельты этих рек. В верховьях Которосли русло обваловано (рис. 41D), по продольному профилю здесь наблюдаются повышенные уклоны русла (рис. 42). Все эти факты свидетельствуют о большом стоке наносов Устье-Которосли. Севернее Ростова палеоруслу простираются несколькими «линиями» сначала параллельно озеру, а затем в направлении его западного побережья, прорезая и обтекая возвышенную часть дельты. Сейчас палеоруслу заняты реками Сума, Ишня и Мошна, которые текут в разные стороны из центра «дельты». Однако, судя по современному (рис. 42) и древнему (по кровле русловой фации; см. рис. 43) уклону, сформированы они рекой пра-Устье, которая впадала в озеро (Ukrainsev *et al.*, 2020). Палеоруслу возвышаются над уровнем озера не более чем на 2 м, поэтому они заболочены. Превышение низины над уровнем русел Ишни и Мошны составляет около метра, борта палеорусел очень пологие и различимы только благодаря растительности. Водосборы Сумы, Ишни и Мошны крайне малы.

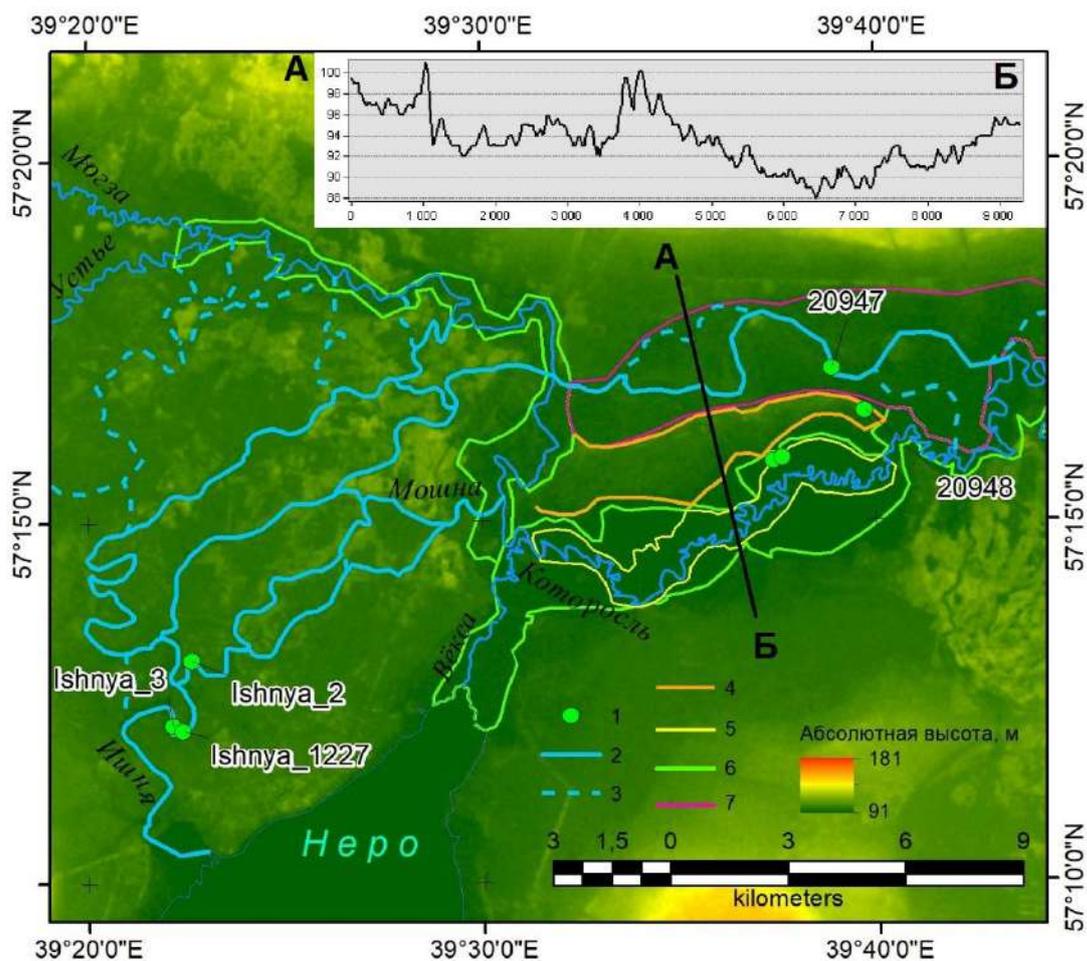


Рис. 40. Цифровая модель рельефа Ростовской низины. 1 — скважины, 2 — хорошо выраженные палеоруслу, 3 — предполагаемые палеоруслу; границы: 4 — вала, 5 — современного пояса меандрирования (выделен там, где не совпадает с границами поймы) Которосли, 6 — поймы, 7 — поздневалдайской поймы Которосли

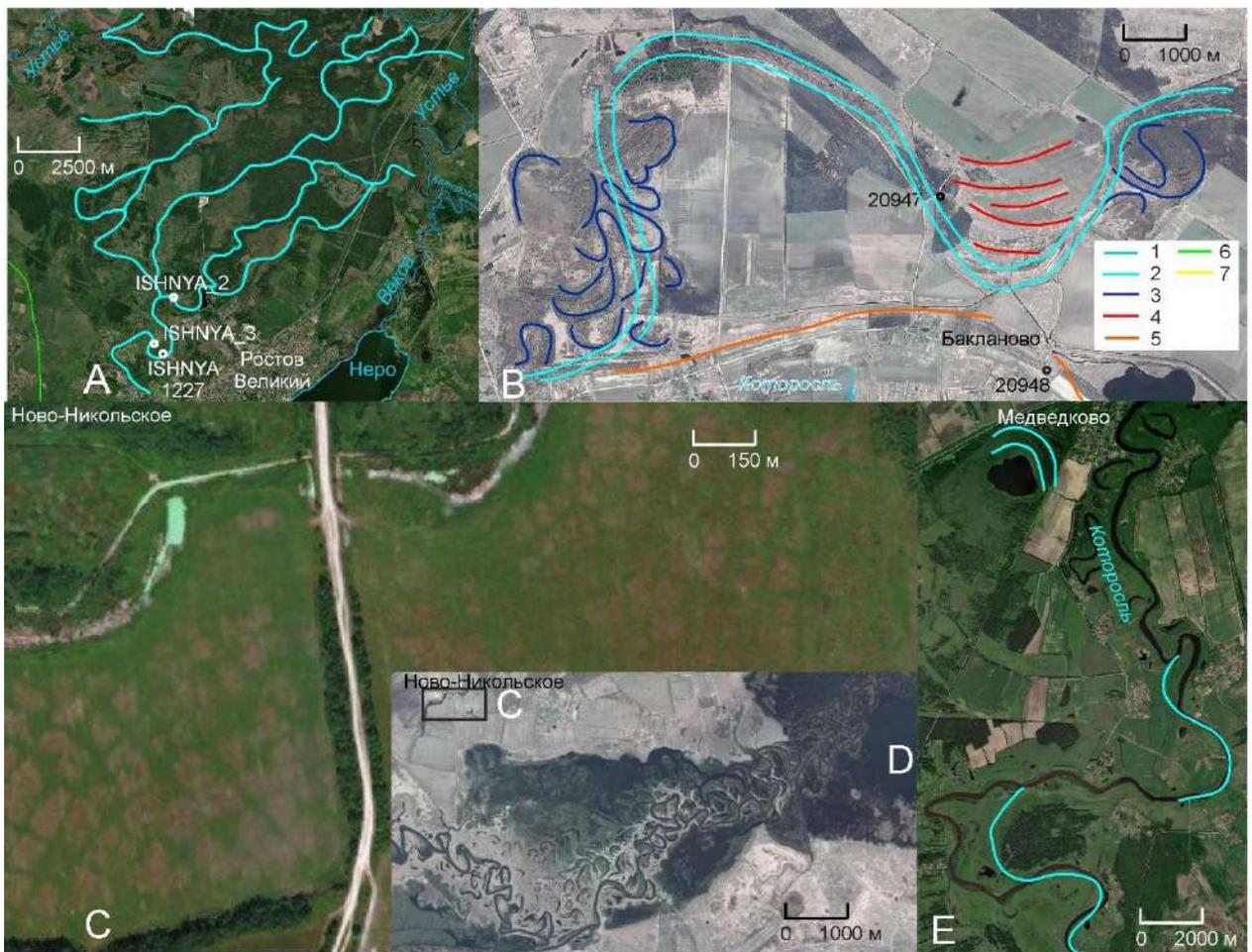


Рис. 41. Космоснимки фрагментов Ростовской низины: А — палеоруслу реки Устье (ESRI), В — палеоруслу Которосли в верховьях (Yandex Maps), С — следы палеомерзлотных полигонов между современной и древней поймой Которосли (Bing), D — обвалованное русло Которосли (Yandex Maps); Ярославской низины: Е — палеоруслу Которосли (ESRI). 1 — современное русло, 2 — границы палеоруслу (либо одной линией, если не выражаются в масштабе схемы или борта не выражены в рельефе или ландшафте), 3 — палеоруслу (2 генерация), 4 — гривы, 5 — контур вала, 6 — границы поймы, 7 — границы современного пояса меандрирования

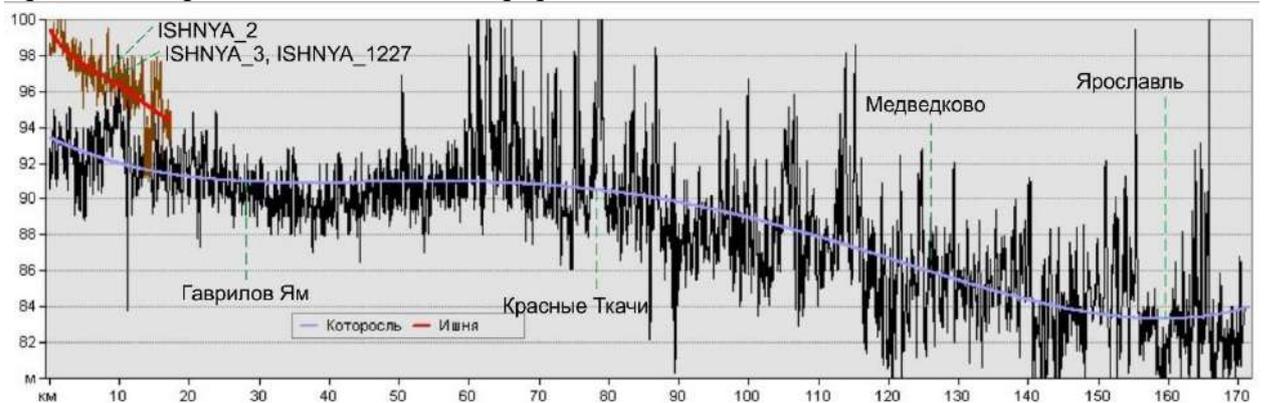


Рис. 42. Продольные профили Ишни и Которосли, построенные по ЦМР (цветными линиями профили осреднены через приближение с помощью кривых)

Строение больших палеорусел Ишни относительно простое, благодаря чему генетическое расчленение толщи незатруднительно (рис. 43). Одно из палеорусел пробурено в трёх местах ручным бурением (скважины

ISHNYA\_1227, 2 и 3, см. рис. 41А). Верх толщи сложен маломощным сапропелем (течение в русле Ишни очень слабое, а поступаемый с водосбора материал в основном представлен торфом или суглинком, из-за чего современная русловая фация реки представлена таким материалом), откладывающимся в застойных условиях. Ниже залегает торф или оторфованный песок — заполнение палеорула, сформированное, видимо, уже голоценовой Ишной. С глубины 3–4 м песок становится чище, переслаивается с суглинком. С 4–6 м появляется крупный песок. Ещё ниже (6–7 м) появляются глинистые окатыши в суглинистом заполнителе. Из материала двух скважин получены радиоуглеродные даты (IGAN AMS 8156–61; см. табл. 2): из песков на глубине 7–8 м — около 8,9–10,2 тыс. кал. лет назад), а из материала с окатышами и нижних песков — около 22–33,6 тыс. кал. л. н.

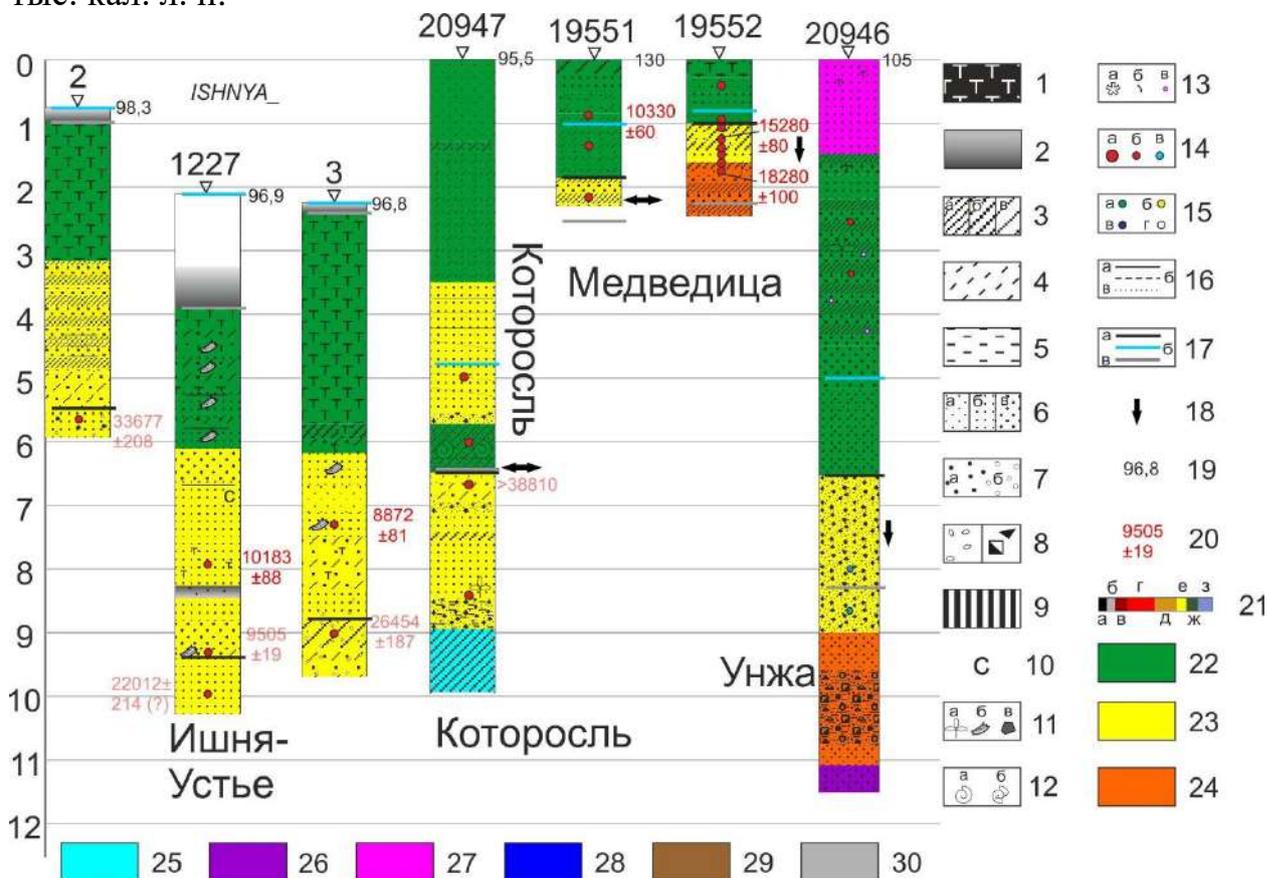


Рис 43. Колонки пробуренных скважин в бассейне верхней Волги (без Дубны). 1 — торф, оторфованность; 2 — почва, органико-минеральный грунт; 3 — суглинок (а — тяжёлый, б — средний, в — лёгкий); 4 — оглиненность; 5 — алеврит, алевритистость; 6 — песок (а — тонкий, б — мелкий-средний, в — крупный-грубый), опесчаненность; 7 — гравий (а — обломки соотв. цвета, б — глинистый); 8 — галька (а — мелкая, б — крупная); 9 — коренные породы/морские четвертичные отложения; 10 — дополнительное обозначение для слоистости; 11 — органика (а — растительная, б — древесная, в — уголь), 12 — ракушка (а — цельная, б — обломки; результаты малакофаун. анализа: зелёный цвет — застойные условия; жёлтый — проточные; синий — морские); 13 — включения (а — новообразования известняка и гипса, б — примазки соответствующего цвета, в — слюда); 14 — образцы на датирование (радиоуглеродное: а — общее сцинтилляционное, б — AMS; в — ОСЛ); 15 — образцы на анализы (а — биологических остатков: красный контур — не обнаружены, зелёный — обнаружены, б — петрографический, в — диатомовый, г —

гранулометрический); 16 — прослой (а — суглинка, б — алевролита, в — песка); 17 — уровни (а — кровля русловой фации больших палеорусел, б — меженный уровень реки, в — дно современной реки); 18 — направленность вертикальных русловых деформаций после формирования больших палеорусел (стрелка вверх — аккумуляция, стрелка вниз — врезание, горизонтальная стрелка — стабильное положение); 19 — абсолютная высота скважины, м; 20 — даты (тусклый цвет — инверсии или удревнённые); 21 — результаты гранулометрического анализа (шкала в относительных значениях; а — гравий; песок: б — грубый, в — крупный, г — средний, д — мелкий, е — тонкий; ж — алевролит, з — глина). Генезис отложений: аллювий: 22 — фация заиления, пойменные, 23 — русловая фация, 24 — древний (первая половина MIS 2/MIS 3 и старше); 25 — озёрные, 26 — дочетвертичные, 27 — покровные (склоновые, эоловые), 28 — морские, 29 — ледниковые, 30 — техногенные.

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования образцов по бассейну верхней Волги

Скважина	Глубина, м	Материал для датирования	Возраст $^{14}\text{C}$ (лет)	Возраст календарный (лет)	Лаб. индекс
ISHNYA-3	5,05	древ. макроостатки в песке	7995±30	8872±81	IGAN AMS 8156
	6,6–6,9	ТОС в диамиктоне	22205±60	26454±187	IGAN AMS 8157
ISHNYA-2	5	ТОС в песке	29115±105	33677±208	IGAN AMS 8158
ISHNYA-1227a	5,95	ТОС в оторф. песке	8990±40	10183±88	IGAN AMS 8161
	7,3	древ. макроостаток в песке	8495±30	9505±19	IGAN AMS 8159
	7,8-7,9	ТОС в песке	18085±150	22012±214	IGAN AMS 8160
20947	6,5-6,7	ТОС в суглинке	≥33750	≥38810	ЛУ-10123
19551	0,87	ТОС в глинистом песке	9170±30	10330±60	IGAN AMS 7352
19552	1,25	ТОС в суглинке с кластерами песка	12805±35	15280±80	IGAN AMS 7353
	1,85	ТОС в суглинке	14970±35	18280±100	IGAN AMS 7354
20949	0,7-1,0	ТОС в оторфованном суглинке	5040±150	5800±170	ЛУ-10130
	1,0-1,15	ТОС в глинистом торфе	4600±100	5270±160	ЛУ-10131
	17,8-18,2	ТОС в сапропели (гиттии)	38130±2550	43900±3220	ЛУ-10128
20950	4,6-4,8	ТОС в сапропели	8700±110	9760±170	ЛУ-10121
	6,3-6,5	ТОС в сапропели с ракушей	10660±180	12540±260	ЛУ-10122
	9,9-10,2	ТОС в сапропели	25400±590	29690±600	ЛУ-10124
20951	9,2-9,5	суглинок с оторфованными слоями (ТОС)	25570±740	29860±740	ЛУ-10126

Палеоруслу к северу от истоков Которосли гораздо крупнее и в целом выглядят как одно большое вытянутое меандрирующее палеорусло, более плохой сохранности. Оно простирается параллельно Которосли и отделено от неё невысокой вытянутой возвышенностью, на ЦМР имеющей вид останца с

превышением над уровнем палеоруслу около 7–8 м, разделяющего бассейны Неро и Устья (рис. 40). На запад вал постепенно понижается и в рельефе не выражен, однако существование палеомерзлотных полигонов говорит об отсутствии русловых деформаций вплоть до современного русла Которосли в поздневалдайское время и голоцене (рис. 41С). Морфология контура вала говорит о том, что часть его границ сформирована флювиальными процессами. Палеоруслу хорошо выражено в ландшафте (слегка подтоплено, благодаря чему здесь растёт влаголюбивая растительность, которая подчёркивает его борта), но не в рельефе. Геологическое строение палеоруслу в скважине 20947 следующее (рис. 43): песок суглинистый, затем песок с гравием, перемежающиеся с суглинками (фацция заиления палеоруслу и пойменная), песчано-гравийная смесь (русловая фацция) и суглинки (представляющие, вероятно, древние озёрные отложения). Стоит отметить, что помимо большого палеоруслу в его контуре встречаются палеоруслу поменьше (однако больше современных излучин Которосли), имеющие, вероятно, голоценовый возраст (рис. 41В).

Исследование речной сети озера Неро затруднено в связи с тем, что она тесно контактировала с озером и его изменениями. Кроме того, полученные даты вводят в недоразумение, поскольку, если им верить полностью, то формирование больших палеоруслу происходило в голоцене. Тем не менее, учитывая литературные данные (Gelfan *et al.*, 2023; Panin, Matlakhova, 2015), мы склонны доверять только части дат. Верхние, по нашему мнению, датируют функционирование реки Ишни (в голоцене); нижние же удревнены (и на самом деле подстилающие русловую фаццию Ишни отложения имеют поздневалдайский возраст), так как по всей территории низменности распространены торфяники, формирующиеся здесь в течение всей валдайской эпохи (Vorisoва *et al.*, 2022). Дата из скважины 20947 вероятно некорректна, исходя из пограничного возраста образца (около 38,8 тыс. кал. л.н.; ЛУ-10123) и комментариев лаборатории. Таким образом, по нашему мнению, большие палеоруслу Устья и Которосли имеют всё же поздневалдайский возраст. Проверить это можно только верификацией дат с помощью других методов датирования. Малая генерация больших палеоруслу Которосли неизбежно имеет голоценовый возраст и нуждается в объяснении своего формирования.

На пойме реки Медведицы (приток верхней Волги, см. рис. 39) изучено одно палеоруслу около деревни Вересково. Оно хорошо различимо как в ландшафте (заболоченное русло на фоне древесной растительности), так и по высоте (врезано в террасу на 4–5 м). Кроме того, на этом же участке реки сохранились унаследованные большие палеоруслу (рис. 44). На Медведице выделяется 2 уровня поймы (2 и 3 м), общая ширина которой составляет около 100 м. Пробурено 2 скважины в одном палеорусле: 19551 и 19552 (рис. 43). Палеоруслу (шире современного примерно в 4 раза) до глубины 2,5 м состоит из суглинка, песков и их переслаиваний. Получены радиоуглеродные даты: пойменная фацция (до 0,5 м) сложена торфом и суглинком, фацция

заиления имеет мощность до 1,8 м, состоит из супесей и формировалась по данным радиоуглеродного датирования около 10 тыс. кал. л.н. Залегающие ниже пески с прослоями суглинков (русовая фация) имеют возраст около 15,2 тыс. кал. л.н. Подстилающие тонкие пески и суглинки формировались около 18,3 тыс. кал. л.н. (IGAN AMS 7352–54).

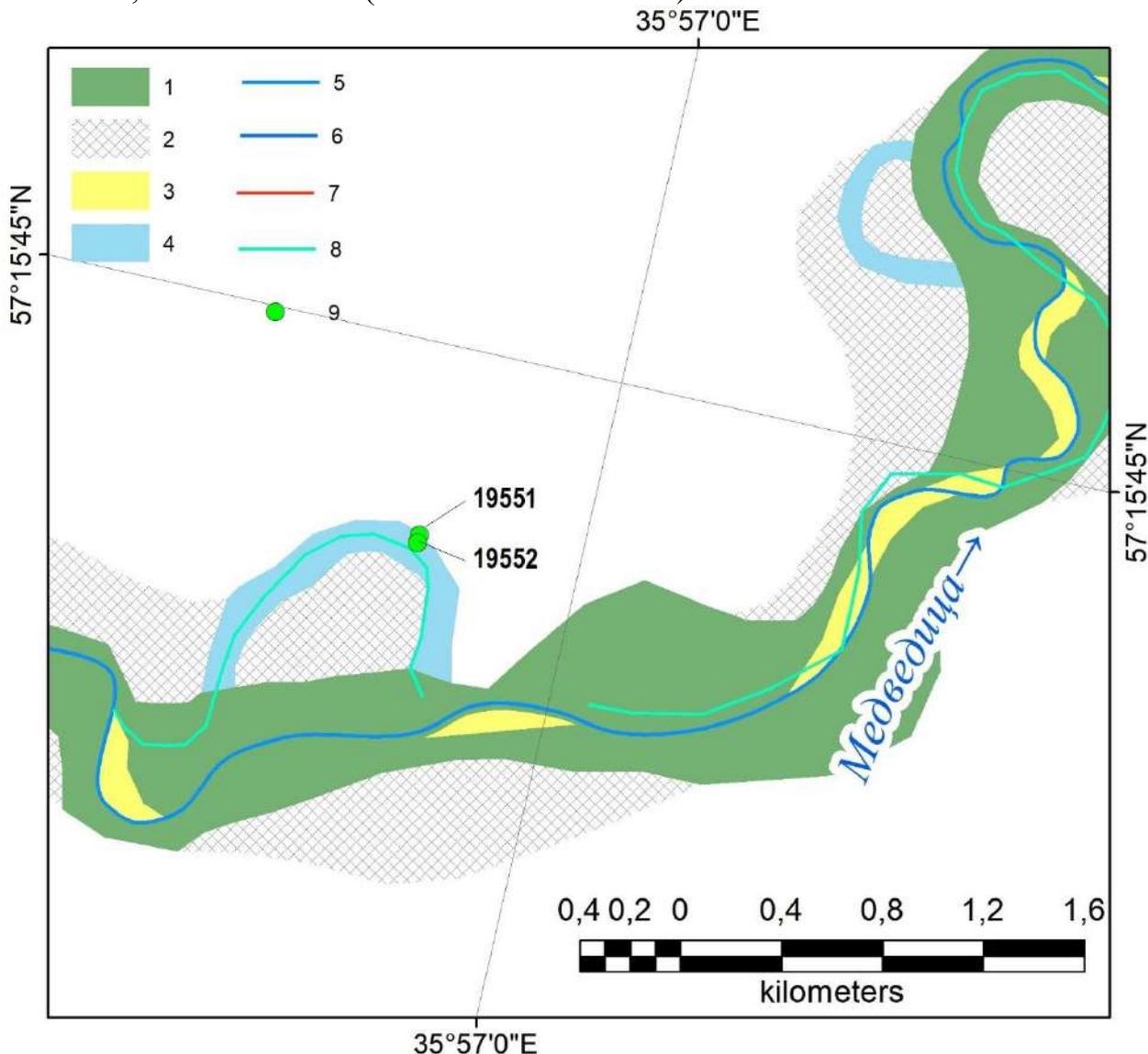


Рис. 44. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуями реки Медведицы (Bing). Условные обозначения: 1 — голоценовая пойма, 2 — древняя пойма, 3 — прирусловые отмели, 4 — старицы-макроизлучины, 5 — современное русло, 6 — старицы, 7 — гряды, 8 — вектор течения древней реки, 9 — скважины

На пойме Унжи пробурена одна старица (скв. 20946), выделяющаяся из серии унаследованных макроизлучин в районе г. Мантурово (рис. 45). Палеорусло заметно врезано в террасу реки, изучена в тыловом шве поймы. Оно примерно в 2 раза шире современного русла и с поверхности сложено песками, затем появляются переслаивания песков и суглинков и с глубины 6,5 м появляется грубообломочная фракция (рис. 43). По мнению автора, история формирования этого палеорусла имеет схожие с большими палеоруслуями Медведицы черты. Верхние пески можно считать эоловыми, учитывая, что в бассейне реки присутствуют формы рельефа (рис. 47А),

вероятно, эолового происхождения (на космоснимке заметны белеющие боры-беломошники, произрастающие, как правило, на песчаных отложениях (рис. 47B)).

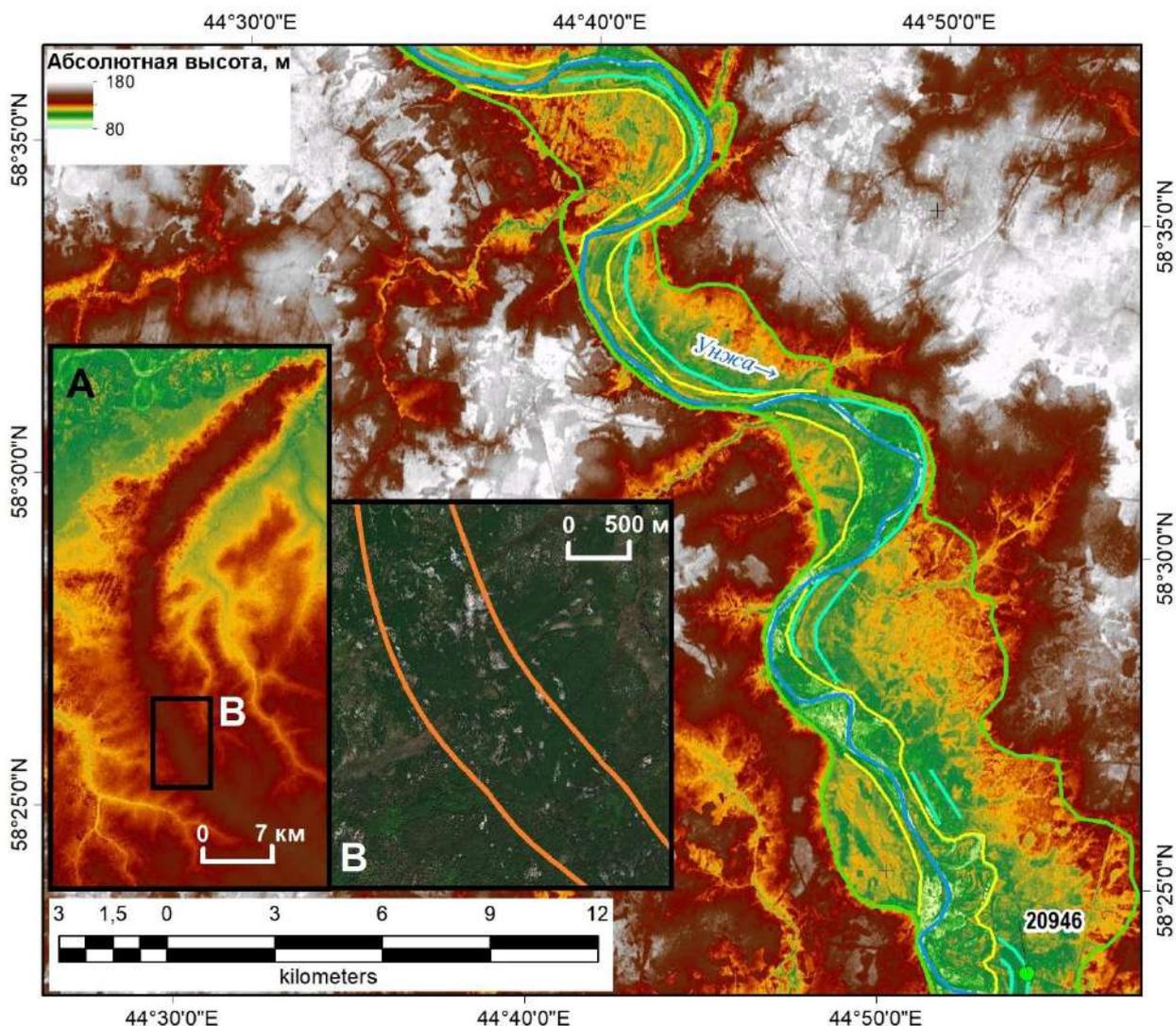


Рис. 45. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Унжи (среднее течение) (ESRI). Условные обозначения — на рис. 40. А — эоловая гряда на ЦМР (напротив Хлябишино, нижнее течение реки), В — на космоснимке (Bing)

На пойме реки Дубны надёжных признаков присутствия больших палеорусел нет, хотя есть фрагменты русел, в коротких отрезках (недостаточных для утверждения факта) свидетельствующих об их существовании, например, крупные изгибы, похожие на унаследованные макроизлучины ниже слияния с рекой Сестрой и около Тарусово, прямолинейные отрезки большого палеоруслу выше Вербилок, Семёновского и Минино, а также участок разветвлённого русла возле деревни Замостье. К сожалению, антропогенная нагрузка (добыча торфа, искусственный дренаж) на бассейн и русло реки была здесь слишком высокой, из-за чего пойма реки сильно изменена и на ней не видны следы развития реки. Тем не менее, в результате бурового профилирования для археологических целей на пойме реки в районе деревни Минино было установлено присутствие погребённых палеорусел с шириной, в два раза превышающей ширину современного русла

Дубны (примерно 50–60 м против 20–25 м). Ниже по течению обнаружен и короткий фрагмент палеорусла с такой же шириной (рис. 46). Это позволяет считать, что здесь они действительно формировались, хоть и не позволяет проводить их морфометрические измерения. Пойма Дубны здесь имеет большую ширину и слабовыраженный рельеф из-за высокой заболоченности (и темпов торфообразования) и антропогенных изменений.

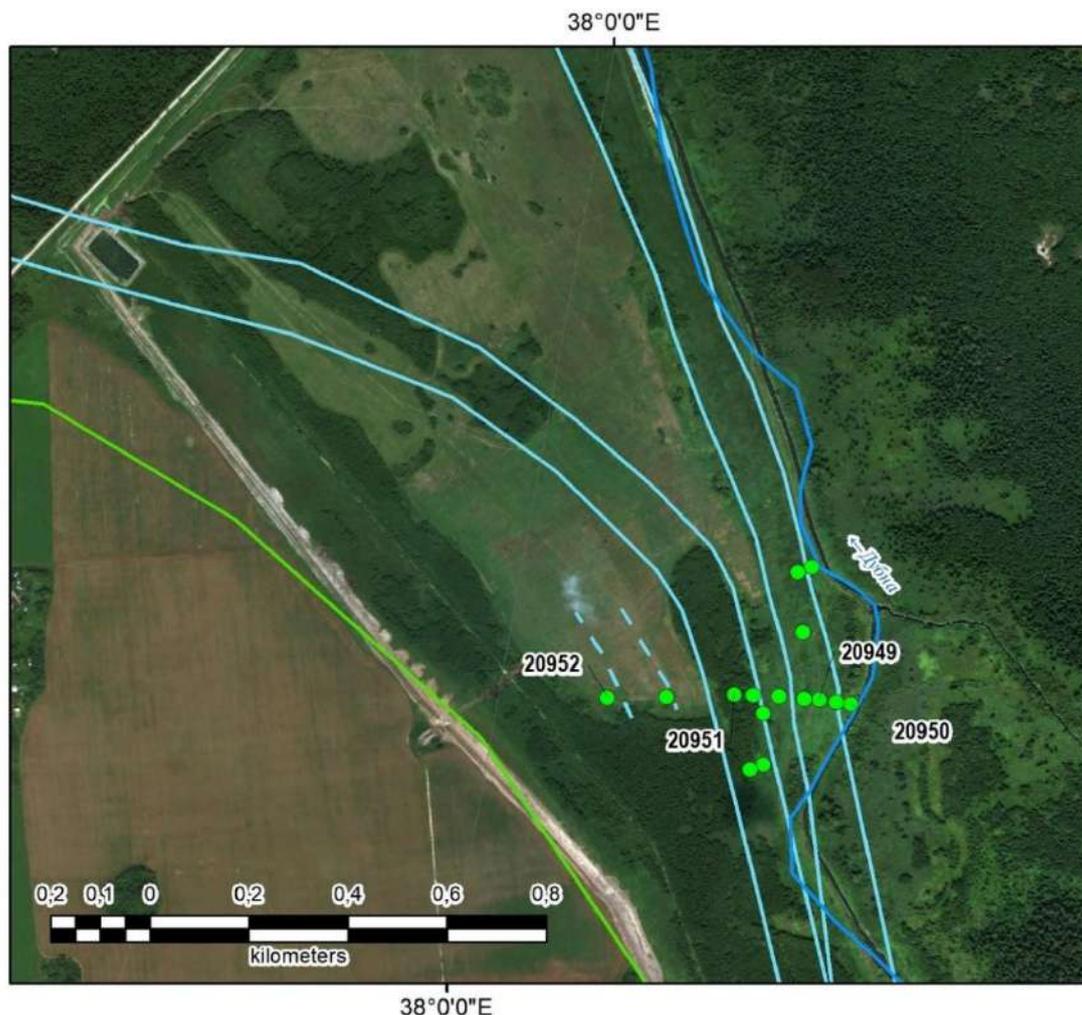


Рис. 46. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуями реки Дубны (Bing). Условные обозначения — на рис. 41. Контур русла голоценовой реки примерный (современное русло канализировано). Подписаны пробуренные автором скважины, остальные — взяты из статьи (Панин и др., 2022)

Строение палеорусел Дубны в районе Монино довольно типичное для больших палеорусел. На примере скважины 20949: небольшая пачка торфа, суглинки, переслаивание песка с суглинком, мелкий и средний песок с кластерами крупного, снова суглинки. Из подстилающих русловую фацию суглинков получены даты около 28–29 тыс. кал. л.н., из подстилающих их отложений — около 43,9 тыс. кал. л.н. (вероятно, запредельный возраст), из верхних суглинков и торфа — примерно 5,2–12,5 тыс. кал. л.н. (ЛУ-10121–31; см. табл. 2). В смежной скважине 18722 кровля русловой фации находится на такой же глубине, что подтверждается данными гранулометрического анализа, возраст русловой фации по ней — около 15,6 тыс. кал. л.н. (см. рис. 45). В другой соседней скважине 19520 на этой же

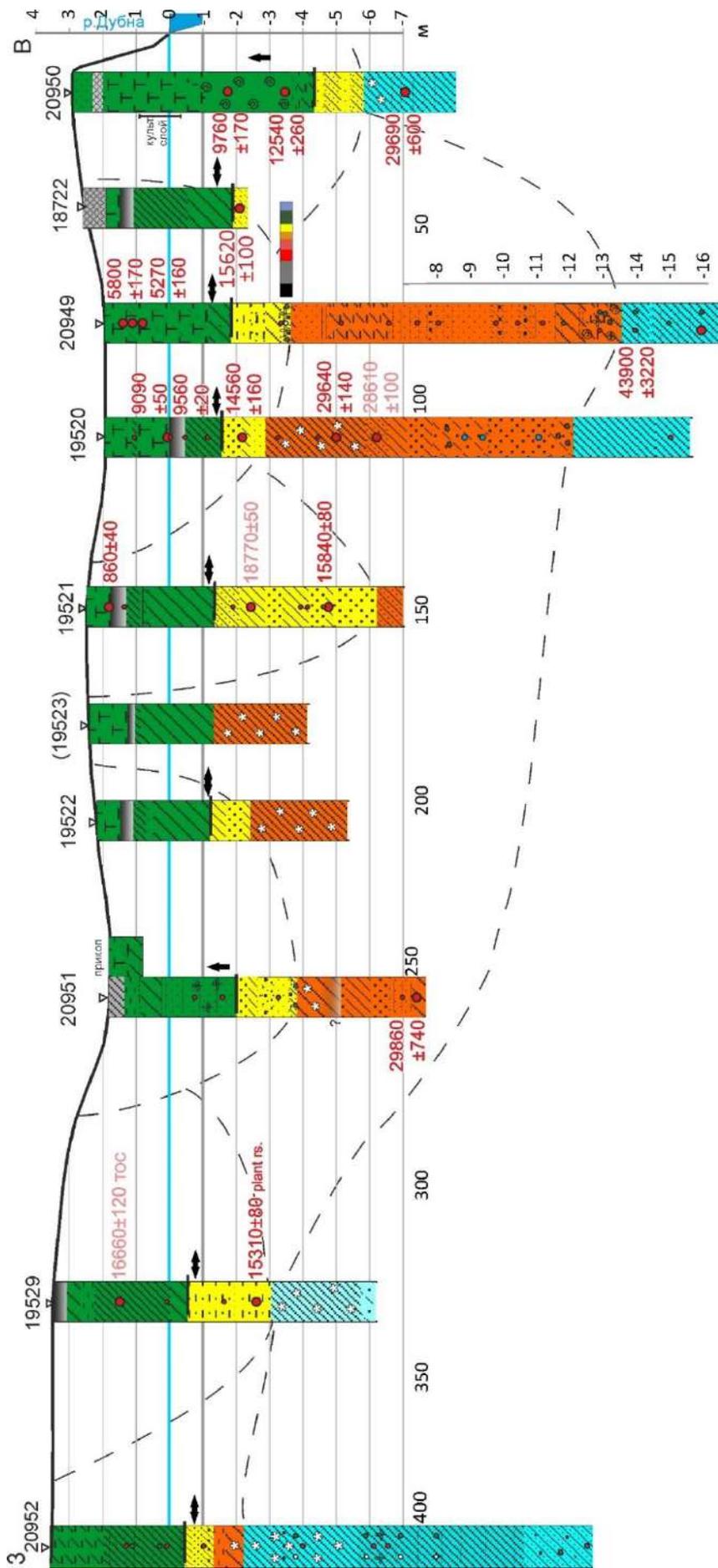


Рис. 47. Скважины на пойме Дубны (добавлены скважины и даты из статьи Панин и др., 2022). Условные обозначения — на рис. 43

глубине получена дата около 14,5 тыс. лет назад, однако материал, из которого взят этот образец (переслаивание песков и суглинков) сложнее назвать русловой фацией аллювия, хотя более крупнозернистых осадков там нет. Поскольку все три скважины попадают в одно палеорусло, вероятно, можно говорить об интервале его развития с более или менее постепенным угасанием. Согласно полученным датам и строению палеорусел, в раннем дриасе происходило формирование больших палеорусел, а в позднеледниковье и голоцене — отмирание и заиление (Панин и др., 2022). Суглинистые отложения, подстилающие пески, имеют возраст LGM и являются фацией заиления более древнего вреза. Суглинки на большой глубине (более 15 м) имеют озёрное происхождение и ясно отличимы от верхних (Панин и др., 2022).

#### 4.2. Бассейн Оки

В бассейне Оки изучены палеорусла в низовьях Мокши, среднем течении реки Тёши и верховьях Цны (рис. 48). Важно отметить, что этот подбассейн изучен лучше всего — есть сведения о больших палеоруслах в долинах Протвы, Москвы, Оки, Гуся (см. главу 1).

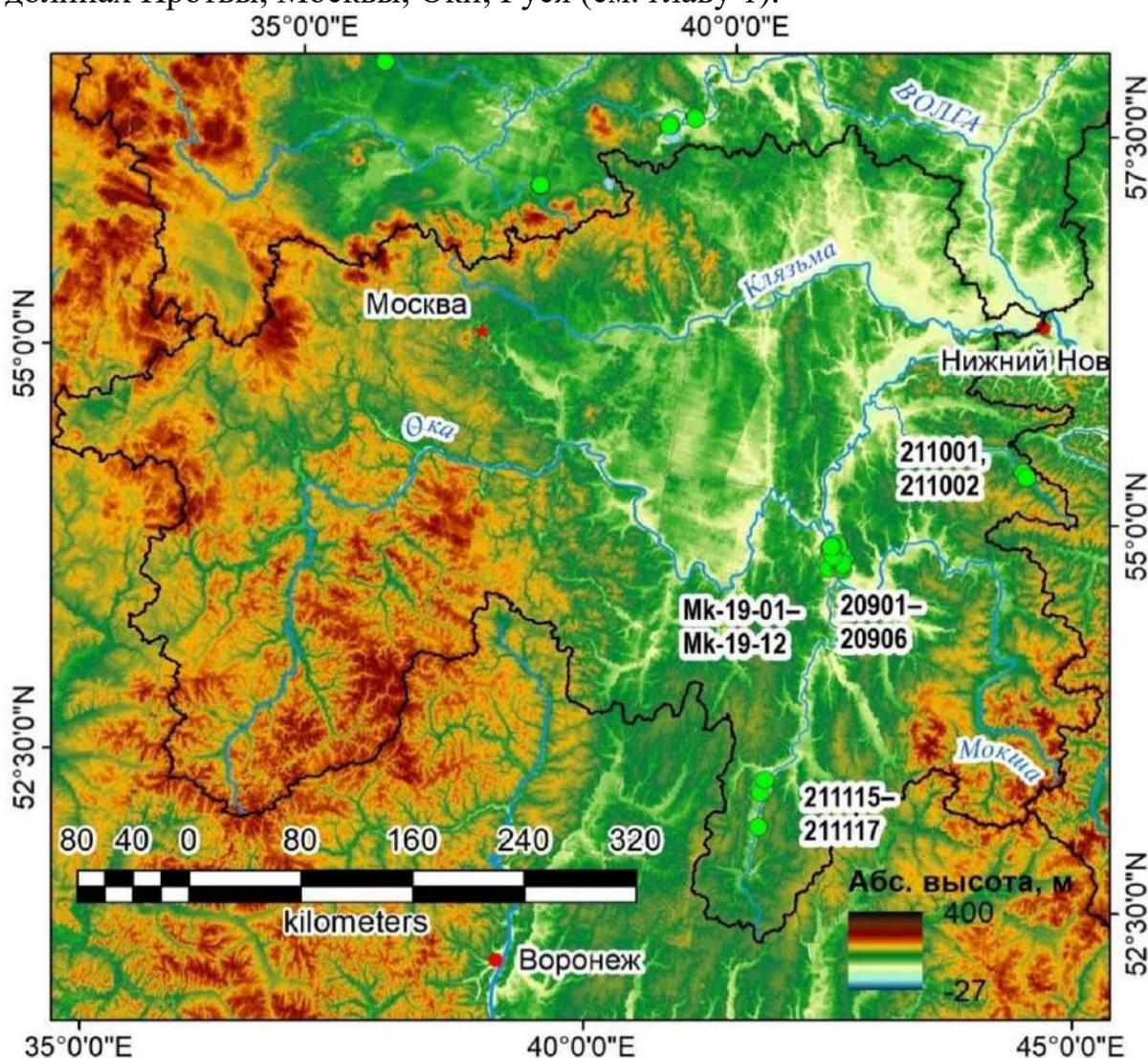


Рис. 48. Скважины в бассейне Оки (ALOS 3D)

В низовьях Мокши пробурено несколько больших палеорусел, в некоторых из них сделано более 1 скважины. Сама долина здесь имеет огромную ширину (около 13 км в самом узком месте — примерно в 100 раз больше ширины современного русла), при том, что Цна, бассейн которой составляет почти половину бассейна Мокши, в своём устье имеет ширину долины чуть более 500 м. Пойма сегментно-гривистая (рис. 49) высотой до 6 м, на её поверхности наблюдаются эрозионные останцы террас Мокши, которые возвышаются над поймой на 5–15 м. Ширина палеорусел превышает современное русло примерно в 2 раза. На поверхности первой надпойменной террасы (скв. 20906) до глубин 5–6 метров распространены эоловые и переработанные эоловые осадки, исходя из данных гранулометрического анализа они почти не имеют грубообломочной и глинисто-алевритистой фракции, доминирует тонкий/мелкий песок (рис. 50). На междуречье Мокши и Оки присутствуют эоловые формы рельефа (рис. 51). В совокупности с доминированием песков в строении палеорусел это указывает на большую роль эоловых процессов в прошлом.

Палеоруслу Мокша имеют нетипичное строение. Сложности в интерпретации генетического состава их отложений состоят в том, что русловые и базальные пески подстилаются более древними песками, которые мало чем отличаются от выше- и нижележащих, а также частыми переслаиваниями песка и суглинка. В двух случаях гранулометрический анализ помог отделить песок фации заиления палеоруслу от песка русловой фации аллювия (скв. 20903, 20905). В общем и целом, русловая фация аллювия (2–4 м) больших палеорусел представлена мелкими и средними песками, которые перекрыты тонкими песками и суглинками (мощностью до 3–5 м) и подстилаются похожим (с переслаиваниями) древним аллювием. Для нескольких образцов из скважин получены даты, свидетельствующие о том, что примерно 23–34 тыс. кал. лет назад интенсивно накапливались пески, подстилающие русловую фацию больших палеорусел (IGAN AMS 7719–29; IGAN AMS 9334–40; табл. 3), что говорит о преимущественной аккумуляции (прерывистой или постоянной) на дне долины в это время (Матлахова и др., 2021) (рис. 51). В колонке 20903 получены даты около 16,4–16,5 тыс. кал. лет назад (ранний дриас) для одного слоя (мелкий песок), и поскольку выше и ниже залегают тонкие пески, есть основания полагать, что это русловая фация. В скважине Мк-19-03 (малое палеоруслу) русловая фракция диагностируется переслаиванием песков и суглинков, что отличает его верхних суглинков (фация заиления) и нижних средних песков с прослоями суглинков с возрастом формирования около 23–27 тыс. кал. лет назад. Из этой русловой фации получены даты около 18,5–18,7 тыс. кал. лет назад, что указывает, что в предшествующий период формировались палеоруслу меньшего (чем большие палеоруслу) размера (Матлахова, Украинцев, 2022). Таким образом, возраст формирования макроизлучин здесь — ранний дриас.

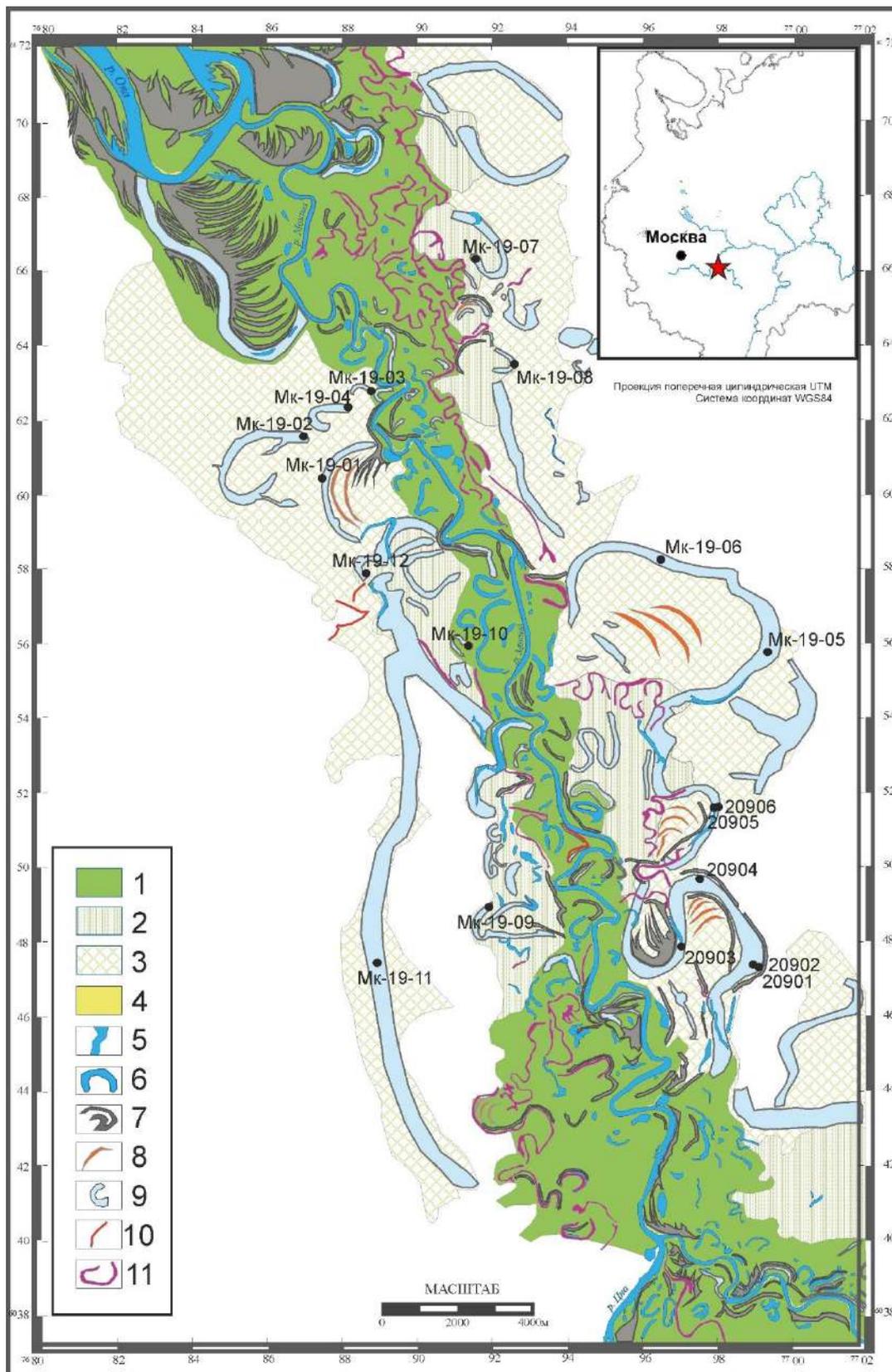


Рис. 49. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Мокши. Морфологические комплексы рельефа: пойма: 1 – позднеголоценовая сегментно-гивистая с хорошо сохранившимся первичным рельефом, 2 – раннеголоценовая сегментно-гивистая, 3 – позднеплейстоценовая со слабо сохранившимся первичным рельефом; формы рельефа: 4 – прирусловые отмели, 5 – русло реки, 6 – старицы, 7 – прирусловые валы, 8 – гривы, 9 – палеоруслуа, 10 – эрозионные уступы, 11 – русла пойменных проток.

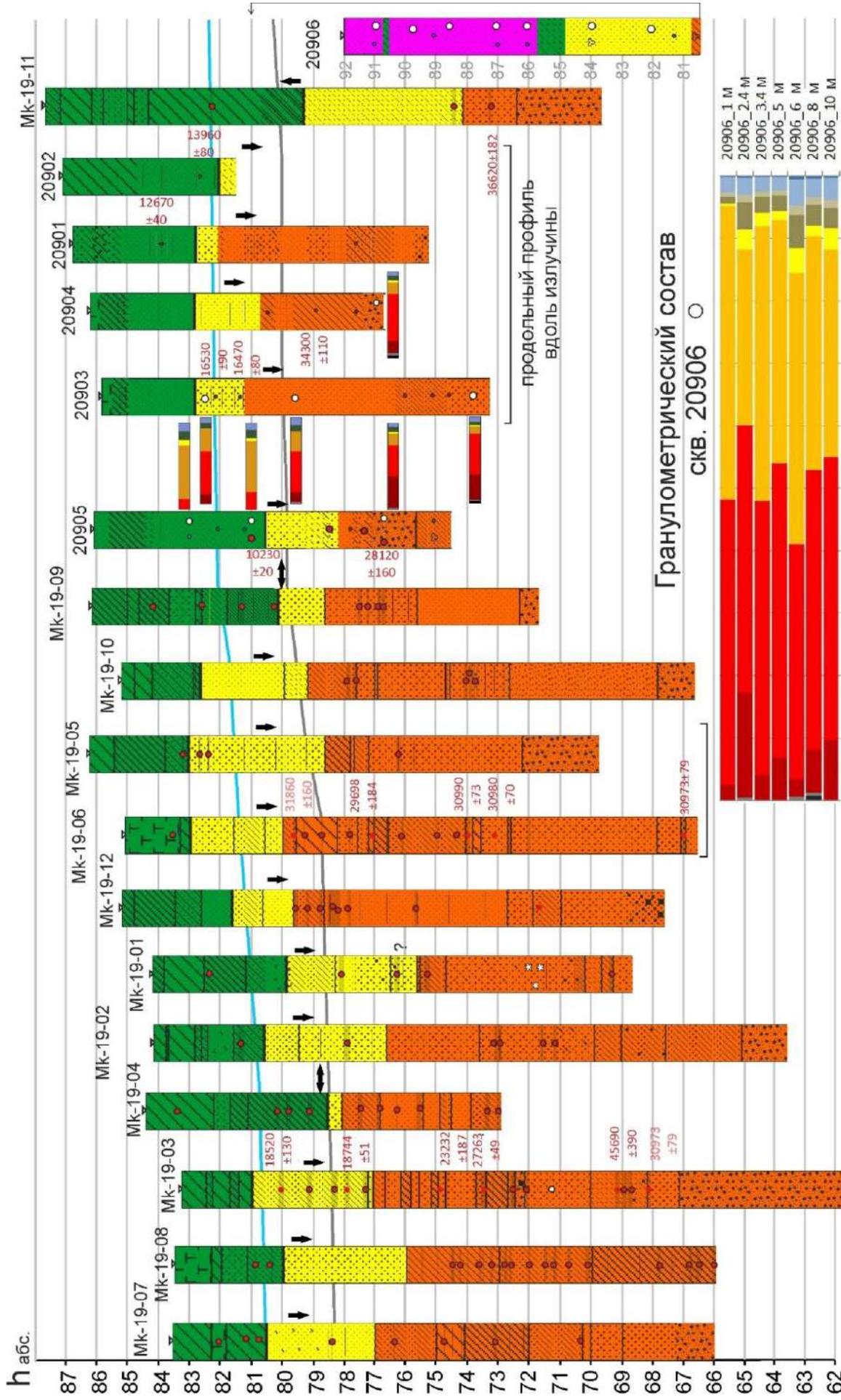


Рис. 50. Скважины на пойме Мокши (проранжированы от более верхних по течению к нижним, н.у.м.). Усл. обозн. — на рис. 43



Рис. 51. Эоловые формы рельефа на междуречье Мокши и Оки (недалеко от Семилово, Нижегородская область) (ESRI). Линиями подчёркнуты вершины дюн.

Таблица 3. Результаты радиоуглеродного датирования образцов по бассейну Мокши

Скважина	Глубина, м	Материал для датирования	Возраст $^{14}\text{C}$ (лет)	Возраст календарный	Лаб. индекс
Мк-19-03	3,2–3,3	ТОС в переслаивании песка и суглинка	15075±40	18520±130	IGAN AMS 7719
	5,2–5,3	ТОС в переслаивании песка и суглинка	15410±40	18744±51	IGAN AMS 7720
	8,3–8,4	ТОС в переслаивании песка и суглинка	19320±55	23232±187	IGAN AMS 7723
	10,6–10,7	ТОС в песке с прослоями суглинка	22960±65	27263±49	IGAN AMS 7730
	14–14,1	древ. макроостатки в песке суглинистом	43319±395	45690±390	IGAN AMS 7726
	15,5–15,6	ТОС в орг. суглинке	31630±120	36010±175	IGAN AMS 7728
Мк-19-06	5,4	ТОС в суглинке с прослоями песка	27950±90	31844±155	IGAN AMS 7721
	8	ТОС в прослое торфа в суглинке	25379±70	29698±184	IGAN AMS 7722
	10,6–10,7	ТОС в переслаивании песка и суглинка	26690±80	30990±73	IGAN AMS 7724
	12–12,1	ТОС в песке	26060±80	30980±70	IGAN AMS 7725
	18–18,1	ТОС в переслаивании песка и суглинка	26660±80	30973±79	IGAN AMS 7729
Мк-19-11	14,4–14,5	древ. макроостатки в песке	32320±135	36620±182	IGAN AMS 7727
20901	2,8	древ. макроостатки в прослое суглинка	10640±30	12670±40	IGAN AMS 9334
20902	4,4	ТОС в песке с	12100±35	13960±80	IGAN AMS 9335

		прослоями суглинка			
20903	3,7	ТОС в песке с прослоями суглинка	13680±40	16530±90	IGAN AMS 9336
	4,4	ТОС в песке с прослоями суглинка	13640±40	16470±80	IGAN AMS 9337
20904	7,3	древ. макроостатки в суглинке	29755±100	34300±110	IGAN AMS 9338
20905	5,05	ТОС в прослое суглинка	9080±30	10230±20	IGAN AMS 9339
	9,23	ТОС в прослое суглинка оторфованого	24000±70	28120±160	IGAN AMS 9340

Долина Цны в своих верховьях имеет несимметричное строение (левый борт пологий, правый — резкий), но большие палеоруслу встречаются на обоих бортах. Они слабо выражены в топографии поймы, но хорошо выделяются по степени врезания в борта долины (рис. 52). Часть из них расположена на низкой пойме (5 м над уровнем реки), часть — на террасе (8 м). Сохранность палеорусел невысокая, однако измеряется как шаг излучин, так и их ширина, превышающая современную в 2–3 раза. В строении палеорусел выделяются фации заиления и русловая, одна из скважин пройдена до коренных пород. Во всех трёх скважинах до глубины 3 м идут торфа и суглинки, сменяющиеся супесью (рис. 53). Далее начинаются средние и крупные пески до глубины 5,5–6 м, которые подстилаются суглинками и оглиненным песком. Дат по образцам из скважин не получено.

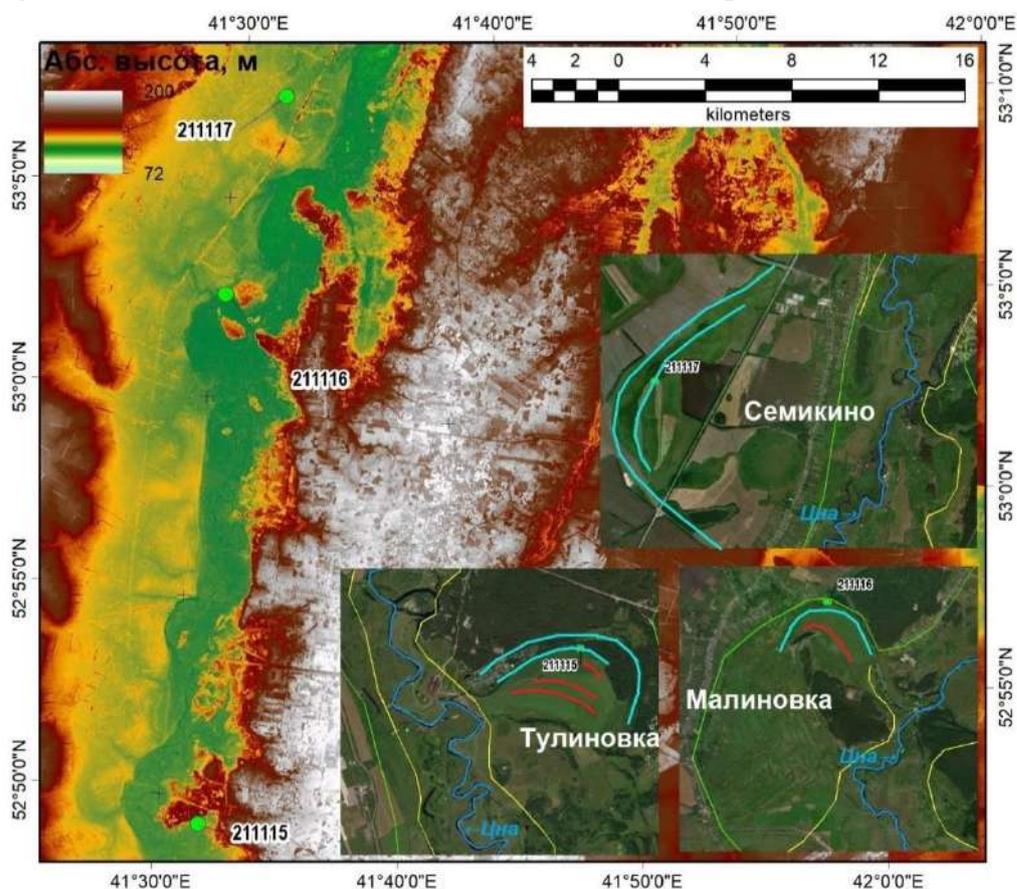


Рис. 52. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Цны возле Семикино, Малиновки и Тулиновки (Bing). Условные обозначения — на рис. 41.

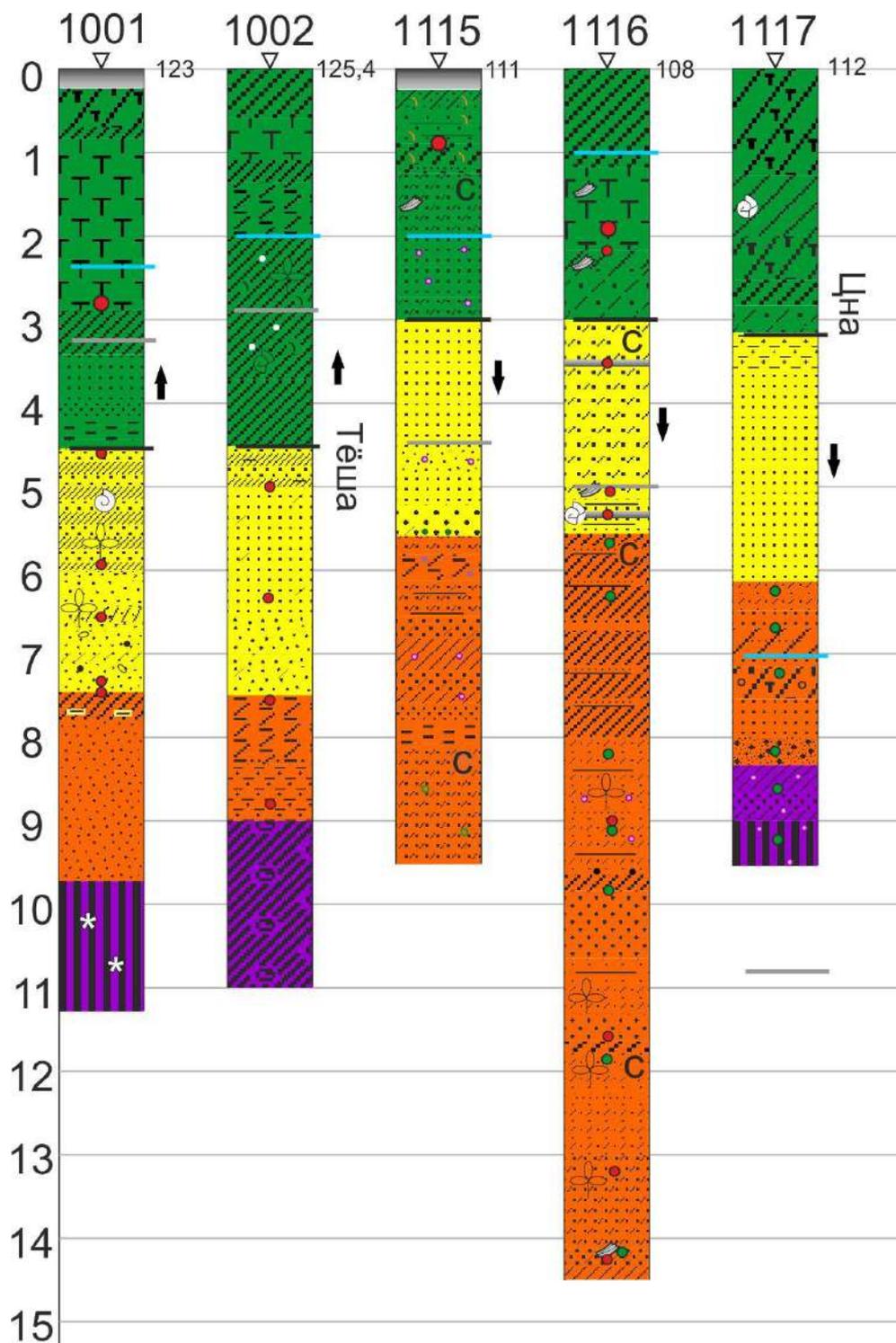


Рис. 53. Скважины в бассейне Оки (кроме Мокши). Условные обозначения — на рис. 43

Тёша (правый приток Оки) тоже имеет несимметричное строение. Пойма реки довольно низкая (3–4 м над уровнем русла), современный пояс меандрирования местами образует незатронутые кластеры, в которых сохранились большие палеорусла. Последние визуально сильно крупнее современных, но по ширине превосходят их примерно двукратно. Большие палеорусла врезаются в борта (рис. 54). Строение палеорусел типичное (торф и суглинок до глубины 4,5 м, затем песок мелкий и перелсаивания песков и суглинков до 7,5 м, затем суглинок), скважины пройдены до коренных пород (рис. 53). Дат не получено.

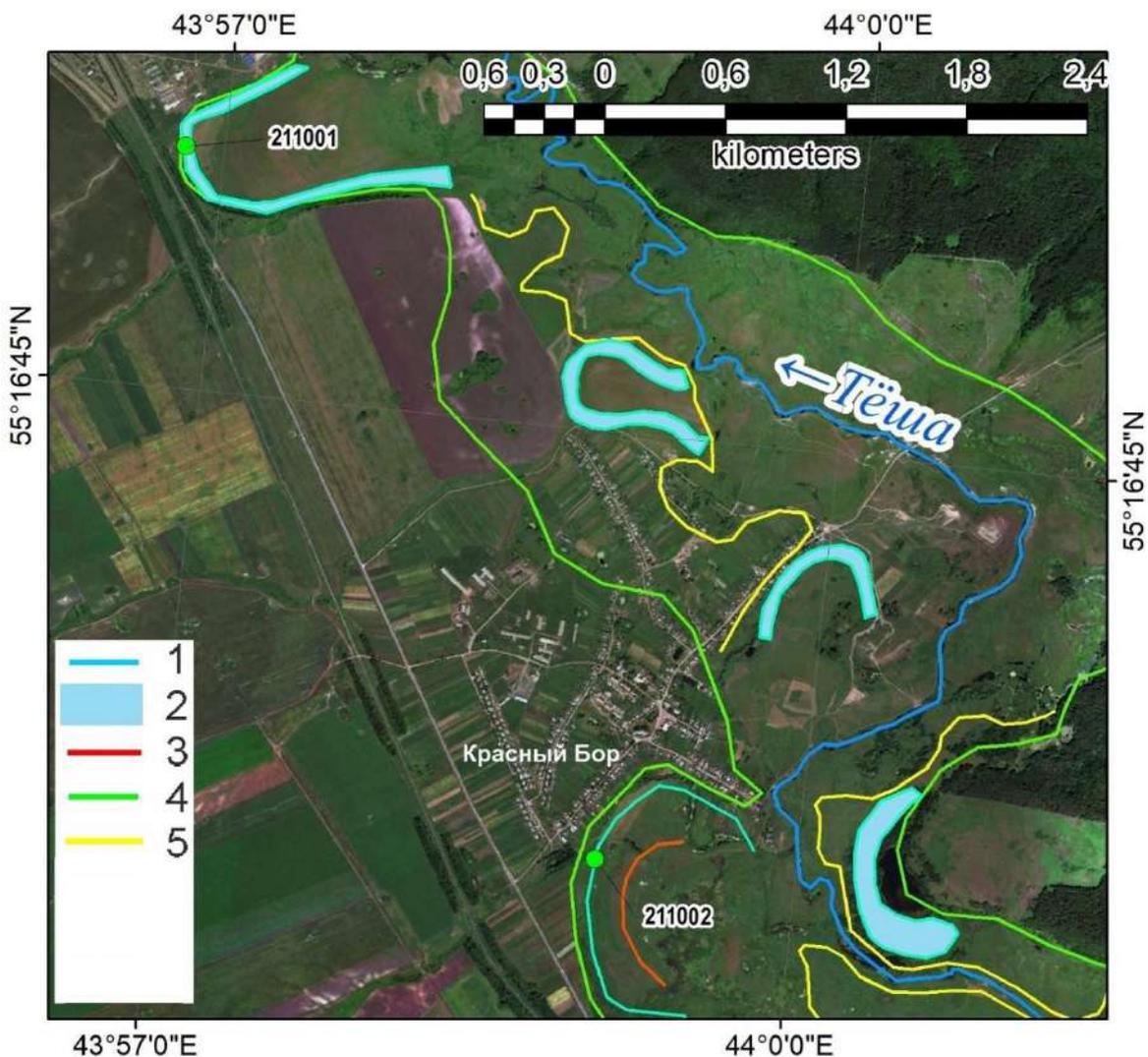


Рис. 54. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Тёши (Bing). Условные обозначения: 1 — современное русло, 2 — палеорусла (линия, если ширина не просматривается), 3 — гривы, 4 — границы поймы, 5 — границы современного пояса меандрирования

### 4.3. Бассейн средней Волги

В бассейне средней Волги изучены палеорусла Суры и её притока Пьяны, Свияги, Илети и Ветлуги (рис. 55).

Ветлуга — крупнейший северный приток средней Волги. Река имеет широкую пойму (6 км на исследуемом участке) с относительно узким руслом (ок. 100 м) и обилием русловых форм рельефа (старицы, веера блуждания, гривы, рис. 56). В средней части долины Ветлуги сделана одна скважина в крупногривистой системе на пойме реки около г. Шарьи, в ложбине между гривами. Она вскрыла суглинистую фацию заиления большого палеорусла до 5 м (рис. 57), затем русловую фацию (пески средние, в базальной фации — с обильными включениями гравия) и суглинки ниже 8 метров, которые её подстилают. Результаты датирования (табл. 4) показали, что эти суглинки имеют запредельный возраст (сформировались более 43 тыс. кал. лет назад, ЛУ-10258), в то время как верхние суглинки имеют возраст около 13,9 тыс. кал. лет назад (IGAN AMS 9879).

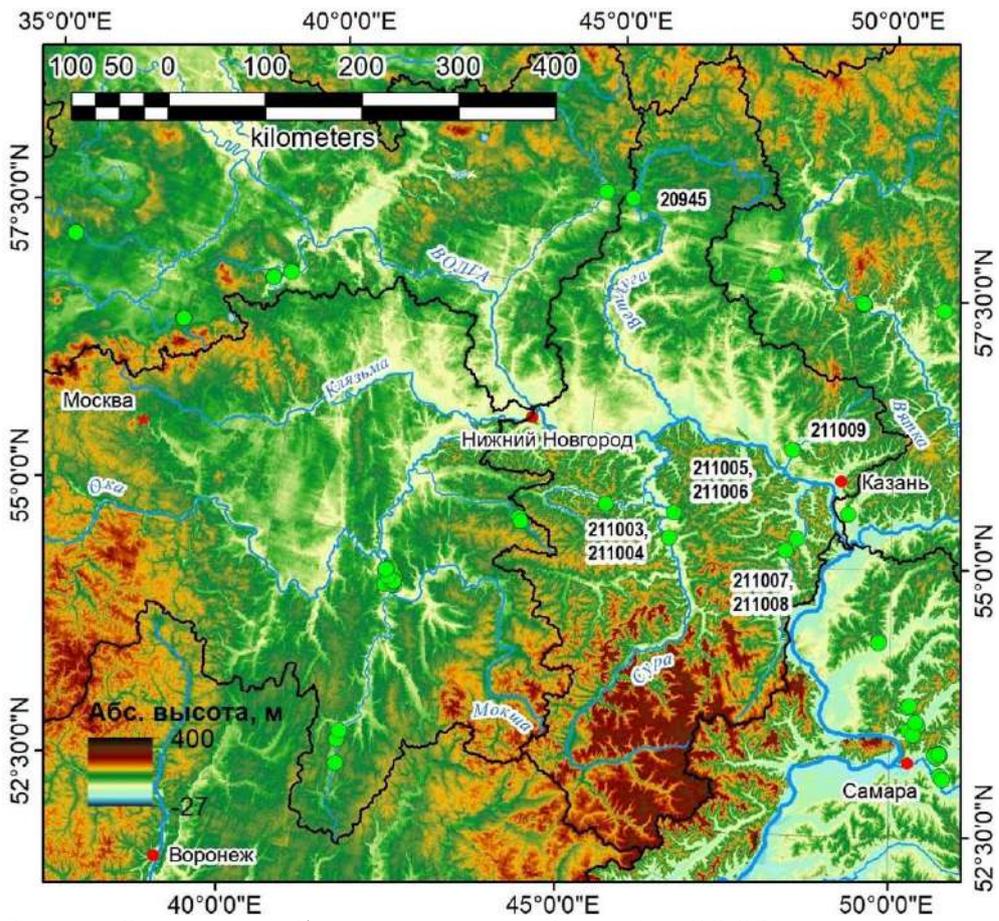


Рис. 55. Скважины в бассейне средней Волги (ALOS 3D)

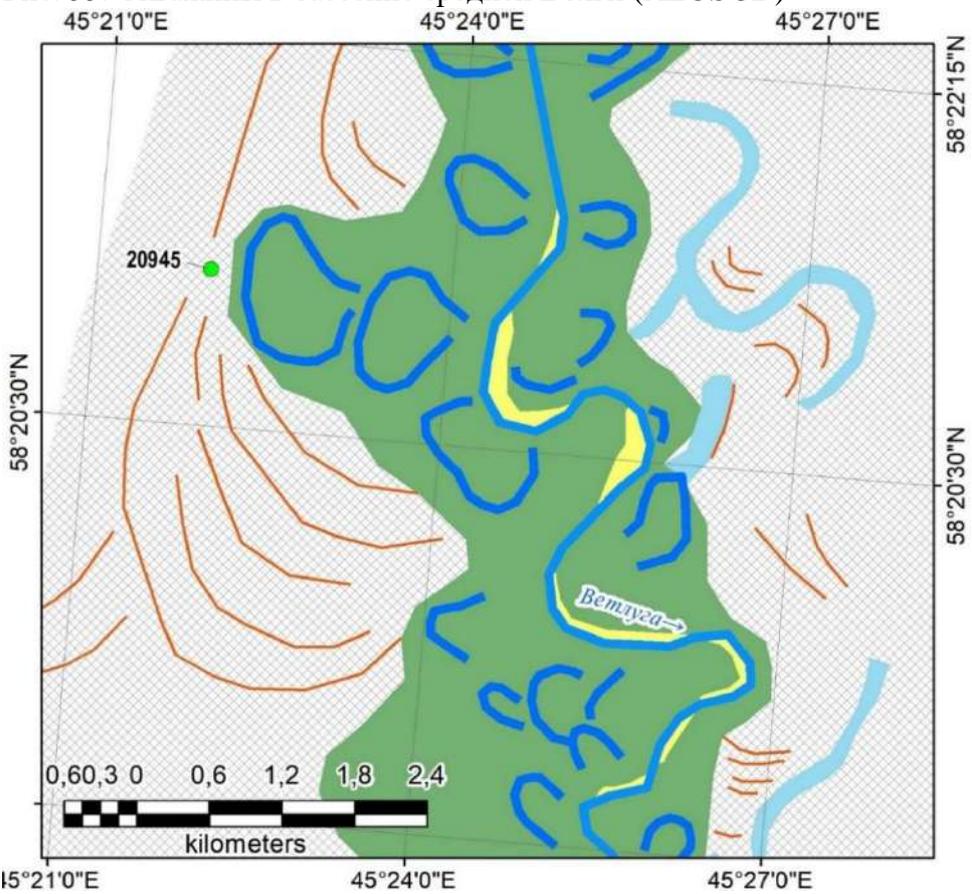


Рис. 56. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Ветлуги (Bing). Условные обозначения — на рис. 44

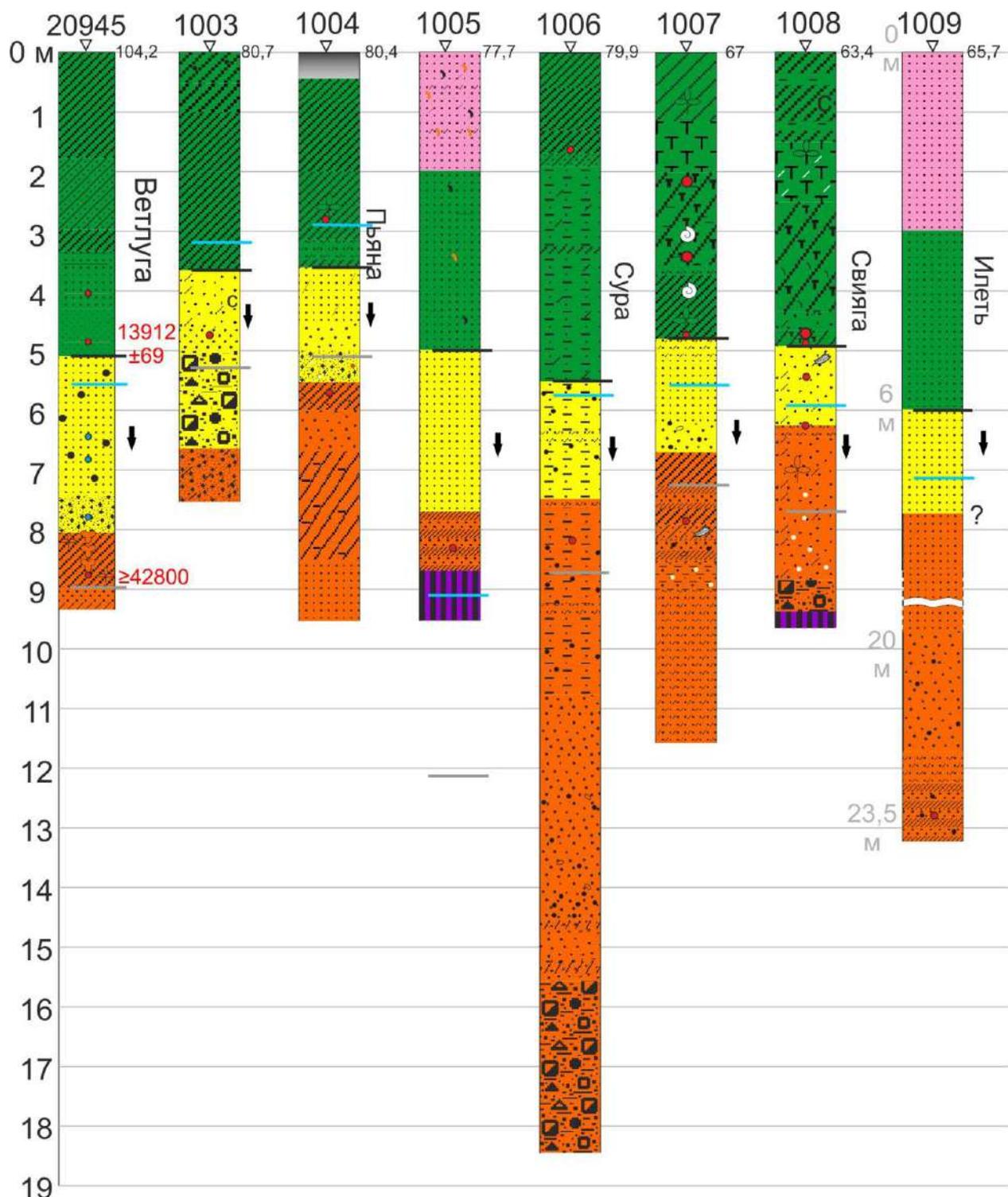


Рис. 57. Скважины в бассейне средней Волги. Условные обозначения — на рис. 43

Таблица 4. Результаты радиоуглеродного датирования образцов по бассейну средней Волги

Скважина	Глубина, м	Материал для датирования	Возраст $^{14}\text{C}$ (лет)	Возраст календарный (лет)	Лаб. индекс
20945	6,3	ТОС в прослое суглинка	12025±35	13912±69	IGAN AMS 9879
	10,3–10,4	ТОС в торф. суглинке	≥39590	≥42800	ЛУ-10258

Пьяна — приток Суры — тоже имеет широкую пойму (более 3 км на исследуемом участке) с извилистым руслом (ширина не более 50 м). Большие палеоруслу на пойме встречаются фрагментарно, отдельными макроизлучинами. Две скважины в одном палеорусле пробурено возле разъезда Тарталей (рис. 58). До 3,5 м палеоруслу заполнено фацией заиления и пойменной, ниже идут пески мощностью 2–3 м (в скв. 211003 — с галькой и гравием в базальной фации), затем суглинки или суглинистые пески (рис. 57). Отобрано 2 образца на AMS-датирование, результаты не получены.

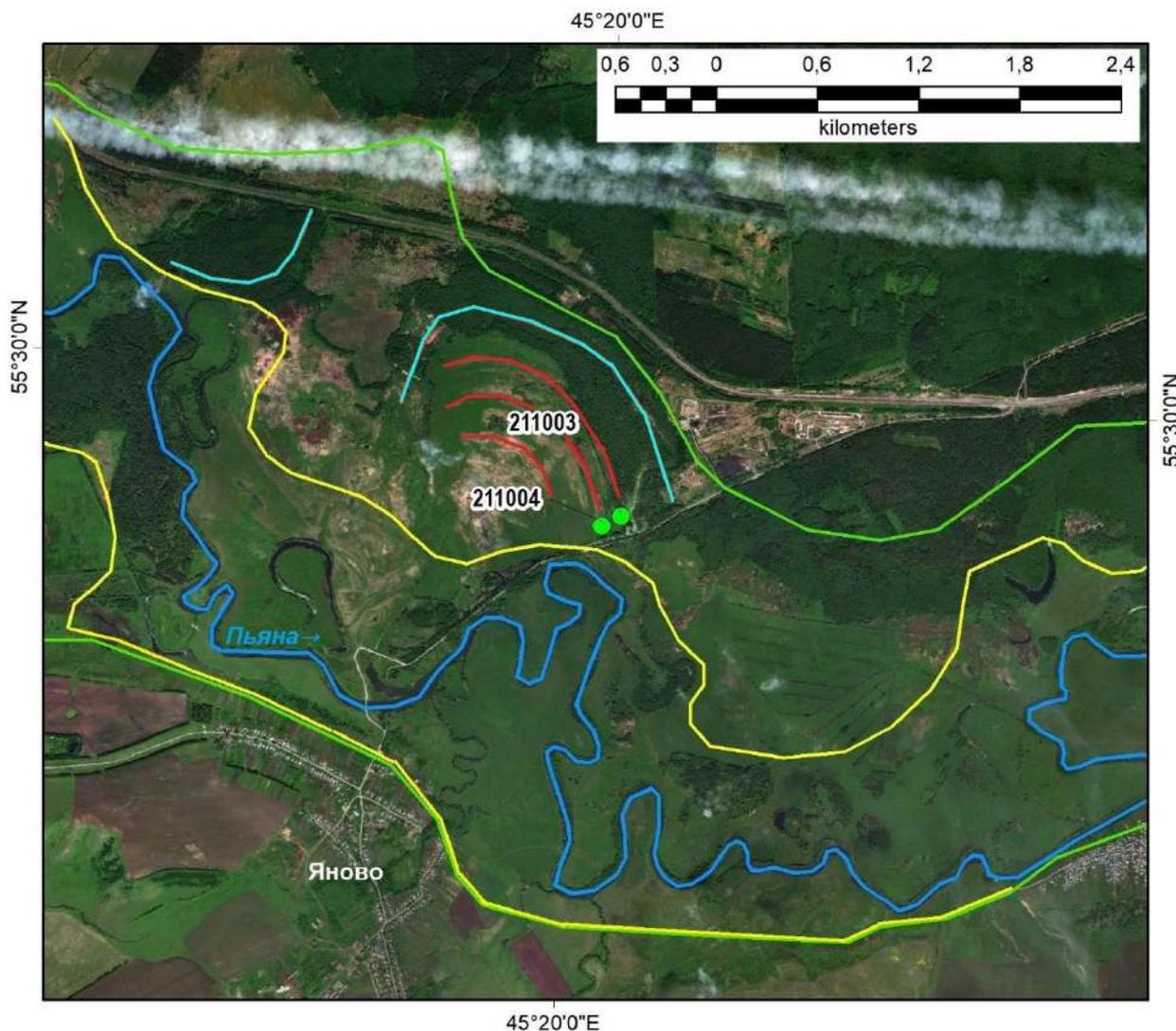


Рис. 58. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Пьяны (Bing). Условные обозначения — на рис. 41

Сура имеет множество больших палеорусел в среднем и нижнем течении. Сохранность палеорусел на пойме Суры невысокая, но шаг излучин и их ширина могут быть измерены и составляют соответственно в среднем 1400 м и 250 м (против 715 м и 144 м у современного русла). Широкая пойма сильно залесена (причём хвойными породами, в основном сосной; рис. 59), что для данной лесостепной местности указывает на невысокий уровень грунтовых вод и песчаный состав поверхности грунта. По анализу космоснимков, ЦМР (эоловые формы рельефа, рис. 60) и данных бурения

складывается впечатление, что пойма Суры сильно «засыпана» эоловыми песками, что не только деформирует исходную поверхность, сформированную флювиальными процессами, но и затрудняет расчленение слагающих её отложений. Пробуренные скважины оказались разными по строению. Скважина 211005 расположена ближе к борту долины на высокой пойме (или даже террасе), поэтому там были обнаружены искомые фации аллювия и вскрыты коренные породы. В строении самой скважины преобладают однородные пески, слагающие и фацию заиления, и русловую (вероятно, верхняя их часть — эоловые). Скважина 211006 расположена существенно ближе к руслу реки, на современной затапливаемой пойме, и, по всей видимости, вскрывает погребённый палеоврез с древним аллювием (рис. 57). В ней до глубины 2 м идут суглинки, затем песчаные алевриты, ниже алевритистые пески с включениями гравия (до глубины 10 м), которые переходят в разнозернистые пески и песчано-гравийно-галечную смесь (на глубине 15,5–17,5 м). Дат по образцам из скважин не получено.

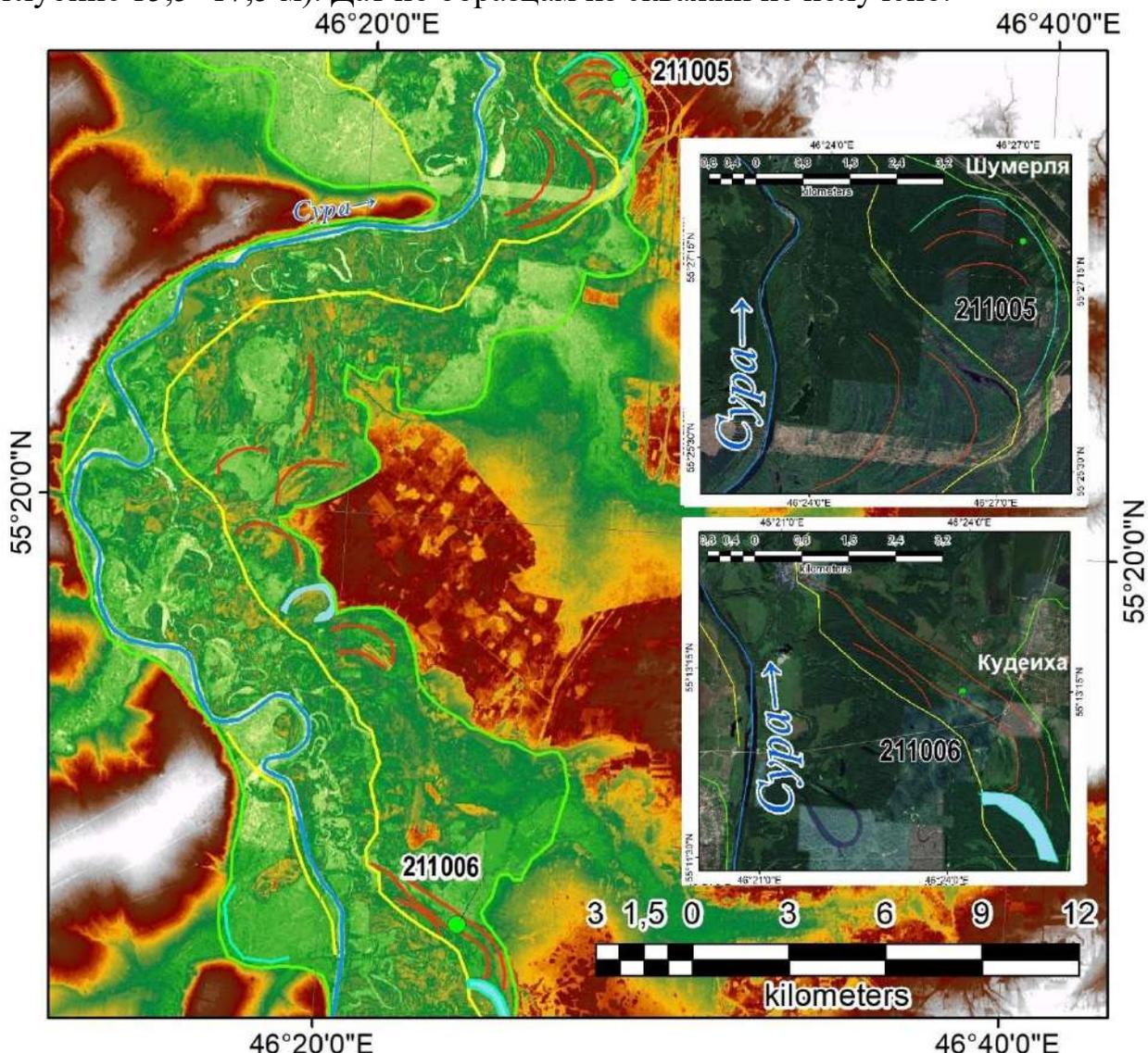


Рис. 59. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Суры (Google Maps, ALOS 3D). Условные обозначения — на рис. 54.

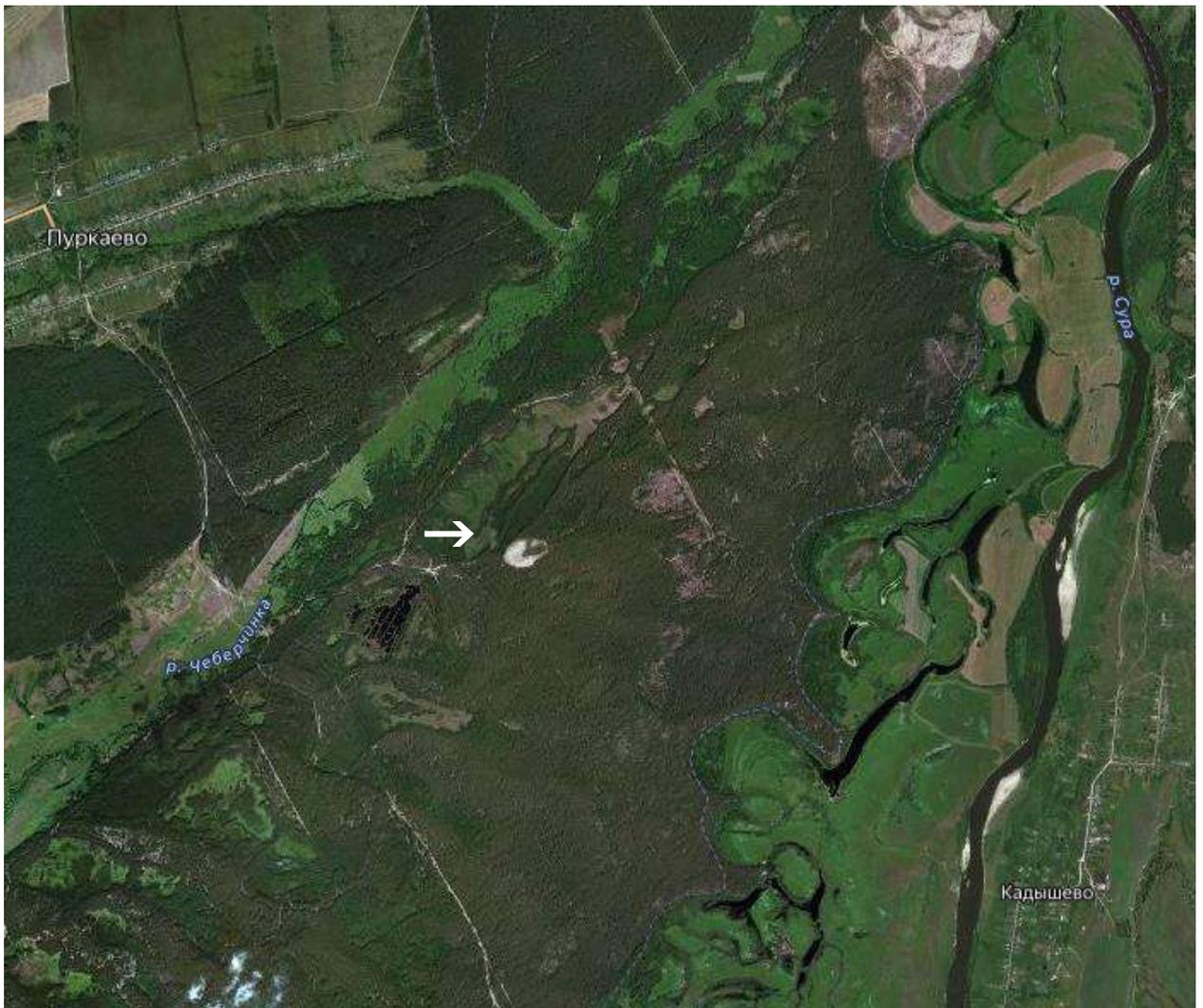


Рис. 60. Эоловые формы рельефа, наложенные на пойму Суры в среднем течении (Bing).

Свияга течёт субпараллельно Суре и нижнему течению Волги (но в обратном направлении). В отличие от долины Суры, её долина гораздо менее залесена и (судя по данным бурения и ДДЗ) не так сильно была подвержена эоловым процессам, из-за чего сохранность больших палеорусел ниже. Их шаг достигает 1100 м, ширина — около 115 м (у современной реки — 465 м и 50 м соответственно). Макроизлучины у реки хорошо выражены в рельефе (рис. 61) — например, макроизлучина у села Курмашево врезана в террасу на 5–6 метров, а шпора возвышается над уровнем поймы на 1,5 метра. В строении выделяются характерные фации: пойменная (1–1,5 м, сложенная лёгкими суглинками), заиления (до 3–4 м — торф), русловая (песок) и базальные (на глубинах 6 и 8–9 м — грубый песок с включением гравия), которые подстилаются суглинками или глинистыми песками (рис. 57).

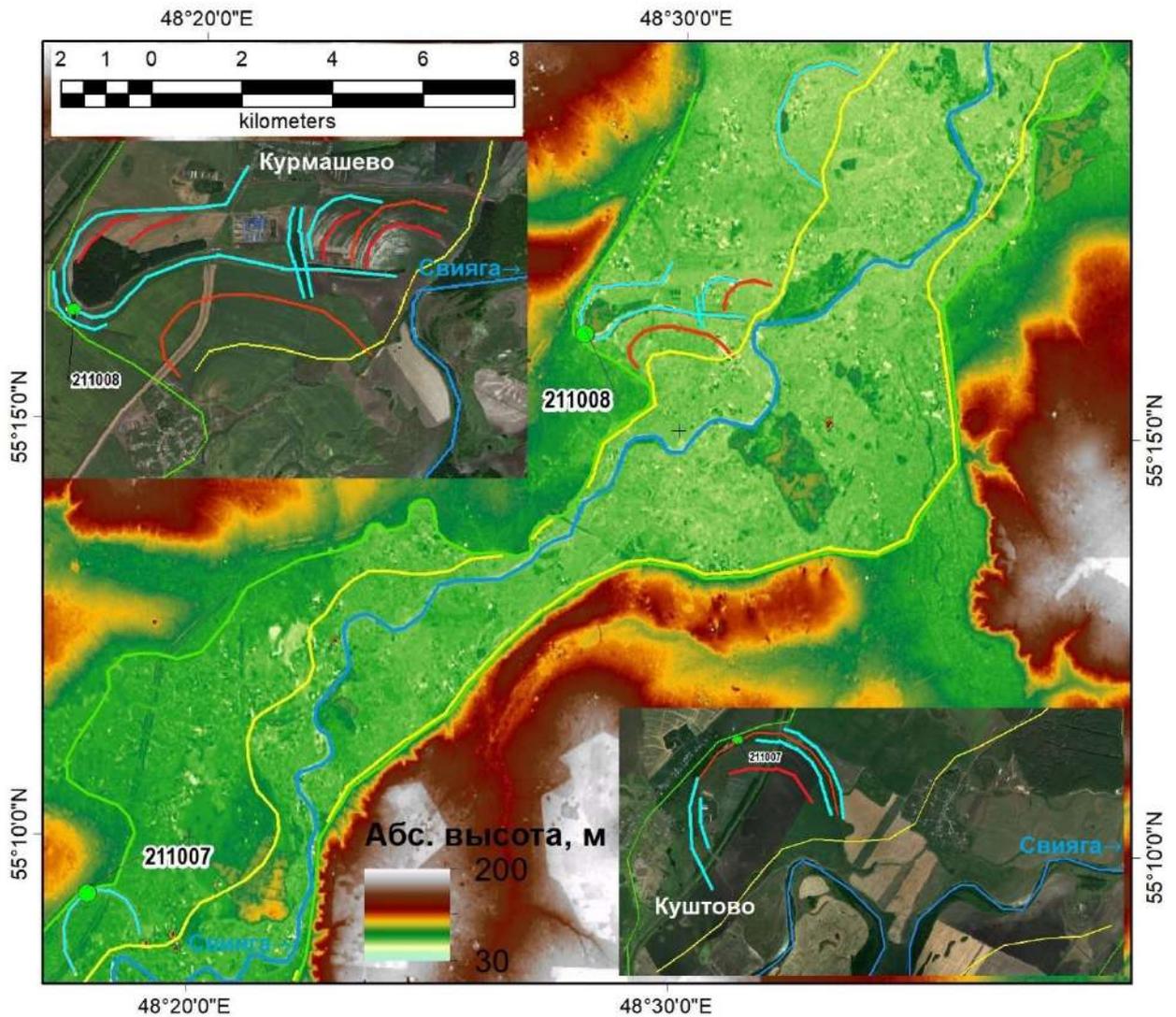


Рис. 61. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Свияги (Bing, ALOS 3D). Условные обозначения — на рис. 41

Река Илеть впадает в Волгу с севера, незадолго до её резкого поворота на юг. У реки широкая пойма до 8 км (хотя есть и узкие участки 1,6 км) с извилистым руслом шириной около 50 м. Современный пояс меандрирования составляет до половины ширины поймы (рис. 62). Как и у других северных притоков Волги в её субширотном течении (Большая, Малая Кокшага, Керженец), в бассейне реки также часто встречаются эоловые формы рельефа (рис. 63). Единственная скважина пробурена в нижнем течении в длинном, извилистом, хорошо сохранившемся большом палеорусле. Почти всю мощность пробуренных пород составляют мелкие–средние пески (рис. 57), из-за чего их расчленение затруднено. Только на глубине ниже 20 м пески становятся разноразмерными.

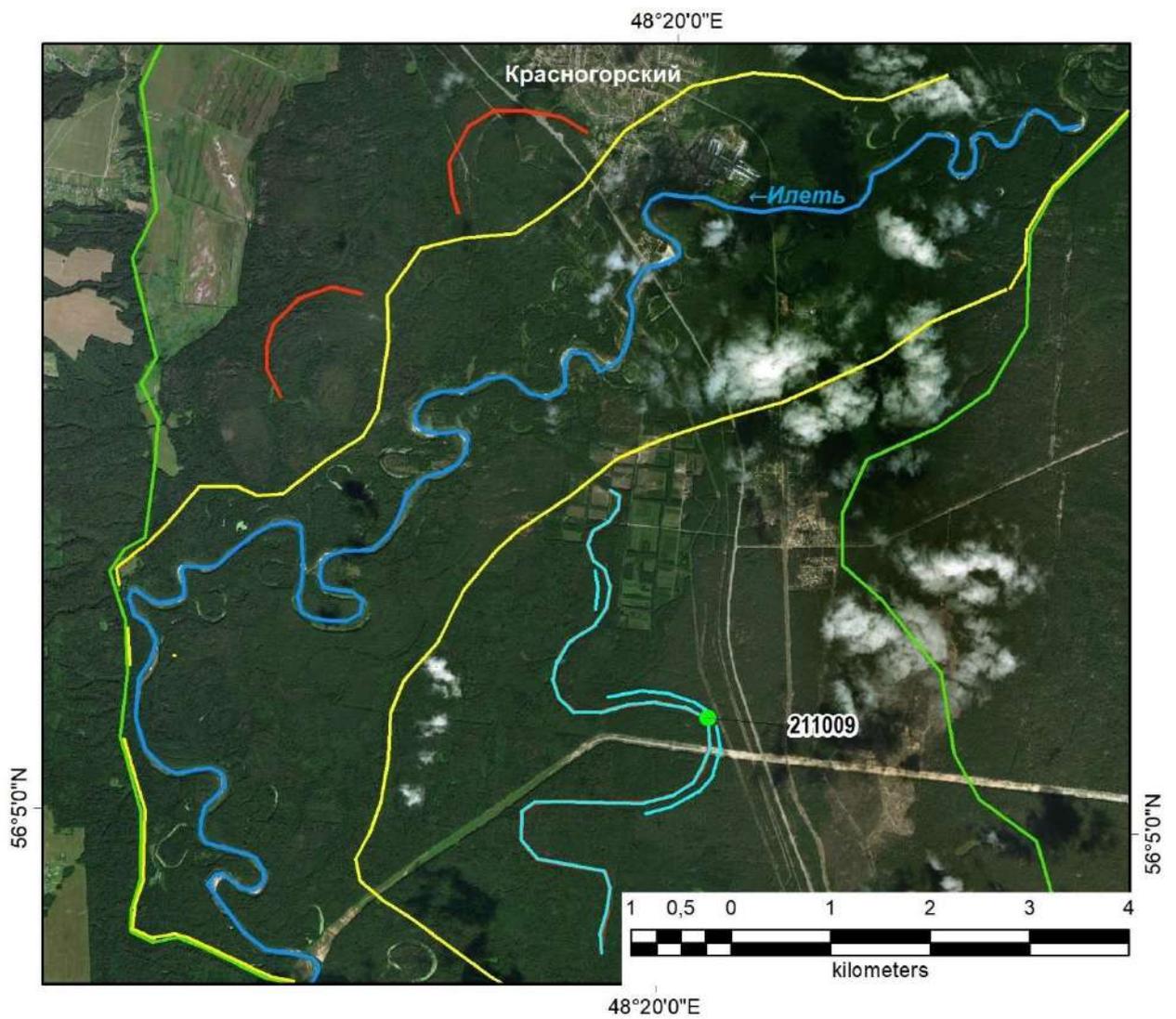


Рис. 62. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Илеть (Bing).  
Условные обозначения — на рис. 41

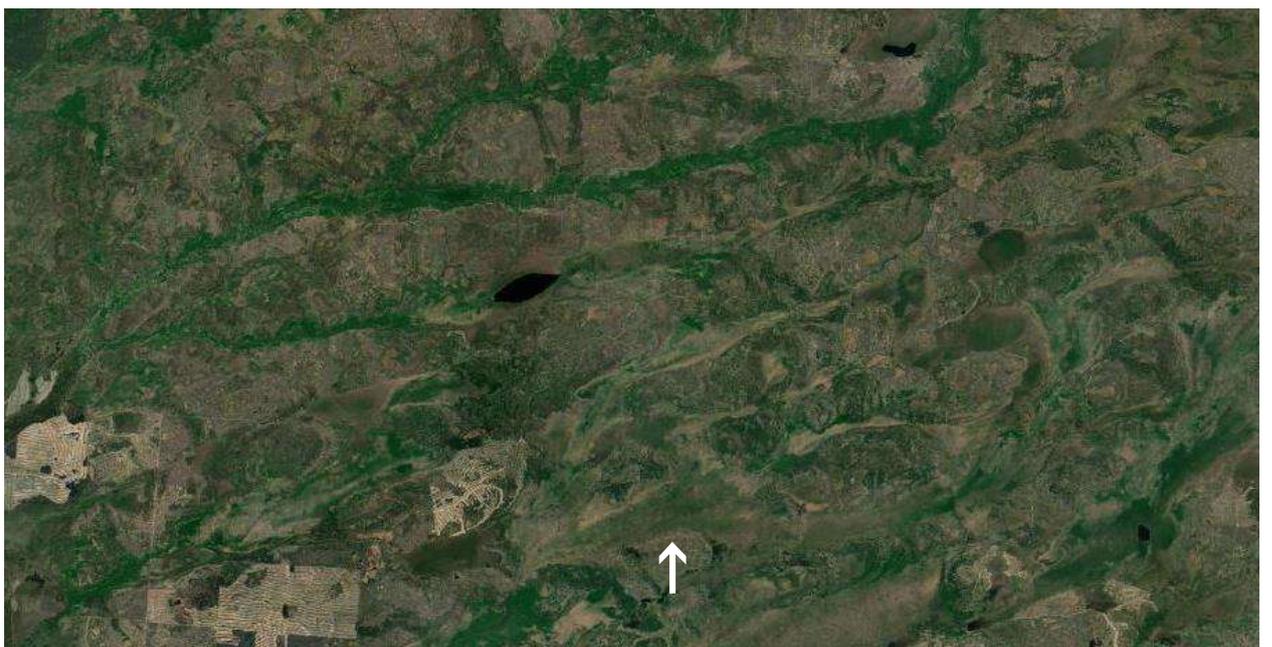


Рис. 63. Эоловые формы рельефа на междуречье Керженца и Большой Кокшаги (ESRI).

#### 4.4. Бассейн Камы

В бассейне Камы (площадь которого достигает 520 тыс км<sup>2</sup> и сопоставима с площадью всей верхней, средней Волги и Оки вместе взятых) удалось пробурить большие палеоруслы многих рек (Кама и её верхние притоки: Коса, Лолог (приток Косы), Язьва (приток Вишеры), Иж, а также Вятка с притоками: Кильмезь, Лобань (приток Кильмезя) и Пижма; в бассейне Белой: притоки Танып, Дёма, Уршак, Инзер, Ашкадар; Ик, Шешма и Мёша) (рис. 64).

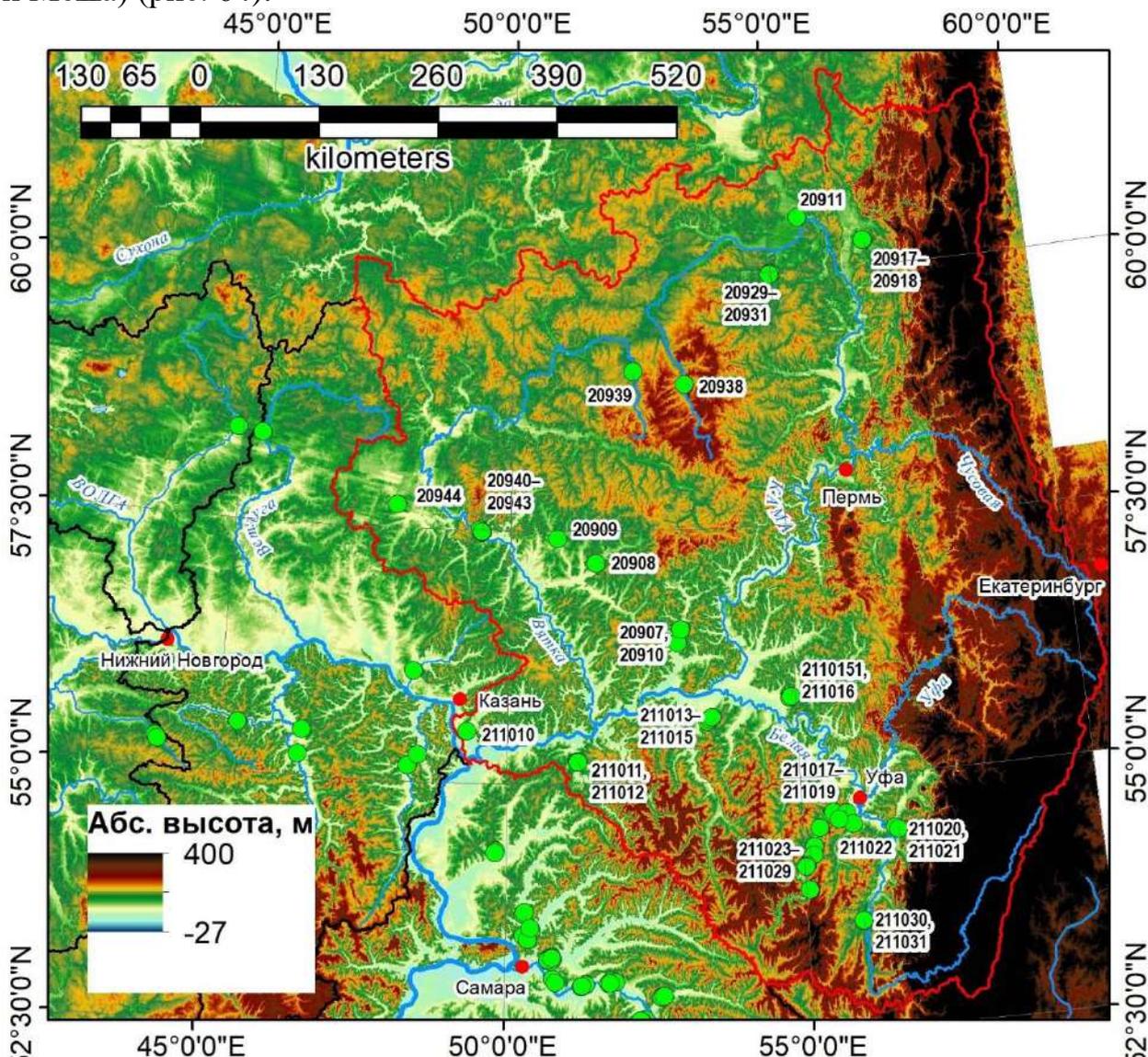


Рис. 64. Скважины в бассейне Камы (ALOS 3D)

Долина верхней Камы (до её поворота на восток) сравнительно узка и имеет сопоставимую пойму шириной 1,5–2 км (рис. 65). Из-за узости дна долины следов больших палеорусел здесь почти нет. Тем не менее, удалось провести бурение на единственной макроизлучине (по параметрам в несколько раз больше современных) в районе Афанасьево (Кировская область) и получить информативные результаты. Строение её следующее: торф, суглинки (фацция заиления), маломощные пески (русловая фацция) и песчано-гравийная смесь (базальная фацция руслового аллювия) (рис. 66).

Было получено 5 дат из фации заиления — от около 7,6 до 13,6 тыс. кал. лет назад (ЛУ-10256, 10257, LU-10698, 10699, IGAN AMS 9686; табл. 5).

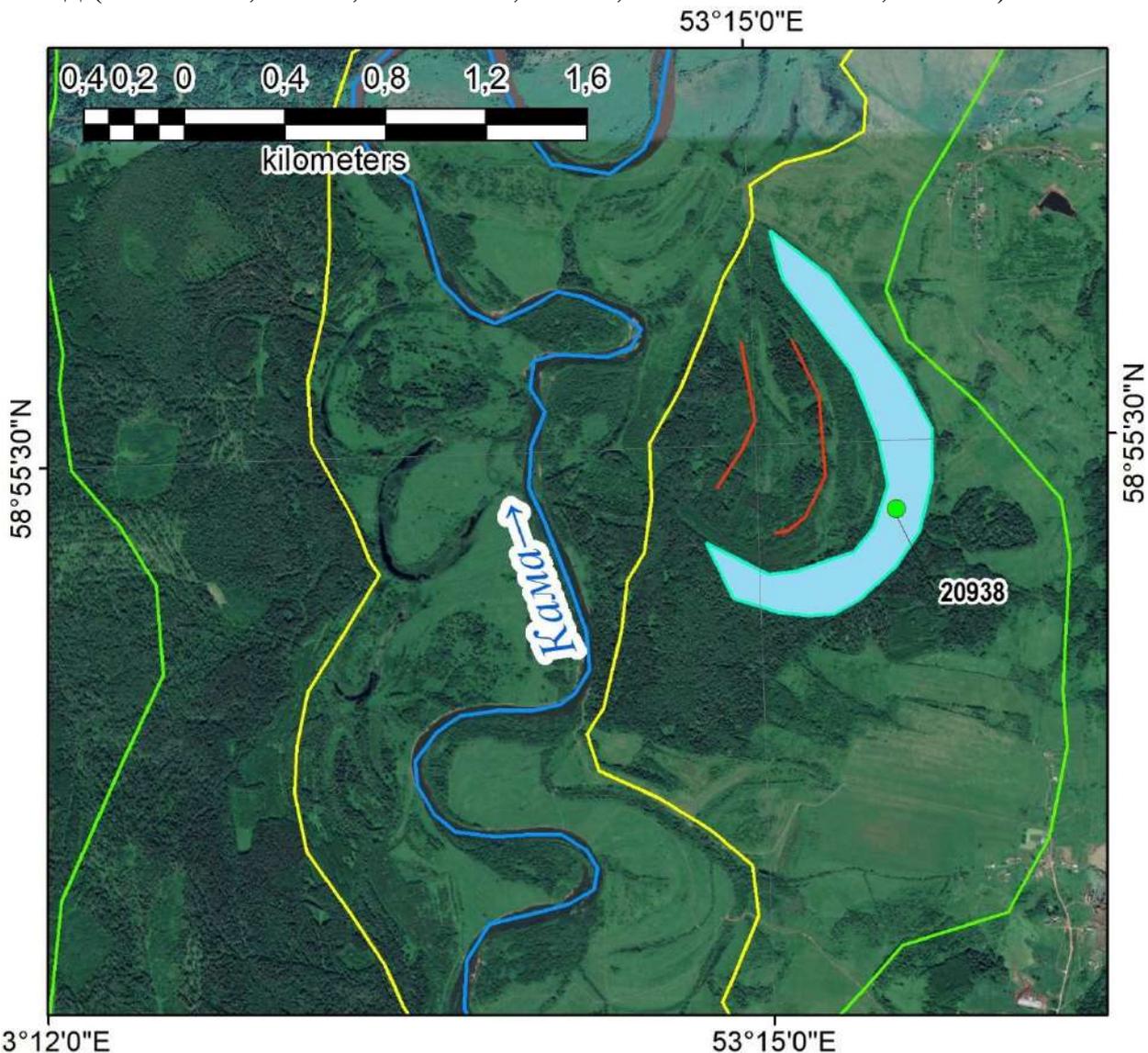


Рис. 65. Геоморфологическая схема участка с большим палеоруслом реки Камы в её верхнем течении (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 54

Таблица 5. Результаты радиоуглеродного датирования образцов по бассейну Камы

Скважина	Глубина, м	Материал для датирования	Возраст $^{14}\text{C}$ (лет)	Возраст календарный (лет)	Лаб. индекс
20938	0,6–0,7	торф (ТОС)	6770±100	7630±90	ЛУ-10256
	1,2–1,3	торф (ТОС)	8620±90	9650±120	LU-10698
	1,9–2	торф (ТОС)	9380±90	10620±160	LU-10699
	2,7–2,8	торф (ТОС)	10200±120	11900±290	ЛУ-10257
	3,78	уголь в суглинке	11760±35	13615±75	IGAN AMS 9686
20929	3,4	макроостатки в песке суглинистом	11330±30	13220±40	IGAN AMS 9682
20930	4,6–4,8	торф глинистый в суглинке (ТОС)	35280±550	40420±510	ЛУ-10254
	5,8	торф в суглинке (ТОС)	4016±230	4500±320	IGAN

					AMS 9684
20918	3,3–3,4	торф (ТОС)	8880±90	9960±150	ЛУ-10252
	10,1–10,3	супесь оторфованная (ТОС)	≥38440	≥42350	ЛУ-10253
211029	2,9–3	суглинок оторфованный (ТОС)	9710±190	11080±300	ЛУ-10542
20910	3,9	макроостатки в переслаивании песка и суглинка	41245±255	44220±275	IGAN AMS 9677
	4,2	макроостатки в переслаивании песка и суглинка	12400±40	14530±180	IGAN AMS 9678
20944	2,9	ТОС в переслаивании песка и суглинка	13630±50	16460±91	IGAN AMS 9877
	4,35	ТОС в переслаивании песка и суглинка	12765±50	15224±86	IGAN AMS 9878
20908	4,1	раст. макроостатки в песке глинистом	12235±35	14155±100	IGAN AMS 9673

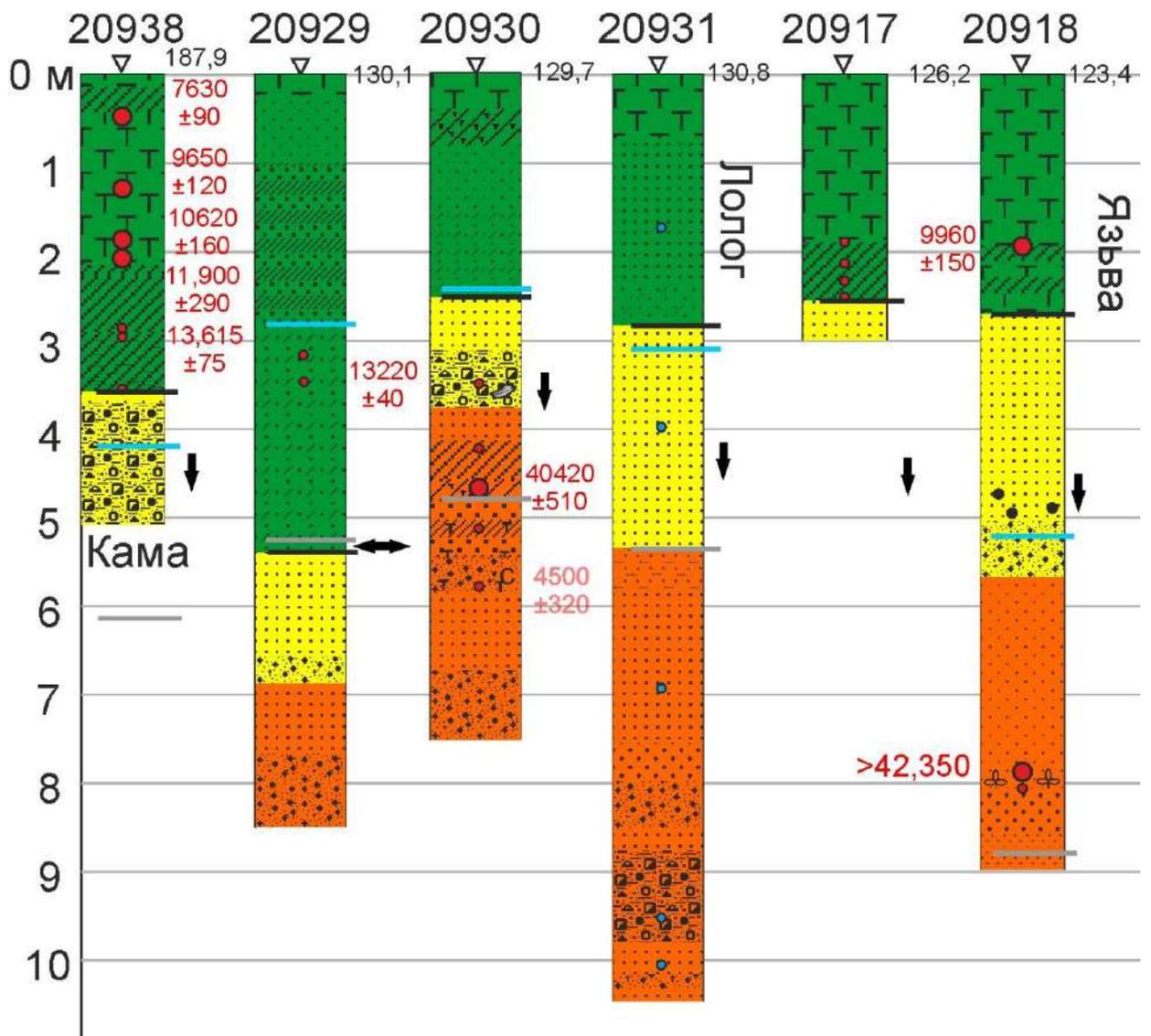


Рис. 66. Скважины в бассейне верхней Камы. Условные обозначения — на рис. 43

В бассейне Косы (приток верхней Камы) пробурено 3 больших палеорусл на пойме реки Лолог в районе её устья. Здесь поймы двух рек сливаются на довольно широком отрезке, где на космоснимках можно наблюдать следы речных перестроек и больших палеорусел (рис. 67). В скважине 20930 вскрывается следующее строение палеорусл (рис. 66): торф, тонкие–мелкие пески (встречаются во всех скважинах; предположительно пойменные или эоловые — в бассейне реки широко распространены сосновые леса на песках (рис. 68), а на террасе в карьерной выработке мощность подобных песков составляет не менее 3 м), песок глинистый (фацция заиления), средний–крупный песок (русловой), песчано-гравийная смесь (базальная фацция руслового аллювия); затем идут снова средние пески, суглинок и суглинистый торф, из которого получена запредельная дата (более 40 000 кал. лет назад; ЛУ-10254). Ещё ниже вскрыт ещё один прослой базального аллювия, из которого получена дата с голоценовым возрастом (аномальная; IGAN AMS 9684). В соседней скважине 20929, вскрывающей в основном песчанистый состав фацции заиления, из нижнего слоя этой фацции (суглинистый песок) получена дата около 13,2 тыс. кал. лет (IGAN AMS 9682).

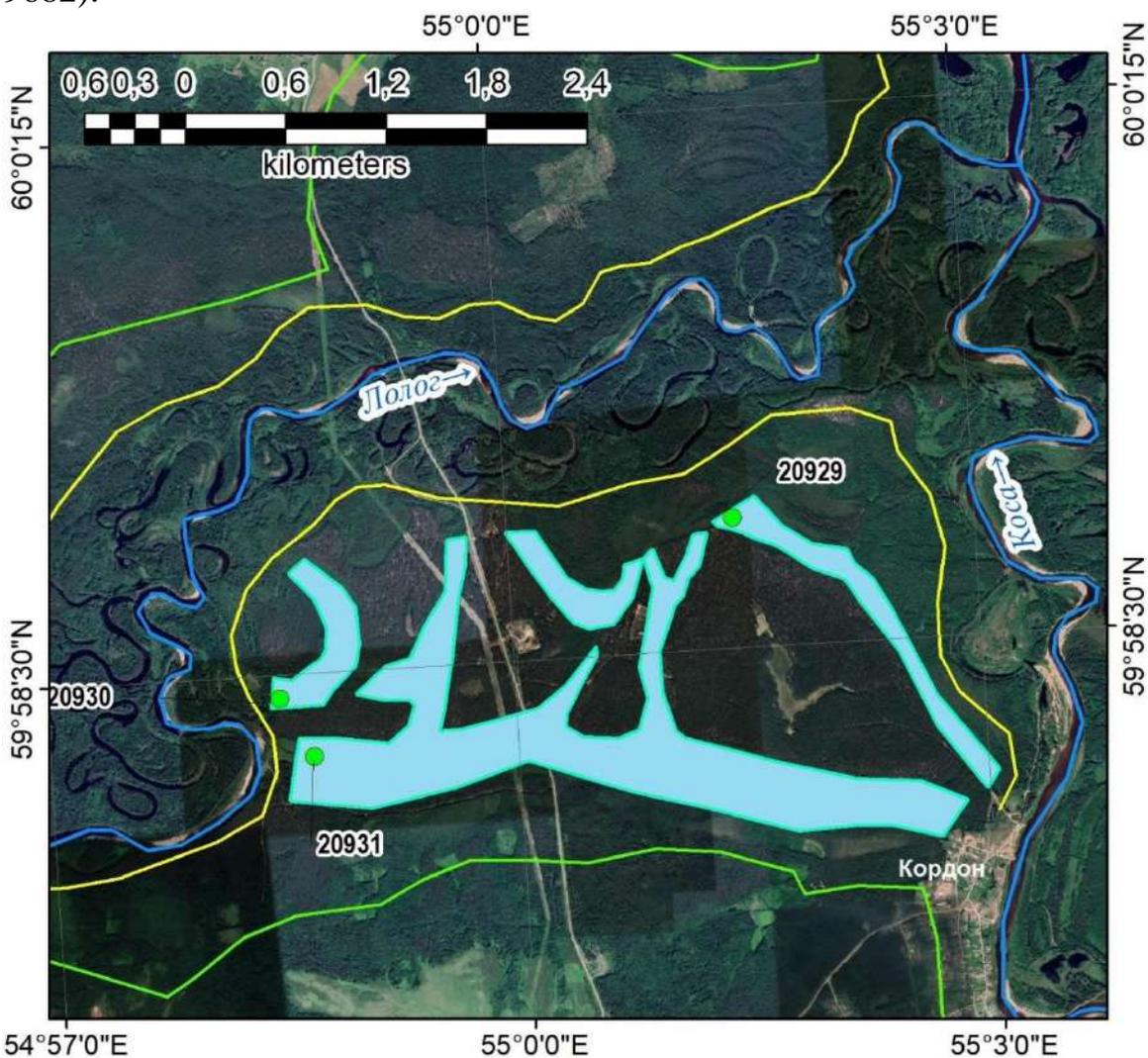


Рис. 67. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Лолог (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 54



Рис. 68. Боры-беломошники в бассейне реки Лолог, произрастающие на песках

В бассейне Вишеры (приток верхней Камы) изучены большие палеоруслу Язьвы. Они сильно заболочены из-за высокого уровня верховодки, водоупор которой представлен маломощными суглинками. На пойме Язьвы в её устьевой зоне пробурено две скважины в двух больших заболоченных палеоруслах недалеко от села Нижняя Язьва, которые по своим размерам в два раза крупнее современного русла (рис. 69). До 2,7 м в обеих скважинах толща сложена торфом и суглинками, ниже идут пески средние, которые с 5 м грубеют, появляется гравий (базальная фация руслового аллювия). С 5,5 метров песок становится тонким (рис. 66). Из скважины 20918 получено две даты (табл. 5) — около 10 тыс. кал. лет назад (из подошвы торфа; ЛУ-10252) и более 40 тыс. кал. л.н. (из песков на глубине около 8 м; ЛУ-10253). В пределах этого временного интервала находится русловая фация аллювия и верхи подстилающего аллювия.

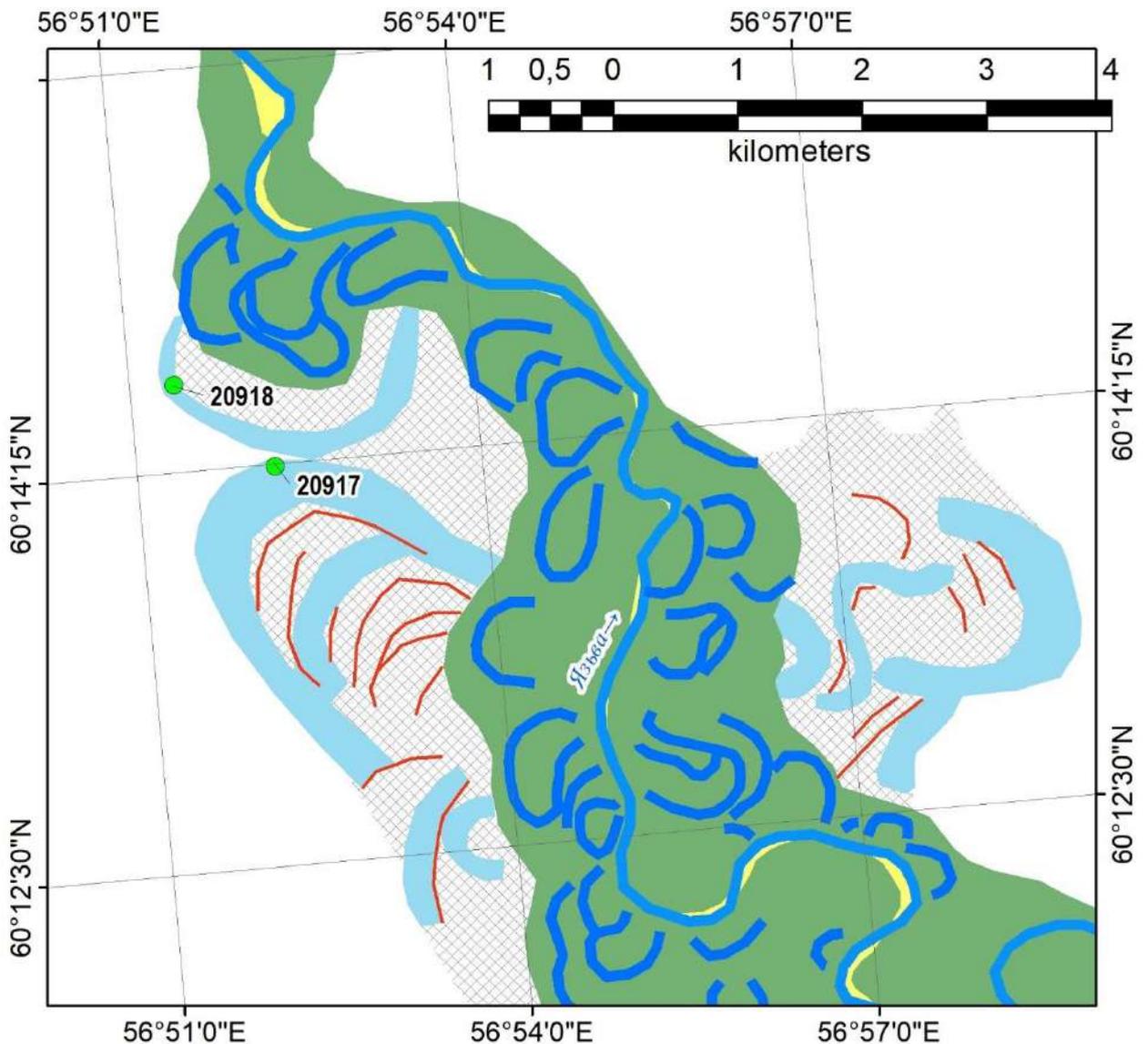


Рис. 69. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Язьва (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 44

Достаточно большое количество скважин пробурено на притоках реки Белой (крупнейший приток Камы и третья по величине река бассейна Волги). Почти весь бассейн Белой (Агидель) расположен в Предуралье и Уральских горах, ввиду чего местные реки имеют свои особенности, уникальные для бассейна Волги (врезанные русла на почти всём протяжении долин, глубоко врезанные излучины, высокие современные расходы рек, грубый русловой аллювий и т.д.). Из-за этих особенностей в горной части бассейна Волги непросто найти подходящие для бурения участки — большие палеоруслу почти сплошь унаследованы и в большинстве случаев глубоко врезаны, а значит могли начать формироваться задолго до максимума последнего оледенения. Ввиду этого значительная часть горного бассейна оказалась непокрытой сетью скважин. В большинстве случаев пробуренные нами скважины расположены в больших палеоруслуах рек, имеющих широкие днища долин или участки с расширенным днищем, либо рек, стекающих не из горной части бассейна.

Быстрый Танып — крайний их крупных нижних притоков Белой. Бассейн реки расположен в равнинной зоне. Сама река имеет широкую пойму и сравнительно узкое русло с небольшим по ширине поясом меандрирования. Большие палеоруслу расположены в низовьях на границе поймы и первой надпойменной террасы (врезаны в неё — рис. 70). Пробурено две скважины в соседних палеоруслу, в обоих кровля русловой фации аллювия большого палеоруслу расположена глубоко (9 и 11 м). До этих глубин расположена фация заиления (суглинки и торф). Ниже в обоих палеоруслу — маломощная (1–2 м) русловая фация, видимо, оставленная палеоруслу меньшей генерации (для большого палеоруслу она расположена слишком мелко), которая подстилается суглинками опесчаненными или переслаиваниями с суглинком (рис. 71). Русловая фация больших палеорусел представлена песками разнородными с примесью гравия мощностью 3–4 и более (одна из скважин не прошла её полностью) метров.

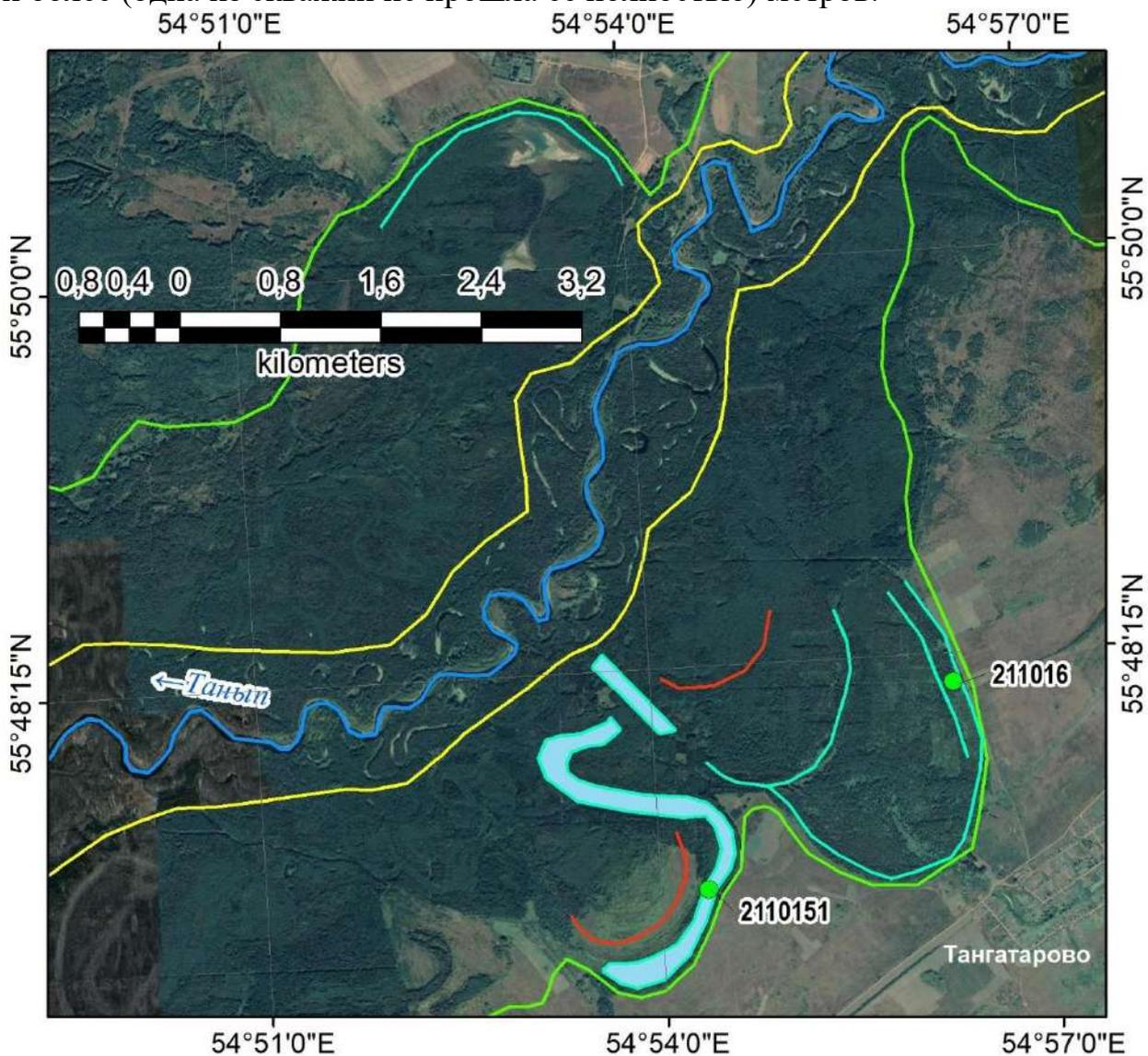


Рис. 70. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслу реки Быстрый Танып (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 54

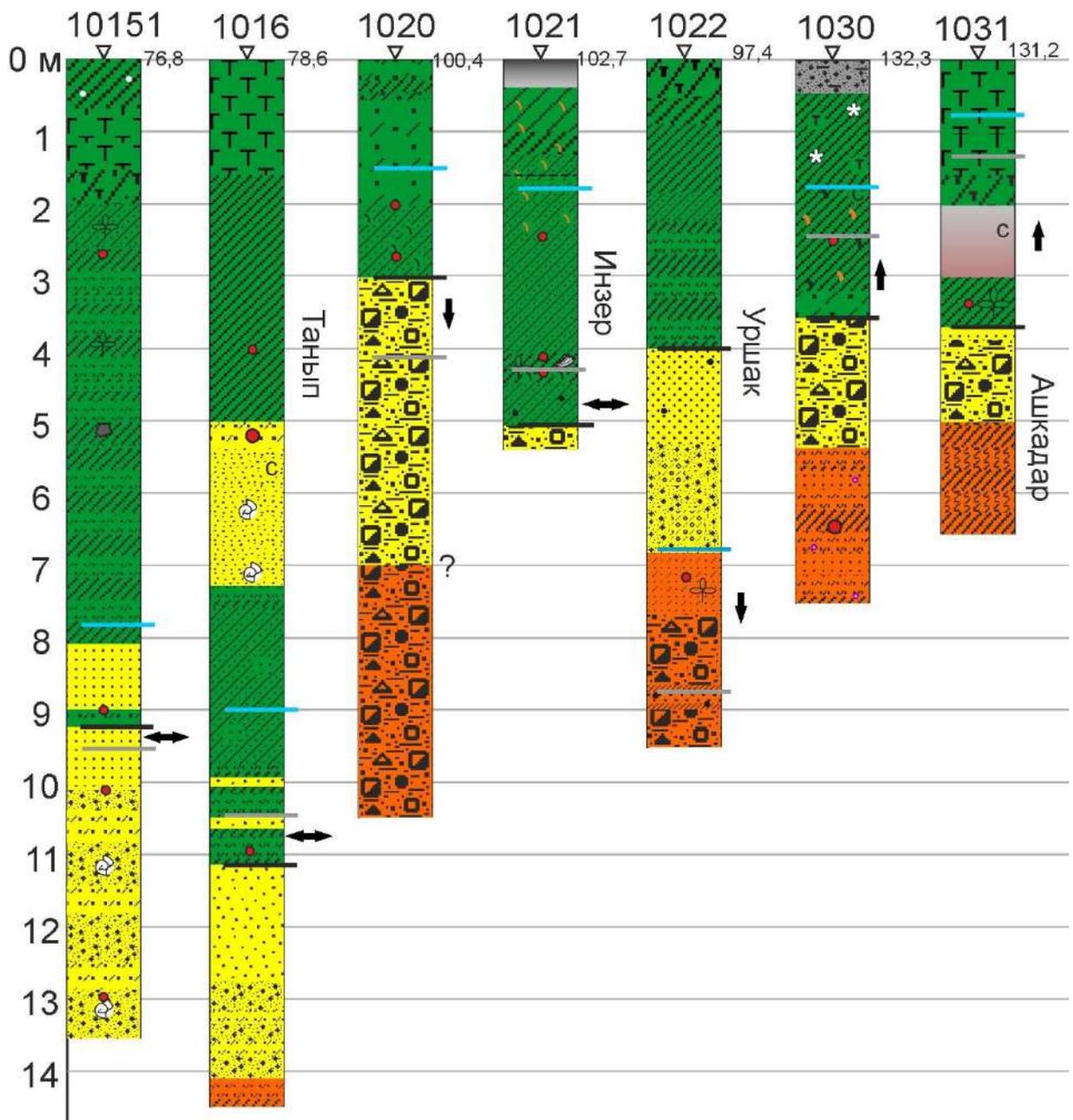


Рис. 71. Скважины в бассейне р. Белой (кроме Дёмы). Условные обозначения — на рис. 43

Уршак — тоже равнинный приток Белой, течёт с юга на север субпараллельно Дёме (см. ниже) и впадает в Белую в районе Уфы. Бассейн реки небольшой, пойма широкая, особенно в низовьях, современный пояс меандрирования включает в себя незатронутые «острова», где сохранились большие палеоруслу. Пробурено одно большое палеорусло, врезанное в борт долины (рис. 72). До глубины 4 м скважина представлена в основном суглинками, ниже идёт крупный песок, переходящий в гравийные пески, подстилающиеся песком суглинистым (рис. 71). Кровля современной русловой фации аллювия находится глубже древней на 4,7 м. Отобран образец из руслового аллювия на минералогический анализ; последний показал, что аллювий представлен в основном средним-крупным песком средней окатанности, в котором преобладают минералы гранат, эпидот, гематит, эпидот, а также обломки раковин. Преобладание тяжёлых

минералов, небольшое содержание обломков раковин, а также гранулометрический состав подтверждают, что данный слой представляет собой русловой аллювий.



Рис. 72. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Уршак (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 54

Инзер впадает в Белую в месте, где она меняет направление с северного на северо-восточное. Бассейн реки полностью горный, днище долины расширяется только в устье. Большие палеорула обнаружены только в районе устья, пробурено две скважины в двух разных палеорулах (рис. 73), при этом они не сильно больше современных излучин (по сравнению с некоторыми, особенно крупными современными — менее, чем в 2 раза). До глубины 3–5 метров аллювий песчано-суглинистый (фация заиления), ниже становится очень грубым (гравий, дресва, щебень, галька, два булыжника) и однородным, толща полностью не пройдена (рис. 72). В нижней толще органика полностью отсутствует. По образцу из скважины 211020 выполнен петрографический анализ, показавший, что обломки из нижнего слоя представлены кварцитами, гранитами и гранитогнейсами, кварцем и полевыми шпатами, реже известняками и доломитами, кремнем и гранатами.

Обнаружены как окатанные, так и неокатанные обломки. Таким образом, основным источником поступления материала были магматические породы Урала, в меньшей степени — местный материал. Следовательно, крупные обломки переносились на большие расстояния (от магматических пород Урала до места обнаружения больших палеорусел — не менее 100 км), что может сделать только достаточно мощный поток. В совокупности с тем фактом, что эти два палеорусла обнаружены за пределами современного пояса меандрирования, это подтверждает, что палеорусла сформированы в эпоху мощного стока, несмотря на свой размер.

6°33'0"E

56°36'0"E

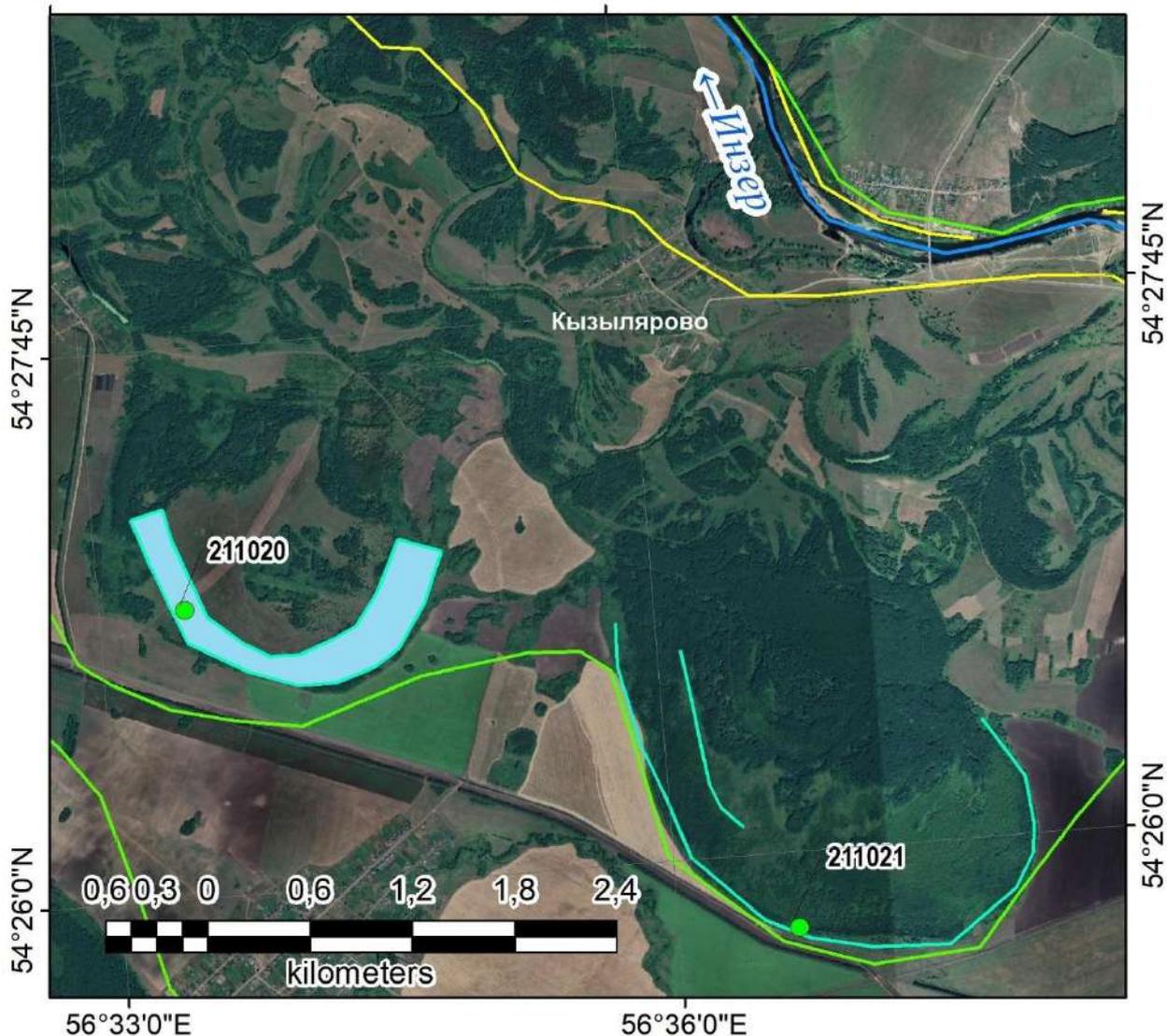


Рис. 73. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Инзер (Google Maps). Условные обозначения — на рис. 41

Ашкадар впадает в Белую в районе Стерлитамака под острым углом, незадолго после того, как Белая резко меняет направление с южного на северное. Современная река прижата к правому борту, левый расположен довольно далеко от русла (рис. 74). Современный пояс меандрирования не выделяется, так как река, видимо, ещё в недавнем прошлом образовывала пойменную многорукавность или затрагивала своим течением разные части поймы (хотя в целом он, как и река, прижат к правому борту долины). В

самых низовьях у рек общая пойма, где встречаются как палеоруслу Белой, так и Ашкадара. Пробурено два палеоруслу, скважины вскрыли: суглинок и торф (до 3,5 м), гравийно-галечный материал, ниже — переслаивание суглинков и глинистых песков/алевроитов (ниже 5 м). Кровля современного аллювия находится выше древнего на 1–2 м (рис. 71).

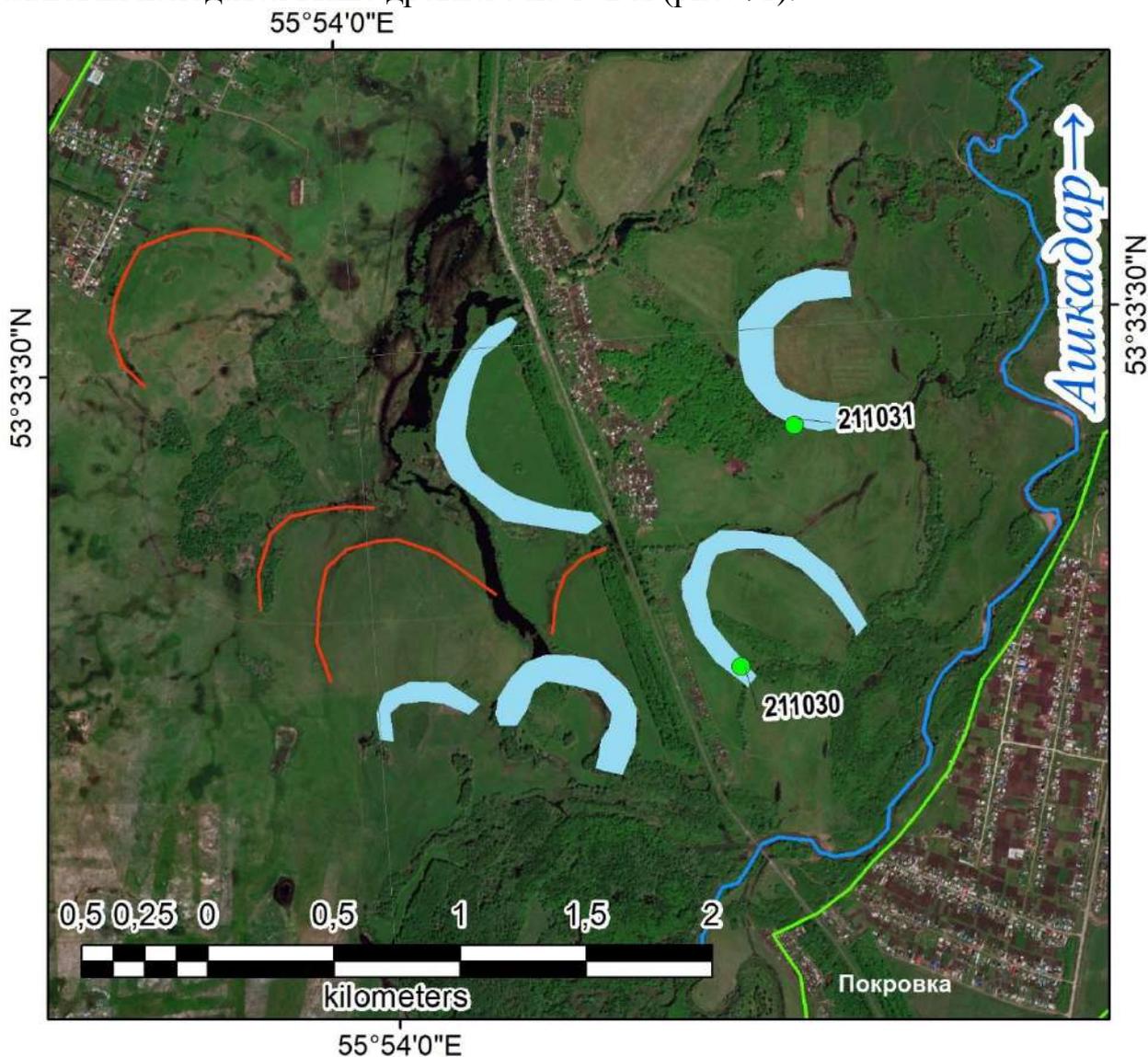
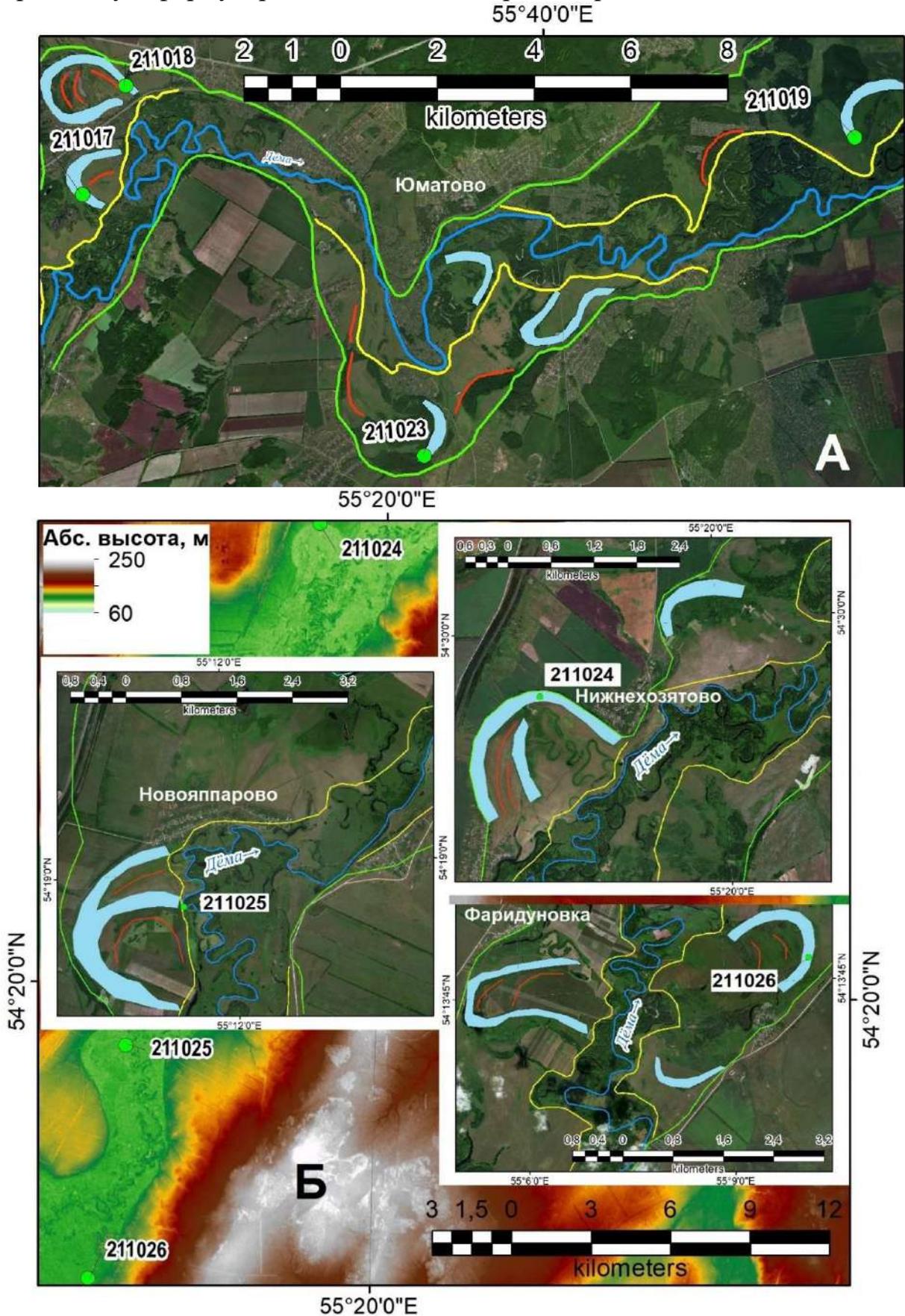


Рис. 74. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслу реки Ашкадар (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Наиболее детально изучены большие палеоруслу реки Дёмы — левого притока Белой, расположенного в зоне лесостепей. Большие палеоруслу расположены здесь на протяжении почти всей долины начиная с её верхних частей и вплоть до устья. Долина реки сильно залесена, нередко макроизлучины сплошь покрыты лесной растительностью, что хорошо подчёркивает их формы (рис. 75). Как и у Уршака, современный пояс меандрирования в низовьях образует острова, внутри которых сохранились большие палеоруслу. Параметры макроизлучин изучены на почти всём протяжении течения реки (кроме самых верховий). Шаг макроизлучин меняется достаточно закономерно (примерно 880–920–1025 метров в верховьях, среднем и нижнем течении соответственно), а вот ширина — в

меньшей степени (ок. 150–150–185 м), что, впрочем, характерно и для современной реки (ок. 45–43–48 м). Древние излучины имеют достаточно правильную форму с равными шагом и стрелой прогиба.



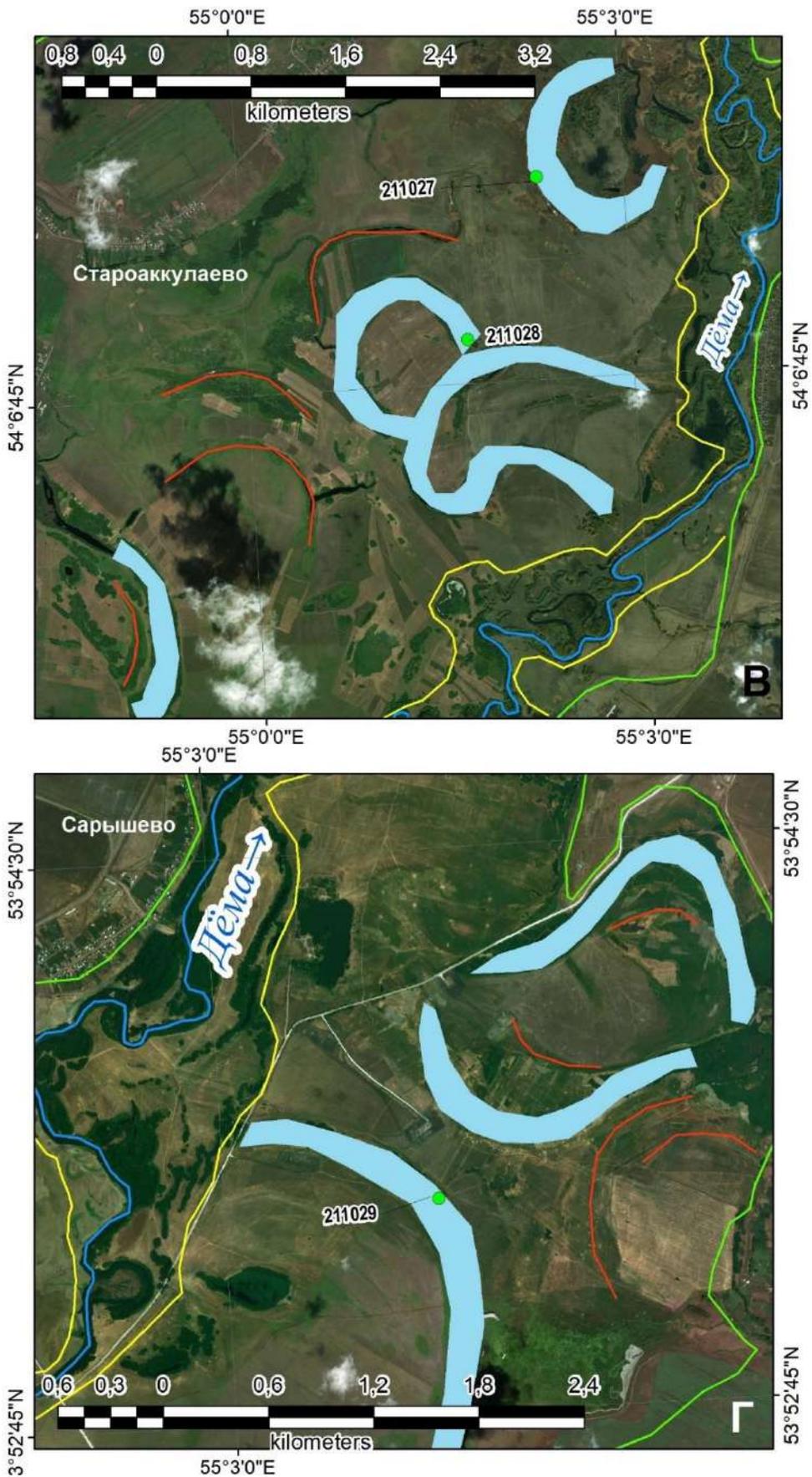


Рис. 75. Геоморфологические схемы участков с большими палеоруслуами реки Дёмы (Bing, от низовий к верховьям). Условные обозначения — на рис. 54. А — около Юматово, Б — около Нижнехозятово, Новояппарово, Фаридуновки, В — около Староаккулаево, Г — около Сарышево.

Пробуренные большие палеоруслу имеют мало общего в плане геологического строения — мощности фаций меняются незакономерно и неодинаково, как и гранулометрический состав. В целом русловая фация грубая, представлена песками с гравием и иногда — галькой, редко с прослоями или примесью суглинка. Её мощность от 1,5–2 метров (скважины 211018, 23, 19, 26 и 27) до 3–4 м (скважины 211024, 25 и 29). Фация заиления, как и везде, представлена суглинками, торфянистыми суглинками, реже супесями и песком. Часто в ней встречаются обломки пресноводных раковин или целые экземпляры. Ещё меньше закономерностей в полстилающем древнем аллювии — он может быть как суглинистым, так и песчаным крупнообломочным. Одна из немногих общих закономерностей — кровля древней русловой фации повсеместно ниже кровли современного аллювия, но и эта закономерность не меняется равномерно по течению реки (рис. 76).

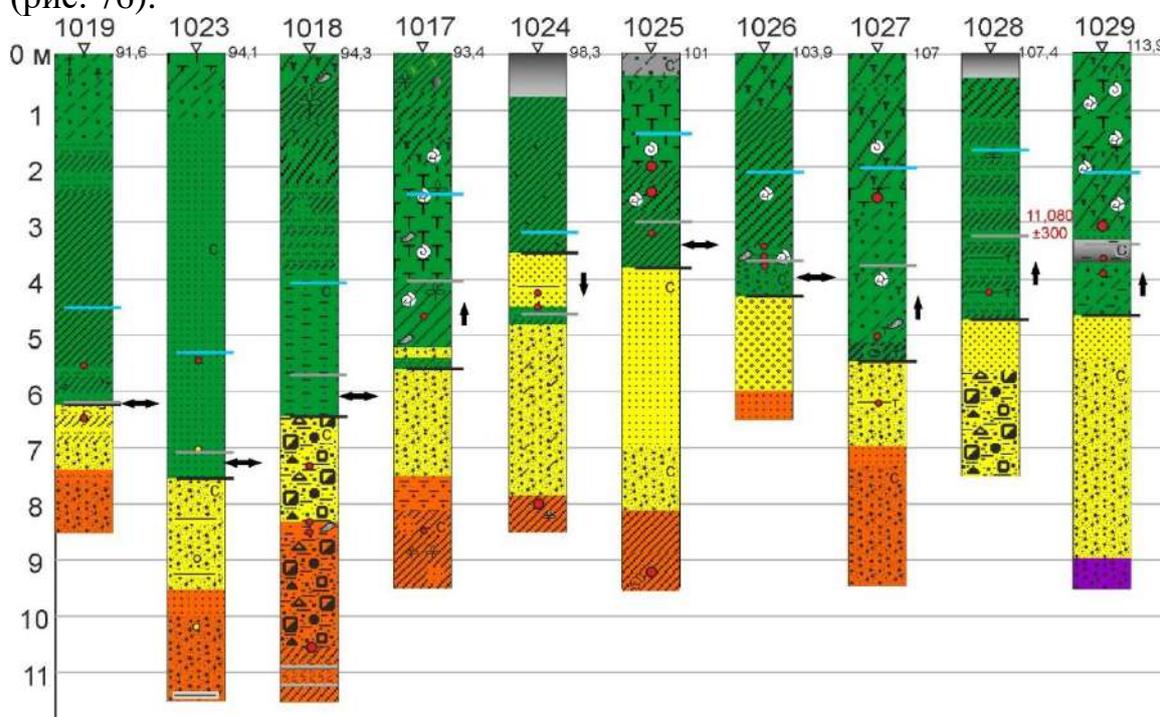


Рис. 76. Скважины в бассейне р. Дёмы. Условные обозначения — на рис. 43

Одна из пробуренных макроизлучин Дёмы, в верхнем течении (скв. 211029), имеет следующее строение: фации пойменная и заиления (до 3,5 м — торф и суглинки), русловой песок до 5,5 м и затем базальная фация. Из низов фации заиления (глубина 3 м) получена дата — образцу примерно 11 тыс. кал. лет (LU-10542, табл. 5). По скважине 211023 получены результаты минералогического анализа, выполненно для двух образцов — с глубины 5–5,5 м (мелкие–средние пески, фация заиления) и с глубины 11 м (древний аллювий). В первом образце во фракции среднего песка (окатанность крайне неравномерная) треть пробы занимают обломки раковин, четверть — кварцит, пятая часть — обломки сильно выветрелого граната, остальное — амфибол, гематит, магнетит, эпидот, циркон, единичны — титаномагнетит, лимонит и флогопит. В мелком песке (средняя окатанность) больше обломков выветрелого граната (почти половина), остальные минералы

примерно те же самые. Хотя присутствуют довольно тяжёлые минералы (циркон, титаномагнетит), в общем и целом песок некрупный, а тяжёлые минералы единичны, в основном это обломки раковин и кварцит, а гранат сильно выветрен (вероятно, многократно переотложен), что позволяет отнести слой к фации заиления. В нижнем образце (средний–грубый песок,) во фракции мелкого песка окатанность плохая, преобладают гранат, эпидот, амфибол, гематит, магнетит, циркон, пироксен и обломки раковин, единичный флагопит. Здесь преобладает грубый песок, обломков раковин мало (истёрты), гранат не выветрен, но из-за большой глубины слой отнесён к древнему аллювию.

В бассейне Ижа, который впадает в нижнюю Каму (точнее, сейчас уже в Нижнекамское водохранилище), наблюдается большое количество макроизлучин (в основном разрозненных). Долина реки здесь довольно широкая (до 5 км), пойма подтоплена водами водохранилища и залесена. Река примыкает то к одному, то к другому борту долины, пойма в основном односторонняя (рис. 77). Пробурено 2 скважины в районе Агрыза (нижнее течение). Из скважины 20910 отобрано 2 образца аллювия из переслаиваний песка и суглинка на глубине около 3 м. Верхний из них имеет запредельный возраст (более 44 тыс. кал. лет назад, IGAN AMS 9677), второй, расположенный ниже — около 14,5 тыс. кал. лет назад (IGAN AMS 9678, табл. 5). По всей видимости, верхний образец состоял из переотложенной более древней органики. Тем не менее, толща является проблемной — не удаётся чётко идентифицировать, являются ли эти переслаивания низом фации заиления или кровлей русловой фации. Поскольку ниже идёт чёткая русловая фация (средние пески, ниже — гравелистые пески), толща отнесена к подошве фации заиления, однако вполне возможно, что в это время русло функционировало при более низких расходах воды. Подстилается русловая фация тонкими песками и переслаиваниями (рис. 78).

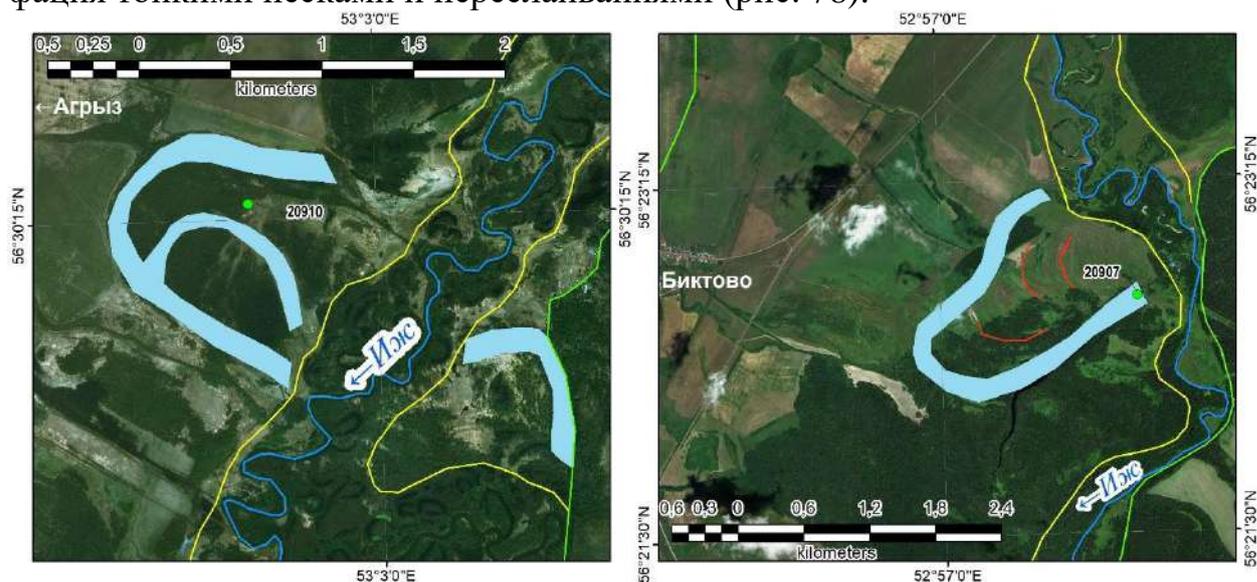


Рис. 77. Геоморфологические схемы участков с большими палеоруслуями реки Иж (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

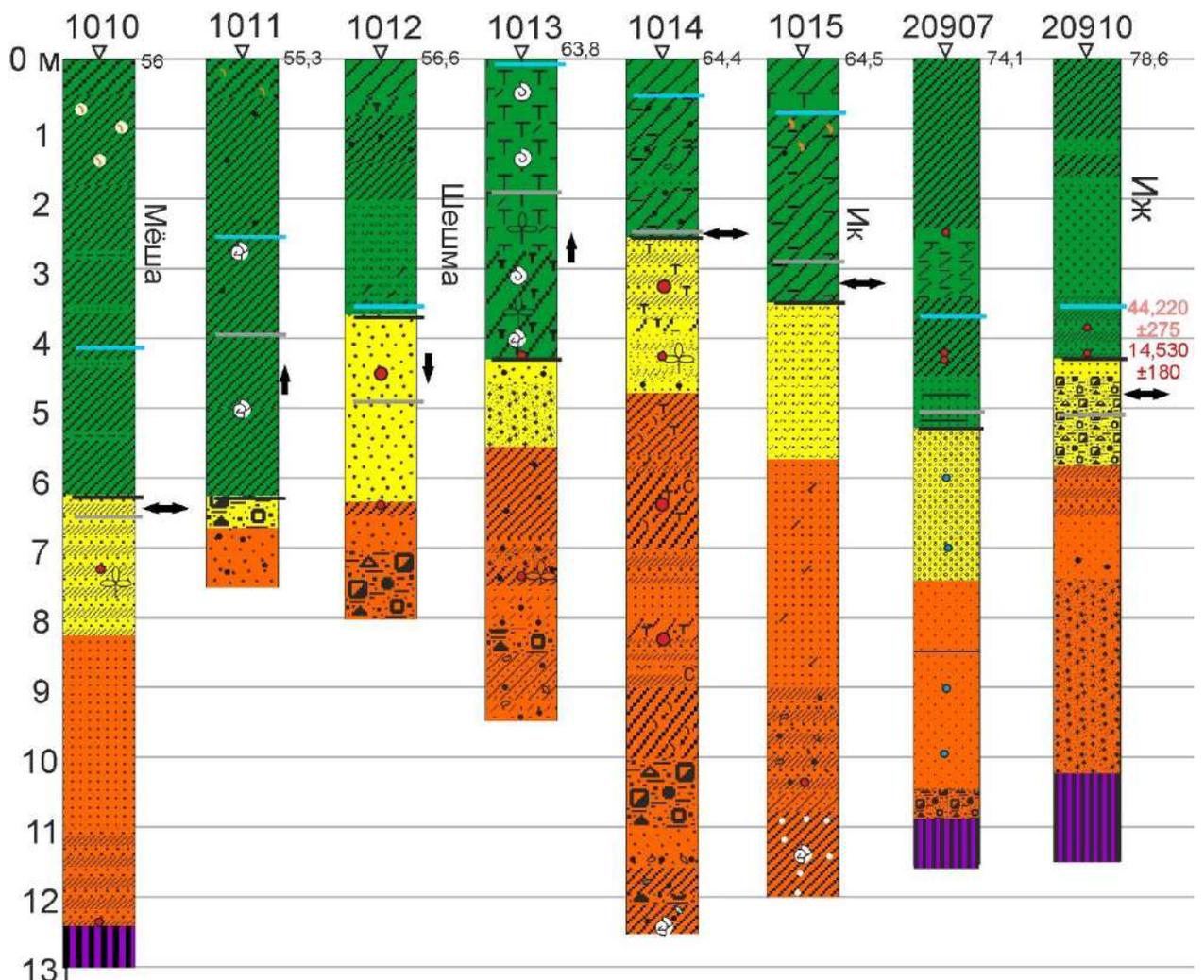


Рис. 78. Скважины в бассейне нижней Камы (кроме бассейна Вятки). Условные обозначения — на рис. 43

Ик — крупный левый приток нижней Камы, впадающий почти напротив Ижа. Река имеет много общего с Дёмой — у них соседние бассейны сопоставимого размера, много больших палеорусел, общее направление течения. У Ика тоже широкая пойма, в особенности в устьевой зоне, наблюдается несколько генераций палеорусел (как макроизлучин, так и микроизлучин), при этом ширина пояса меандрирования сравнительно небольшая (рис. 79). Пробурено 3 скважины в трёх соседних больших палеоруслах около Тюково. Фация заиления представлена торфянистым суглинком (2,5–4 м), фация заиления — разнозернистыми песками (в 211015 — глинистыми) мощностью 1–2,5 м (рис. 78).

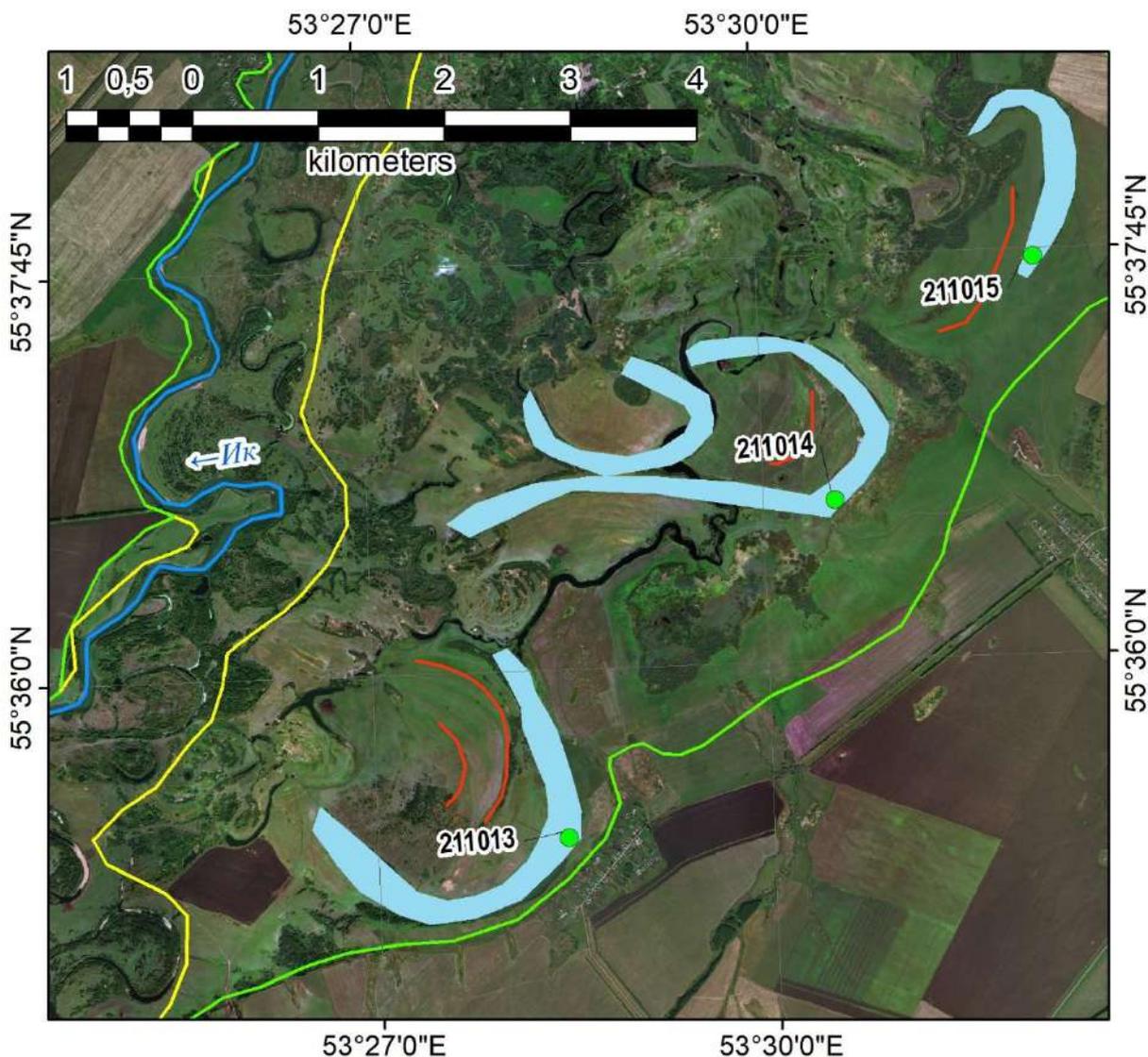


Рис. 79. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Ик (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Шешма — ещё один левый приток нижней Камы. В долине этой реки в пробурено две скважины в среднем течении реки около Горшково, предположительно в одном протяжённом большом палеоруле (рис. 80). Фация заиления (около 4 м) в одной скважине представлена торфом и торфянистым суглинком, во второй — суглинками и супесью. Русловая фация представлена разнородными песками и гравийно-песчаной смесью (рис. 78); её кровля находится ниже кровли современного аллювия.

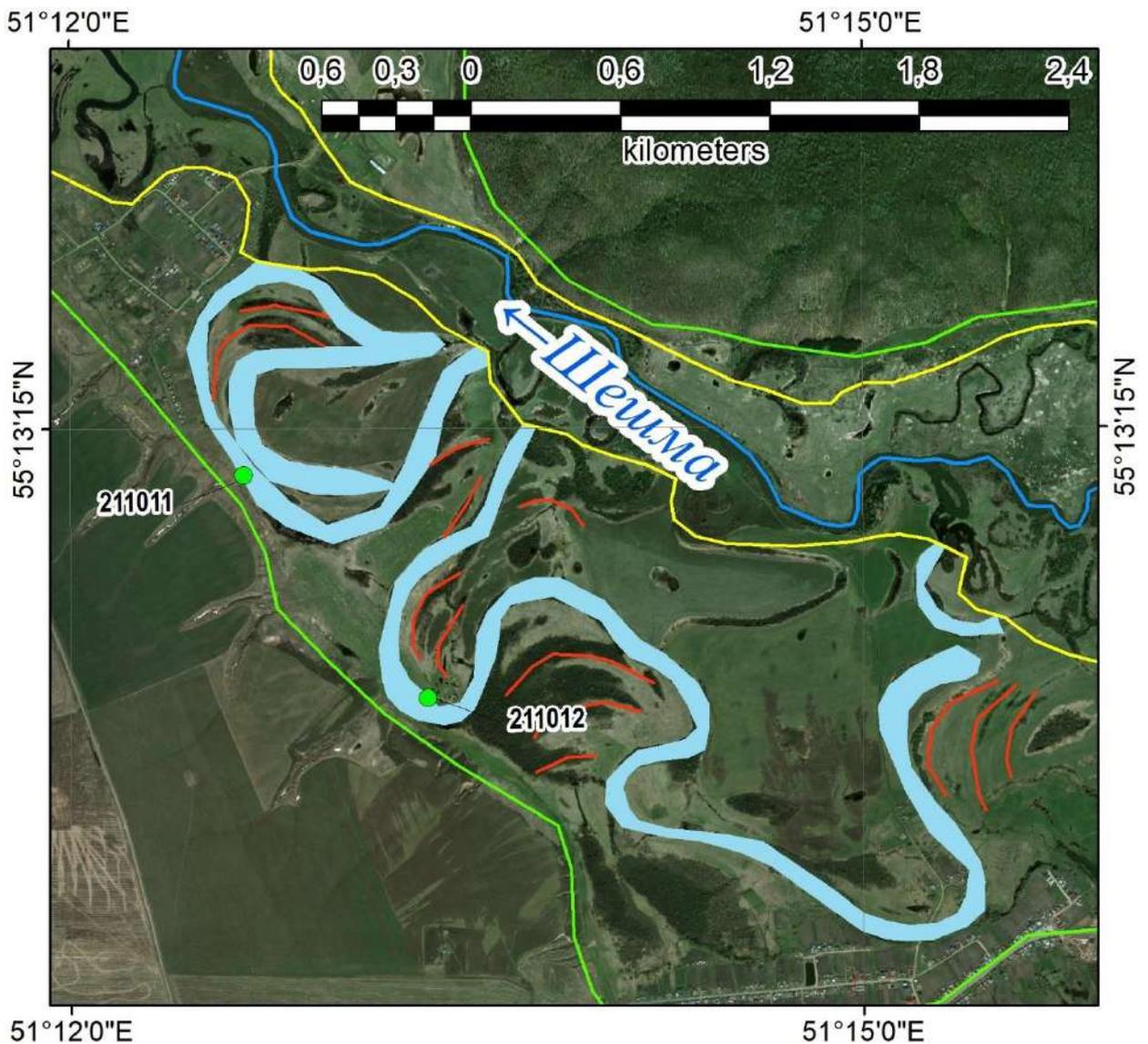


Рис. 80. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Шешмы (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Мёша впадает в Каму (Куйбышевское водохранилище) с севера незадолго до её впадения в Волгу. В долине Мёши тоже много больших палеорусел. Одно из них (в нижнем течении) пробурено одной скважиной предположительно в её плёсе (рис. 81) около села Нармонка. Вскрыта мощная фация заиления (суглинок 6 с лишним метров), русловая фация представлена переслаиваниями песков и суглинков до глубины 8 м, далее идут мелкие пески. Кровли древнего и современного руслового аллювия расположены примерно на одной высоте (рис. 78).

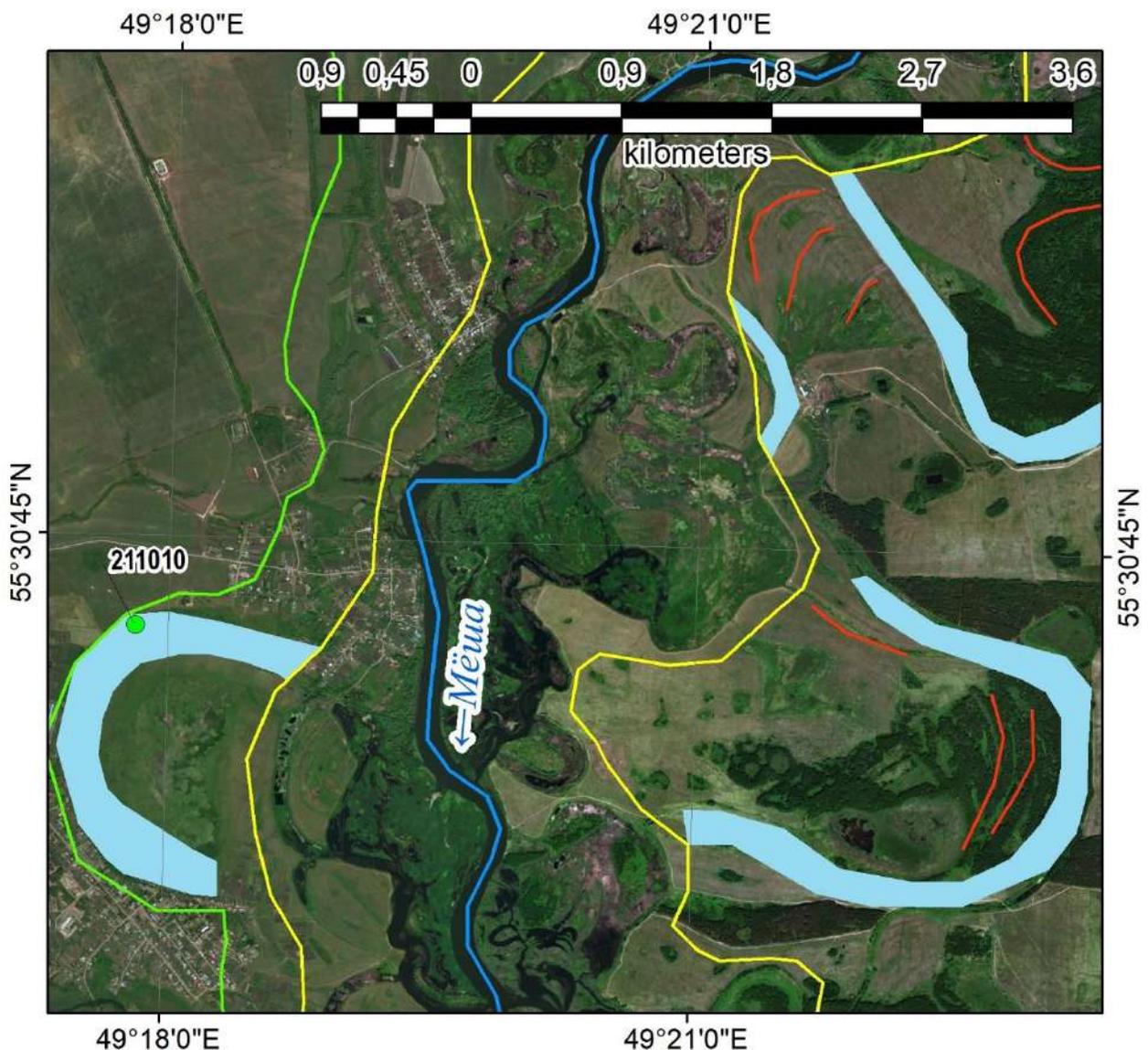


Рис. 81. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Мёши (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Вятка — крупнейший нижний приток Камы и одна из крупнейших рек бассейна Волги. Её долина почти симметрична долине верхней Камы, они обе начинаются на Верхнекамской возвышенности. В долине Вятки пробурено одно большое палеорусло в верховьях и одно — в низовьях. В обоих случаях это унаследованные макроизлучины.

В верховьях Вятки, на отрезке её течения на север, наблюдается протяжённое извилистое русло, занятое современной Вяткой (рис. 82). Современная Вятка извилистая, но шаг её меандров гораздо меньше шага древних. При этом шпоры большого палеоруслу возвышаются на 5–6 метров над уровнем русла, должны затапливаться, а значит, этот рельеф сформирован относительно недавно (за последние несколько тысяч лет). Скважина расположена на шпоре излучины, недалеко от русла и посёлка Песковка. Почти до 6 метров идут суглинки, затем маломощная русловая фация (песок с гравием, всего несколько сантиметров), ниже — алевритистый суглинок (рис. 83). Возможно, русловая фация пройдена не

полностью, во всяком случае такое крупное русло должно иметь более мощную русловую фацию.

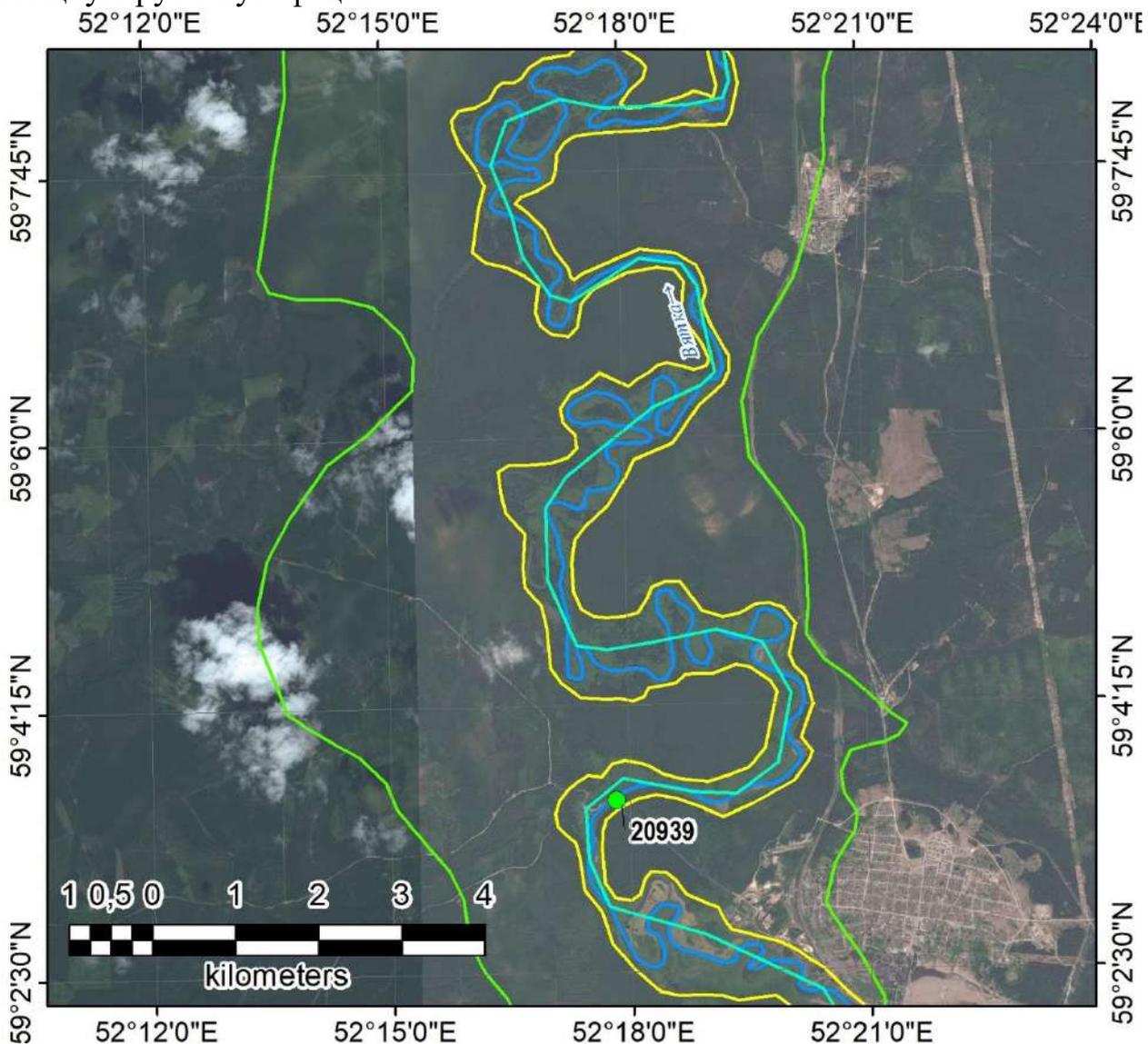


Рис. 82. Геоморфологическая схема участка с большим палеоруслом реки Вятки в верхнем течении (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Вятка в низовьях имеет довольно узкую долину. На одном отрезке реки наблюдается серия больших излучин, часть из них имеет высокую шпору, часть — низкую. Была пробурена одна из низких шпор, возвышающихся над уровнем реки на 3–8 м (понижения и гривы соответственно) около села Приверх. Две скважины заложено недалеко от современного русла, в современном поясе меандрирования, чтобы продатировать время начала осложнения большого русла, ещё одна — в месте, где видно начало формирования макроизлучины (рис. 84). В стенке карьера, заложено в гриве, изучено строение последней (небольшая покрыва из суглинка, переслаивания песков и суглинков — пойменная фация, затем пески с базальным слоем в подошве (фация прируслового вала). В скважинах в современном поясе меандрирования пойменная фация (суглинок, мелкий песок) длится до 2–3,5 м (одна скважина заложена в понижении, осложнённом небольшим внутрипойменным ручьём), русловая фация

представлена гравийным песком и песчано гравийной смесью (мощность — более 5 м). Строение скважины в межгрядном понижении следующее: суглинок и переслаивание песка с суглинком (до 3 м), затем песок, ниже с обильными включениями гравия (рис. 83).

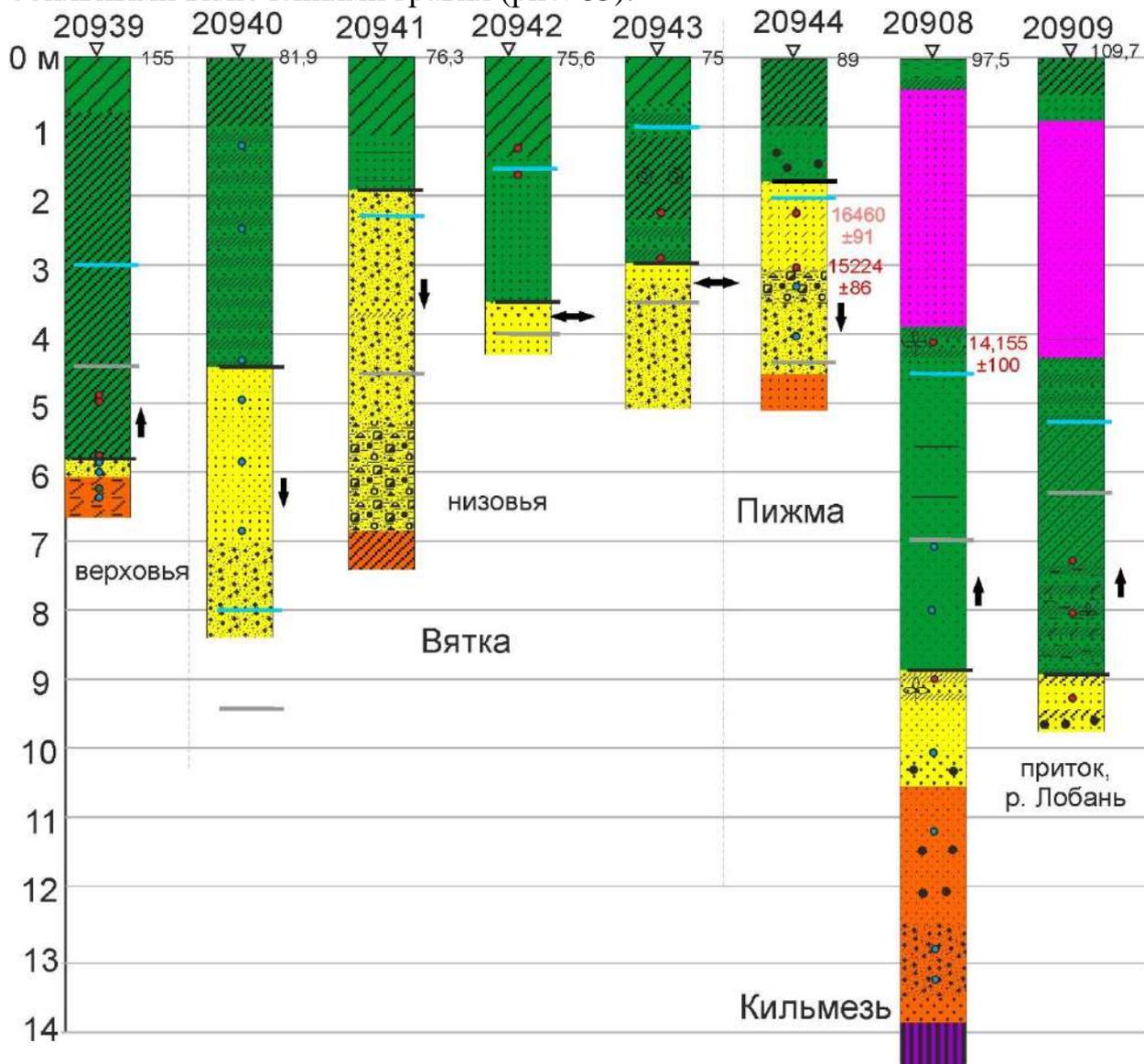


Рис. 83. Скважины в бассейне Вятки. Условные обозначения — на рис. 43

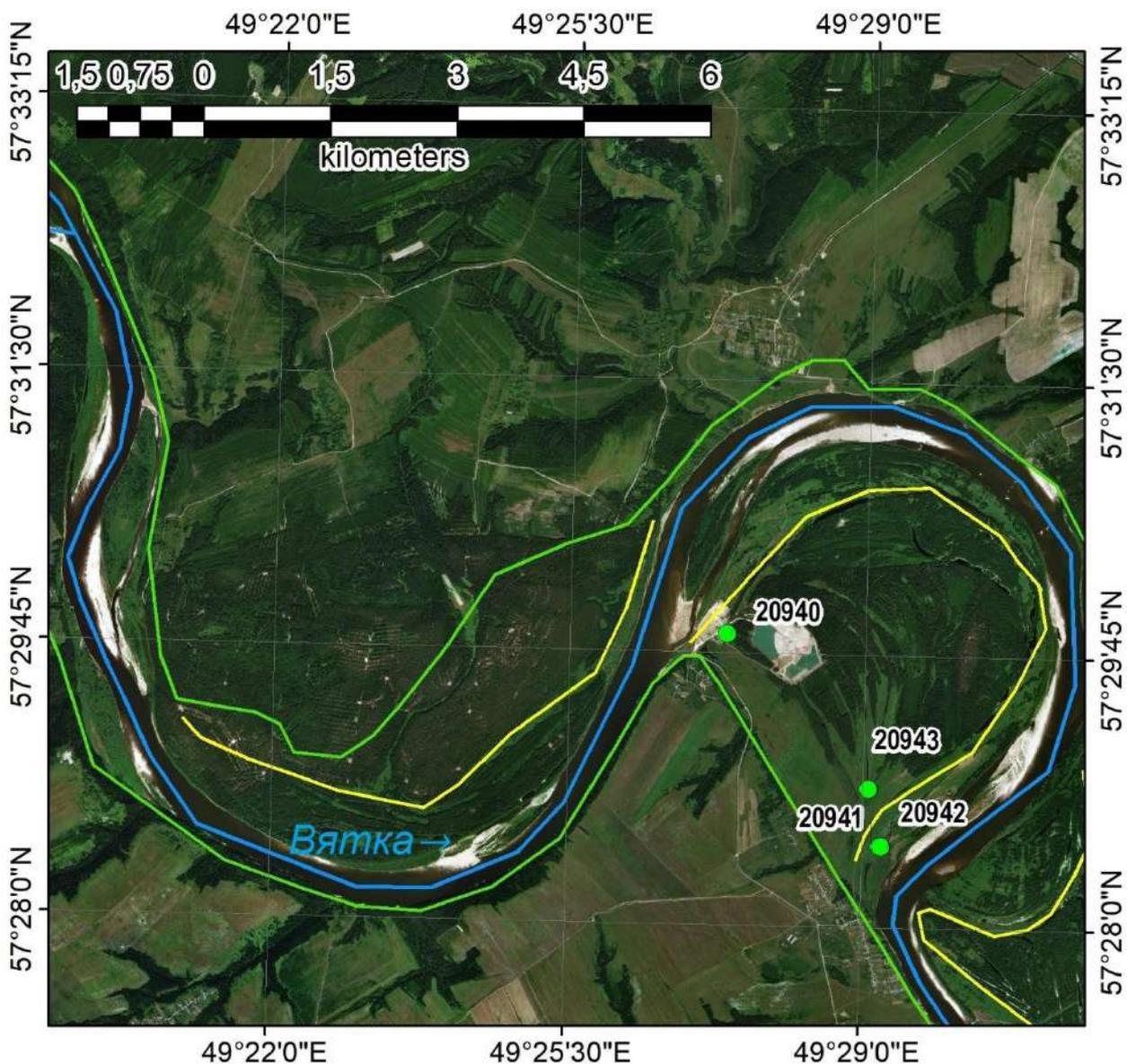


Рис. 84. Геоморфологическая схема участка с большим палеоруслом реки Вятки в нижнем течении (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Пижда — правый приток нижней Вятки. У реки широкая и низкая пойма, сама река обильно меандрирует, частично используется свои палеорусла. Пробурено длинное, хорошо сохранившееся большое палеорусло (у села Липаты), в котором сохранились следы (гривы) стадии мощного речного стока и следы осложнения палеорусла (конец эпохи мощного стока) (рис. 85). В её строении выделяется фация заиления (до 2 м, суглинки), русловая фация (глинистый песок, песчано-гравийная смесь и гравийный песок), древний аллювий (мелкий песок, с 4,5 м) (рис. 83). Получено две даты из руслового аллювия — около 16,5 тыс. кал. лет назад (IGAN AMS 9877) и 15,2 тыс. кал. лет назад (IGAN AMS 9878; табл. 5). Вероятно, верхняя дата является инверсионной (поскольку образец взят с глубины 2,9 м и маловероятно, что уже на такой глубине находится русловой аллювий большого палеорусла).

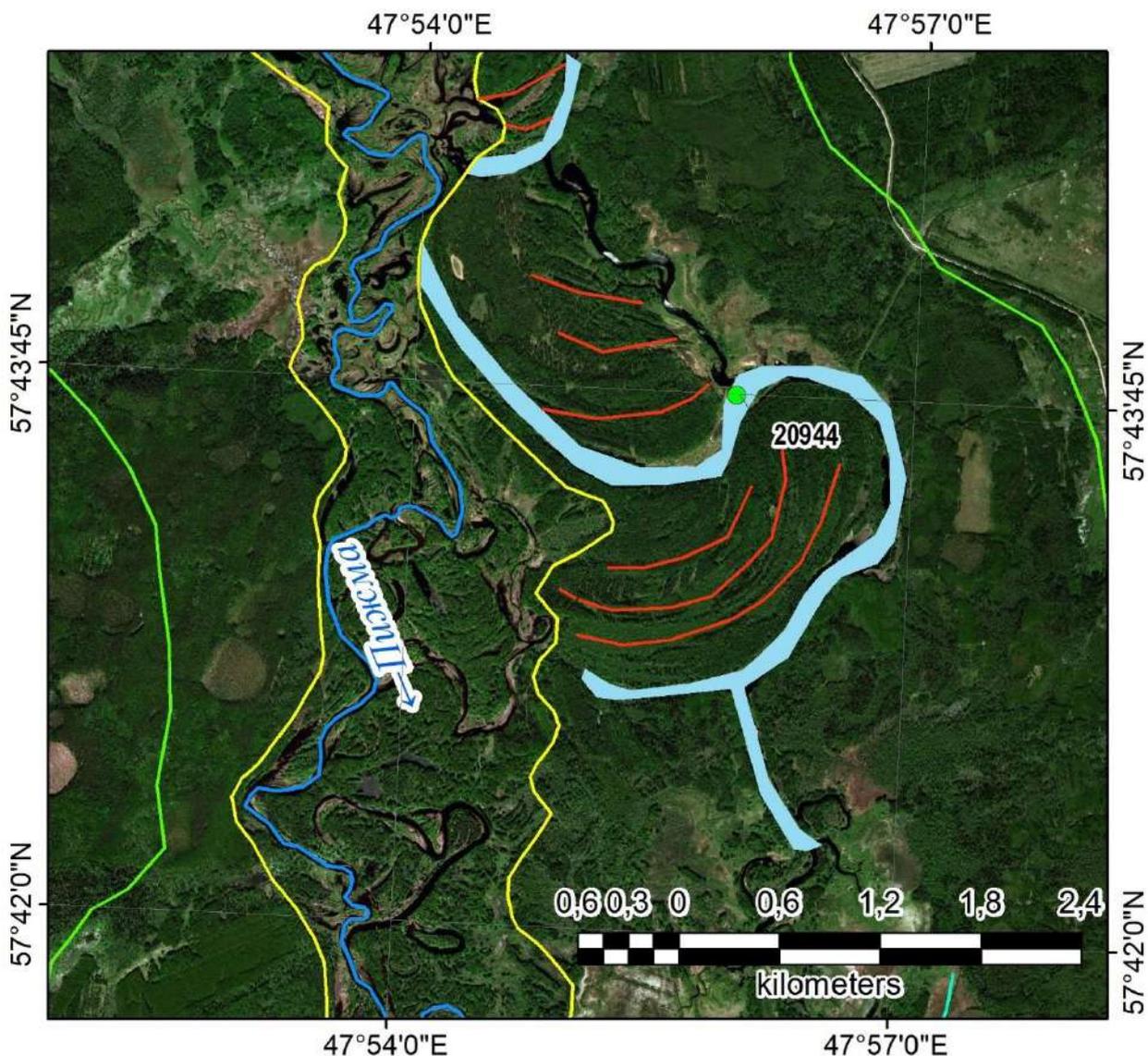


Рис. 85. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Пижмы (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Кильмезь (левый и самый крупный нижний приток Вятки) имеет широкую долину (8–9 км) и залесённую пойму, на ней почти не встречается больших палеорусел. Единственный обнаруженный участок с большими палеоруслами расположен возле посёлка Сюмси (рис. 86). Недалеко от участка расположена крупная песчаная дюна (рис. 87). Наиболее выраженное палеорусло имеет вытянутую продолговатую форму с размытыми очертаниями, расположено в средней части поймы. В его строении выделяется пойменная фация (суглинок, алевроит, верхние полметра), эоловые отложения (мелкий песок), маломощное переслаивание песков и суглинков, тонкий песок (фация заиления), снова переслаивание и тонкий песок с включениями гравия, переходящий в крупный (рис. 83). Из верхних переслаиваний получена дата около 14,1 тыс. кал. лет (IGAN AMS 9673, табл. 5). Эта дата должна означать время заиления большого палеорусла.

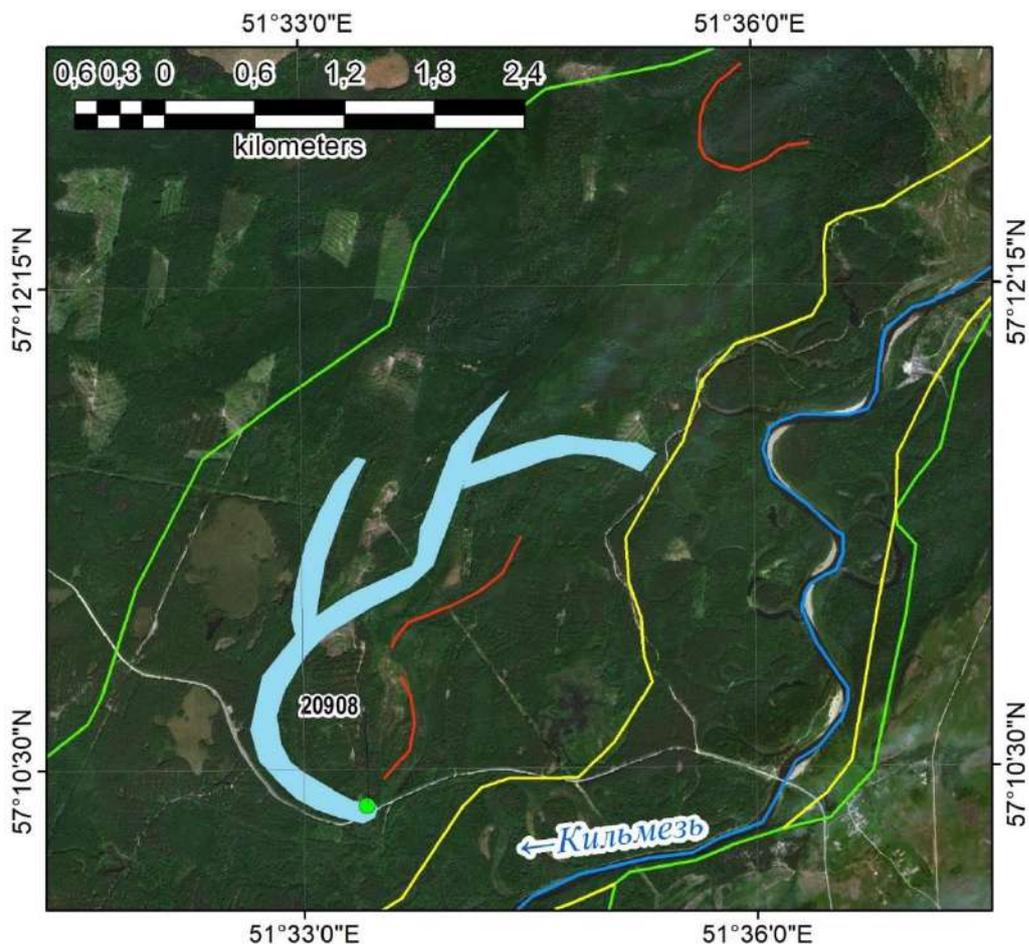


Рис. 86. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Кильмезь (Bing). Условные обозначения — на рис. 54



Рис. 87. Дюна на пойме реки Кильмезь (ESRI). Линиями подчёркнуты вершины дюн

Река Лобань — приток Кильмезь в её нижнем течении. У Лобани есть палеоруслу на разных отрезках течения. Нами изучено одно большое палеоруслу в месте слияния с рекой Керзёй. Макроизлучина имеет гигантские размеры — в несколько десятков раз больше современных излучин (рис. 88). Вероятно, это аномальная излучина, которая могла сформироваться в любое время, а оформленная в недавнюю геологическую эпоху (поскольку русло явно выражено в ландшафте). Её строение похоже на строение большого палеоруслу Кильмезь — также выделяются пойменная фация, эоловые пески, фация заиления и русловая (рис. 83).

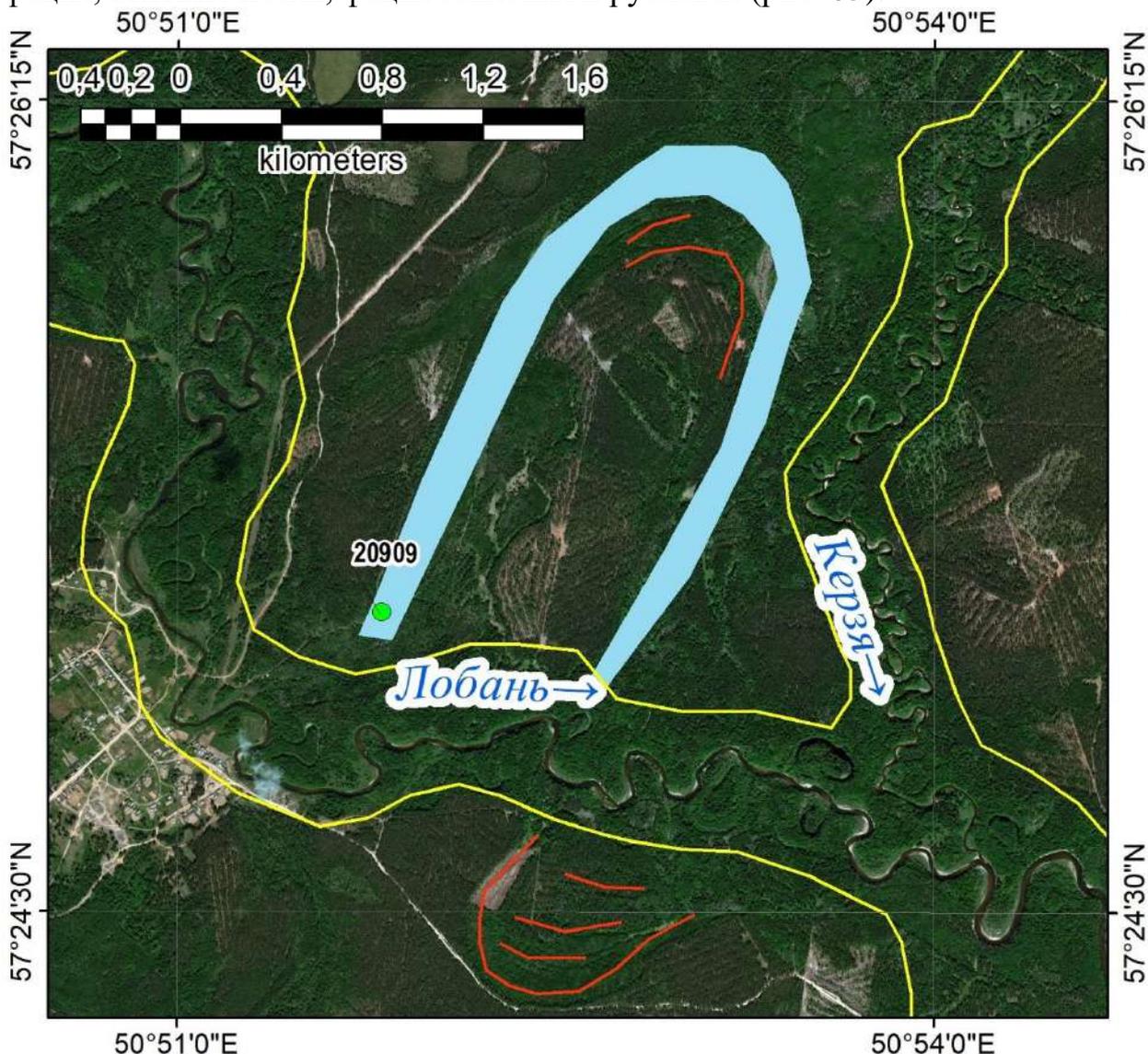


Рис. 88. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Лобань (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

#### 4.5. Бассейн нижней Волги

В бассейне нижней Волги пробурены скважины практически в каждой крупной долине (рис. 89). Кроме того, скважины пробурены в долинах Большого и Малого Узеней, которые сейчас текут в бессточную область Северного Прикаспия, но в поздневалдайское время, наряду с Большим Иргизом, Ерусланом и Терешкой (ныне притоки Волги) впадали в

хвалынский бассейн (который достигал на севере устьев Самары и Сока в стадии +22 м).

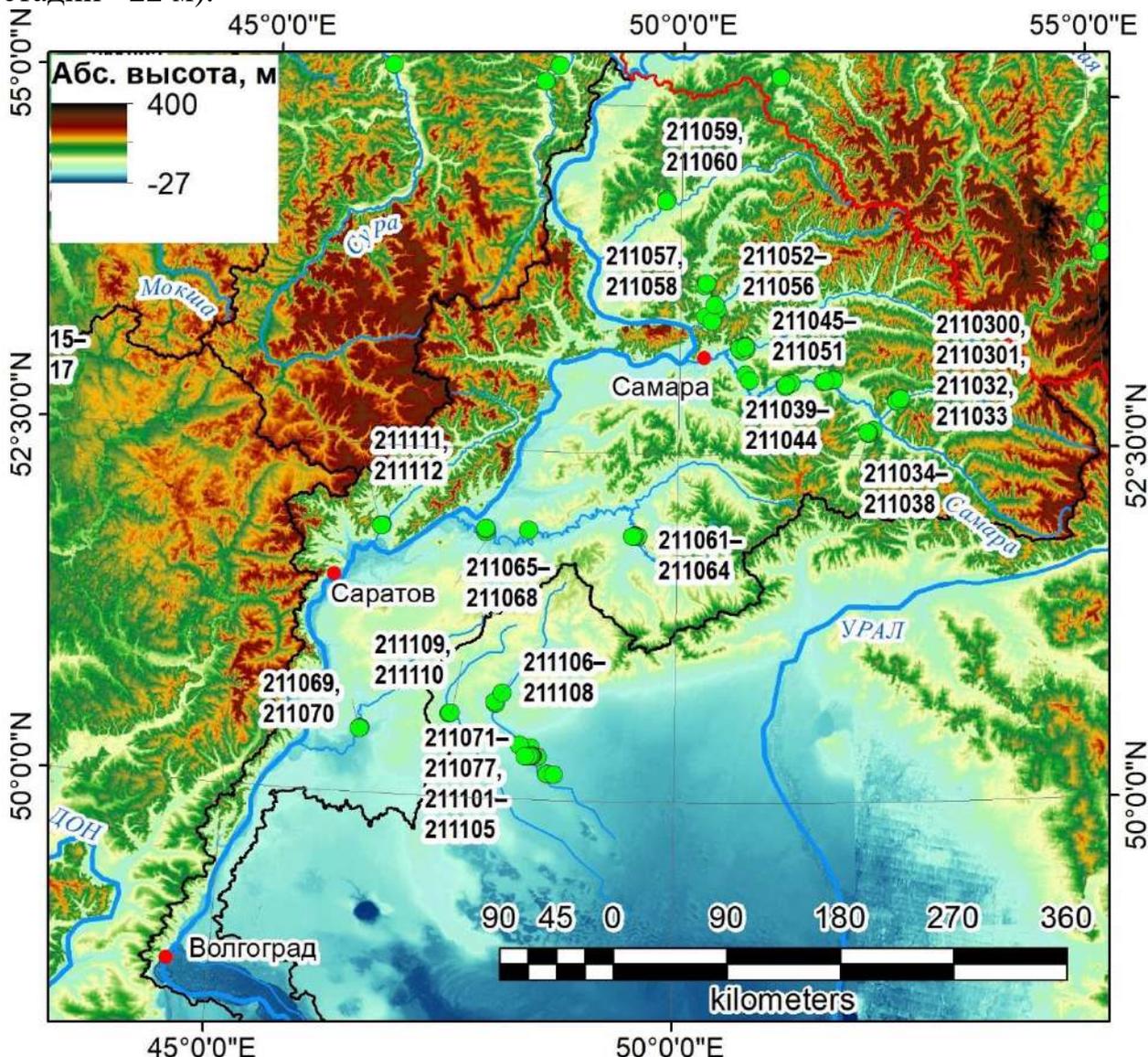


Рис. 89. Скважины в бассейне нижней Волги (ALOS 3D, GTOPO30)

Река Большой Черемшан — самый северный приток нижней Волги, имеет сравнительно широкую пойму (примерно как у реки Самары, бассейн которой в 2 раза больше). У Черемшана пойма сильно залесена, большие палеоруслу располагаются на правой части поймы за пределами современного пояса меандрирования. Последний занимает более половины поймы. Большие палеоруслу встречаются по всей долине; автором изучен участок недалеко от Бригадировки. Большие палеоруслу выделяются ландшафтно, по оттенку лесной растительности (рис. 90). Некоторые из них довольно сильно извилисты, местами имеют заваленную форму, что (возможно) говорит о том, что раньше река несла больше наносов. Скважины заложены в одном палеорусле, в разных его частях, при этом вскрыли разное его строение: одна из скважин попала в пережат, вторая — в плёс. Пойменная фация в обеих скважинах представлена суглинками, торфами и тонкими-мелкими песками (рис. 91). Русловая фация представлена мелкими песками и

гравийно-галечными песками (базальная фация). В скважине 211060 с глубины примерно 6 м из подошвы алевролитистой толщи с редкой оторфованностью взят образец, по которому получена дата около 13,9 тыс. лет (LU-10555; табл. 6). По всей видимости, это низы фации заиления (ниже идут однородные мелкие пески мощностью 1,5 м, ещё ниже — гравийно-галечный базальный слой).

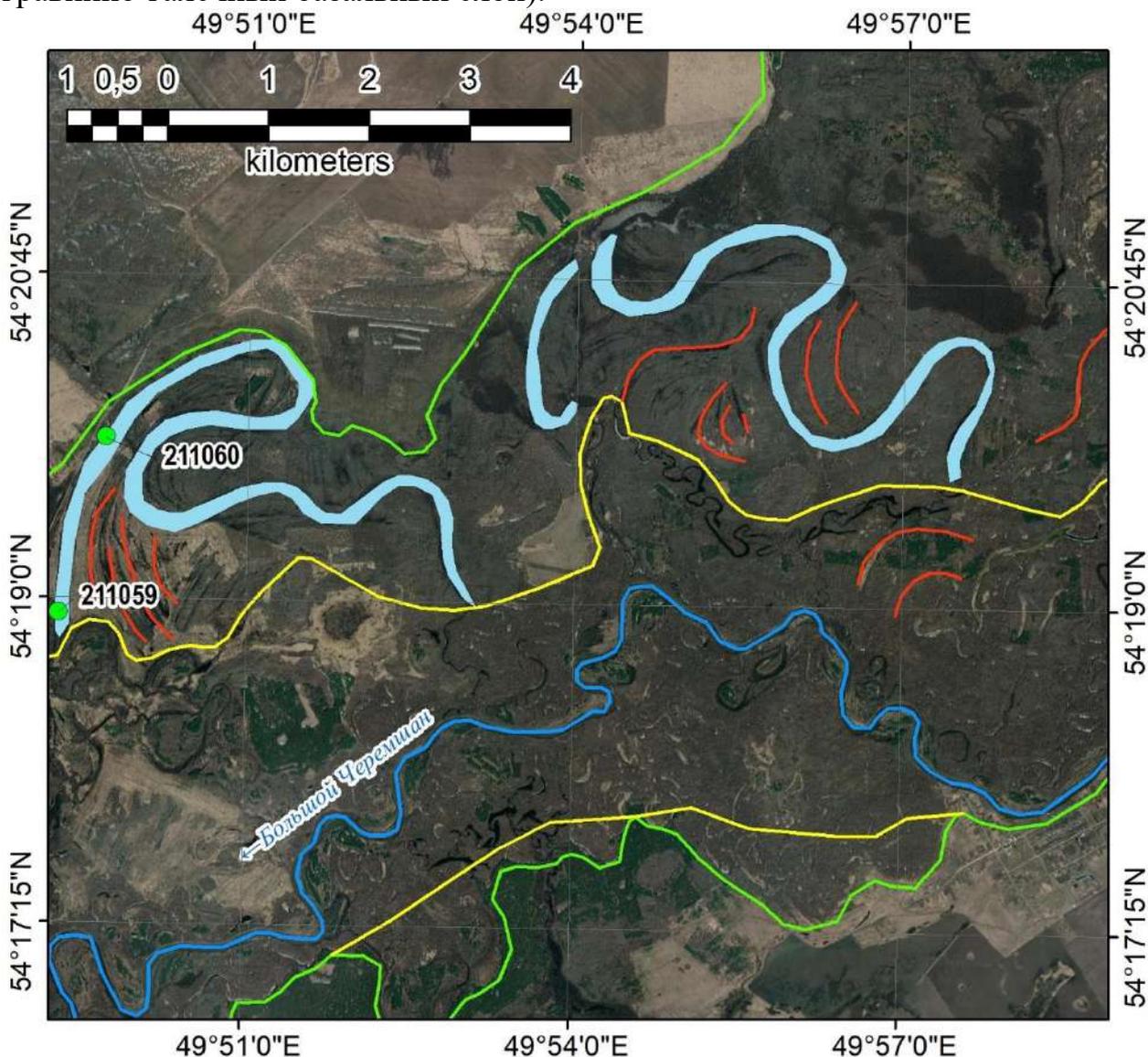


Рис. 90. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Большой Черемшан (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Река Сок впадает в Волгу ниже плотины Куйбышевского водохранилища. Это достаточно крупная река с широкой поймой. У Сока большие палеорусла расположены как на низкой пойме, так и на обезлесенной низкой террасе высотой около 10 м над уровнем реки (низкая пойма имеет высоту 5–7 м) (рис. 92). Большие палеорусла выделяются ландшафтно, по оттенку растительности (влаголюбивой пойменной). Пробурено 5 палеорусел в окрестностях Красного Яра, в том числе 4 в палеоруслах низкой поймы, и 1 — в палеорусле на террасе (скв. 211054).

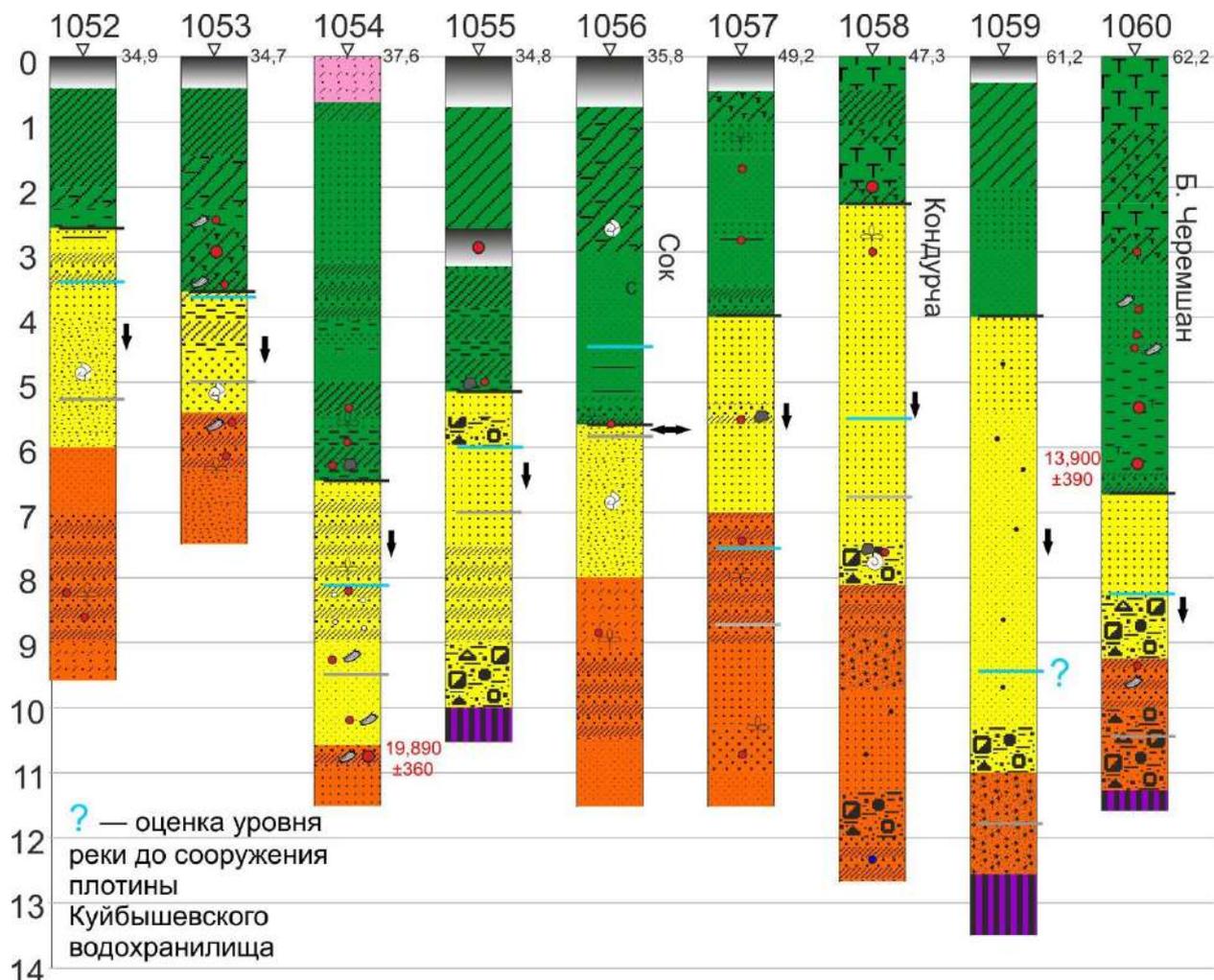


Рис. 91. Скважины в бассейне Б. Черемшана и Сока. Условные обозначения — на рис. 43

Таблица 6. Результаты радиоуглеродного датирования образцов по бассейну нижней Волги

Скважина	Глубина, м	Материал для датирования	Возраст $^{14}\text{C}$ (лет)	Возраст календарный (лет)	Лаб. индекс
211060	6,2-6,6	алеврит оторфованный (ТОС)	11900±270	13900±390	LU-10555
211054	10,8-11	макроостатки в переслаивании песка и суглинка	16450±290	19890±360	LU-10553
2110300	3,35-3,43	торф (ТОС)	8450±130	9410±160	LU-10544
211038	9-9,2	суглинок оторфованный (ТОС)	34380±1430	39300±1500	LU-10547
220601	2,4-2,5	суглинок оторфованный (ТОС)	9790±100	11190±180	LU-10696
	2,7-2,8	суглинок оторфованный (ТОС)	10590±150	12470±230	LU-10697
211041	6,7-6,9	макроостатки в песке	12630±160	14920±330	LU-10550
211046	4,4-4,6	макроостатки в песчанистом суглинке	13000±250	15560±400	LU-10552
211107	9,0	торф в суглинке	13860±230	16800±330	LU-10558
211077	3,3	кость лошади, <i>Equus sp.</i> , в алеврите	13700±130	16600±210	LU-11074

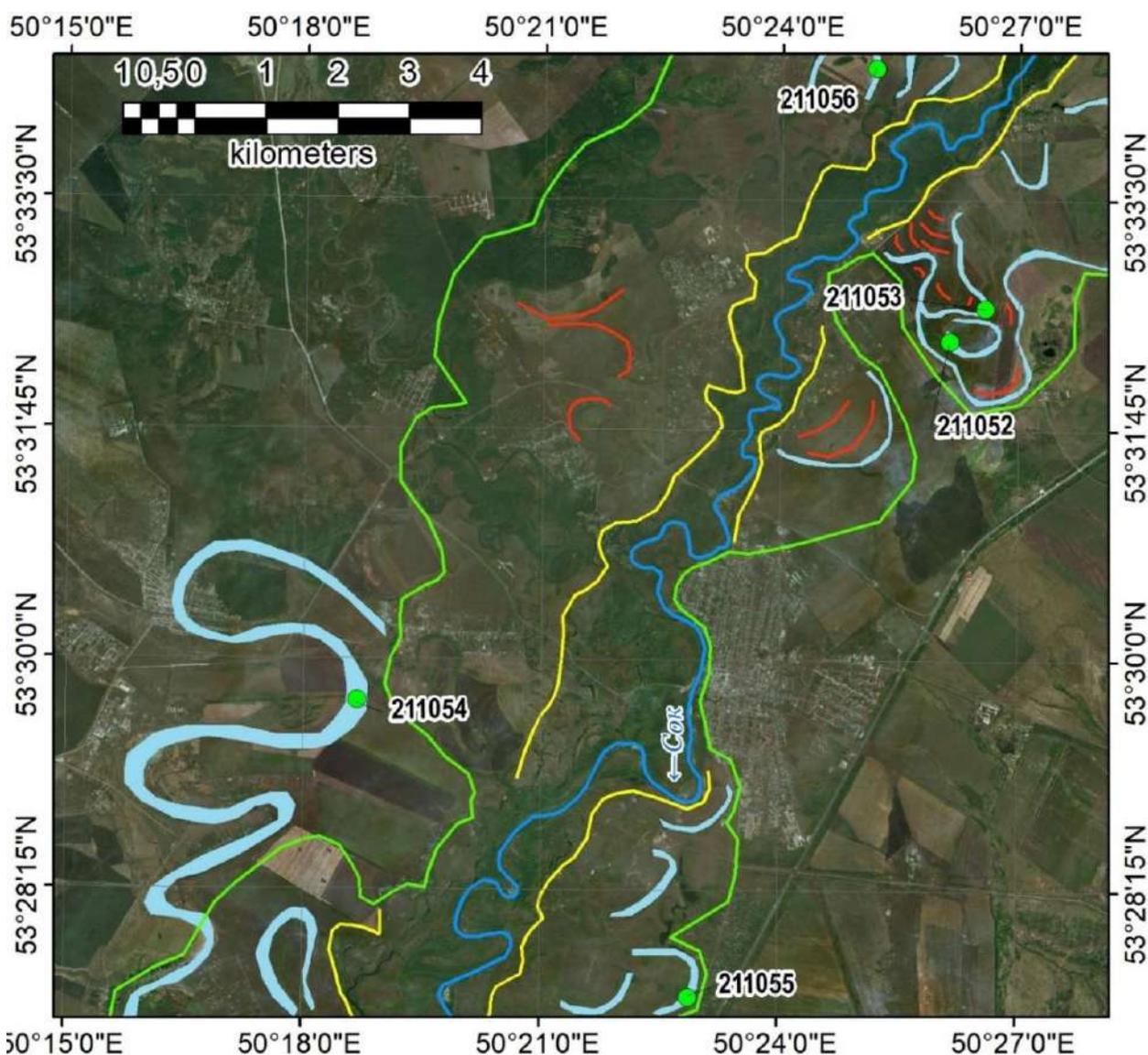


Рис. 92. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуями реки Сок (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Верх заполнения больших палеорусел Сока сложен черноземной почвой с гумусовым слоем мощностью до 0,6 м. Далее идут суглинки, тонкие пески или их переслаивания с суглинком (фацция заиления). Русловая фацция в больших палеоруслуях сложена мелким песком или переслаиваниями песков и суглинков, базальная — разнородным песком или песчано-гравийной смесью. В скважине 211054 автором выделено несколько генераций аллювия, верхняя из которых (до глубины около 10,5 м) состоит из песков и переслаиваний (фацция заиления и русловая). Эта толща почти не содержит органики. Однако с глубины почти 11 м по растительным макроостаткам из переслаиваний песка и суглинка получена радиоуглеродная дата около 19,9 тыс. кал. лет (LU-10553; табл. 6). Датированный слой представляет собой древний аллювий, подстилающий русловую фаццию аллювия макроизлучины, и дата указывает на время, предшествовавшее её образованию.

Кондурча — правый приток Сока на его приустьевом участке. У Кондурчи узкий, залесённый пояс современного меандрирования и широкая пойма (рис. 93). Пробурено два больших палеоруслуа около посёлка

Коммунарского. Русловая фация в обоих сложена песками средними (в одном ниже них идёт базальная фация, представленная песчано-гравийной смесью), ниже — переслаивания песков и суглинков. Фацию заиления и пойменную составляют торфа, суглинки и тонкие пески. Кровля современного аллювия лежит ниже кровли древнего (рис. 91).

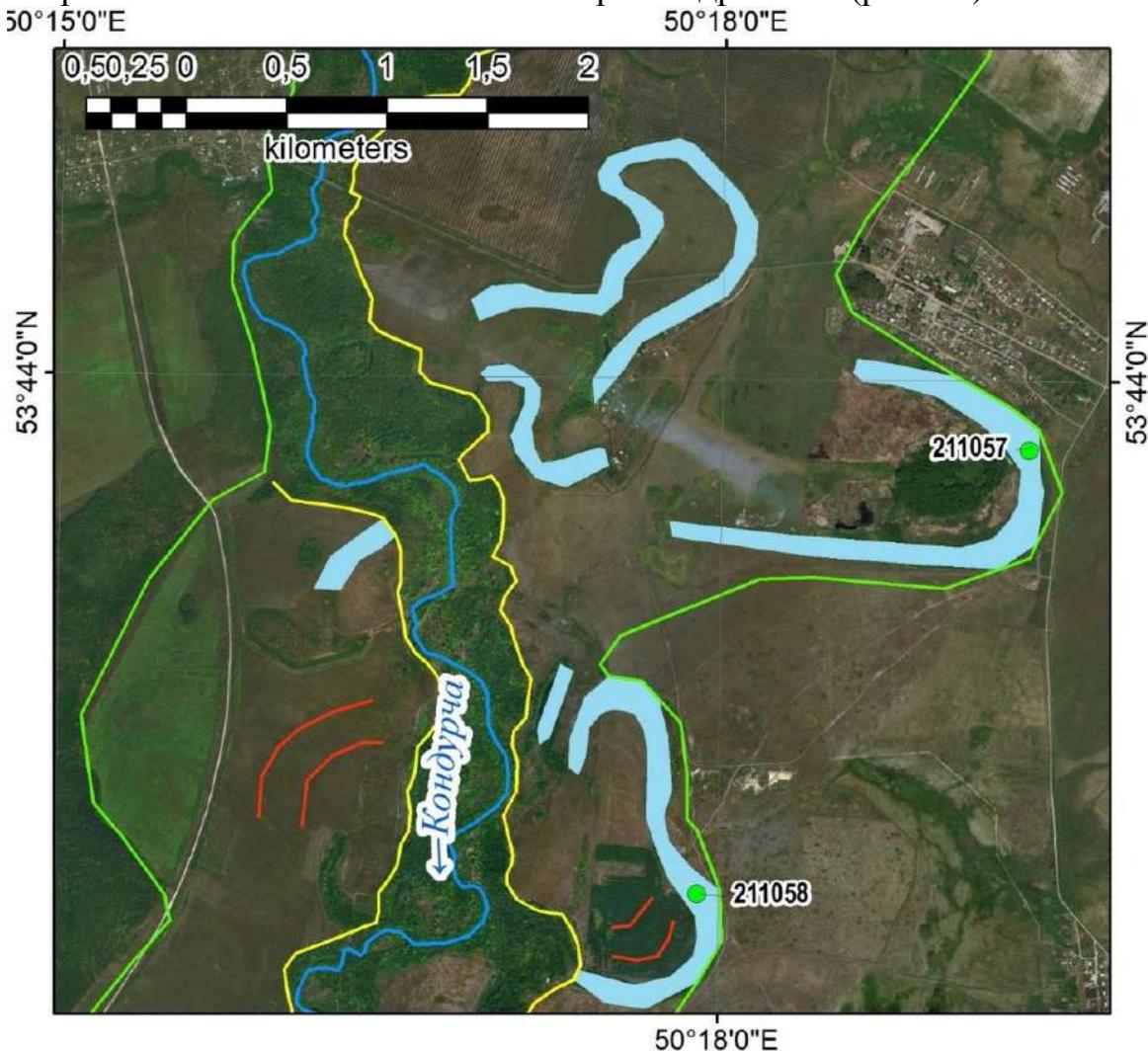
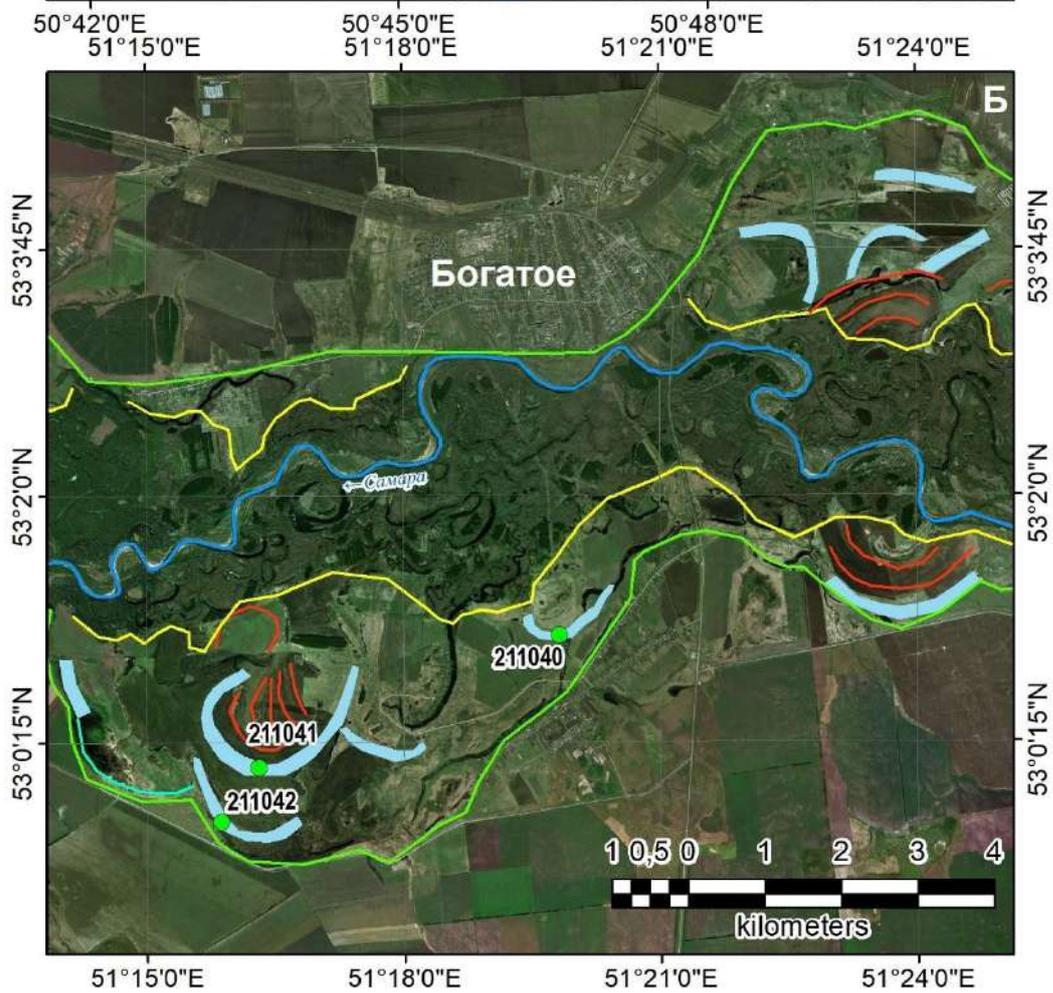
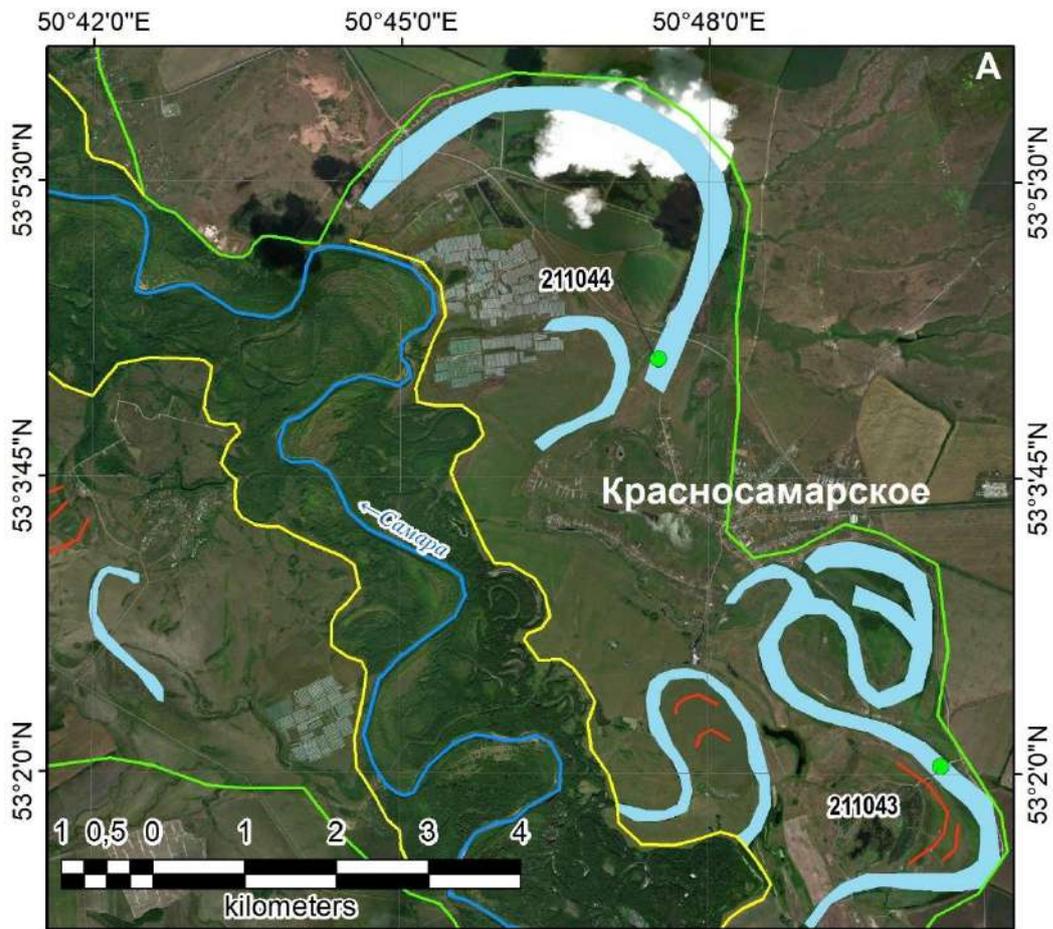


Рис. 93. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуями реки Кондурча (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Река Самара — крупнейшая река в бассейне нижней Волги, имеет множество сравнительно крупных притоков. У реки довольно узкая компактная пойма шириной 3–6 км, однако имеется много хорошо различимых больших палеорусел, которые имеют среднюю ширину 200 м и шаг около 1,5 км в низовьях. В бассейне реки также обнаруживаются эоловые формы рельефа (рис. 94В), песчаные толщи автор наблюдал в карьере около города Борское. В долине Самары пробурено несколько скважин — две в нижнем течении, ещё 3 в среднем течении, и ещё 3 — выше города Борское. Как и у Сока, у Самары можно выделить макроизлучины в тыловой части поймы — таковыми являются палеорусли, в которых пробурены скважины 211044 и Рб-22. Последняя расположена в макроизлучине на террасе, она огорожена от поймы дюнным массивом (рис. 94В).



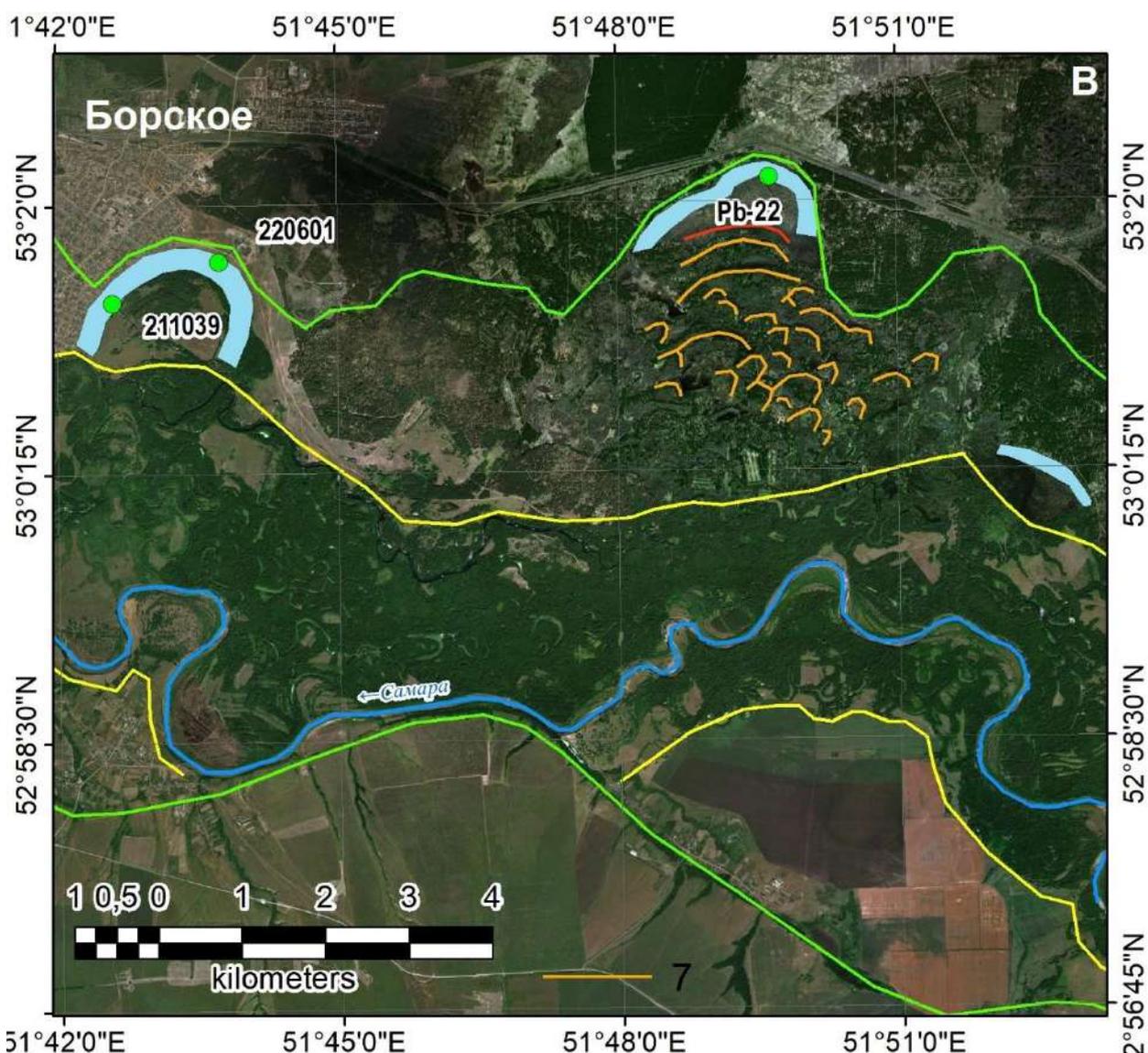


Рис. 94. Геоморфологические схемы участков с большими палеорулами реки Самары (Bing, от низовий к верховьям). А — большие палеорула около Красносамарского, Б — около Богатого, В — Борского. Условные обозначения — на рис. 54, кроме: 7 — вершины эоловых гряд

В строении больших палеорусел Самары выделяется несколько генераций различных фаций аллювия (рис. 95). Как и везде, фация заиления и пойменная представлены торфом и суглинками (мощность 3,5–5,5 м), в скважинах 211039 и 211040 также выделен горизонт эоловых песков. Русловая фация — средние и разнозернистые пески, иногда с прослоем песчано-гравийно-галечной смеси в подошве (3–5 м). В скважине 211041 в верхних горизонтах, в которых выделяются типичные фации заиления, русловая и базальная, отобраны образцы на датирование, из результатов которого следует, что базальная фация сформирована около 14,9 тыс. кал. лет назад (LU-10550; табл. 6). В скважине 220601 до глубины 3,1 м продолжается фация заиления, представленная торфом и гиттией. В них получено 2 даты — около 11,2 (торф) и 12,3 (гиттия) тыс. кал. лет назад (LU-10696, LU-10697). В скважине 211043 с глубины 14,5 метров взят образец на минералогический анализ. Последний при разборе образца на фракции показал преобладание

среднего-крупного песка с равномерной окатанностью во фракции мелкого песка и хорошей — среднего. Основные минералы в среднем песке — эпидот (три четверти от всего образца), гранат, гематит, амфибол, а также единичный сросток. В мелком песке преобладают эпидот (60%), магнетит, титаномагнетит, ильменит, лимонит, амфибол и циркон (единичный; определён не точно). Ввиду обильного присутствия тяжёлых минералов, формирующихся при многократном перемыве, а также наличия разнозернистых песков выше, можно сделать вывод, что это русловая фацция одного из древних (допоздневалдайских) погребённых русел.

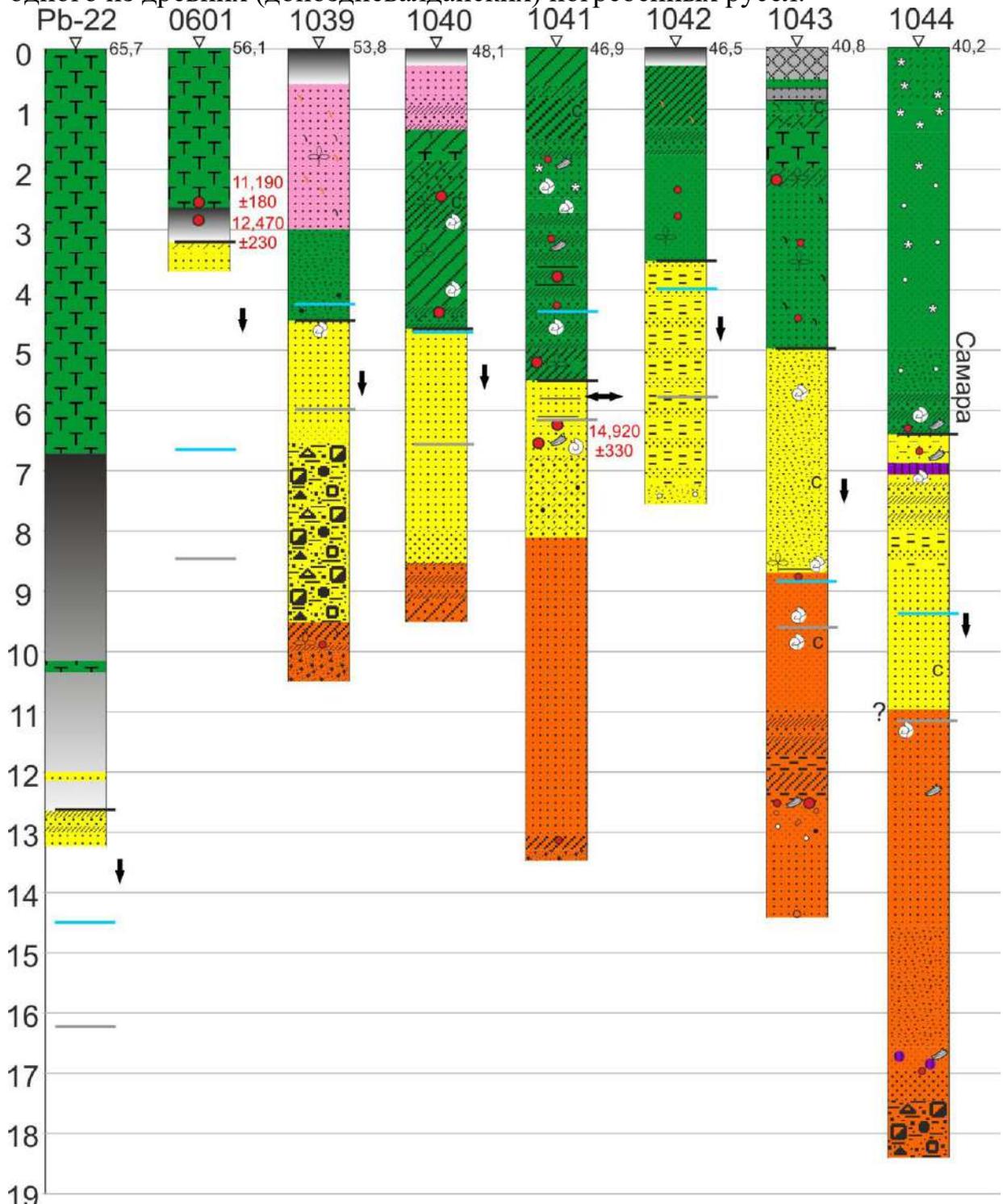


Рис. 95. Скважины в бассейне Самары. Условные обозначения — на рис. 43

Река Большой Кинель (нижний приток Самары) имеет крупный бассейн (более 15 тыс. км<sup>2</sup>), широкую долину (5–13 км) и пойму с обилием больших палеорусел. Они хорошо подчеркнуты лесной и водолюбивой растительностью, которая произрастает в необходнённых понижениях поймы. Средняя ширина больших палеорусел увеличивается с 90 м в верховьях до 135 м в низовьях, шаг с 880 м до 1000 м, у голоценовых излучин с примерно 30 м до 65 м и со 175 м до 430 м соответственно. Как и у других рек бассейна, в тыловой части поймы выделяются хуже выраженные, возможно более древние палеорусла. Пробурено 7 скважин в палеоруслах недалеко от города Кинель (рис. 96).

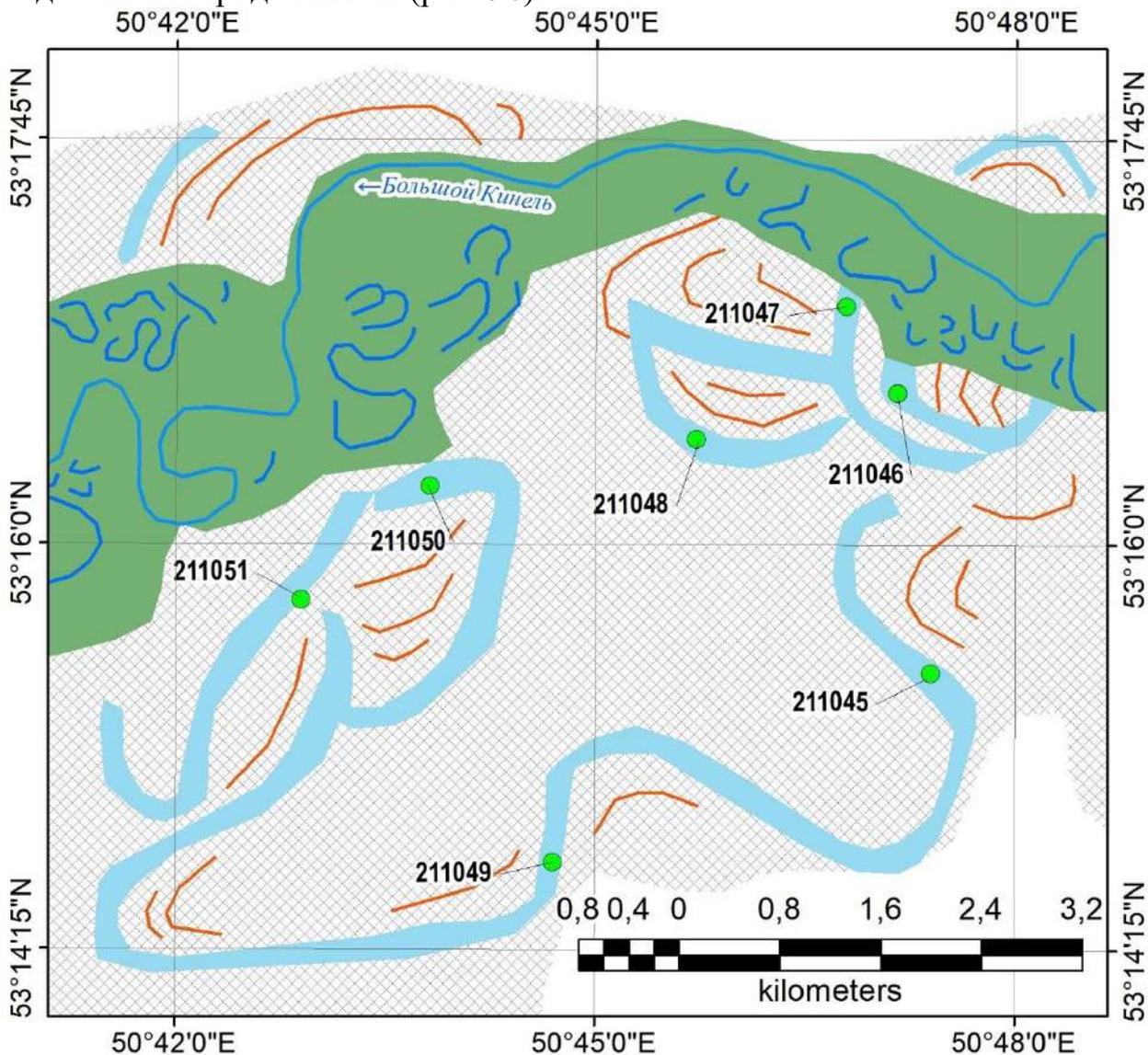


Рис. 96. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Большой Кинель (Bing). Условные обозначения — на рис. 44

Мощность фации заилнения у больших палеорусел Кинеля составляет 3–4 метра, она в основном суглинистая (рис. 97). Русловая фация — средний песок, иногда разнозернистый, иногда с включениями гравия. В скважине 211046 из глинистого песка на 4,5 м (кровля русловой фации аллювия) получена дата около 15,5 тыс. кал. лет (LU-10552; табл. 6) — примерно в это

время прекратило формирование большое палеорусло реки возле хутора Энергия.

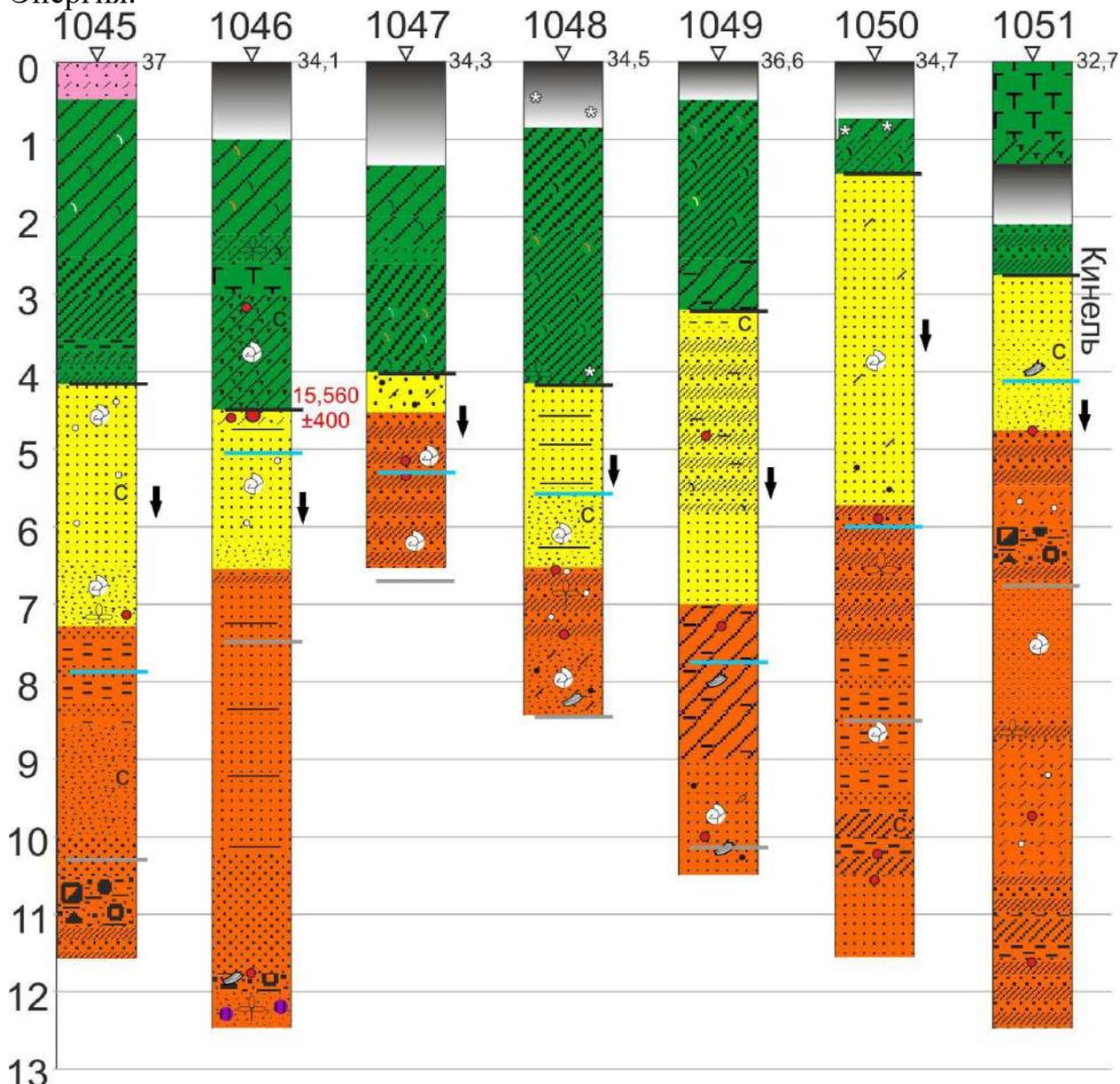


Рис. 97. Скважины в низовьях Большого Кинеля. Условные обозначения — на рис. 43

Река Ток (верхний правый приток Самары) имеет широкую долину с большими палеоруслами в средней части поймы по правую сторону от реки (рис. 98). Пойма широкая, возвышается над уровнем русла на 4–5 м. Фация заиления представлена суглинками и тонкими песками, русловая — средние, крупные гравийные пески (рис. 99). Из скважины 2110300, расположенной на макроизлучине Тока возле хутора Яблоневый, получена дата ок. 9,4 тыс. кал. лет (LU-10544; табл. 6) из низов торфа (фация заиления).

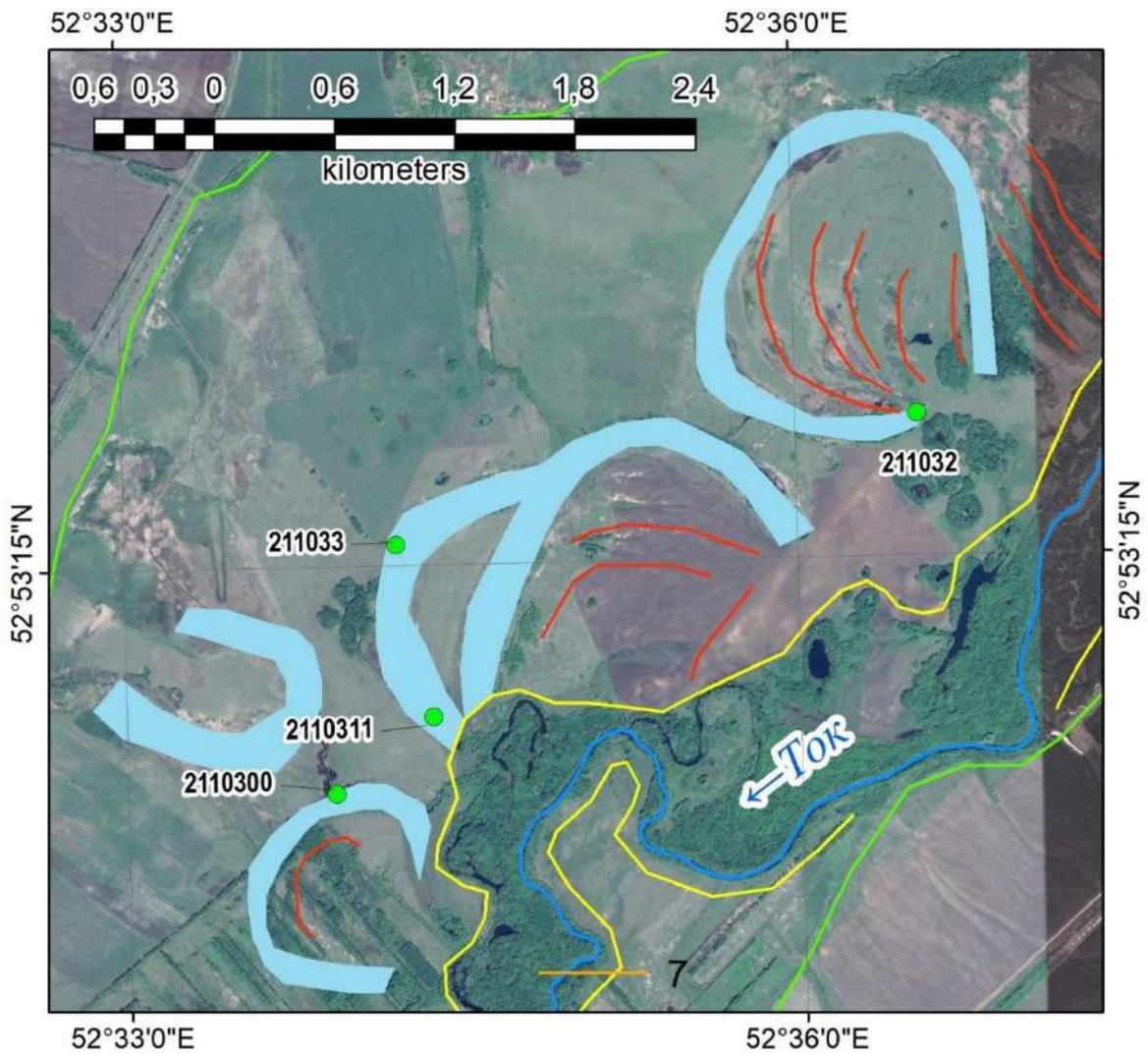


Рис. 98. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуями реки Ток (Google).  
Условные обозначения — на рис. 54

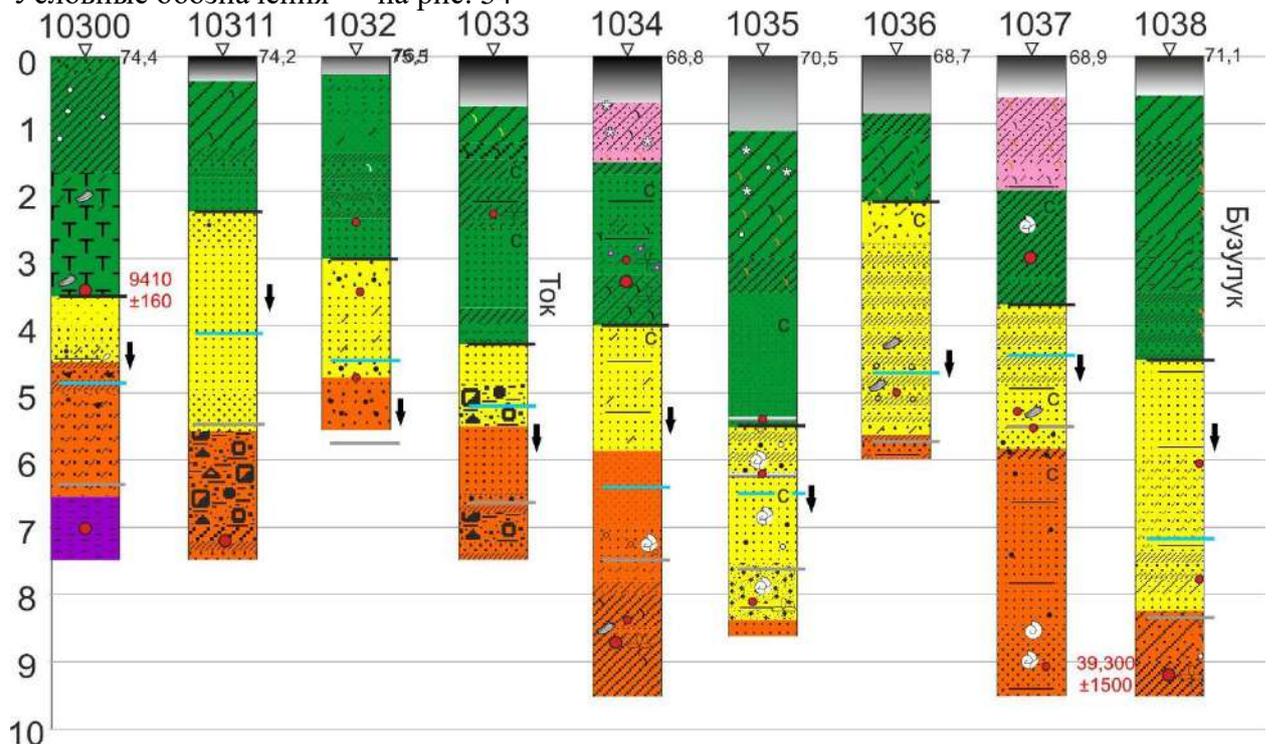


Рис. 99. Скважины в бассейнах рек Ток и Бузулук. Условные обозначения — на рис. 43

Напротив устья Тока в Самаре впадает река Бузулук. Она имеет резко врезанное современное русло (на 4–6 м, с крутыми уступами террасы), ясно выделяющееся на местности в рельефе. Имеются узкие полосы поймы, возвышающиеся на 4–5 м над уровнем русла и имеющие ширину не более 2–3 метров. Большие палеорусла Бузулука расположены на террасе, тоже врезаны, но в рельефе выделяются меньше, так как частично заполнены (рис. 100). Средний шаг больших палеорусел 540 м, ширина — 80 м (у современных — около 250 и 20 м). Макроизлучина Бузулука возле Перевозинки имеет сложное строение — до 3,5 м глубины — фация заиления (торф), затем маломощная русловая (пески) и базальная (до 6 м), ниже которой снова начинаются пески и их переслаивания с суглинком, а также маломощный базальный прослой на 8 м (рис. 99). Ещё ниже снова начинаются суглинки, из которых отобран образец на радиоуглеродное датирование. Последнее показало, что возраст образцы составляет  $39300 \pm 1500$  кал. лет (LU-10547; табл. 6). По всей видимости, был продатирован аллювий древнего вреза, подстилающий аллювий макроизлучины. Поскольку скважина расположена близко к борту поймы, есть основания утверждать, что пойма Бузулука уже в то время имела схожую с современной ширину и впоследствии (в поздневалдайское время) была только частично увеличена поздневалдайскими реками.

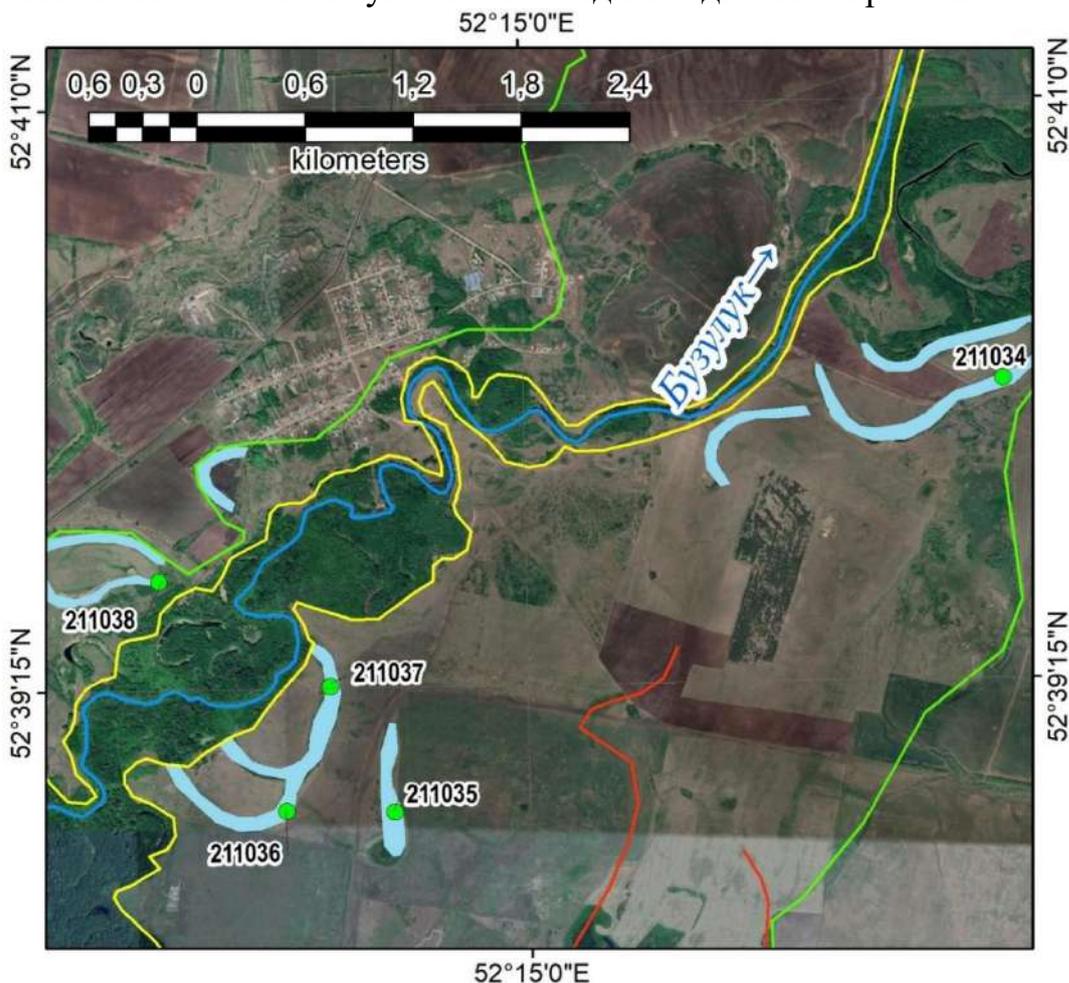


Рис. 100. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Бузулук (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Большой Иргиз — крупнейший из самых нижних притоков Волги. В него впадает другая крупная река — Камелик. В долинах Камелика и Большого Иргиза изобилуют как унаследованные макроизлучины, так и палеоруслу-старицы. Стоит отметить, что нижние притоки Волги резко различаются по составу аллювия палеорусел. Например, аллювий палеорусел Камелика представлен алевритами и суглинками, в то время как у Еруслана — почти исключительно песками. Такое однообразие осадков сильно затруднило их расчленение в скважинах, пробуренных на поймах этих рек. Расчленение осадков в палеоруслух Большого Иргиза несколько облегчено, поскольку аллювий сложен здесь и песками, и суглинками. Полученные результаты малакофаунистического анализа ещё облегчили эту задачу.

Камелик — крупный левый приток Большого Иргиза, стекающий с возвышенности Общей Сырт. Несмотря на то, что река достаточно крупная (площадь бассейна — более 8000 км<sup>2</sup>), в период межени как такового течения в реке нет, по всей видимости, из-за малого количества осадков, выпадающих в бассейне, а также высокого испарения. Пойма не выражена. Сама долина имеет довольно пологий рельеф с плавным понижением от бровок до дна без уступов. Дно реки сложено биогенным материалом по крайней мере до глубины 1 м; возможно его подстилает аллювий. Сделано четыре скважины в трёх палеоруслух (около села Муравли), расположенных в разных частях поймы и по-разному выраженных в рельефе и ландшафте (рис. 101).

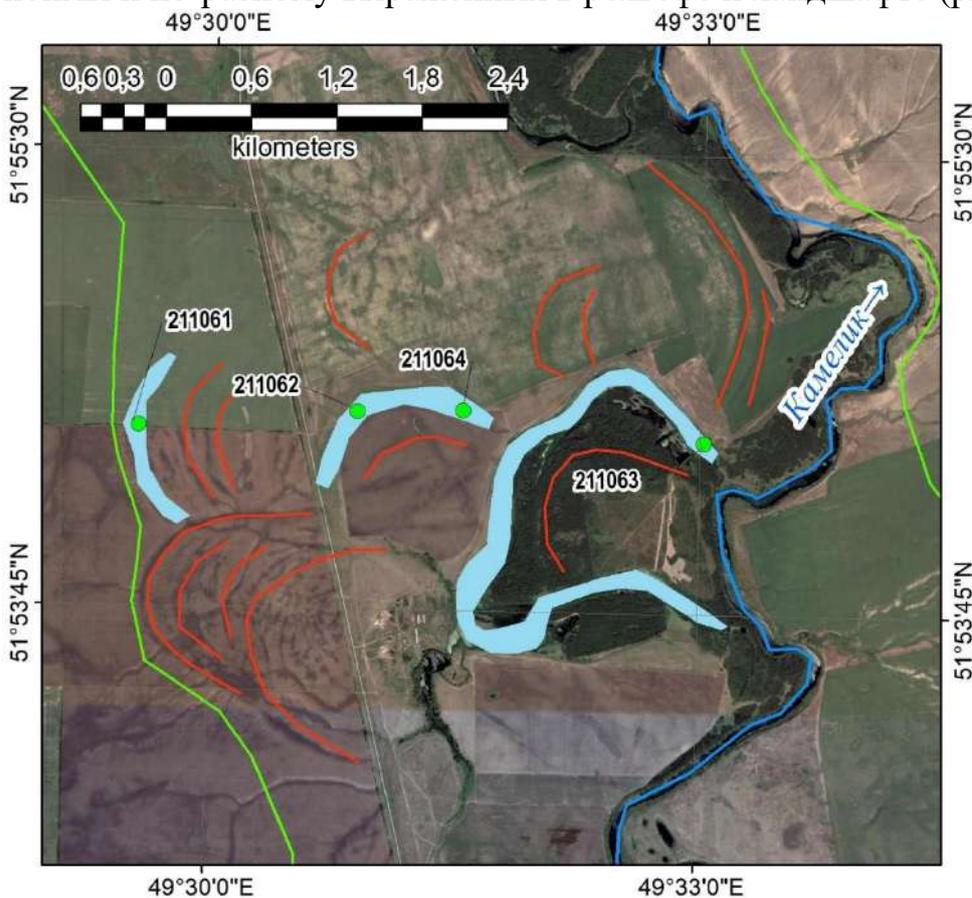


Рис. 101. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслуами реки Камелик (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Фа́ция заиления палеорусел Камелика представлена лёгкими алевритистыми суглинками мощностью 3–4 м. Ниже идут те же суглинки, но с включениями окатышей глины. Подстилаются они либо суглинками как выше, либо алевритами суглинистыми. В скважине 211063 фа́ция заиления — оторфованный суглинок, ниже которого идут глины (вероятно, морские или коренные), а русловая фа́ция аллювия отсутствует (рис. 102). Само палеору́сло, где пробурена эта скважина, имеет крутые борта и, по всей видимости, было оставлено рекой сравнительно недавно (о чём также говорят осложняющие общую геометрию микроизлучины).

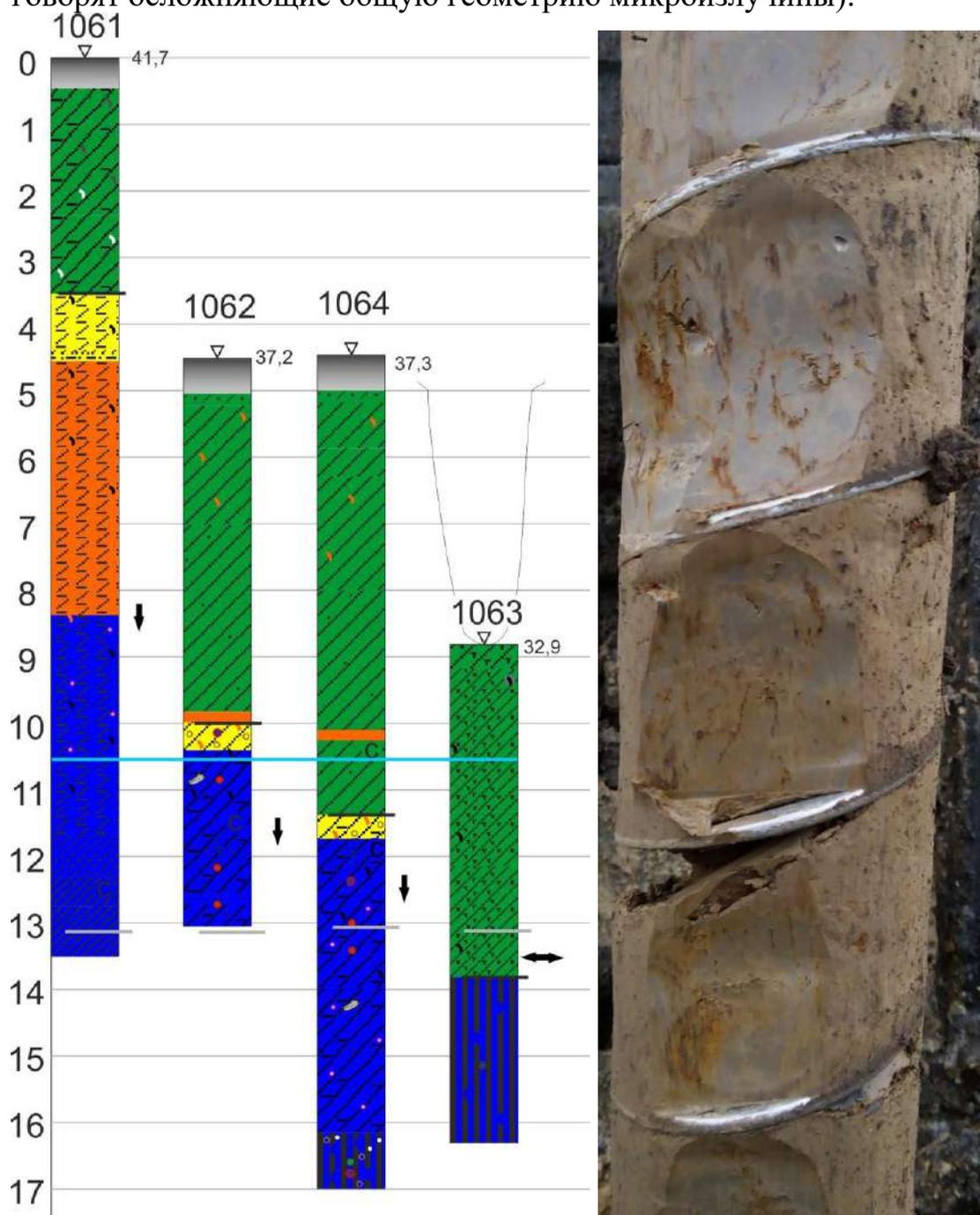


Рис. 102. Скважины в больших палеоруслах Камелика (слева). Условные обозначения — на рис. 43. Справа — глины в скв. 211063 на глубине 5,5 м.

В долине Большого Иргиза пробурена старица-макроизлучина и одно унаследованное, в низовьях. Река весьма извилиста, повсеместно распространены заваленные и даже пальцеобразные излучины, что говорит о том, что поток, их формировавший, нёс много наносов (рис. 103). Русло глубоко врезано, водоток существует на его дне. Нынешнее течение реки обусловлено существованием Саратовского обводнительного канала, поставляющего много воды в среднем течении. Уровень поднят примерно на 2 метра (по сравнению топокарт РККА 1939 года и послевоенных карт Генштаба СССР), поэтому русло такое глубокое — около 4–5 м, по данным карт Генштаба.

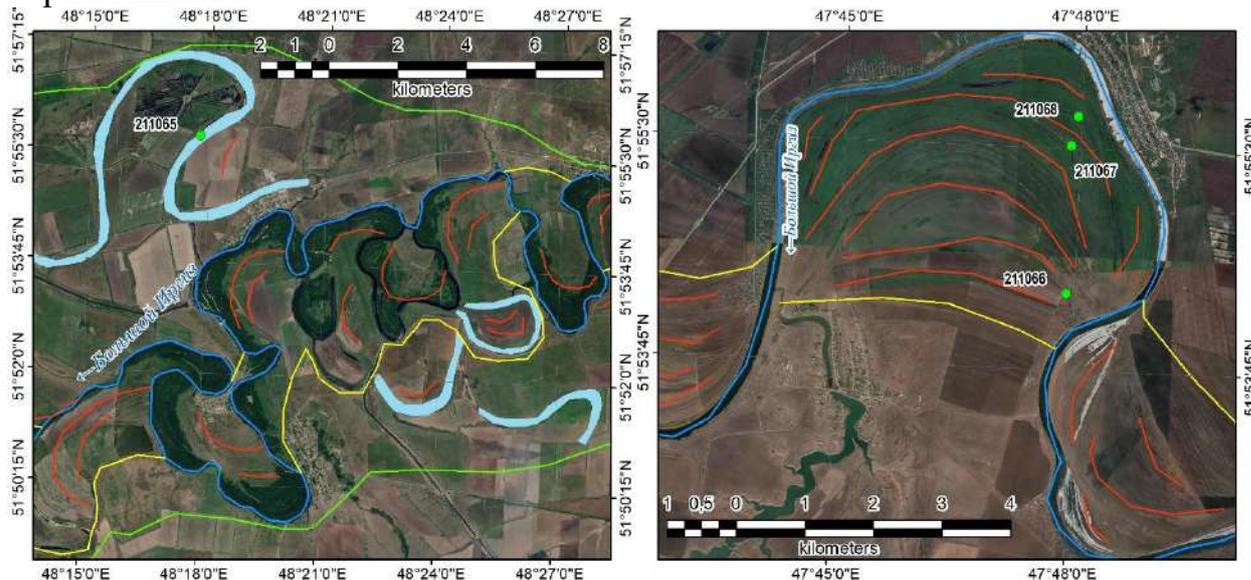


Рис. 103. Геоморфологические схемы участков с большими палеоруслиами реки Большой Иртыш (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

В среднем течении старица-большое палеорусли (около села Малоперекопное) сложено суглинком до 6 м (фация заиления), встречаются раковины *Unio* sp. и перламутр, ниже идут переслаивания песков и суглинков и пески (русловая фация). В низовьях Большого Иртыша по профилю через шпору унаследованной излучины около Балаково пробурено три скважины, характеризующие рост большого палеорусли во времени. Они скоррелированы между собой по абсолютной высоте. В скважине 211066 фация заиления сложена суглинком и переслаиваниями суглинка и алевролита, мелкий песок появляется на абсолютной высоте 16 м. В скважине 1067, расположенной на террасе реки, первые опесчаненные слои появляются на глубине около 5 м, однако те же мелкие пески появляются на высоте 12 м над уровнем моря. В скважине 211068 мелкие пески ещё на полметра ниже, их русловой генезис подтверждён данными малакофаунистического анализа — переотложенные раковины *Dreissena* sp., а также *Valvata naticina* и *Unio* sp. (рис. 104).

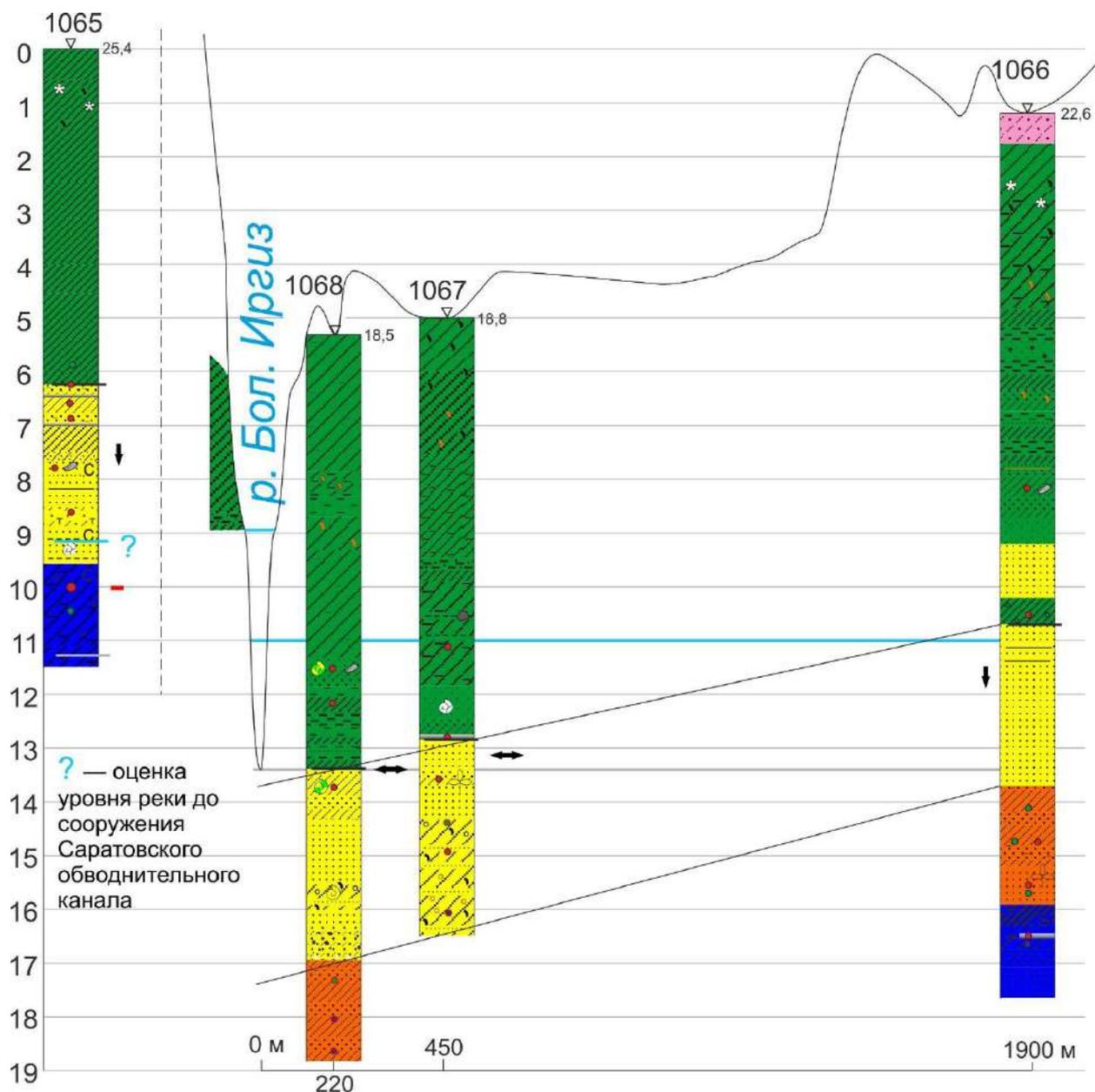


Рис. 104. Скважины в бассейне Большого Иртыза. Условные обозначения — на рис. 43

Еруслан — самый нижний крупный приток Волги, впадает с левого борта. В реку также поступают воды Саратовского обводнительного канала, но и даже с ним русло у реки узкое (несколько метров, несмотря на бассейн площадью более 5,5 тыс км<sup>2</sup>), а течение — слабое. Поскольку глубина реки небольшая (автор наблюдал дно реки визуально, не более метра), можно сделать вывод, что сооружение канала не сильно изменило высотные отметки реки. В бассейне Еруслана встречаются эоловые формы рельефа, причём даже на пойме (рис. 105). Первая надпойменная терраса Еруслана также сложена песками, что автор наблюдал в стенке карьера. Большие палеоруслу пробурены в двух местах около Старой Полтавки. Вся толща вплоть до морских отложений (шоколадные глины) сложена в основном тонкими и мелкими песками без органических остатков (только отдельные включения угольков) (рис. 106). Русловая фация выделена на основании появления включений гравия в песке; фация заиления в низах — по

включениям суглинистых частиц и перемешиваний песка и суглинка на глубине 4–5 и 7–9 м в обеих скважинах (рис. 107, справа).

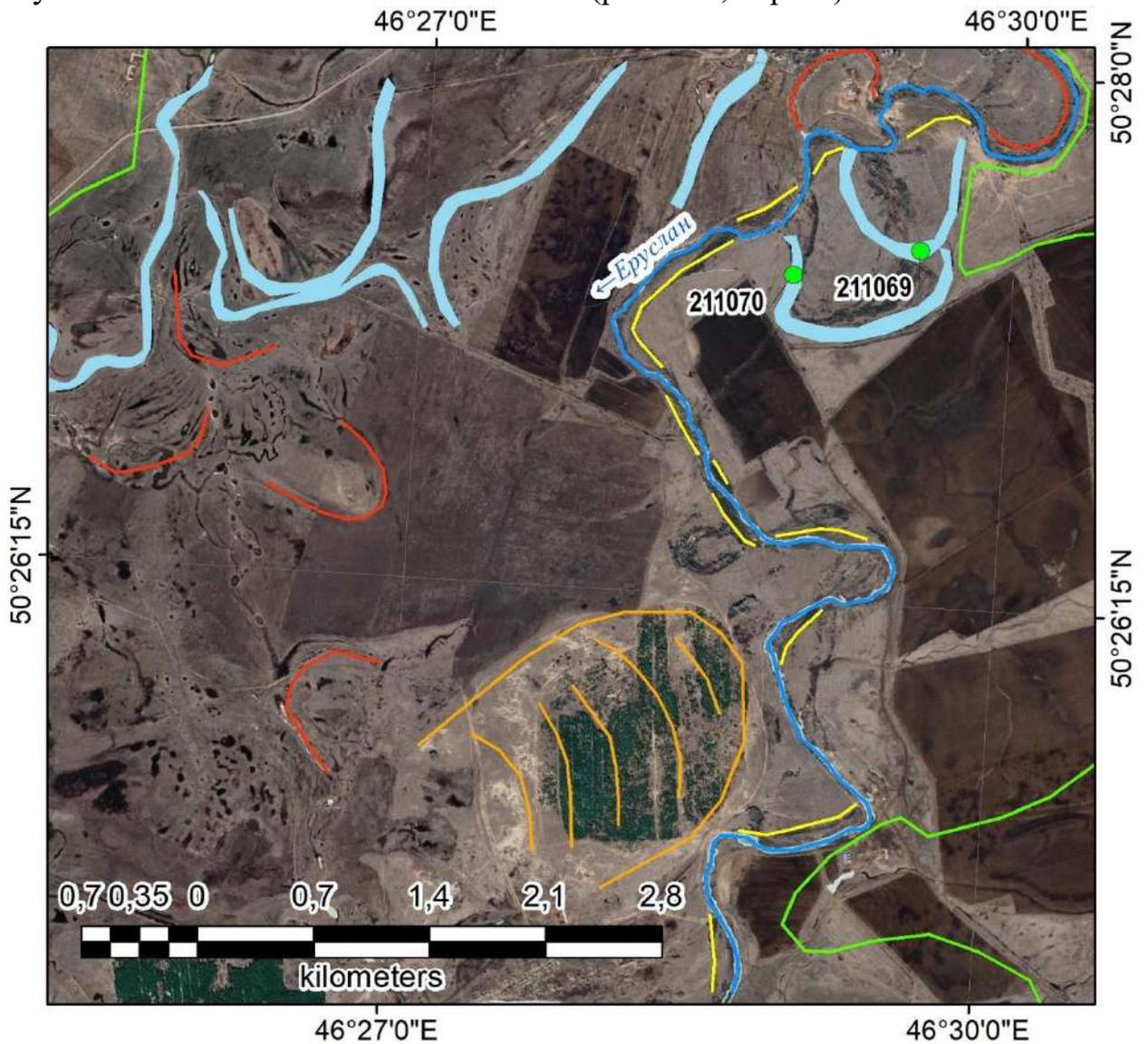


Рис. 105. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Еруслан (Bing). Условные обозначения — на рис. 54. Оранжевые линии — контур и вершины эоловой гряды.

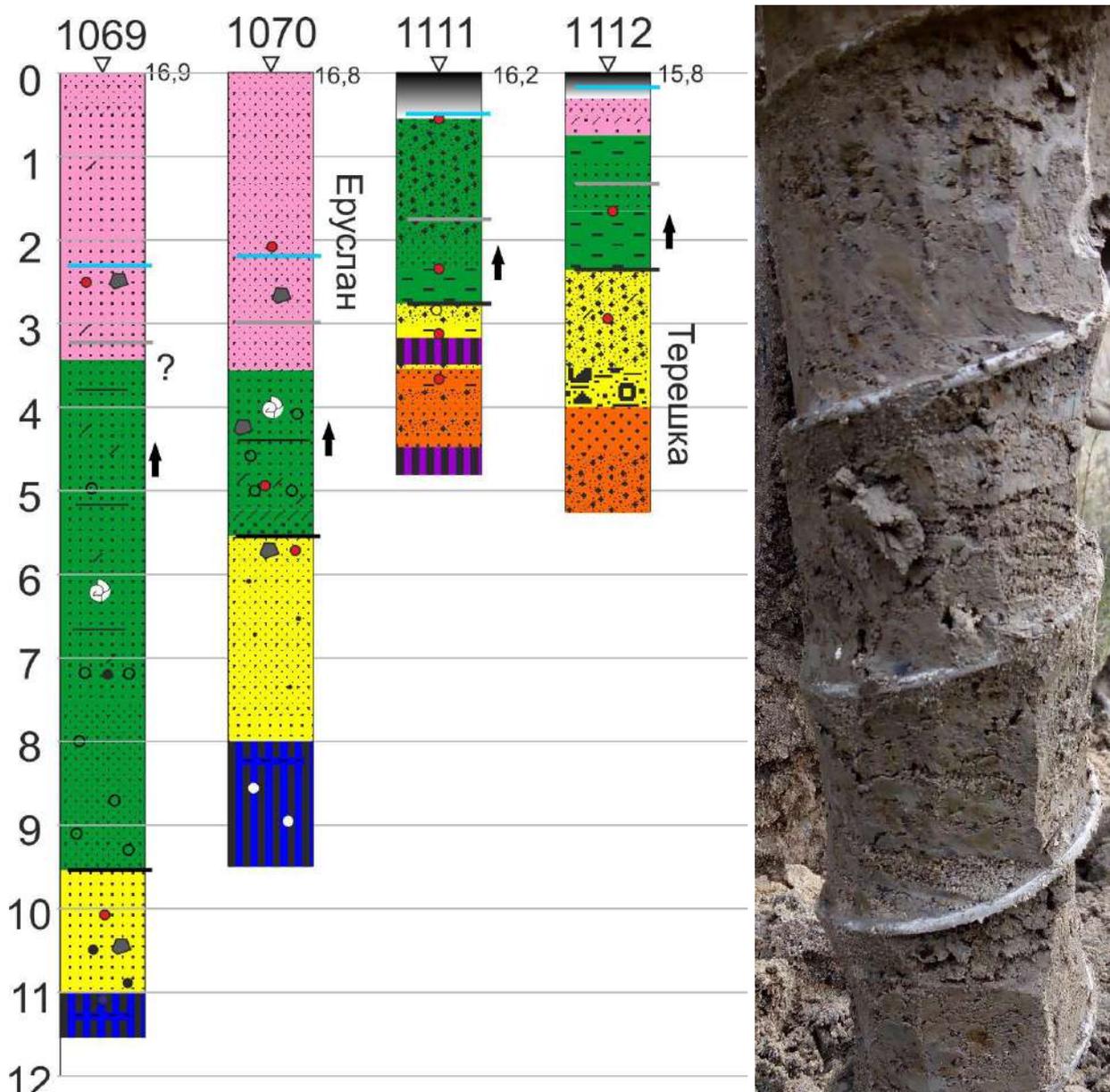


Рис. 106. Скважины в бассейнах Еруслана и Терешки (слева). Условные обозначения — на рис. 43. Справа — перемешивания песков и суглинков в скв. 211070.

Терешка — один из немногих правых притоков нижней Волги и самый крупный и нижний из них. В отличие от левобережных нижних притоков, в бассейне Терешки выпадает больше осадков, а испарение ниже, поэтому в реку поступает больше воды. Терешка течет по Приволжской возвышенности, долина сравнительно узка и имеет крутые борта, а сама река течёт довольно интенсивно. При этом, судя по абсолютным высотам, долина должна была частично затопляться морскими водами в хвалынскую эпоху. Две скважины заложено в одном протяжённом палеорусле, в котором, однако, нет уверенности ни в его размерах, ни в предположительно поздневалдайском возрасте (рис. 107). Мощность фации заиления не превышает 3 м (пески и алевриты), а русловая фация грубая (песчано-гравийная смесь). Одна из скважин пройдена до коренных пород, начинающихся на глубине менее 5 метров (скв. 1111; рис. 106).

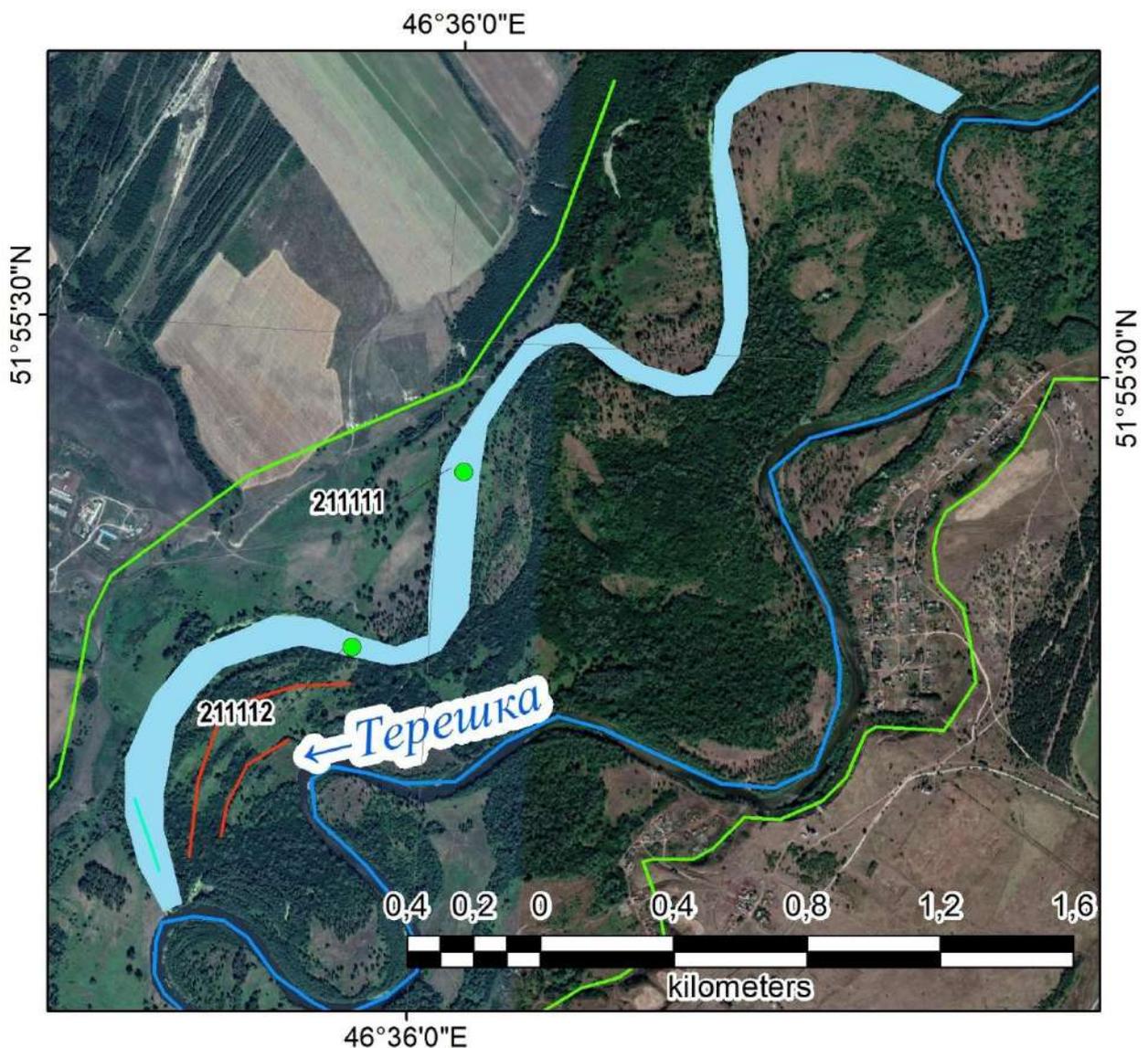


Рис. 107. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслиами реки Терешки (Bing). Условные обозначения — на рис. 54

Ещё 3 участка с большими палеоруслиами было изучено на Малом и Большом Узеньях — двух крупнейших бессточных реках нижнего Заволжья, имеющих соседние с Ерусланом и Большим Иргизом водосборы. Хотя они не имеют прямого отношения к современному водосбору Волги, однако в прошлом они, как и другие южные притоки Волги, впадали в раннехвалынский бассейн, развивавшийся, предположительно, в то же время, когда формировались большие палеорусли бассейна Волги (Сидорчук и др., 2021). Полученные по большим палеоруслиам этих рек данные могут помочь в разрешении проблематики больших палеорусел в целом.

Малый Узень — крупная река нижнего Заволжья, водосбор которой находится к востоку от бассейна Еруслана. В отличие от Еруслана, в бассейне Малого Узеня не обнаруживается обилия эоловых форм рельефа. В реку также поступают воды Саратовского обводнительного канала. Было пробурено две скважины в староречье реки и в шпоре унаследованной излучины. На исследованном участке видны следы смещения излучин вниз по течению (рис. 108А). Сама река течёт в теснине русла, глубоко врезана

(рис. 108Б). Фация заиления палеорусел и пойменная представлены алевритами и суглинками, мощность до 10 м. Русловая фация представлена переслаиванием суглинка и алеврита или их смесью, в основании русловой фации в скважине 211110 — грубый песчано-дресвяно-щебенчатый материал (вероятно, он есть и во второй скважине, но при попытке пройти слой буровой инструмент был порван).

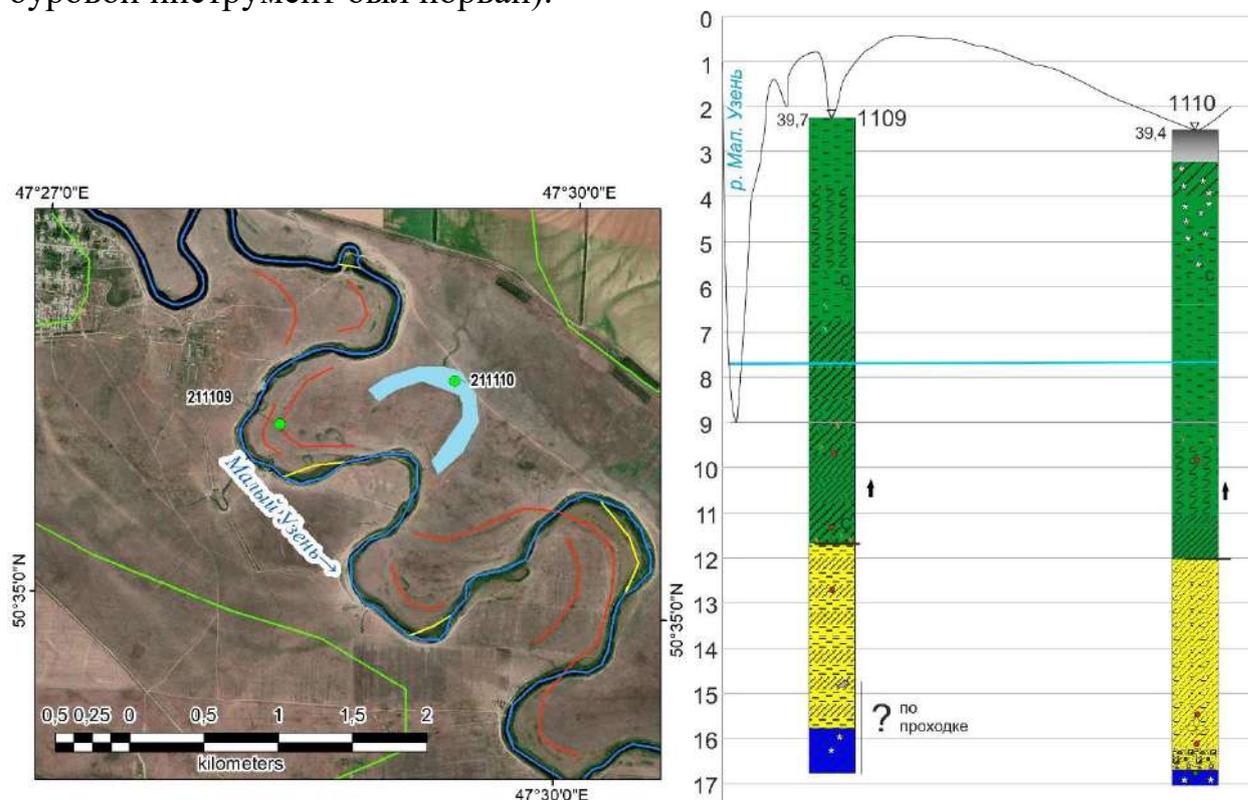


Рис. 108. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Малый Узень (Bing), условные обозначения — на рис. 54 (А); скважины в бассейне (условные обозначения — на рис. 43)

Большой Узень — крупнейшая река бессточной области нижнего Заволжья. Её водосбор граничит с бассейнами Малого Узеня, Камелика и малых бессточных рек северного Прикаспия. Было изучено два участка — в долине Большого Узеня до его поворота на юго-восток и в среднем течении, где река уже выходит из своей долины. В среднем течении река выходит на Прикаспийскую низменность и не имеет своей долины; русло реки обваловано (рис. 109). По словам местных жителей, в экстремально многоводные годы река, несмотря на врезанность долины (на 12 м), выходила из неё и заливала окружающие пространства уже в этой части долины. Эта часть реки находится на севере Прикаспийской низменности с абсолютными высотами около +22 м абс. — вероятно, примерно в этой части находилась береговая линия раннехвалынского бассейна около 17–15 тыс. лет назад (Курбанов и др., 2023).

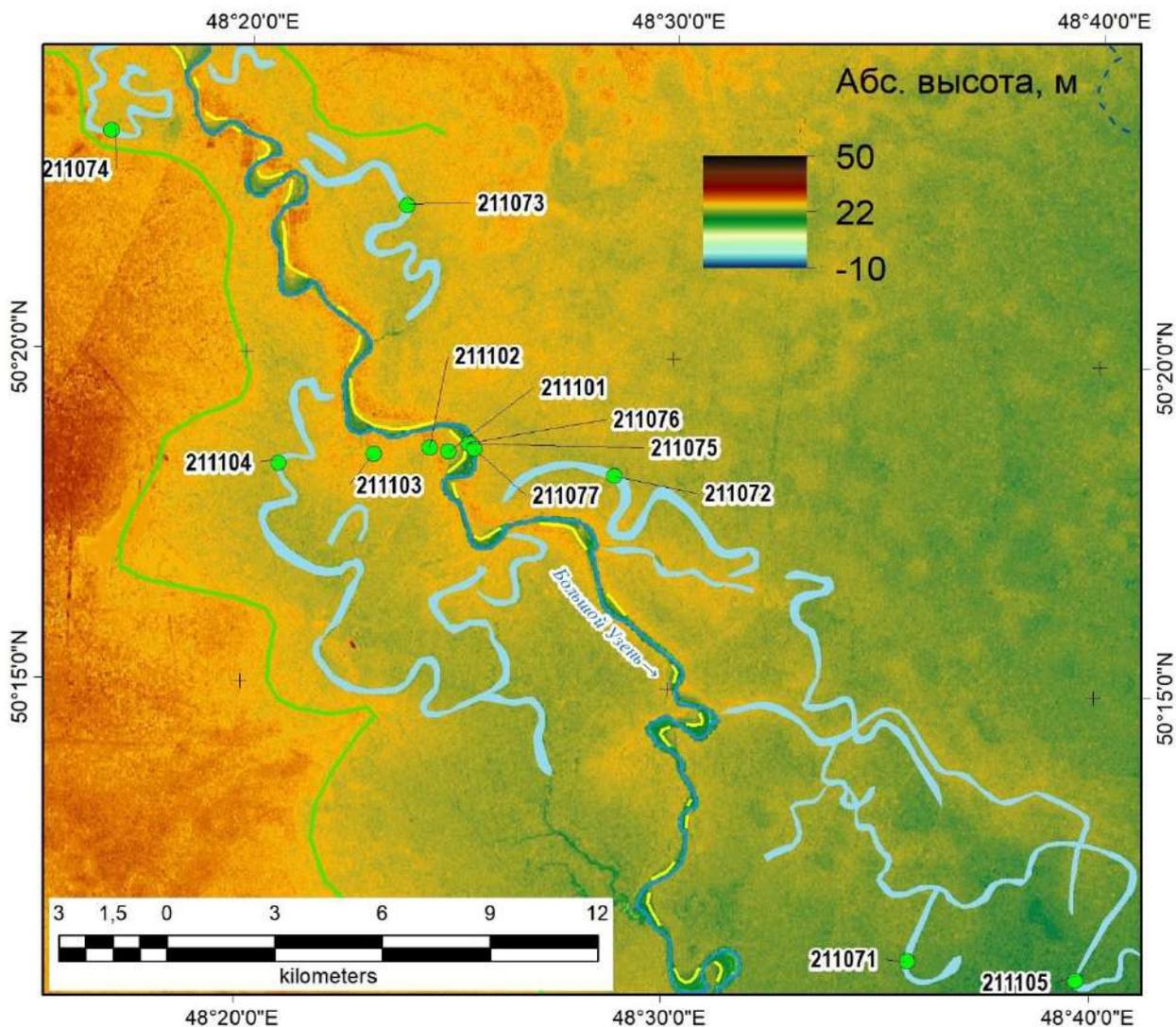


Рис. 109. Геоморфологическая схема участка с большими палеоруслами реки Большой Узень в среднем течении (Bing), условные обозначения — на рис. 40

Было пробурено несколько больших палеорусел или устьевых палеопотоков древней реки, впадавшей в раннехвалынский бассейн. Кроме того, был пробурен профиль через правый борт долины реки (рис. 110 снизу; 111) около хутора Зелёного. Во всех скважинах верхняя часть колонки представлена твёрдым, высушенным до состояния камня алевритом или алевритистым суглинком (пойменная фация). В долине реки вместо неё оторфованный суглинок (перемытые раковины *Didacna* sp., *Unionidae*). Разделение морских и речных осадков производилось по данным малакофаунистического анализа (определения Т.А. Яниной); в обнажении 211077 на высоте 23 метра абс. обнаружены морские раковины *Didacna ebersini*, *Didacna parallela (protracta)*, *Hypanis plicata*; выше, на высоте 24,7 метра уже обнаружена кость лошади (*Equus* sp.; определена И.В. Кирилловой, ИГ РАН; рис. 110 справа), что указывает на экспонированность этой поверхности, либо на её аллювиальное происхождение уже после раннехвалынской трансгрессии. По кости получена дата ~16,6 тыс. лет назад (LU-11074; табл. 6). В долине реки, в скважине 211101 (терраса) на

высоте 19 м обнаружены раковины *Valvata piscinalis*, *Lymnaea stagnalis*; *Valvata piscinalis*, *Bithynia* sp. (пресноводные), а ниже — *Valvata cristata*, *Valvata piscinalis* из опреснённого низкоскоростного водотока (устье реки), что указывает на полностью аллювиальный генезис долины. Отложения на абсолютной высоте 8–9 метров в скважине 211104 (большое палеоруслло) определены как морские исходя из наличия морских раковин *Dreissena rostriformis* и крупинок перламутра в них; в то же время в скважине 211075 (дно современной долины) раковины *Hypanis plicata*, *Cardiidae* на этой высоте перемытые аллювиально-морские, а обнаруженные остатки растений не указывают однозначно на морские или речные отложения. При этом в них наблюдается косая слоистость. Вероятно, их можно считать дельтовыми. Речные раковины *Bithynia* sp., *Valvata naticina* на глубине 13 м (10 м абс.) в скважине 211104 указывают на то, что скважина заложена не в устьевой палеопротоке с маломощным аллювием, а в большом палеорусле, которое после формирования, вероятно, иногда функционировало — имеется множество прослоев песков и чистых алевритов в фации заиления (рис. 110 по центру).

Скважины ниже и выше по течению от профиля оказались устьевыми палеопротоками — у всех схожее строение, а раковины на глубине 5–7 м (скв. 211071, 211105; рис. 112) оказались морскими. В скважине 211105 на глубинах 2–2,5 метра обнаружены суглинистые алевриты косослоистого облика, что указывает на их флювиальное происхождение. В этой же скважине на глубине 5 м в алевритах также обнаружены морские виды *Didacna* sp. В скважине 211071 на глубине 7,1 м обнаружены морские раковины *Monodacna caspia* в алевритистых суглинках; выше идёт однородная пачка переслаиваний суглинков и алевритов наподобие тех, что встречаются в скважине 211105 (рис. 110 слева). В то же время, в скв. 211073 на глубине 7 м (18,8 метров н.у.м.) обнаружен маломощный гумусовый прослой — палеопочва с останками *Sphagnum* sect. *Cuspidata* (они же на глубине 14–15 м); в скв. 211072 на глубине 17 м — *Phacotus*. Выходит, что какое-то время (достаточное для формирования палеопочвы) эти поверхности были экспонированы на поверхности, но при этом находились в увлажнённых условиях (береговая линия находилась рядом). В отложениях на глубине 15–17 м (5–10 метров н.у.м.; скв. 211071, 211073, 211105) обнаружены шоколадные глины и обломки раковин *Dreissena polymorpha*, *Didacna* sp. и *Monodacna* sp. предположительно хазарского возраста (рис. 35).

Таким образом, с помощью малакофаунистического анализа удалось определить, что в больших палеорусллах развиты мощные аллювиальные отложения, накапливавшиеся в течение позднеледниковья–голоцена после раннехвалынской трансгрессии (стадия +22 м). Наличие малакофауны также помогло разделить между собой большие палеоруслла и палеопротоки; последние слабо выделены топографически (почти полностью заполнены), а их аллювий ограничен небольшой глубиной. Аллювиальные отложения палеопроток в среднем течении р. Большой Узень развиты только в

поверхностных отложениях до небольшой глубины ~2,5 м. Отдельно стоит отметить, что возраст формирования больших палеорусел у южных притоков Волги (Б. Иргиз, Еруслан, Терешка) и у Большого Узень ограничен нижней границей интервала времени развития стадии +22 м раннехвалынской трансгрессии, поскольку до этого времени в долинах этих рек находились морские воды.



Рис. 110. Сверху слева — переслаивания суглинков и алевритов на глубине 5 м в скв. 211071; по центру — прослой чистого алеврита на глубине 4 м в скв. 211104; справа — кость на глубине 3,3 м в обнажении 211077; снизу — долина реки Большой Узень рядом с обнажением 211077

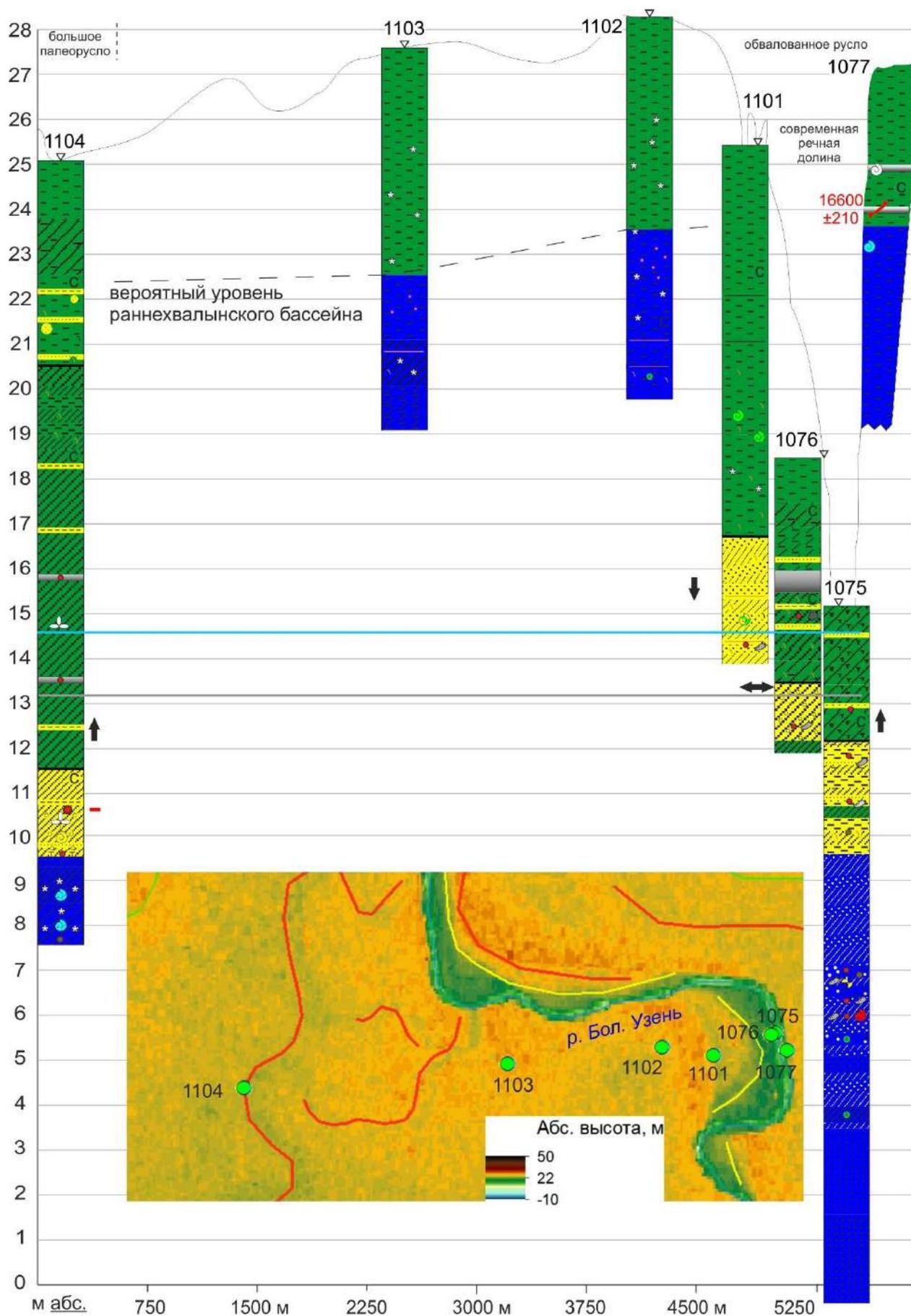


Рис. 111. Буровой профиль через правый борт р. Большой Узень в среднем течении (условные обозначения — на рис. 43)

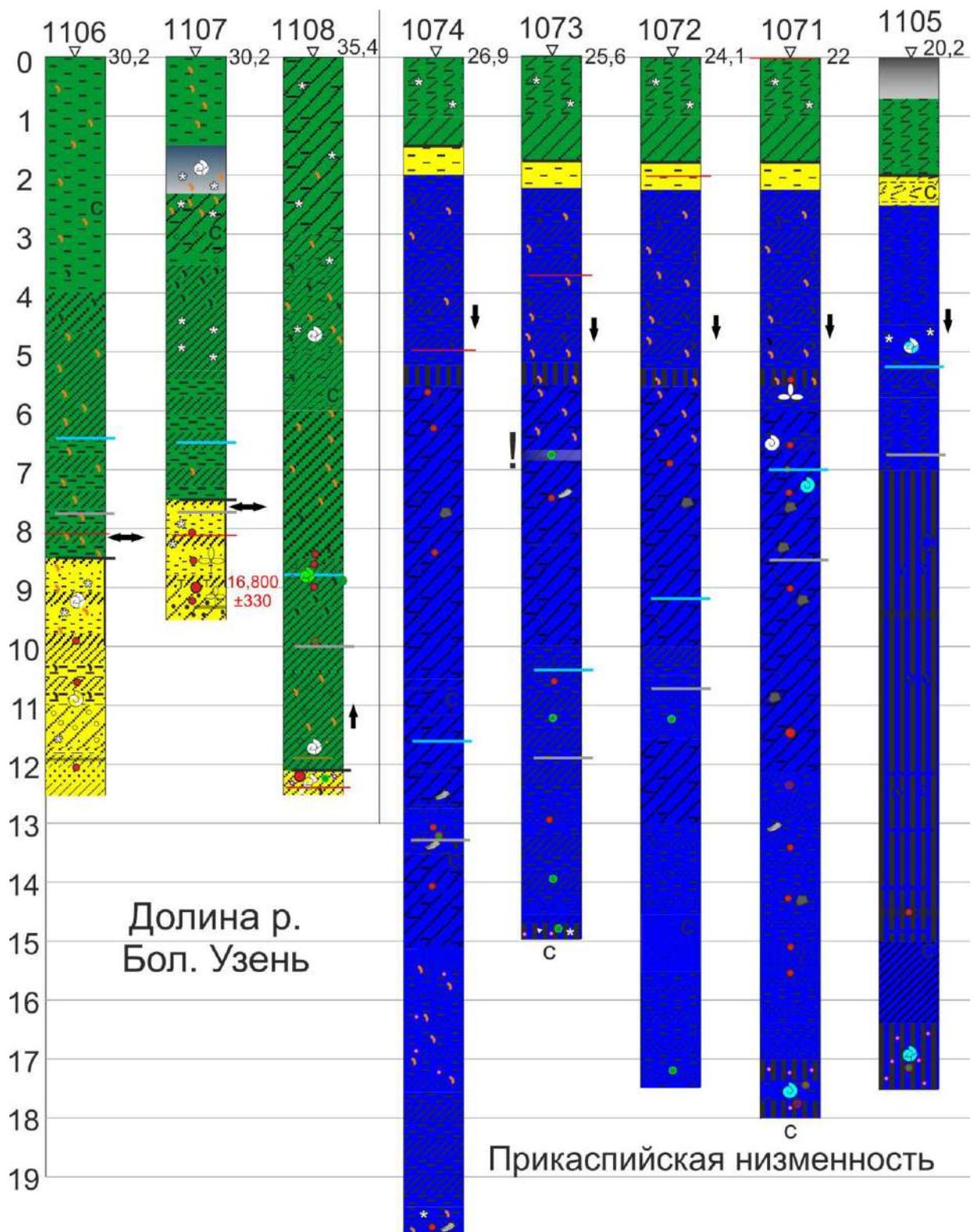


Рис. 112. Скважины в бассейне Большого Узень (условные обозначения — на рис. 43). Красные линии — предположительный уровень хвалынской трансгрессии в стадии +22 м.

Скважины до поворота Большого Узень на юг пробурены в больших палеорусле реки возле Куриловки (рис. 113). Во всех них мощная фация заиления (и пойменная; раковины *Valvata piscinalis*, *Valvata pulchella*), представленная суглинками и алевритами (рис. 112). На глубине 7,5–8,5 метров (около 22–23 метров н.у.м.) появляются русловые отложения (переслаивания песков и суглинков; раковины *Valvata cf. naticina*, *Sphaerium*

сп.). В скважине 211107 с глубины 9 м (21 м н.у.м.) отобран образец на радиоуглеродный анализ, возраст которого составил около 16,8 тыс. лет назад (LU-10558; табл. 6); позже этого времени хвалынские воды не могли достигать таких абсолютных высот.



Рис. 113. Геоморфологическая схема участка с большими палеорулами реки Большой Узень (Bing) в среднем течении, условные обозначения — на рис. 54

## Глава 5. Развитие речных долин бассейна Волги во второй половине поздневалдайской эпохи

Наиболее характерной чертой рельефа дна речных долин второй половины позднего валдая являются большие палеоруслы. Полученные данные позволяют уточнить их пространственное распространение, время и причины формирования, а также сопутствовавшие их развитию вертикальные деформации речных русел.

### 5.1. Распространение больших палеорусел

С использованием космоснимков и ЦМР в бассейне Волги удалось выявить более 1700 участков, где распространены следы высокого стока (Украинцев, 2022). Они представлены главным образом унаследованными большими палеоруслами, реже — староречьями и меандровыми цирками, меньше всего — прямолинейными, системами крупных грив и разветвлёнными (табл. 7, рис. 114). В целом встречаемость падает от унаследованных больших палеорусел (встречаются чаще всего) до разветвлённых, которые редки. В конечном итоге результаты обобщены на рис. 115а, где представлено количество тех или иных типов больших палеорусел в каждом подбассейне. Распределение больших палеорусел по природным зонам показано в абсолютном (табл. 8) и относительном (рис. 115б) выражении.

Таблица 7. Распределение участков с большими палеоруслами по подбассейнам

Тип	Верхняя Волга	Ока	Средняя Волга	Кама	Нижняя Волга	Всего
1	115	136	178	168	508	1105
2	15	95	64	111	238	523
3	25	119	99	109	155	507
4	19	94	64	31	85	293
5	27	75	67	52	52	273
6	23	8	17	4	34	86
Всего	164	309	326	295	618	1712

Примечания: тип (больших палеорусел): 1 — унаследованные, 2 — староречья, 3 — меандровые цирки, 4 — прямолинейные, 5 — системы крупных грив, 6 — разветвлённые

Больше всего больших палеорусел обнаруживается в южной части бассейна, причем прослеживается корреляция между шириной и частотой встречаемости больших палеорусел. На рис. 115а четко видно, что встречаемость увеличивается от средней тайги до степи, а затем, в полупустыне, их количество снова падает. Это может быть объяснено несколькими причинами. Первая — для этой зоны характерна высокая неравномерность стока. Это определяется отсутствием или нераспространённостью древесной растительности (неактуально для поздневалдайской эпохи, когда древесной растительности в этих широтах не было), быстрой сменой времён года, большой долей снегового питания рек. Соответственно, показатели стока могли быть здесь наивысшими в половодье и довольно низкими — в межень. Вторая: реки в северной части бассейна расположены в зоне распространения плейстоценовых оледенений,

обычно имеют относительно узкие долины и поймы, а реки часто размывают плотные моренные суглинки. Это ограничивает возможности для горизонтальных русловых деформаций и формирования хорошо выраженных палеорусел, а также сохранность геоморфологических следов деятельности древних рек – палеоруслу в узких долинах имеют меньше вероятности сохраниться при последующих блужданиях реки. В то же время реки в южной половине бассейна обычно имеют хорошо разработанные древние долины с широкими поймами, в пределах которых могли как формироваться, так и сохраняться следы миграции речных русел за длительный промежуток времени.

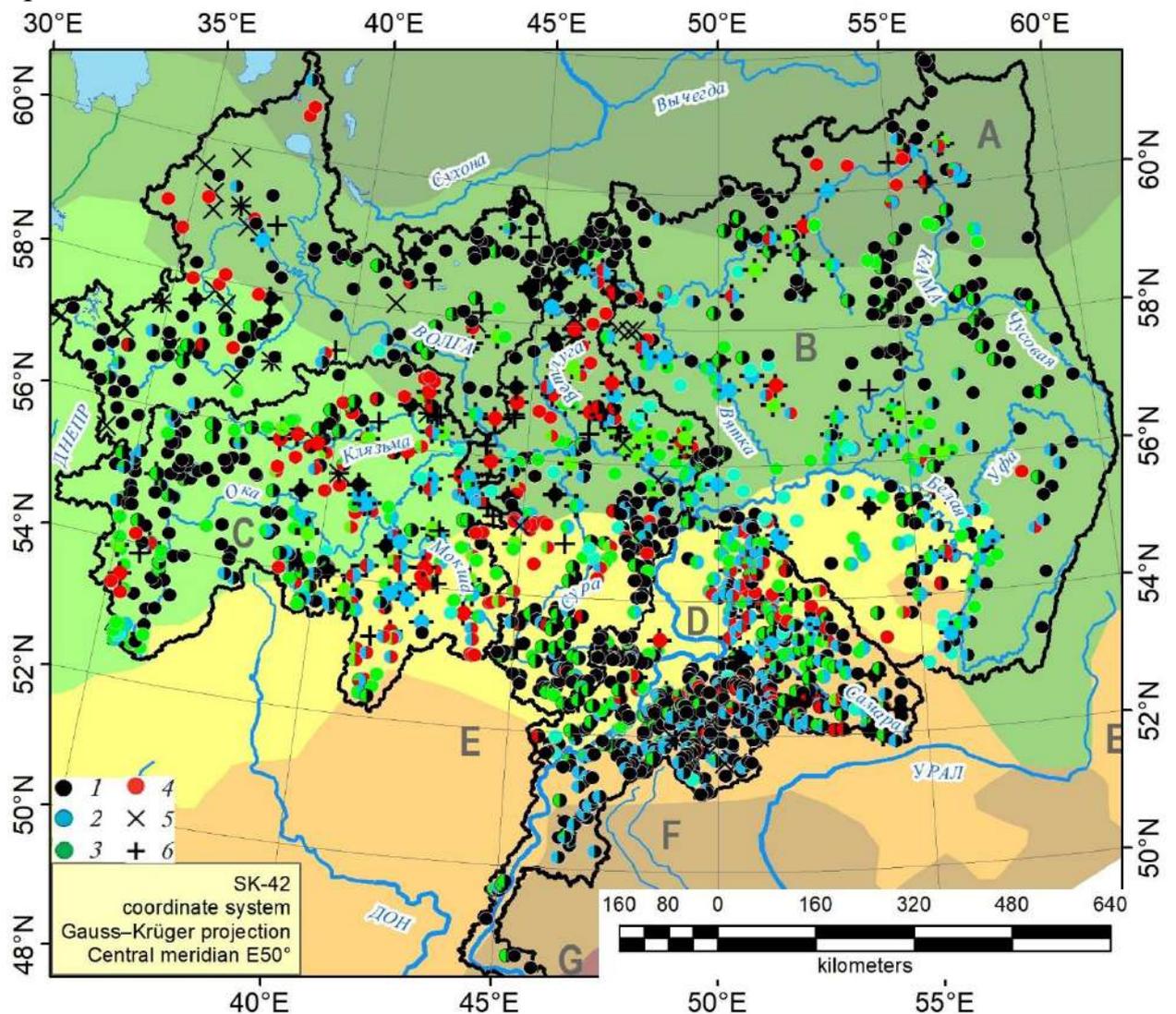


Рис. 114. Распространение участков с большими палеоруслулами разных типов в бассейне Волги. Усл. обозначения 1–6 см. примечания к табл. 7. Природные зоны: А — средняя тайга, В — южная тайга, С — широколиственные леса, D — лесостепь, E — степь, F — полупустыня, G — пустыня

Третья причина — такое географическое распределение и особенно наличие в степной и лесостепной зонах нескольких возрастных генераций макроизлучин может свидетельствовать о том, что именно в этой широтной полосе проявления обильного стока были наиболее частыми и длительными, хотя в целом они проявлялись в пределах того же общего интервала времени,

что и в других частях бассейна Волги (см. раздел 5.3). Нельзя также заключить, что сток возрастал здесь более значительно относительно современного по сравнению с другими зонами, т.к. систематического возрастания относительных размеров палеорусел в этой зоне также не наблюдается (см. раздел 5.2).

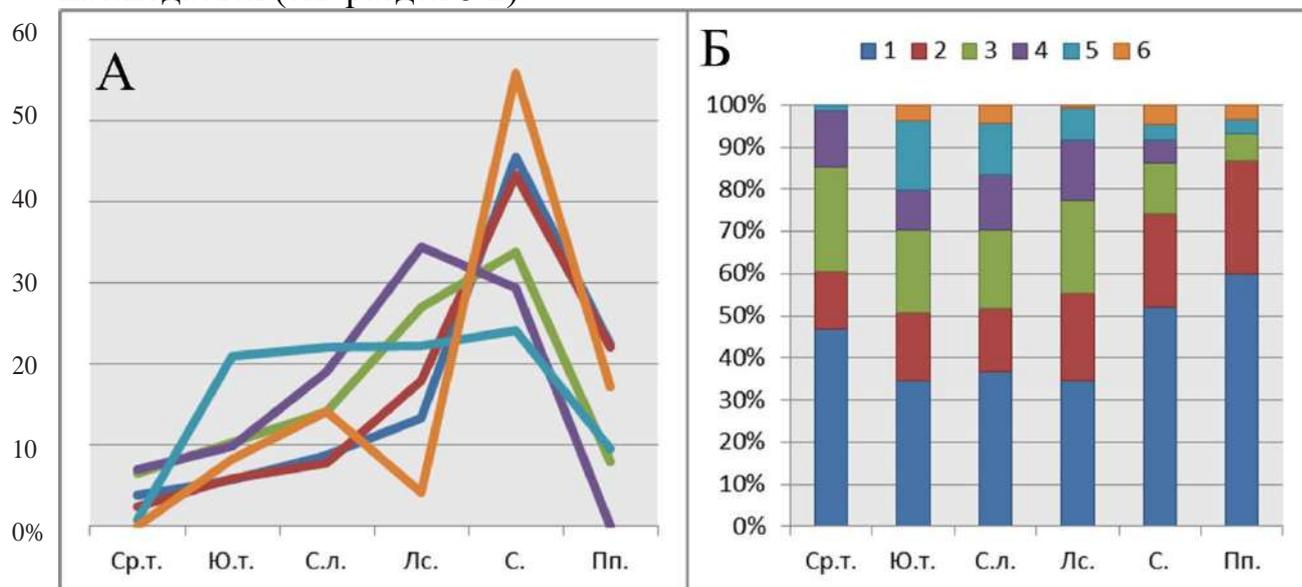


Рис. 115. Встречаемость разных типов больших палеорусел по природным зонам: (а) – общее число выявленных участков, (б) – относительная встречаемость. Ср. т. – средняя тайга, Ю. т. – южная тайга, С. л. – смешанные леса, Лс. – лесостепь, С. – степь, Пп. – полупустыня. Усл. обозначения 1–6 см. табл. 7

Таблица 8. Распределение участков с большими палеоруслами по природным зонам

Тип	Средняя тайга	Южная тайга	Смешанные леса	Лесостепь	Степь	Полупустыня	Всего
1	38	258	163	267	360	18	1104
2	11	121	66	162	155	8	523
3	20	144	83	168	84	2	501
4	11	72	58	112	38	0	291
5	1	123	54	58	25	1	262
6	0	27	19	6	32	1	85
Всего	60	488	280	459	406	19	1712
S, км <sup>2</sup>	131641	608080	253490	271013	107926	10949	1383099
S, %	10%	44%	18%	20%	8%	1%	

Примечания: тип (больших палеорусел): 1 — унаследованные, 2 — староречья, 3 — меандровые цирки, 4 — прямолинейные, 5 — системы крупных грив, 6 — разветвлённые

Типы больших палеорусел также зависят от географического положения реки, что видно из рис. 115б. Унаследованные макроизлучины доминируют во всех зонах. Меандровые цирки занимают второе место по встречаемости в лесной зоне, к югу они уступают макроизлучинам-старицам. По всей видимости, в лесной зоне из-за более узких пойм чаще происходило размывание бортов долин и формирование цирков, в то время как на юге ширина пойм не ограничивала меандрирование. Прямолинейные большие палеорусла также чаще распространены в лесной зоне, что, вероятно, говорит

о более низком (по сравнению со степями) росте стока во время эпохи мощного стока (или, в силу геолого-геоморфологических причин, иногда русло продолжало развиваться линейно, а не трансформировалось в меандрирующее). Более частая встречаемость систем крупных грив в лесной зоне, видимо, говорит о том, что голоценовый сток рек, который там был выше (чем на юге), способствовал формированию более широкого пояса меандрирования и частичному уничтожению стариц, но сохранению следов крупных грив. Разветвлённых палеорусел больше всего в пределах границ последнего оледенения и хвалынской трансгрессии, что может говорить о том, что они сформировались в первом случае под действием талых ледниковых вод, а во втором — из-за высокой неравномерности стока. Всё это говорит о том, что морфология палеорусел отражает ландшафтно-климатические отличия (неоднородность) разных частей бассейна Волги.

При рассмотрении самих участков порой заметны различия в возрасте излучин — как по их форме и ландшафтным особенностям (например, по наличию и оттенкам растительности заметна степень заполненности стариц аллювием), так и по степени близости к современному руслу и расположению в том или ином поясе меандрирования, которые также различимы. Также на реках с большим количеством найденных участков (например, на р. Самаре) нередко можно отметить изменение типов больших палеорусел при движении вниз по долине — в верховьях рек, где поймы узки, преобладают унаследованные макроизлучины; ниже по течению появляются типы старицы и меандровые цирки (при этом унаследованные могут сохраняться или исчезать) и, наконец, на среднем и нижнем течении появляются прямолинейные большие палеорусли и системы крупных грив.

Наиболее надёжные (с точки зрения оценки возраста начала формирования) типы больших палеорусел — старицы-макроизлучины, системы крупных грив и прямолинейные палеорусли, которые имеют наиболее выраженный микрорельеф, указывающий на формирование макроизлучин в относительно недавнем прошлом (в отличие от других типов, которые могли начать формироваться и раньше). Они также встречаются чаще всего на юге и, несколько меньше, в центре бассейна Волги. Стоит отметить, что крупные гривистые системы иногда можно увидеть в пределах современного пояса меандрирования (чаще в северной части бассейна), они возникают в ходе роста аномально крупных современных излучин, которые иногда возникают при переформированиях серий голоценовых излучин. Врезанные унаследованные макроизлучины и меандровые цирки (расположенные далеко от современного русла), наоборот, обычно не несут в себе выраженных геоморфологических следов блуждания реки, и потому могут иметь более древний возраст начала формирования (Украинцев, 2022).

## 5.2. Построение карты слоя палеостока и оценка стока по основным бассейнам

Предложенная ранее методика количественной оценки палеостока (Сидорчук и др., 2000б; Сидорчук, Панин, 2017б), была усовершенствована с участием автора (Сидорчук и др., 2021). Для её реализации были выделены палеоруслу, которые подходят для палеогидрологических оценок (хорошо сохранившиеся и различимые на космоснимках), и измерены параметры их плановой геометрии, такие как руслонаполняющая ширина русла  $W$  и шаг излучин  $\lambda$ . Измерения ширины русла и шага излучин проводились по космическим снимкам высокого разрешения в среде SAS.Planet, где выделялись относительно бесприточные участки рек, на которых представлено не менее 5 крупных палеорусел (критерии выделения обозначены в статье (Панин, Сидорчук, 2006)). Ширина палеорусел измерялась на относительно прямолинейных участках и перегибах старичных палеорусел; шаг – по прямой линии между точками перегиба излучин. Водосборная площадь бралась для середины участка измерений ширины и вычислялась по цифровой модели рельефа ALOS 3D средствами ГИС с контролем по опубликованным данным (Основные гидрологические..., 2015а; 2015б; 2015в); отсюда же брались средние максимальные и годовые расходы воды. Всего измерения параметров палеорусел проведены на 123 участках. Больше всего таких участков на юге бассейна, к северу их количество уменьшается.

Для перехода от плановой геометрии палеорусел к расходам воды используются простейшие гидролого-морфологические зависимости (Сидорчук и др., 2021). Принимается, что ширина палеоруслу равна руслонаполняющей ширине и, соответственно, расходу воды (равному среднемаксимальному, поскольку его воздействие на русло эквивалентно всему диапазону расходов воды за тот или иной период времени). Для выяснения применимости формулы (1), которая является эмпирической и может быть использована только в заранее заданных диапазонах применения, была вычислена экспонента  $b$  (учитывающая неравномерность стока по разным причинам) с использованием данных по современным рекам перигляциальной зоны (реки бассейна Волги в поздневалдайскую эпоху также являлись перигляциальными), рекам с низкой неравномерностью стока, рекам, по которым среднемаксимальные расходы воды вычислены с помощью формулы Шези-Маннинга (4) по поперечному сечению русла, а также современным рекам бассейна. Для палеорек бассейна Волги эта экспонента оказалась равна 1,34. Таким образом, формула расчёта среднемаксимальных расходов воды приняла вид  $Q_{\max} = a_0 W_p^{1,34}$  (6). Коэффициент  $a$  (учитывающий ландшафтно-климатическую обстановку) задан равным 1,92, а для рек нижней Волги, где природные условия значительно отличаются от условий остальной части бассейна — 10,8;  $b=0,87$ . Для учёта неравномерности стока у перигляциальных рек бассейна Волги была использована формула  $y=0,0002F^{0,56}$  (7), где 0,0002 —

коэффициент  $n$ , учитывающий внутригодовой гидрологический режим перигляциальных рек (вычислен по формуле (4) для рек, по которым пробурена форма поперечного сечения древнего русла), а  $0,56$  — коэффициент  $k$  соотношения годовых и средних максимальных расходов воды (оценивается по региону-аналогу палеофлористическими методами).

Таким образом, среднемаксимальный расход поздневалдайских рек бассейна Волги вычисляется через произведение коэффициента  $a$  и руслонаполняющей ширины  $W$  в степени  $b$ , а среднегодовой — через произведение площади бассейна  $F$  в степени  $n$  и коэффициента  $k$  (Сидорчук и др., 2021).

В результате для каждого участка реки, где обнаружены большие палеорусла, рассчитан среднегодовой расход воды, при котором эти палеорусла формировались, и далее через площадь водосбора — слой и объём стока для соответствующего бассейна. Для перехода от среднемаксимальных палеорасходов воды к среднегодовым для каждой реки строилось соотношение современной и древней ширины русла и современных и древних среднемаксимальных расходов воды; коэффициент  $a$  из формулы (6) принимался одинаковым. Расчеты палеостока выполнены по двум методам: с переменным по пространству коэффициентом  $a^0$  (1) и с постоянным (2). Зачастую в соседних подбассейнах результирующие значения значительно различаются, порой это отличие двукратное. Это отражает, с одной стороны, несовершенство метода, с другой — природную неоднородность.

По местам обнаружения участков с макроизлучинами получена карта без интерполяции на смежные территории (рис. 116) Для построения карты слоя стока всего бассейна Волги проведена интерполяция рассчитанных значений слоя стока в малых бассейнах. Интерполяция проведена методом кригинга по разным вариантам главных точек подбассейна: геометрически-центральных точкам (рис. 117), либо по вторичным осредненным точкам бассейна, полученным интерполяцией первичных точек методом скользящего окна (Сидорчук и др., 2021). На рис. 118 приведена карта, построенная по интерполяции первичных точек методом скользящего окна.

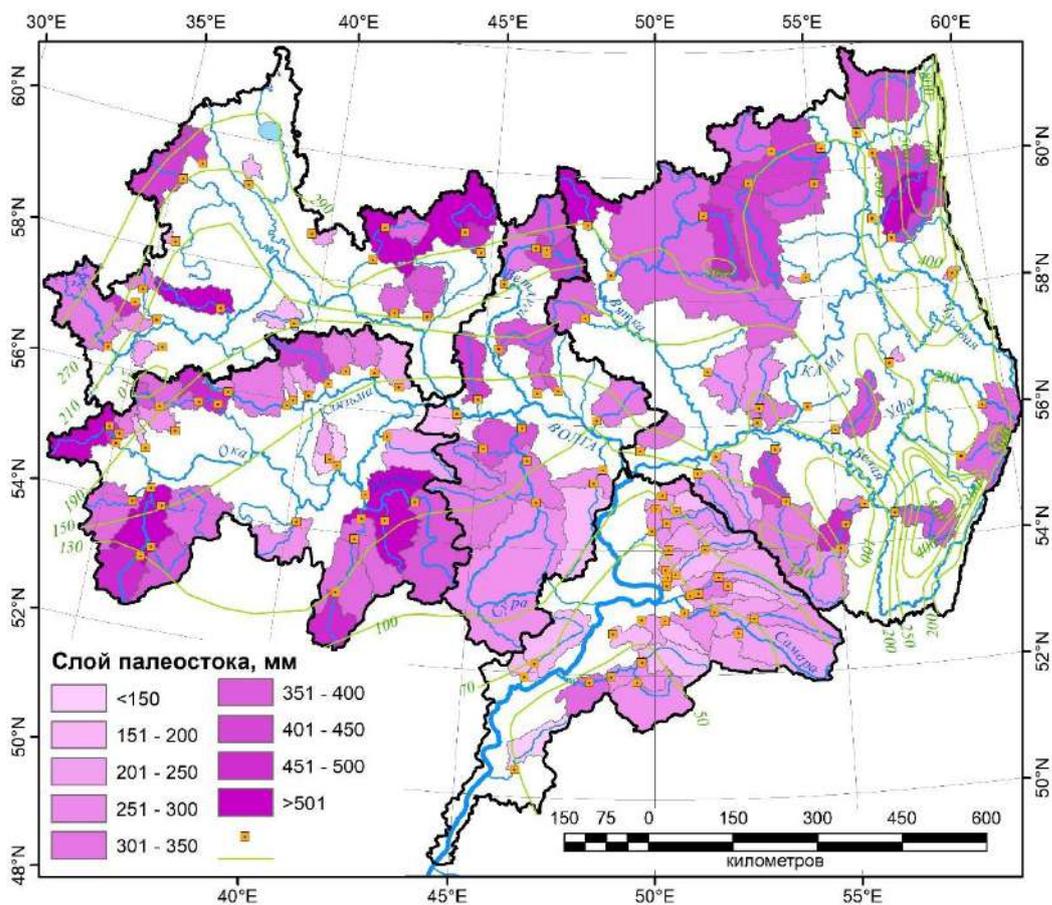


Рис. 116. Карта слоя стока в бассейне Волги в поздневалдайскую эпоху обильного стока (реконструкция для подбассейнов). Оранжевые точки — устьевые точки подбассейнов, — — — изолинии современного слоя стока

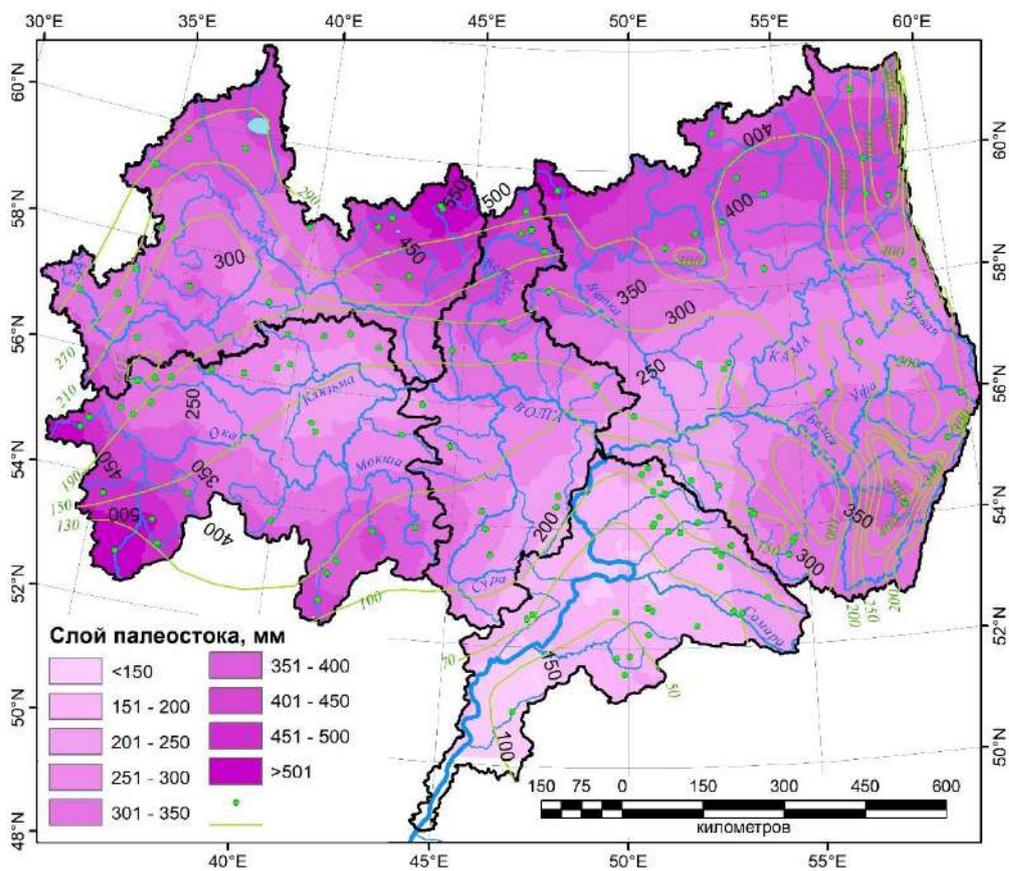


Рис. 117. Карта слоя стока в бассейне Волги в поздневалдайскую эпоху обильного стока (реконструкция по геометрически-центральной точкам). Зелёные точки — геометрически-центральные точки, — — изолинии современного слоя стока

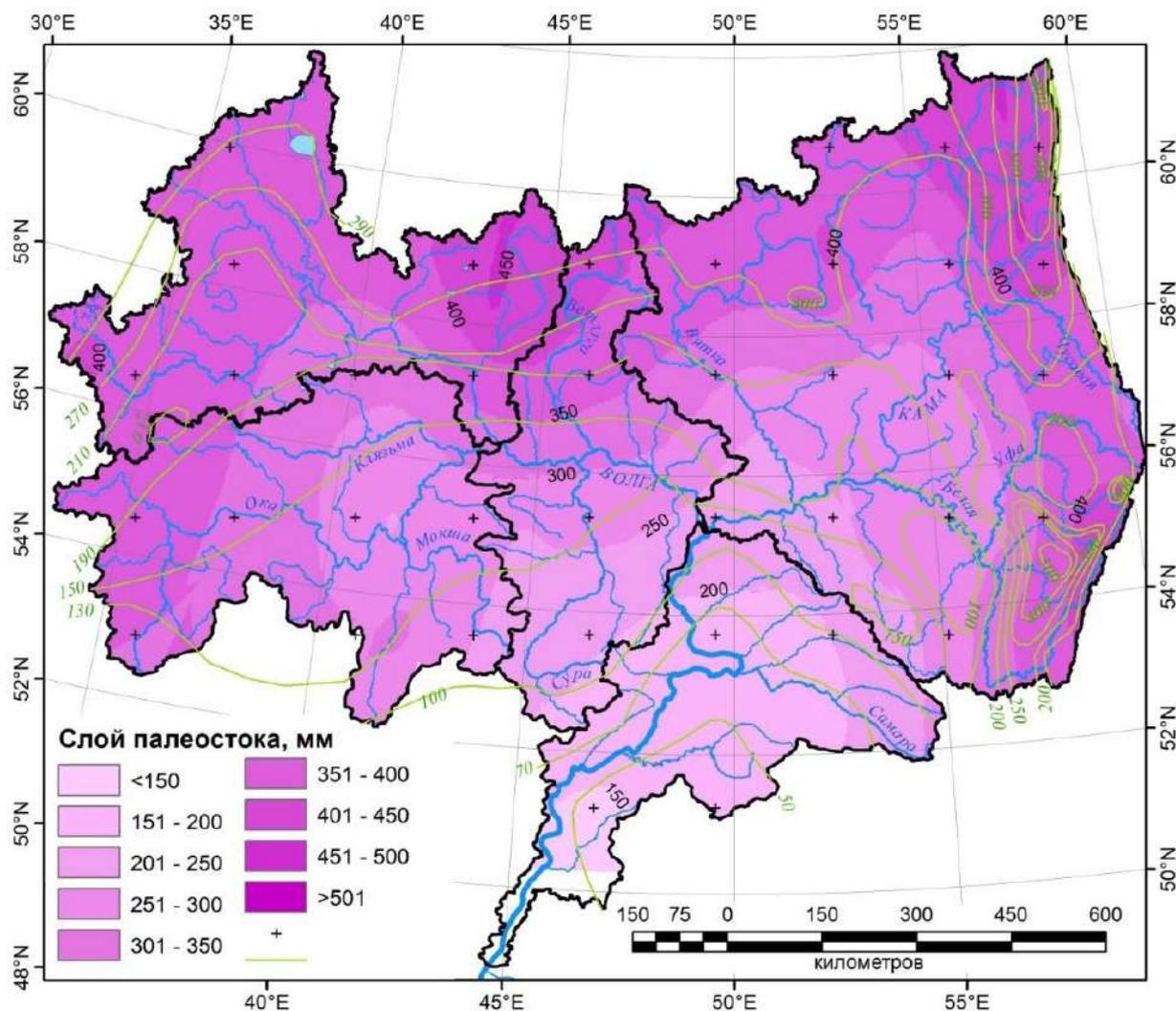


Рис. 118. Карта слоя стока в бассейне Волги в поздневалдайскую эпоху обильного стока (интерполяция по усреднённым точкам). + — усреднённые точки, — — изолинии современного слоя стока

Посчитанные объёмы стока по всему бассейну Волги в целом и отдельным его частям показаны на табл. 9. Метод 2 отличается по полученным значениям от метода 1 менее чем на 8%. В качестве итогового результата принята величина стока, осреднённая по методам реконструкции. Реконструированное поле речного стока в поздневалдайскую эпоху имеет зональность, в целом аналогичную современной (подробно представлена на рис. 30): максимальный слой стока (до 450–550 мм) наблюдался на Верхней Волге и в верховьях бассейна Камы, минимальный (100–200 мм) — на Нижней Волге. Для разных частей водосбора Волги слой палеостока получился в 1,5–1,9 раза больше современного, для всей Волги — в 1,7 раза (табл. 9). Величина годового стока Волги ниже Волгограда в поздневалдайскую эпоху оценивается в 420 км<sup>3</sup>. С учётом других рек, воды которых поступают в Каспий сейчас и поступали раньше примерно в том же соотношении (80% стока даёт Волга (Sidorchuk *et al.*, 2009)), общий годовой

приток пресной воды оценивается примерно в 500 км<sup>3</sup>. Этого было достаточно, чтобы поддерживать уровень предположительного максимума хвалынской трансгрессии ~+48 м абс. при величине эффективного испарения на акватории на четверть меньше современной (равной 800 мм/год), либо подтверждённую стадию трансгрессии +22 м при величине эффективного испарения около 650 мм/год (Сидорчук и др., 2021).

Таблица 9. Соотношение поздневалдайского и современного речного стока в бассейне Волги

Бассейн	Объём стока V, км <sup>3</sup> /год		Vp/Vm
	древний Vp	современный Vm	
Волга верхняя	91	53	1,7
Ока	78	41	1,9
Волга средняя	48	26	1,9
Кама	175	119	1,5
Волга нижняя	31	16	1,9
Волга	423	254	1,7

### 5.3. Возраст больших палеорусел

Исходя из проведённого стратиграфического расчленения толщ в пробуренных скважинах и полученных дат складывается следующая картина истории формирования больших палеорусел в бассейне Волги. В средневалдайскую эпоху или раньше многие реки испытывают мощную аккумуляцию, что видно по датам из суглинистых отложений, подстилающих русловую фацию больших палеорусел, возраст которых составляет 39–42 тыс. лет и меньше. Поскольку большинство дат имеют пограничные для радиоуглеродного метода значения (более 35 тыс. лет назад), начало и временной интервал аккумуляции нам неизвестны, однако наличие дат от 36 тыс. лет назад и вплоть до конца LGM говорит о том, что она происходила всё это время (табл. 10). Судя по скважинам на некоторых поймах рек (Мокша, Сура, Самара), довольно внушительная мощность аллювия песчаного состава (до 7—9 и более метров) дополнялась весомым темпом общего осадконакопления в речных долинах, второстепенным агентом которого выступал ветровой перенос. Это заметно по распространению свежих эоловых форм рельефа как на поймах рек (Унжа, Ока, Сура, левые притоки средней Волги, Лолог, Самара, Еруслан), так и на междуречьях (см. рис. 45, 50, 60, 63, 68, 87, 94, 105). Некоторые долины рек (Мокша, Сура, Илеть) в эпоху LGM буквально заносятся песчаными эоловыми отложениями, которые реки не в состоянии переработать. Время формирования этих эоловых форм рельефа, вероятно, следует относить к LGM — имеются сведения о высокой эоловой активности в пленигляциале (Спаская, 2009). Таким образом, во второй половине MIS 3—первую половину MIS 2 долины рек бассейна Волги испытывали преимущественно аккумуляцию.

Таблица 10. Возраст формирования аллювия больших палеорусел рек бассейна Волги (от истока к устью) и подстилающего аллювия

Река, местоположение палеорула	Возраст календарный (лет)			Источник
	Аллювия и других отложений, перекрывающих русловую фацию	Руслового аллювия	Аллювия, подстилающего русловую фацию	
Волга (Ржев)	13,2±0,7 тыс.	15,9±1,3; 16,7±1,5 тыс.		Panin <i>et al.</i> , 2018
Дубна (Минино)	9090±50; 9560±20; 9760±170; 12540±260	14560±160; 15310±80; 15620±100; 15840±80	29640±140; 29690±600; 29860±740; 43900±3220	Панин и др., 2022; табл. 2
Медведица (Семунино)	10330±60	15280±80	18280±100	Табл. 2
Устье (Ростов Великий)	8872±81; 10183±88	26454±187; 22012±214; 33677±208		Табл. 2
Которосль (Бакланово)			>38810	Табл. 2
Протва (Боровск)	9440±90; 10056±111; 10443±89; 15134±214; 15853±180*		25±2,1 тыс.	Панин, Матлахова 2013
Москва (Остров)	17158±217; 18565±182*		35,6±2,4 тыс.	Sidorchuk <i>et al.</i> , 2009
Мокша (Пителино)	10230±20, 12670±40, 13960±80	16530±90 16470±80	18520±130, 18744±51, 23232±187, 27263±49, 28120±160, 29698±184, 30990±73, 30980±70, 30973±79, 34300±110, 36620±182, 45690±390	Табл. 3
Клязьма (Петушки)			23,5±1,7 тыс.	Кириков и др., 2015
Ветлуга (Ветлужский)	13912±69		<42800	Табл. 4
Кама (Афанасьёво)	7630±90, 9650±120, 10620±160, 11900±290, 13615±75			Табл. 5
Лолог (Кордон)	13220±40		40420±510	Табл. 5
Язьва (Нижняя Язьва)	9960±150		≥42350	Табл. 5
Дёма (Новый)	11080±300			Табл. 5

Кипчак)				
Иж (Агрыз)	14530±180 (?)			Табл. 5
Пижма (Липаты)		15224±86		Табл. 5
Кильмезь (Малые Сюмси)	14155±100			Табл. 5
Большой Черемшан (Бригадировка)	13900±390			Табл. 6
Сок (Городцовка)			19890±360	Табл. 6
Ток (Яблоневый)	9410±160			Табл. 6
Бузулук (Перевозинка)			39300±1500	Табл. 6
Самара (Побочное)	15548±880*			Kremenetski <i>et al.</i> , 1999
Самара (Борское)	11190±180, 12470±230			Табл. 6
Самара (Андреевка)		14920±330		Табл. 6
Большой Кинель (Тургеневка)		15560±400		Табл. 6
Большой Иргиз (Балаково)			15–16 тыс.*	Sidorchuk <i>et al.</i> , 2009
Большой Узень (Крепость Узень)		16800±330		Табл. 6
<b>Соседние бассейны</b>				
Сейм (бас. Днепра)	13300±70; 13830±110; 14200±160; 14,5±0,8 тыс.; 14980±160; 16280±140; 16690±160;	16,4±1,2 тыс.; 17,1±1,2 тыс.;		Panin <i>et al.</i> , 2017
Свапа (бас. Днепра)	13590±90; 14470±250; 17040±140	18,3±1 тыс.		Panin <i>et al.</i> , 2017
Верхний Днепр			20738±405*	Panin <i>et al.</i> , 2015
Верхний Дон	3250±50; 4180±120; 9940±160; 11530±160; 19180±90; 20370±90	13050±30; 14910±120; 18210±90	38600±2400; 98000±5700	Матлахова и др., 2019
Хопёр (бас. Дона)	10083±171; 12907±165; 13225±109*		24040±103*	Панин и др., 2013

Примечание: в таблице отсутствуют даты, по стратиграфическому положению которых очевидна их аномальность. Красный цвет — OSL-даты (по литературным источникам); серый цвет — даты, которые мы считаем удревнёнными или запредельными.  
\*: радиуглеродные даты из литературных данных, откалиброванные автором

Приведённые в таблице даты были поделены на 3 категории: даты по подстилающему аллювию, даты по русловой фации аллювия больших палеорусел, и даты по фации заиления больших палеорусел (перекрывающие). На рисунке 119 показана статистика по этим датам.

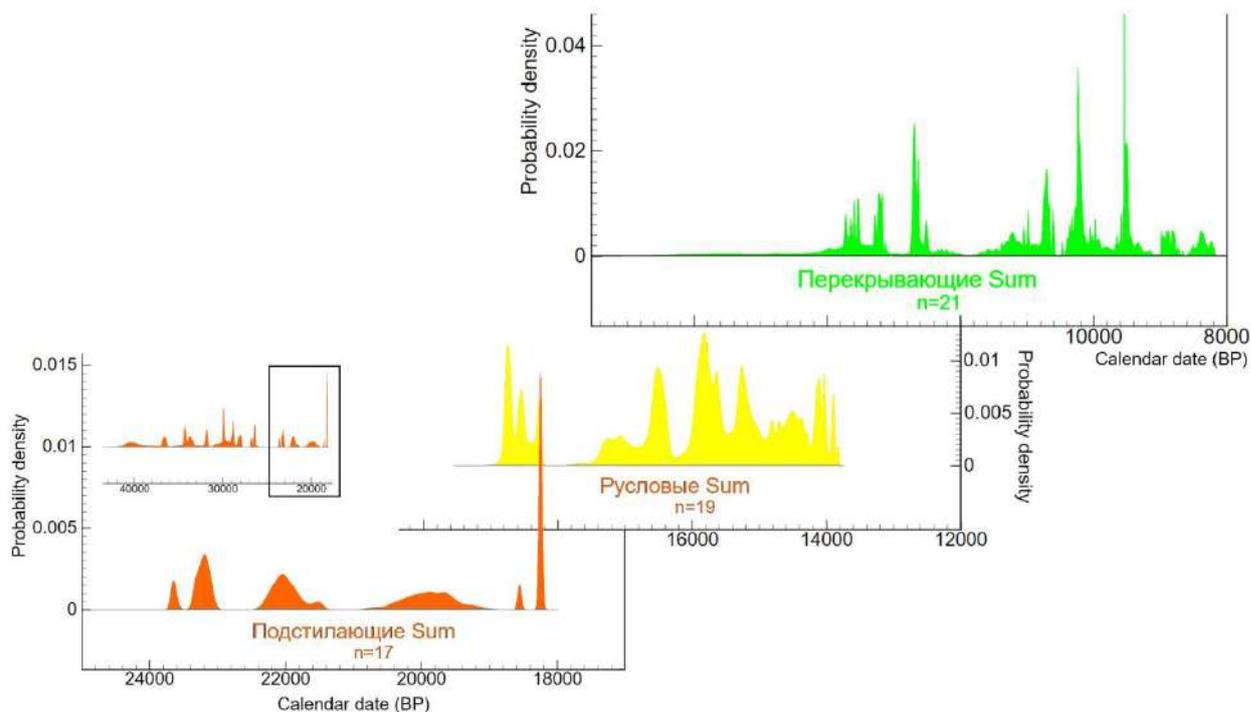


Рис. 119. Суммированные массивы дат по большим палеоруслам бассейна Волги – по русловому аллювию этих русел, а также подстилающим и перекрывающим отложениям.

Согласно полученным данным, основная масса дат русловой фации аллювия больших палеорусел ложится на период времени 17,5–14 тыс. календарных лет назад. Есть выходы за пределы этих дат: например, две даты из палеорусла реки Мокши ложатся на время ~18,7 тыс. кал. лет назад (см. рис. 50). Однако это палеорусло Мокши не имеет увеличенных размеров по сравнению с современной рекой (рис. 49), а значит отражает сток реки около 19 тыс. лет назад и не связано с большими палеоруслами. Наибольшие пики дат по русловому аллювию находятся в промежутке времени 16,5–15 тыс. лет назад (рис. 119).

По литературным данным, обобщённым в работе (Vandenberghе, Sidorchuk, 2020), другие палеорусла рек Восточно-Европейской равнины (р. Дон (1 дата; Матлахова и др., 2019), р. Москва (Панин, Сидорчук, 2006) формировались 18–13 тыс. лет назад. В статье (Panin *et al.*, 2017) наличие более ранних дат смещает фазу мощного речного стока на более ранний период; в нашем случае имеется обилие дат из подстилающих и перекрывающих отложений, не опровергающих этот тезис. В статье (Gelfan *et al.*, 2023) даты более 18 тыс. лет назад (их всего две) по русловому аллювию трактуются как свидетельство переотложения материала аллювия. В то же время в других продатированных больших палеоруслах (р. Протва, р. Сейм, Свапа (Панин, Сидорчук, 2006), р. Волга (Panin *et al.*, 2018), верхний Дон (Матлахова и др., 2019), р. Дубна (Панин и др., 2022)) даты ложатся на

интервал времени 14,5–17 тыс. лет назад, то есть совпадают с нашими интервалами. По верхнему Днепру и по Хопру даты получены только из подстилающих русловую фацию отложений, а также из фации заиления, но интервал развития русловой фации аллювия тем не менее подходит под наши выводы. В целом мы склоняемся к тому, что большие палеоруслы в бассейне Волги формировались 17,5–14 тыс. календарных лет назад, то есть в конце пленигляциала – начале позднеледникового; с наступлением аллерёда их формирование прекратилось (самые ранние даты из перекрывающих старичных отложений — 14,2 или 14,5 (см. даты по Дубне и Ижу) тыс. лет назад). При этом в распределении дат не наблюдается перерывов, которые можно было бы трактовать как свидетельство нескольких фаз эпохи обильного стока: все даты из руслового аллювия ложатся примерно в один временной интервал без значимых перерывов.

Заиление больших палеорусл началось уже в бёллинге: первые даты из фации заиления палеорусл относятся к около 14,2 тыс. лет назад (Кильмезь), даты около 13,9 тыс. лет назад есть по фации заиления больших палеорусл Ветлуги, Большого Черемшана, Мокши, Сейма. В это время большие палеоруслы превращаются в основном в озёра (старицы), о чём говорит преимущественно суглинистая составляющая подошвы фации заиления. Часть из палеорусл в голоцене превращается в болота (обилие торфянистых отложений во многих колонках скважин в верхней части фации заиления). Геометрия унаследованных палеорусл в MIS 1 осложняется более мелкими излучинами, которые можно наблюдать в современном поясе меандрирования рек.

Что касается возможных территориальных различий в формировании больших палеорусл, то они также не наблюдаются: во всех природных зонах и частях бассейна Волги, где имеются даты, возраст руслового аллювия примерно одинаков (рис. 120).

Важным вопросом остаётся возраст больших палеорусл долин рек, подтопленных водами раннехвалынского бассейна. Большие палеоруслы могли сформироваться там только после отступления береговой линии. Согласно последним данным (Курбанов и др., 2023; ОСЛ-даты), основная фаза трансгрессии с наиболее высоким подъемом уровня длилась с 17 до 15 тыс. лет назад, однако по-прежнему не ясно, в какой период времени береговая линия находилась на высоте +22 м. По (Tkach, Makshaev, 2022; радиоуглеродные даты), максимум длился вплоть до 13,5 тыс. лет назад, что, на наш взгляд, всё же не совсем соответствует действительности, так как большие палеоруслы в основной массе прекратили формирование уже 14,9–14,5 тыс. лет назад, а значит мощный сток не мог поддерживать раннехвалынский бассейн на отметках +22 м до этого времени. Так или иначе, по всей видимости, раннехвалынская трансгрессия начала спадать несколько раньше эпохи обильного стока, иначе большие палеоруслы южных рек не могли успеть сформироваться на подтопленных частях долин. Дата 16,8 тыс. лет назад из русловой фации большого палеоруслы на высоте +21 м,

16,6 тыс. л.н. из пойменного аллювия (+24 м) Большого Узенья говорят о том, что максимум трансгрессии был раньше этого времени. К сожалению, у нас не имеется большего массива дат, которые бы подкрепляли этот тезис.

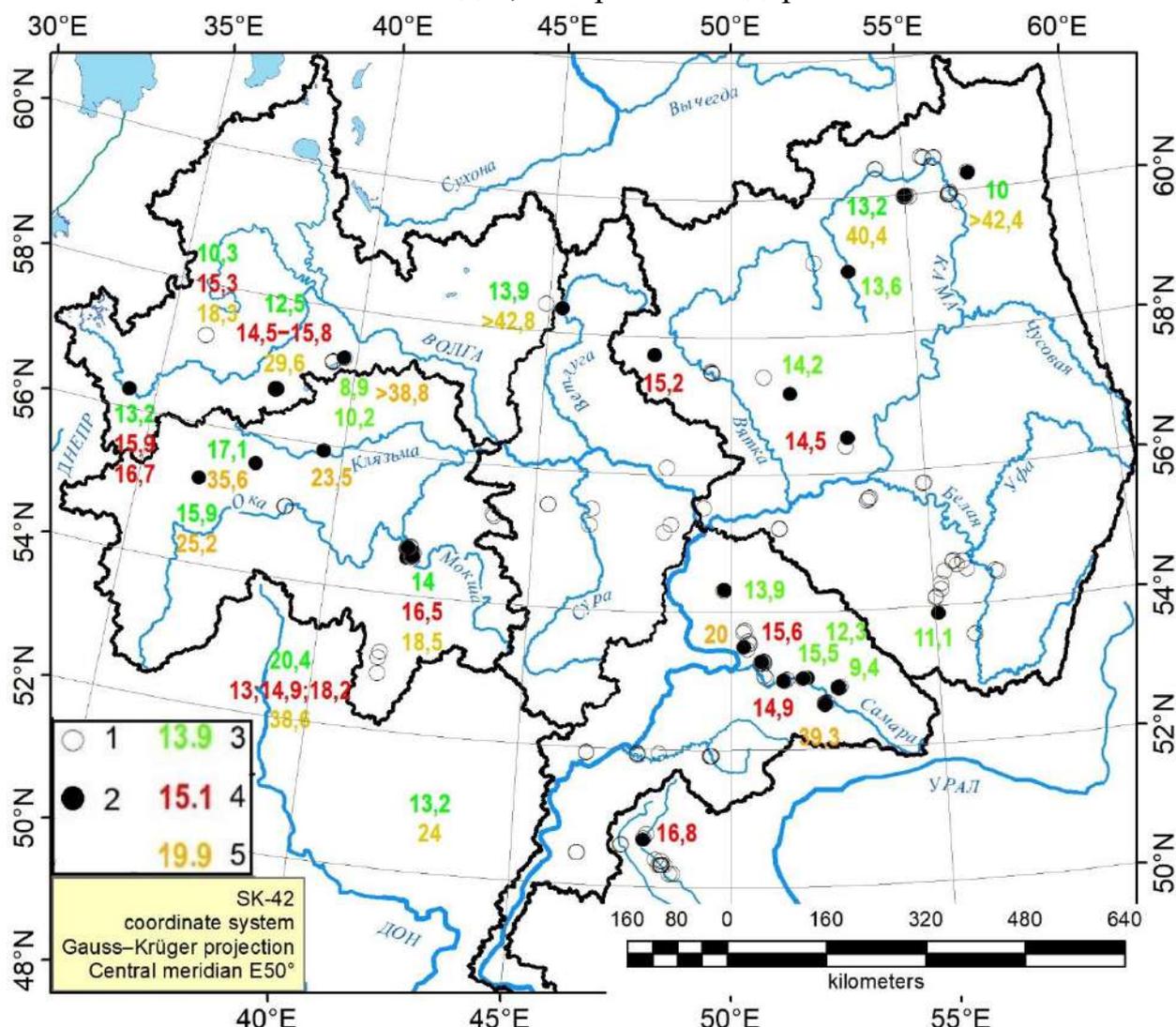


Рис. 120. Время формирования фаций аллювия больших палеорусел в разных частях бассейна Волги. 1 — все скважины, 2 — скважины с датами; время формирования: 3 — фации заиления, 4 — русловой фации, 5 — подстилающих аллювий отложений

#### 5.4. Динамика врезания и аккумуляции в речных долинах

Пользуясь колонками скважин с фаціальным расчленением аллювия (рис. 43–112) была проведена оценка направленности вертикальных русловых деформаций, осуществлённых древними реками, формировавшими большие палеоруслу. Для анализа темпов врезания/аккумуляции поздневалдайских рек были взяты абсолютные высоты устьев скважин и высоты зеркала современной реки в непосредственной близости к палеоруслу, полученные геодезической съёмкой. Затем были использованы эмпирические зависимости Р. А. Нежиховского (1971) по соотношению ширины русла в межень и его максимальной глубины, которые он вывел по данным прямых измерений ширин и глубин рек Восточно-Европейской равнины (рис. 121), к площади бассейна реки. Через эти данные, используя

среду Microsoft Excel и подставляя площадь бассейна в график, были выведены аналогичные соотношения для рек бассейна Волги. Для расчётов использовались значения средней ширины современной реки и площадь её бассейна (они выявлялись во время реконструкции палеостока). Затем через ширину современного русла определялась средняя глубина реки и, соответственно, кровля русловой фации современного аллювия. На самих скважинах отмечались меженный уровень воды и положение дна русла современной реки. По разнице высоты дна (кровли руслового аллювия) палеоруслу и высот дна современного русла определялась величина вреза. Увеличение расходов воды сопровождается врезанием реки (Чалов, 2017), поэтому для сравнения приведены величины среднемаксимальных и среднегодовых расходов воды древних и современных рек, которые были получены ещё на предыдущем этапе, чтобы сравнить их с направленностью вертикальных русловых деформаций (табл. 11). Различия в высотах плюс-минус 1 метр находятся заведомо в пределах точности метода и поэтому трактуются как стабильное положение русла.



Рисунок 121. Соотношение ширины реки в межень и максимальной глубины к площади бассейна (по Нежиховский, 1971)

Таблица 11. Сопоставление величин вреза и расхода воды у древних рек и их преемников

Река (местоположение), число скважин, по которым проводились высотные определения	Разница высот дна современ. и древних русел (м)	Расходы воды, м³/с			
		среднемаксимальные		среднегодовые	
		современные	древние	современные	древние
Дубна (Минино), 8	-0,5÷+3,3		-		-
Которосль (Бакланово), 1	0		-		-
Унжа (Мантурово), 1	-1,8	1150	8080	140	325
Мокша (Пителино), 16	0÷-3,8	-		-	
Тёша (Красный Бор), 2	-1,2÷-1,6		-		-
Ветлуга (Ветлужский), 1	-4	-		-	
Пьяна (Тарталей), 2	-1,5÷-1,8	505	2470	29	70
Сура (Шумерля), 2	-3,2÷-7	2130	5790	210	435
Свияга (Свияжский), 2	-2,5÷-2,8	300	1050	20	40
Кама (Афанасьево), 1	-2,5	-	-	-	-
Лолог (Коса), 3	0÷-2,4	-	-	-	-

Язьва (Нижняя Язьва), 2	-6÷-8,5	850	3510	95	95
Ашкадар (Стерлитамак), 2	+1÷+2,1	-	-	-	-
Инзер (Ирныкши), 2	0÷-1,1	-	-	-	-
Уршак (Стуколкино), 1	-4,8	-	-	-	-
Танып (Тангатарово), 2	+0,3÷+0,6	-	-	-	-
Дёма (ср.-ниж. теч.), 10	-1,2÷+1,7	490	3410	60	140
Ик (Тюково), 3	0÷+2,5	-	-	-	-
Иж (Агрыз), 2	-0,7÷+0,2	-	-	-	-
Кильмезь (Малые Сьюнси), 1	+1,9	-	-	-	-
Шешма (Горшково), 2	-1,2÷+2,4	-	-	-	-
Мёша (Нармонка), 1	-0,2	500	1670	17	40
Большой Черемшан (Бригадировка), 2	-3,7÷-7,8	520	2190	30	80
Кондурча (Коммунарский), 2	-4,6÷-4,8	270	1180	20	30
Сок (Красный Яр), 5	-0,2÷-2,5	-	-	-	-
Самара (ср.-ниж. теч.), 8	-0,6÷-5,2	-	-	-	-
Ток (Яблонево), 4	-2,4÷-3,2	295	1770	15	50
Бузулук (Перевозинка), 5	-1,9÷-3,8	250	1355	7	35
Бол. Кинель (Тургеневка), 6	-2,8÷-7	-	-	-	-
Камелик (Муравли), 4	-9,6÷+0,7	-	-	-	-
Большой Иргиз (Малоперекопное), 1	-6	585	1945	20	95
Терешка (Студеновка), 2	+1	335	1125	20	40
Еруслан (Полтавка), 2	+2,5÷+6,8	135	350	-	10
М. Узень (Малый Узень), 1	+1,2	-	-	-	-
Б. Узень (Крепость Узень), 3	+1÷-1,5	-	-	-	-
Б. Узень (Старухин), 1	+1,5	-	-	-	-

Примечание: красный цвет означает более низкое положение дна больших палеорусел по сравнению с современным руслом (после окончания формирования этих палеорусел в реке происходила направленная аккумуляция); зелёный цвет – наоборот, дно больших палеорусел расположено выше дна современных, после их формирования происходило врезание, оранжевый — нет разницы; «-» — нет данных

При возрастании расходов воды в реках происходит адаптация формы продольного профиля и реки врезаются, особенно глубоко в среднем течении (Маккавеев, 1955). Поэтому повышенные расходы воды при формировании больших палеорусел (табл. 11) должны были вызвать адаптацию продольного профиля и врезание рек. Полученный результат, что в большинстве случаев дно палеорусел находится выше дна современных русел (табл. 11, рис. 122), на первый взгляд, противоречит этому положению: при поверхностном рассмотрении этот факт можно трактовать как признак врезания рек уже после формирования больших палеорусел, т.е. после эпохи обильного стока. Однако это не так. Наиболее чётко это видно на примере унаследованных макроизлучин, которые не были спрямлены современным руслом. Так, развитие серии врезанных макроизлучин в верхнем течении Волги в районе г.Ржева, судя по ОСЛ-датам аллювия из лестницы террас одной из них, происходило в позднеледниковье с 16–17 до 11,5 тыс. л.н., когда река врезалась и одновременно размывала берега с увеличением стрелы прогиба макроизлучин (тогда – обычных излучин реки) (Panin *et al.*,

2018). После этого как врезание, так и искривление макроизлучин прекратилось. Продолжение врезания вплоть до начала голоцена объясняется местными факторами – откликом реки на гляциоизостатическую адаптацию земной коры (поднятие приледникового прогиба).

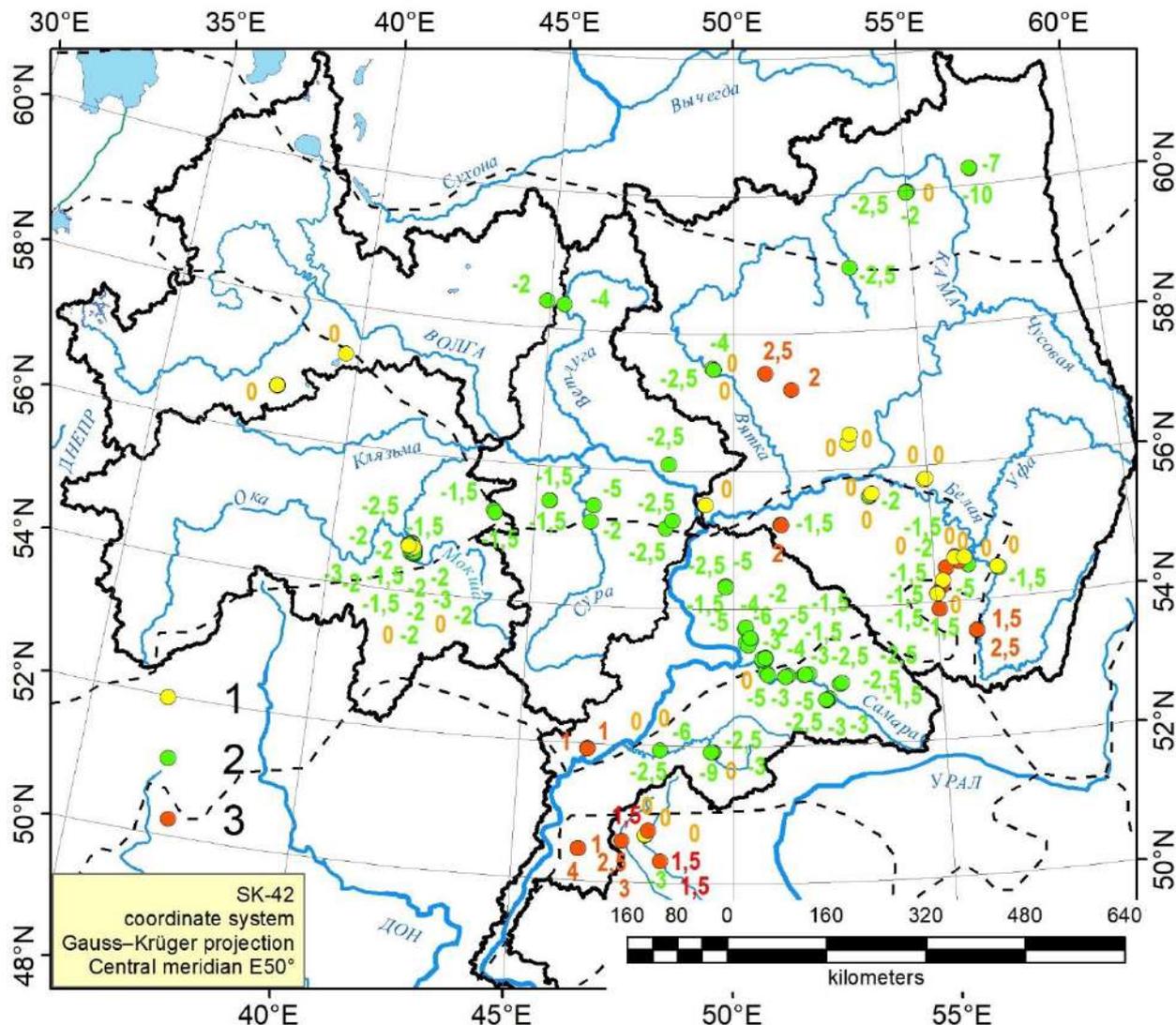


Рис. 122. Положение дна современных русел относительно больших палеорусел (в метрах): 1 – на том же уровне, 2 – ниже, 3 – выше

Врезание в период формирования макроизлучин демонстрируют и реки южной части бассейна Волги, где не было прямого влияния последнего оледенения. Примером может служить Большой Иргиз, в долине которого есть как макроизлучины – палеоруслы, так и унаследованные макроизлучины (рис. 104). При формировании унаследованных макроизлучин происходило врезание реки, на которое указывают как лестницы террас в шпоре изгиба, так и последовательное понижение кровли руслового аллювия от основания к вершине макроизлучины (скв. 1066-1068; рис. 104). Современное русло наследует этот изгиб и уровни поймы, а голоценовые староречья не обнаруживают признаков направленного врезания или аккумуляции (например, на скв. 1075 (рис. 111), пробуренной в современной реке), т.е. современное русло наследует то вертикальное положение, которое было задано углублением большого палеоруслы в конце эпохи обильного стока.

Дно русла в макроизлучинах-староречьях находится выше дна современного русла (скв. 1065; рис. 105), поскольку эти палеорусла древнее унаследованных макроизлучин, в ходе их формирования врезание реки только началось или продолжалось, но было ещё далеко от завершения.

Данные по долинам, где были пробурены большие серии скважин, также указывают на врезание рек в ходе эпохи обильного стока: положение дна разных макроизлучин может изменяться в достаточно широких пределах выше и современных русел. Например, в долине р. Дёмы часть макроизлучин находится несколько ниже современного русла (до 1-1,5 м), но большая часть – на его уровне. Вторые формировались в начале эпохи обильного стока, когда врезание только началось, первые – в конце, когда врезание закончилось. Река врезалась глубже современной и при уменьшении стока произошло выравнивание продольного профиля путём небольшой аккумуляции. В долинах Сока, Самары у части пробуренных макроизлучин дно находится на 3-5 м выше, у других – на уровне дна современных русел, что можно интерпретировать как постепенное углубление (врезание) рек в течение эпохи обильного стока. Последовательное углубление наглядно иллюстрируется сопоставлением положения дна палеорусла в макроизлучинах разных возрастных генераций, выделяемых по их взаимным соотношениям (одна подрезает другую), например, скважины 1042 и 1041 в долине Самары (рис. 95), 1052 и 1053 в долине Сока (рис. 91). Дно самых низких макроизлучин в обеих этих долинах находится на уровне или ниже дна современного русла, что говорит об отсутствии аккумуляции после падения стока, т.е. адаптации продольного профиля к новым, пониженным величинам стока не происходило, современная река (точнее, дно долины) унаследовала продольный профиль, сформированный в эпоху обильного стока.

Таким образом, динамика вертикальных русловых деформаций рек бассейна Волги в MIS 2 представляется следующим образом. Верхняя Волга и её притоки после LGM испытывали направленное врезание, которое было откликом как на рост стока в конце пленигляциала (об этом говорит формирование макроизлучин на самой Волге, Медведице и некоторых других реках), так и на гляциоизостатические адаптации, в связи с чем врезание продолжалось не менее чем до начала голоцена. В средней и нижней части бассейна формирование больших палеорусел началось после эпохи выполнения долин первой половины MIS 2. К началу эпохи обильного стока дно речных долин располагалось на первые метры выше современного. Рост расходов воды вызвал врезание рек, происходившее до адаптации продольного к новым условиям стока, а в некоторых случаях (Большой Иргиз) вплоть до окончания эпохи обильного стока. После падения стока, в зависимости от местных условий, произошла адаптация продольного профиля к новым значениям стока путём небольшой (1–2 м) аккумуляции, либо реки унаследовали продольный профиль, сформированный в конце врезания эпохи обильного стока. Отсутствие адаптации продольного

профиля в конце позднеледникового – голоцене может быть связано с тем, что адаптация к обильному стоку была неполной (врезание не закончено), либо недостаточным твёрдым стоком реки в голоцене.

В бассейнах других рек Восточно-Европейской равнины – Дона, Днепра – древний врез эпохи обильного стока был значительно больше, чем в бассейне Волги – до 7-8 м ниже современных русел (Панин и др., 2013; Starkel *et al.*, 2015; Panin *et al.*, 2017; Матлахова и др., 2019). Это может быть связано с более благоприятными условиями для адаптации продольных профилей рек к изменяющимся расходам воды – врезом в слабоустойчивые аллювиальные отложения, отсутствием влияния базиса эрозии. В бассейне верхней Волги, в области московского оледенения, в долинах отсутствуют переуглубления, и реки вынуждены врезаться в устойчивые к размыву моренные отложения или коренные породы. В бассейне нижней Волги врезание сдерживалось высоким уровнем Каспия, поскольку именно в эпоху обильного стока в бассейне Волги происходила раннехвалынская трансгрессия; водами этого обильного речного стока и заполнялся в значительной степени хвалынский Каспий (Сидорчук и др., 2009, 2021; Панин и др., 2021). Кроме того, можно предполагать, что врезанию рек бассейна средней и нижней Волги препятствовал высокий твёрдый сток. В пользу этой гипотезы говорит обилие эоловых форм рельефа в днищах речных долин и на междуречьях, (см. рис. 45, 50, 60, 63, 68, 87, 94, 105), а также сведения о высокой эоловой активности в пленигляциале (Спасская, 2009). О высоком твёрдом стоке также говорит обвалованность некоторых русел (см. рис. 41, 109). Вероятно, некоторые речные долины буквально засыпались материалом, переносимым ветром, другие получали от притоков высокий объём смытого с междуречий и склонов материала; реки были вынуждены соблюдать баланс в эрозии и аккумуляции наносов, чтобы справиться с таким объёмом твёрдого стока (Украинцев, Захаров, 2023). Поскольку в приведённых выше источниках врезание позднепленигляциальных рек установлено в западных частях Восточно-Европейской равнины, можно предположить, что там эоловая активность в это время была ниже.

По буровым колонкам русловую фацию больших палеорусел подстилают иногда довольно мощные пачки древнего аллювия, имеющего возраст от 36 и ранее до 19 тыс. лет назад (см. главу 5.3). Такая мощность аллювия с возрастом MIS 3 – первая половина MIS 2 говорит о том, что он выполняет более древние врезы рек, гораздо более глубокие, чем последующие поздневалдайские. Из-за возрастов, соседствующих с границей применения радиоуглеродного метода, мы не можем судить даже о дате начала заполнения, и тем более о дате этого врезания. В литературе есть сведения о врезании рек 50–40 тыс. лет назад (Cserkés-Nagy, Sztanó, 2016). В южной половине бассейна врез был более существенным (9–15 и более метров ниже уровня современной поймы — у рек Мокша, Сок, Бузулук), в то время как у северных рек он составлял 8–9 м (Ветлуга, Лолог, Язьва, Дубна).

## 5.5. Факторы развития речных долин

Обобщая полученные результаты, мы видим, что: 1) большие палеоруслы распространены почти на всей площади бассейна Волги, кроме, за некоторым исключением, зоны последнего оледенения и горной части бассейна. При этом больше всего их сохранилось в долинах рек степной зоны; 2) по данным гидролого-морфологического анализа больших палеорусел, увеличение речного стока достигало полутора–двукратных величин по сравнению с современным речным стоком Волги; распределение величин стока происходило схожим образом с современным распределением величины речного стока в бассейне Волги; 3) формирование больших палеорусел происходило в период времени 17,5–14 тыс. лет назад; в предшествующую эпоху речные долины испытывали интенсивную аккумуляцию; 4) формирование больших палеорусел сопровождалось их врезанием; по окончании эпохи обильного стока в ряде речных долин произошла небольшая аккумуляция (адаптация продольных профилей к понижению величин стока), в других дно речных долин унаследовало продольный профиль, сложившийся к окончанию эпохи обильного стока. Пространственная картина речного палеостока и географическое распределение следов больших палеорусел в бассейне Волги указывает также на то, что ведущим фактором развития речных долин, русловых процессов, эрозии и аккумуляции в них был климатический, другие же факторы (изменения базиса эрозии, гляциоизостазия, эоловые процессы) были более локальными и меньше влияли на развитие речных долин. Формирование больших палеорусел может быть объяснено увеличением атмосферных осадков в конце плейстоцена на фоне высоких коэффициентов речного стока в условиях многолетней мерзлоты. По мнению (Сидорчук и др., 2000б; 2010; 2018), рост стока был обусловлен высокими и резкими половодьями, причинами которых была длительная зима, резкая смена сезонов года, дружное таяние больших объемов снега, что обусловило высокие показатели максимальных расходов воды и более частую их повторяемость в течение этого времени. Отсутствие растительности, наличие многолетней мерзлоты на большей части бассейна Волги препятствовали формированию подземного стока, который почти полностью становился поверхностным, а низкое испарение увеличивало этот сток. Рассмотрим каждый из факторов по отдельности.

Увеличение атмосферных осадков в позднем плейстоцене на территории Восточно-Европейской равнины реконструируется палеофлористическим методом (Sidorchuk, Borisova, 2000; Borisova *et al.*, 2006; Борисова, 2021). Предполагается, что оно было не очень большим, однако, что более важно, распределение осадков в течение года было более неравномерным — почти все осадки выпадали зимой, в то время как лето было сухим, а растительность — скудная (Борисова, 2021). Существуют современные регионы-аналоги перигляциальных ландшафтов, такие как Ямал (Сидорчук и др., 2008). Существуют модели, способные описать

циркуляцию атмосферы в плейстоцене таким образом, что зимняя циклоническая активность была увеличенной (Асеев, 1973). В то же время палеоклиматические реконструкции пока не способны описать увеличение осадков математически, хотя низкое испарение, способствовавшее росту поверхностного стока, реконструируется (Морозова и др., 2021; Kalugin, Morozova, 2023). Существование многолетней мерзлоты в плейстоцене на территории бассейна Волги не ставится под сомнение, хотя возрастной интервал её существования неизвестен (Величко, Нечаев, 2009). Более того, существуют эксперименты, оценивающие влияние многолетней мерзлоты на величину стока Волги в плейстоцене (Гельфан, Калугин, 2021) — согласно этой работе, многолетняя мерзлота действительно сильно увеличивает поверхностный сток, однако её недостаточно для того, чтобы самостоятельно инициировать раннехвалынскую трансгрессию. В бассейнах самых южных притоков Волги, где поверхностные четвертичные осадки сложены суглинками и алевритами аллювиального и морского происхождения и где многолетней мерзлоты могло не быть, преимущественно поверхностному стоку способствовала низкая проницаемость упомянутых пород. Наконец, в работе (Панин и др., 2021) ледниковый сток в бассейне Волги, существовавший вплоть до 16,5 тыс. лет назад, реконструируется как низкий (не более  $72 \text{ км}^3/\text{год}$ , или 25% от современного стока Волги, но скорее всего около  $15 \text{ км}^3$ , или 5%) и непродолжительный. В работе (Panin *et al.*, 2020) показано, что речные перестройки, которые могли увеличить бассейн Волги за счёт смежных бассейнов (Невы, Днепра, Северной Двины, Печоры), происходили в большинстве своём в конце предпоследней ледниковой эпохи (MIS 6), т.е. в MIS 2 бассейн Волги уже существовал в современном виде.

Таким образом, приведённых аргументов, на наш взгляд, достаточно, чтобы объяснить формирование больших палеорусел в позднем плейстоцене исключительно климатическими причинами, без привлечения иных гипотез.

## Заключение

Проведённые исследования позволили прийти к следующим выводам:

1. Большие палеоруслы на низких террасах и поймах рек бассейна Волги имеют наиболее широкое распространение в степной зоне. Именно в этой широтной полосе эпизоды повышенного стока, из которых слагалась общая эпоха обильного стока, были наиболее частыми и длительными, что обусловило формирование наиболее чётких и обильных геоморфологических следов этого стока. Имеет значение различное строение долин в разных частях бассейна, что обусловило различия в условиях для образования и сохранности геоморфологических следов палеорусловой динамики.
2. Большие палеоруслы в бассейне Волги формировались в конце позднего плейстоцена, в отрезке времени 17,5–14 тыс. лет назад, то есть в конце плингиаля – начале межледниковья. Формирование больших палеорусл было синхронным по всему бассейну Волги.
3. Речной сток рек конца плингиаля в разных частях бассейна Волги был выше современного в 1,5–1,9 раз, бассейна в целом — в 1,7 раз. При этом показатели древнего речного стока изменялись в пространстве по-разному с современным образом: наибольшие показатели были характерны для северной и горной части бассейна, наименьшие — для его южных частей. Рост речного стока в бассейне Волги совпадает с раннехвалынским подъемом уровня Каспия, что позволяет считать его одной из ведущих причин этой трансгрессии.
4. В средневалдайскую эпоху в равнинной внеледниковой части бассейна Волги реки были врезаны на значительную глубину. В первой половине MIS 2, до 18–19 тыс. лет назад, в речных долинах происходило заполнение этих врезов. В течение эпохи формирования больших палеорусл реки бассейна испытывали врезание вследствие роста водного стока. По окончании эпохи обильного стока, в середине межледниковья, у части рек произошла адаптация продольных профилей к уменьшившимся величинам стока, другие реки унаследовали профили дна долины от сформированных к концу эпохи обильного стока.
5. Основным движущим фактором развития речных долин бассейна Волги был повышенный речной сток, обусловленный климатическими причинами, о чём говорит широкое, повсеместное в пределах бассейна Волги распространение больших палеорусл. Причиной столь существенных палеогидрологических изменений был рост твёрдых атмосферных осадков на фоне повсеместного распространения многолетней мерзлоты, отсутствия древесной растительности и низкого испарения, что обеспечивало высокие коэффициенты поверхностного стока. Высокие расходы воды во время коротких весенних половодий с дружным таянием снега, выпадавшего в течение длительных зим, привели на значительных по протяженности участках рек к трансформации типа русел в большие излучины (макроизлучины) и увеличению ширины пояса меандрирования.

## Список литературы

1. Асеев А.А. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 200 с.
2. Асеев А.А. Эволюция климата ледниковых эпох в европейской области материкового оледенения и его перигляциальной зоне // Тепловая мелиорация северных широт. М.: Наука, 1973. С. 143-171.
3. Борисова О. К. Ландшафтно-климатические условия в центральной части Восточно-Европейской равнины в последние 22 тысячи лет (реконструкция по палеоботаническим данным) // Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 664-675.
4. Брылев В.А., Мозжерин В.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Палеопотамология речной системы Волги // Эрозионные и русловые процессы. – 2010. – С. 116-147.
5. Величко А.А., Беляев А.В., Климанов В.А., Георгиади, А.Г. Реконструкция климатических условий и речного стока северного полушария в оптимумы Микулинского межледниковья и голоцена // Водные ресурсы. – 1992. – Т. 19. – №. 4. – С. 34-42.
6. Величко А. А., Нечаев В.П. Субэаральная криолитозона в позднем плейстоцене и голоцене (глава). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. – М.: ГЕОС, 2009. С. 42–48.
7. 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. – 2017. – Т. 57. – №. 3. – С. 391-416.
8. Вознячук Л.Н., Вальчик М.А. Морфология, строение и история развития долины Немана в неоплейстоцене и голоцене. Минск: Наука и техника, 1978. 208 с.
9. Волков И.А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Доклады АН СССР. – 1963. – Т. 151. – №. 3. – С. 648-651.
10. Гельфан А. Н., Калугин А. С. Многолетняя мерзлота в бассейне Каспия как возможный триггер поздней хвалынской трансгрессии: проверка гипотезы с помощью модели формирования речного стока // Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 609-621.
11. Георгиади А. Г., Милюкова И. П., Кашутина Е. А. Гидрологические изменения в регионах Русской равнины в теплые эпохи геологического прошлого и сценарного будущего // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2018. – №. 5. – С. 70-80.
12. Горецкий Г.И. Об одном способе палеогеографических реконструкций некоторых элементов пойменного ландшафта // Вопр. географии. Сб. 3. 1947. С. 111-120
13. Горецкий Г. И. Из наблюдений над молодыми террасами среднего течения р. Чусовой // Труды ин-та географии АН СССР. – 1948. – Т. 39. С. 53–70

14. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины: Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 416 с.
15. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене: Аллювий пра-Волги. – М.: Наука, 1966. 412 с.
16. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 490 с.
17. Горецкий Г. И. Основные проблемы палеопотамологии антропогена //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1974. – №. 42. – С. 3-17.
18. Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.
19. Дроздов О.А. О надежности использования аналогов прошлого для прогнозов водного режима на будущее // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 7–12.
20. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки //М.: Изд-во иностр. лит. – 1962. – 455 с.
21. Елагин А. В., Зайцев М. В., Прохоров Д. А., Шендрик Н. К. Оценка точности определения координат спутниковыми приемниками EFT M3 GNSS и EFT M4 GNSS в режиме RTK //Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). – 2020. – Т. 25. – №. 3. – С. 26-33.
22. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины //Проблемы Западного Казахстана. – М.: Изд-во АН СССР, 1945. – Т. 2. – С. 45-59.
23. Калицкий Т, Санько А.Ф, Трифонов Ю.Ю. Типы речных долин underfit streams на территории Беларуси. Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология. 2019; т. 2: с. 108 –120.
24. Каревская И. А. Палеоботанические методы (глава). Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов: учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. – 199 с.
25. Кириков В.П., Кузьмин А.Н., Лукьянова Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 (Москва). СПб, ВСЕГЕИ, 2015.
26. Комаров М.М., Воробьев А.Ю., Кадыров А.С. Новые данные о максимальных глубинах старичных озер в пойме Р. Оки и их геоморфологическая интерпретация //Географический вестник. – 2019. – №. 4 (51). – С. 6-17.
27. Коновалов В. Г., Максимова О. Е. Реконструкция и прогноз составляющих водного баланса в бассейне реки Нарын (Киргизия) по дендрохронологическим данным //Лёд и Снег. – 2015. – Т. 52. – №. 3. – С. 87-98.

28. Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Свистунов М.И., Бутузова Е.А., Солодовников Д.А., Таратунина Н.А., Янина Т.А. Новые данные о возрасте раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря // Известия Российской академии наук. Серия географическая. - 2023. - Т. 87. - №3. - С. 403-419
29. Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. //М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1977. 212 с.
30. Лютцау С.В. Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени //Вестн. Моск. ун-та. Сер. – 1968. – Т. 5. – С. 93-98.
31. 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. – 2020. – №. 3. – С. 3-19.
32. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 355 с.
33. Матвеев Б.В. Влияние геолого-геоморфологических факторов на образование и морфологию речных излучин // Геоморфология. 1985. №3. С. 51-58.
34. Матлахова Е.Ю. Макроизлучины реки Вороны как свидетельства мощного речного стока в позднеледниковье //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2021. – №. 2. – С. 103-109.
35. Матлахова Е.Ю., Панин А.В., Беляев В.Р., Борисова О.К. Развитие долины Верхнего Дона в конце позднего плейстоцена //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2019. – №. 3. – С. 83-92.
36. Матлахова Е. Ю., Украинцев В. Ю., Панин А. В. История развития долины р. Мокши в конце позднего плейстоцена //Геоморфология. – 2021. – Т. 52. – №. 3. – С. 105-115.
37. Матлахова Е. Ю., Украинцев В. Ю. Строение поймы реки Мокши как ключ к позднеплейстоценовой истории развития долины (The structure of the Moksha river floodplain as a key to the Late Pleistocene history of the valley development) // Геоморфология. — 2022. — Т. 53, № 5. — С. 127–133.
38. Мирчинк Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи //Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1935. – Т. 4. – №. 2. – С. 5-36.
39. Морозова П. А., Ушаков К. В., Семенов В. А., Володин Е. М. Водный баланс Каспийского моря в эпоху последнего ледникового максимума по данным экспериментов с математическими моделями //Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 601-608.
40. Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р.Волги в ее среднем течении. Труды ГИН АН СССР. Вып.12. М.: изд-во АН СССР, 1958. 210 с.
41. Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды (Методические основы и практика прогнозов паводочного стока рек). – Л: Гидрометеиздат, 1971. 476 с.

42. Обедиентова Г. В. Формирование речных систем Русской равнины. – М.: Недра, 1975. 171 с.
43. Обедиентова Г. В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука. – 1977. 240 с.
44. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Верхней Волги: научно-прикладной справочник / М-во природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Федеральное гос. бюджетное учреждение "Гос. гидрологический ин-т"; под ред. Георгиевского В. Ю. - Ливны: ГГИ, 2015а. 129 с.
45. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Камы: научно-прикладной справочник / М-во природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Федеральное гос. бюджетное учреждение "Гос. гидрологический ин-т"; под ред. Георгиевского В. Ю. - Ливны: ГГИ, 2015б. 135 с.
46. Основные гидрологические характеристики рек бассейна Нижней Волги: научно-прикладной справочник / М-во природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Федеральное гос. бюджетное учреждение "Гос. гидрологический ин-т"; под ред. В. Ю. Георгиевского. - Ливны: ГГИ, 2015в. 129 с.
47. Панин А.В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие. — М.: Географический факультет МГУ, 2014. — 116 с.
48. Панин А.В. Флювиальное рельефообразование на равнинах умеренного пояса Евразии в позднем плейстоцене – голоцене. Диссертация на соискание учёной степени доктора географических наук. Москва-2015. 457 с.
49. Панин А.В., Матлахова Е.Ю. Периодические проявления мощного речного стока в центре Русской равнины в валдайскую холодную эпоху //Вестник Томского государственного университета. – 2013. – №. 370. С. 168–174
50. Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Макроизлучины («большие меандры»): проблемы происхождения и интерпретации //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2006. – №. 6. С. 14–22
51. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций. //Водные ресурсы. – 1992. – Т. 19. – №. 4. – С. 93-96.
52. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Шеремецкая Е.Д. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм. //Геоморфология. – 2001. – №. 2. – С. 19-34.
53. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Борисова О.К. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи. В сб.:

Горизонты географии (к 100-летию К.К. Маркова). Москва, Географический факультет МГУ, 2005, стр. 114-127

54. Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р., Бульярт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2011а. – №. 71. – С. 47-74.

55. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии //Геоморфология. – 2011б. – №. 3. – С. 20-31.

56. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона. //Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2013. – №. 1. – С. 118-129.

57. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху //Водные ресурсы – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 656-663.

58. Панин А. В., Сорокин А.Н., Бричева 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. – 2022. – №. 2. – С. 57.

59. Раковская Э. М., Давыдова М. И. Физическая география России. Часть 1. Общий обзор. Европейская часть и островная Арктика. –М.: Владос, 2001. – 288 с.

60. Региональная схема корреляции подразделений четвертичной системы территории РФ. Редакционная коллегия (председатель — О.В. Петров). ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», 2014

61. Региональная схема Центрального региона. 2002 с дополнениями, 2010

62. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 10. Верхне-Волжский район / под ред. В. П. Шабан. — Л.: Гидрометеиздат, 1966а. — 528 с.

63. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Вып. 1. Кама / под ред. В. В. Николаенко. — Л.: Гидрометеиздат, 1966б. — 324 с.

64. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 12. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. Вып. 1. Нижнее Поволжье / под ред. О. М. Зубченко. — Л.: Гидрометеиздат, 1966в. — 287 с.

65. Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 704 с.

66. Свиточ А. А. Регрессивные эпохи большого Каспия //Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. – №. 2. – С. 134-134.

67. Сидорчук А.Ю., Панин А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 1. Морфометрические зависимости) //Геоморфология. – 2017а. – №. 1. – С. 55-65.

68. Сидорчук А.Ю., Панин А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 2. Гидравлические методы реконструкции расходов палеорек) // Геоморфология. — 2017б. — № 2. — С. 3–13.
69. Сидорчук А.Ю., Панин А.В. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 4. Анализ крупности руслового аллювия для определения скоростей палеопотоков) // Геоморфология. — 2018. — № 3. — С. 40–51.
70. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене. // Вестник МГУ. Сер. Геогр. — 1999. — Т. 5. — С. 35-42.
71. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Поздневалдайские палеоруслу рек Русской равнины. // Изв. РАН. Сер. геогр. — 2000. — №. 6. — С. 73-78.
72. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслowego анализа). // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ. — 2000б. — №. 12. — С. 196-230.
73. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Поздневалдайские палеоруслу рек Западной Сибири. // Изв. РАН. Сер. геогр. — 2000. — №. 6. — С. 73-78.
74. Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Климатические изменения стока воды рек на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины в позднеледниковье // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы/ Волгоград: Изд-во ВГПУ «Перемена». — 2010. — С. 118-141.
75. Сидорчук А.Ю., Чернов А.В., Панин А.В., Борисова О.К. Эволюция пойменно-русловых комплексов равнинных рек в позднеледниковье и голоцене. // Эрозионно-русловые системы. — ИНФРА-М г. Москва, 2017. — С. 527–548.
76. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Речной сток на Восточно-Европейской равнине за последние 20 тысяч лет и проблема изменения уровней южных морей // Вопросы географии. — Т. 145 Гидрологические изменения. — М.: Издательский дом Кодекс, 2018а. — С. 144–168.
77. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К., Ерёмченко Е.А. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 3. Анализ структуры сети водотоков) // Геоморфология. — 2018б. — №. 1. — С. 18-32.
78. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Количественные реконструкции в палеоруслведении: методы и результаты // Эрозия почв и русловые процессы. — Т. 21. — М.: Географический факультет МГУ имени М. В. Ломоносова, 2019а. — С. 256–285.

79. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом (ст. 5. Сравнительный анализ результатов, полученных разными методами) //Геоморфология. – 2019б. – №. 1. – С. 66-79.
80. Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю., Панин А.В. Оценка годового стока Волги в позднеледниковье по данным о размерах палеорусел //Водные ресурсы – 2021. – Т. 48. – №. 6. – С. 643-655.
81. Смірнова В.Г. Палеорусли в долинах річок України. //Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2011. – №. 1. – С. 60-67.
82. Современные вертикальные движения земной коры. Геологическое строение и ресурсы недр. Природа. Экология / сост. и подгот. к изд. ПКО «Картография»; гл. ред. В. М. Котляков; отв. ред. Г. Ф. Кравченко. — М.: Роскартография, 2007. — 495 с. — (Национальный атлас России: в 4 т.; 2004—2008, т. 2). — ISBN 5-85120-250-5.
83. Спасская И.И. Экзогенный морфогенез (глава). Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Атлас-монография. – М.: ГЕОС, 2009. С. 64–70.
84. Спиридонов А.И. Развитие речных долин центра Русской равнины. //Природа. – 1954. – №. 12. – С. 94-97.
85. Украинцев В.Ю. Следы мощного речного стока в долинах рек бассейна Волги в поздневалдайскую эпоху //Геоморфология. – 2022. – №. 1. – С. 26-34.
86. Украинцев В., Захаров А. Палеопотамология бассейна Волги в поздневалдайскую эпоху. // Гидросфера. Опасные процессы и явления. – 2023 (в печати)
87. Физико-географический атлас мира / под ред. акад. И.П. Герасимова. М.: Издание АН СССР и Главного управления геодезии и картографии ГГК СССР, 1964. 299 с.
88. Чалов Р.С. Законы эрозионно-аккумулятивных процессов Н.И. Маккавеева и их интерпретация (Водные потоки, эрозионно-аккумулятивные процессы и эрозионно-русловые системы). // Эрозионно-русловые системы. М.: ИНФРА-М, 2017. — 702 с. — С. 27.
89. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излуины. М.: изд-во МГУ — 2004. —371 с.
90. Чалов Р.С., Чернов А.В. Геолого-геоморфологические условия (Факторы русловых процессов и их распространение); Распространение типов русел (Региональные особенности русловых процессов) // Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР). М.: Издательство Московского университета, 1994. — с. 20–26; 56–65
91. Чернов А. В., Зарецкая Н. Е., Панин А. В. Эволюция и динамика верхней и средней Вычегды в голоцене //Известия Русского географического общества. – 2015а. – Т. 147. – №. 5. – С. 27-49.
92. Чернов А.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Эволюция и динамика речных русел и пойм рек Европейской России в позднеледниковье и голоцене (на примере верхней и средней Вычегды). // Эрозия почв и

русловые процессы. — Т. 19. — Географический факультет МГУ Москва, 20156. — С. 354–375.

93. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит //Тр. ин-та геол. наук АН СССР. — 1951. — №. 135. — 274 с.

94. Шеремецкая Е. Д., Алексеева В. А. Комплексный литологический анализ (глава). Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов: учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. — 199 с.

95. Янина Т. А. Палеофаунистические методы (глава). Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов: учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. — 199 с.

96. Antczak-Orlewska O., Okupny O., Pawłowski D., Kotrys B., Krąpiec M., Luoto T.P., Peyron O., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Wacnik A., Szmańda J.B., Szychowska-Krąpiec E., Kittel P. The environmental history of the oxbow in the Luciaża River valley—Study on the specific microclimate during Allerød and Younger Dryas in central Poland //Quaternary International. — 2023. — Vol. 644. — P. 178-195.

97. Antczak B. Rhythmites on lower terraces of the Warta River, Poland, and their paleohydrologic implications //Questiones Geographicae, Spec. — 1985. — №. 1. — P. 31-43.

98. Antoine P. The Somme valley terrace system (northern France); a model of river response to Quaternary climatic variations since 800,000 BP //Terra nova. — 1994. — Vol. 6. — №. 5. — P. 453-464.

99. Antoine P., Munaut A. V., Limondin-Lozouet N., Ponel P., Dupéron J., Dupéron M. Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and early Holocene (Somme Basin-Northern France) //Quaternary Science Reviews. — 2003. — Vol. 22. — №. 20. — P. 2061-2076.

100. Antoine P., Lozouet N. L., Chaussé C., Lautridou J. P., Pastre J. F., Auguste P., Bahain J.-J., Falguères C., Galehb B. Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme): synthesis, and new results from interglacial deposits //Quaternary Science Reviews. — 2007. — Vol. 26. — №. 22-24. — P. 2701-2723.

101. Arbogast A. F., Bookout J. R., Schrottenboer B. R., Lansdale A., Rust G. L., Bato V. A. Post-glacial fluvial response and landform development in the upper Muskegon River valley in North-Central Lower Michigan, USA //Geomorphology. — 2008. — Vol. 102. — №. 3-4. — P. 615-623

102. Assine M. L., Merino E. R., Pupim F. N., Warren L. V., Guerreiro R. L., McGlue M. M. Geology and geomorphology of the Pantanal basin //Dynamics of the Pantanal wetland in South America. — Springer, Cham, 2015. — P. 23-50

103. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko, M. Glaciomorphological map of the Russian Federation //Quaternary International. — 2016. — Vol. 420. — P. 4-14.

104. Baker V. R., Penteadó-Orellana M. M. Adjustment to Quaternary climatic change by the Colorado River in central Texas //The Journal of Geology. – 1977. – Vol. 85. – №. 4. – P. 395-422.
105. Beierle B. D. Late Quaternary glaciation in the Northern Ogilvie Mountains: revised correlations and implications for the stratigraphic record //Canadian Journal of Earth Sciences. – 2002. – Vol. 39. – №. 11. – P. 1709-1717
106. Bertran P., Frouin M., Mercier N., Naessens F., Prodeo F., Queffelec A., Sirex C., Sitzia L. Architecture of the lower terraces and evolution of the Dordogne River at Bergerac (south-west France) during the last glacial–interglacial cycle //Journal of Quaternary Science. – 2013. – Vol. 28. – №. 6. – P. 605-616.
107. Bohncke S. J. P., Vandenberghe J. Palaeohydrological development in the southern Netherlands during the last 15 000 years //Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons – 1991. – C. 253-281.
108. Bohncke S., Kasse C., Vandenberghe J. Climate induced environmental changes during the Vistulian Lateglacial at Zabinko, Poland //Quaestiones Geographicae. Zeszyt Specjalny. – 1995. – Vol. 4. p.43-64
109. Borisova O., Konstantinov E., Utkina A., Baranov D., Panin A. On the existence of a large proglacial lake in the Rostov-Kostroma lowland, north-central European Russia // Journal of Quaternary Science. — 2022-11. — Vol. 37, iss. 8, no. 8. — P. 1442–1459.
110. Borisova O. K., Sidorchuk A. Y., Panin A. V. Palaeohydrology of the Seim river basin, mid-Russian upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. — 2006. — Vol. 66, no. 1-2. — P. 53–73
111. Bos J. A. A., Urz R. Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people—pollen and macrofossil evidence //Vegetation History and Archaeobotany. – 2003. – Vol. 12. – №. 1. – P. 19-36.
112. Bridgland D. R. River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation //Quaternary Science Reviews. – 2000. – Vol. 19. – №. 13. – P. 1293-1303.
113. Brízová E., Havlíček P. Nekolik poznamek k pylove analýze kvarterních sedimentu z Mikulcic na jižní Moravě //Zprávy o geologických výzkumech. – 2002. – Vol. 2001. – P. 124-126.
114. Buch M. W., Heine K. Fluvial geomorphodynamics in the Danube River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary - theses, questions and conclusions // Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände, 1995, Vol. 100, p. 53-64
115. 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. – 2007. – Vol. 26. – №. 25-28. – P. 3216-3248.

116. Chen Y. H., Mossa J., Singh K. K. Floodplain response to varied flows in a large coastal plain river // *Geomorphology*. – 2020. – Vol. 354. – P. 107035.
117. Cohen K. M., Gibbard P. L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 500. – P. 20-31.
118. Cohen K. M., Stouthamer E., Hoek W. Z., Geurts A. H., Pierik H. J., Taal L. J., Janssens M., Kasse C., Busschers F.S., Hijma M.P., Erkens G. Palaeogeographical reconstruction of the valley evolution since LGM and evolution of the Holocene Rhine-Meuse delta, The Netherlands // *Proceedings 78 Norddeutsche Geologen Tagung*. – 2014. – C. 94-96.
119. Cserkés-Nagy Á., Sztanó O. Millennial-scale climatic fluctuation in the fluvial record during MIS3: Very high-resolution seismic images from NE Hungary // *Geomorphology*. – 2016. – Vol. 274. – P. 116-128.
120. Davis W. M. Meandering valleys and underfit rivers // *Annals of the Association of American Geographers*. – 1913. – Vol. 3. – №. 1. – P. 3-28.
121. Deschodt L. Une phase de sédimentation alluviale au Préboréal initial dans la vallées de l'Escaut (Nord de la France) // *Quaternaire*. – 2002. – Vol. 13. – №. 2. – P. 149-152.
122. Deschodt L., Salvador P. G., Boulen M. Formations sédimentaires et évolution de la vallée de la Deûle depuis le Pléniglaciaire supérieur à Houplin-Ancoisne (Nord de la France) // *Quaternaire*. – 2004. – Vol. 15. – №. 3. – P. 269-284.
123. Deschodt L., Salvador P. G., Feray P., Schwenninger J. L. Partial cross-section of the Scarp plain (Schelde bassin, north of France). Stratigraphy and palaeogeographic evolution from Upper Pleniglacial to recent Holocene // *Quaternaire*. – 2012. – Vol. 23. – №. 1. – P. 87-116.
124. Dury G. H. General Theory of Meandering Valleys: Principles of Underfit Streams. Professional Paper 452-A. – Denver: US Government Printing Office, U.S. Geologic Survey, 1964a. — 68 p.
125. Dury G. H. General Theory of Meandering Valleys: Subsurface Exploration and Chronology of Underfit Streams. Professional Paper 452-B. – Denver: US Government Printing Office, U.S. Geologic Survey, 1964b. — 56 p.
126. Dury G. H. General Theory of Meandering Valleys: Theoretical Implications of Underfit Streams. Professional Paper 452-C. – Denver: US Government Printing Office, U.S. Geologic Survey, 1965. — 44 p.
127. Dury G. H., Teller J. T. Paleogeomorphic and paleoclimatic implications of «preglacial» meanders in the Cincinnati area // *Geology*. – 1975. – Vol. 3. – №. 10. – P. 585-586.
128. Erkens G., Dambeck R., Volleberg K. P., Bouman M. T., Bos J. A., Cohen K. M., Wallinga J., Hoek W. Z. Fluvial terrace formation in the northern Upper Rhine Graben during the last 20 000 years as a result of allogenic controls and autogenic evolution // *Geomorphology*. – 2009. – Vol. 103. – №. 3. – P. 476-495.
129. Erkens G., Hoffmann T., Gerlach R., Klostermann J. Complex fluvial response to Lateglacial and Holocene allogenic forcing in the Lower Rhine Valley

- (Germany) //Quaternary Science Reviews. – 2011. – Vol. 30. – №. 5-6. – P. 611-627.
130. Ermolaev O. P., Mal'tsev K. A., Mukharamova S. S., Kharchenko S. V., Vedeneeva E. A. Cartographic model of river basins of European Russia //Geography and Natural Resources. – 2017. – Vol. 38. – P. 131-138.
131. Florek W., Pazdur A. Radiocarbon age of organogenic sediments in Lake Jasięń subglacial channel and their paleogeographical significance //Geochronometria. – 2000. – Vol. 18. – P. 41-45
132. Gábris G, Horváth E., Novothny Á., Ruzsiczay-Rüdiger Zs. Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary—results of the last 20 years research //Netherlands Journal of Geosciences. – 2012. – Vol. 91. – №. 1-2. – P. 111-128.
133. Gębica P. Chronostratigraphy of alluvia and age of fluvial landforms in the Carpathian Foreland during the Vistulian //Studia Quaternaria. – 2013. – Vol. 30. – №. 1. – P. 19-27.
134. Gębica P., Jacyšin A. Age of terrace levels and palaeomeander systems in the light of overestimated radiocarbon datings (the case study of the Dniester River valley, West Ukraine) //Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 2021, Vol. 55, p. 99-128.
135. Gębica P., Michczyńska D. J., Starkel L. Fluvial history of the Sub-Carpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60–8 cal ka BP) //Quaternary International. – 2015. – Vol. 388. – P. 119-141.
136. Gębica P., Michno A., Sobucki M., Wacnik A., Superson S. Chronology and dynamics of fluvial style changes in the Younger Dryas and Early Holocene in Central Europe (lower San River, SE Poland) //Science of The Total Environment. – 2022. – Vol. 830. – P. 154700.
137. Gelfan A., Panin A., Kalugin A., Morozova P., Semenov V., Sidorchuk A., Ukraintsev V., Ushakov K. Hydroclimatic processes as the primary drivers of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea: new developments // Hydrology and Earth System Sciences. 2023 (in press)
138. Genuite K., Todisco D., Nehme C., Ballesteros D., Mouralis D. Morphological evolution of the middle and lower Seine valley (Normandy, France) during the Quaternary: morphometric analysis of the paleo-meanders //Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire. – 2021. – Vol. 32. – №. 3. – P. 203-220.
139. Gonera P., Kozarski S. River channel changes and rough paleodischarge estimates for the Warta river, west-central Poland //Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1987. – Vol. 69. – №. 1. – P. 163-171.
140. Gonzalez O., Bezada M., Millan Z., Carrera, J. Cambios paleoambientales durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno de la cuenca del río Portuguesa, Llanos Centro-occidentales, Venezuela //Interciencia. – 2013. – Vol. 38. – №. 10. – P. 696-704.
141. Gregory K. J., Gardiner V. Drainage density and climate //Zeitschrift fur Geomorphologie. – 1975. – Vol. 19. – №. 3. – P. 287-298.

142. Heine K. Das mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm und Holozän. *Erdkunde*. 1982, Vol. 36 (1), P. 1-11.
143. Heine K. Fluvial response of the Danube River to climate change in Bavaria during the Weichselian and the Holocene// *Bull. Goiano de Geogr.* Vol.19 (1), 1999, p.82-93.
144. Houben P. Spatio-temporally variable response of fluvial systems to Late Pleistocene climate change: a case study from central Germany // *Quaternary science reviews*. – 2003. – Vol. 22. – №. 20. – P. 2125-2140.
145. Howard A. J., Macklin M. G., Bailey D. W., Mills S., Andreescu R. Late-glacial and Holocene river development in the Teleorman Valley on the southern Romanian Plain // *Journal of Quaternary Science*. Vol. 19, Issue 3, 2004. P. 271 – 280
146. Huang H. Q., Nanson G. C. Vegetation and channel variation; a case study of four small streams in southeastern Australia // *Geomorphology*. – 1997. – Vol. 18. – №. 3-4. – P. 237-249.
147. Huhmann M., Kremenetski K. V., Hiller A., Brückner H. Late Quaternary landscape evolution of the upper Dnister valley, western Ukraine // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 209. – №. 1-4. – P. 51-71.
148. Hughes A. L. C., Gyllencreutz R., Lohne Ø. S., Mangerud J., Svendsen J. I. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // *Boreas*. – 2016. – Vol.45. – №. 1. – P. 1-45.
149. Huisink M. Changing river styles in response to Weichselian climate changes in the Vecht valley, eastern Netherlands // *Sedimentary Geology*. – 2000. – Vol. 133. – №. 1-2. – P. 115-134.
150. Huisink M. Late Glacial sedimentological and morphological changes in a lowland river in response to climatic change: the Maas, southern Netherlands // *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*. – 1997. – Vol. 12. – №. 3. – P. 209-223.
151. Huisink M. Lateglacial river sediment budgets in the Maas valley, The Netherlands// *Earth Surface Processes and Landforms*. Volume 24, Issue 2. 1999. P.93 –109.
152. Janssens M. M., Kasse C., Bohncke S. J. P., Greaves H., Cohen K. M., Wallinga J., Hoek, W. Z. Climate-driven fluvial development and valley abandonment at the last glacial-interglacial transition (Oude IJssel-Rhine, Germany) // *Netherlands Journal of Geosciences*. – 2012. – Vol. 91. – №. 1-2. – P. 37-62
153. Kale V. S., Joshi V. U., Hire P. S. Palaeohydrological reconstructions based on analysis of a palaeochannel and Toba-Ash associated alluvial sediments in the Deccan Trap region, India // *Geological society of India*. – 2004. – Vol. 64. – №. 4. – P. 481-490.
154. Kalicki T. Evolution of some river valleys of Belarus in the Late Glatial Age and Holocene // *Lithosphere*. – 1999. – Vol. 1, P. 10-11.

155. Kalicki T. The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepolomice in late Vistulian and Holocene times // *Geographical Studies. Spec. Issue 6. Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Part IV.* Polish Academy of Sciences, Wrocław. 1991. P.11-37.
156. Kalugin A., Morozova P. Hydrometeorological Conditions of the Volga Flow Generation into the Caspian Sea during the Last Glacial Maximum // *Climate.* – 2023. – Vol. 11. – №. 2. – P. 36.
157. Karmanov V. N., Chernov A. V., Zaretskaya N. E., Panin A. V., Volokitin A. V. Paleochannel studies in archaeology: the case of the Vychehda River, Northeastern European Russia // *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia.* – 2013. – Vol. 41. – №. 2. – P. 83-93.
158. Kasse C., Bohncke S. J. P., Vandenberghe J., Gábris, G. Fluvial style changes during the last glacial–interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary) // *Proceedings of the Geologists' Association.* – 2010. – Vol. 121. – №. 2. – P. 180-194
159. Kasse C., Hoek W. Z., Bohncke S. J. P., Konert M., Weijers J. W. H., Cassee M. L., Van der Zee R. M. Late Glacial fluvial response of the Niers-Rhine (western Germany) to climate and vegetation change // *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association.* – 2005. – Vol. 20. – №. 4. – P. 377-394.
160. Kasse C., Vandenberghe J., Bohncke S. J. P. Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the Late Weichselian and Early Holocene // *European river activity and climatic change, Vol. 14* – 1995. – P. 123-150.
161. Kemp J., Pietsch T., Gontz A., Olley J. Lacustrine-fluvial interactions in Australia's Riverine Plains // *Quaternary Science Reviews.* – 2017. – Vol. 166. – P. 352-362.
162. Kennedy B.A. Bankfull discharge and meander forms // *Area.* 1972. Vol.4 No 3. P.209-212.
163. Kiden P. The Lateglacial and Holocene evolution of the middle and lower river Scheldt, Belgium // *Temperate palaeohydrology.* Wiley, Chichester, Sussex – 1991. – P. 283-299.
164. Kirkby M. Alluvial and non-alluvial meanders // *Area.* 1972. Vol.4. No4. P.284-288.
165. Klimek K., Łanczont M., Bałaga K. LateVistulian and the Holocene infilling of the paleomeander in the San river valley near Stubno. // *Głacjał i peryglacjał Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat.* Przemyśla, Krasieczyn 22–24 IX – 1997. – P. 60-71.
166. Konstantinov E. A., Karpukhina N. V., Zakharov A. L., Bricheva S. S., Ukraintsev V. Y., Lazukova L. I., Rudinskaya A. I. Fluctuations of Nero Lake in the Holocene // *Doklady Earth Sciences.* – Moscow: Pleiades Publishing, 2022. – Vol. 506. – №. Suppl 1. – P. S48-S54.
167. Kozarski S. River channel changes in the middle reach of the Warta valley, Great Poland Lowland // *Quaternary studies in Poland.* – 1983. – Vol. 4. – P. 159-169.

168. Kozarski S. Warta: A case study of a lowland river //Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years. Temperate Palaeohydrology Fluvial Processes in the Temperate Zone During the Last 15000 Years. Wiley: Chichester, 1991, p. 189-215.
169. Kremenetski C. V., Böttger T., Junge F. W., Tarasov, A. G. Late-and postglacial environment of the Buzuluk area, middle Volga region, Russia //Quaternary Science Reviews. – 1999. – Vol. 18. – №. 10-11. – P. 1185-1203.
170. Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C. G., Agustí J., Alçiçek M.C., Aliyeva E., Bista D., Bruch A., Büyükmeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., van de Velde S., Titov V.V., Wesselingh F. P. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution //Earth-Science Reviews. – 2019. – Vol. 188. – P. 1-40.
171. Krupa J. Natural and anthropogenic channel pattern changes in the mid-mountain valley during the Late Glacial and Holocene, Polish Uplands //Quaternary international. – 2015. – Vol. 370. – P. 55-65
172. Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina, T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley //Boreas. – 2021. – Vol. 50. – №. 1. – P. 134-146.
173. Kümmel B. Some Meandering Rivers of Wisconsin. Science, vol. 1, no. 26, 1895, pp. 714–716.
174. Latrubesse E. M., Kalicki T. Late Quaternary palaeohydrological changes in the Upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brazil //Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband. – 2002. Vol. 129. – C. 41-59
175. Leigh D. S. Terminal Pleistocene braided to meandering transition in rivers of the Southeastern USA //Catena. – 2006. – Vol. 66. – №. 1-2. – P. 155-160
176. Leigh D. S., Feeney T. P. Paleochannels indicating wet climate and lack of response to lower sea level, southeast Georgia //Geology. – 1995. – Vol. 23. – №. 8. – P. 687-690.
177. Leopold L. B., Maddock T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. – US Government Printing Office, Washington, 1953. – Vol. 252. 57 p.
178. Leopold L. B., Miller J. P. Ephemeral streams: Hydraulic factors and their relation to the drainage net. – US Government Printing Office, Washington, 1956. – Vol. 282. 36 p.
179. Leopold L. B., Wolman M. G. River channel patterns: braided, meandering, and straight. – US Government Printing Office, Washington, 1957. 85 p.
180. Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P. Fluvial processes in geomorphology. – Dover Publications, Inc., New York, NY, 1995. 544 p.
181. Linger K. B., Latrubesse E. M. Flooding hydrology and peak discharge attenuation along the middle Araguaia River in central Brazil //Catena. – 2016. – Vol. 143. – P. 90-101

182. Lipps S., Caspers G. Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal //Eiszeitalter und Gegenwart. – 1990. – Vol. 40. – P. 111-119.
183. Looney R. M., Baker V. R. Late Quaternary geomorphic evolution of the Colorado River, inner Texas Coastal Plain. – Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Vol. 27 (1977), P. 323-333
184. Macedo H. D. A., Assine M., Pupim F., Merino E. R. Late quaternary paleohydrological changes in the Paraguay fluvial plain, Brazilian Pantanal wetland//Revista Brasileira de Geomorfologia. – 2014. – Vol. 15. – №. 1. P. 75–85
185. Maddy D., Bridgland D., Westaway R. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK //Quaternary International. – 2001. – Vol. 79. – №. 1. – P. 23-36.
186. Makshaev R. R., Tkach N. T. Chronology of Khvalynian Stage of the Caspian Sea According to Radiocarbon Dating //Doklady Earth Sciences. – Moscow: Pleiades Publishing, 2022. – Vol. 507. – №. Suppl 1. – P. 51-60.
187. Mol J. Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany) // Journal of Quaternary Science. 1997. Vol.12. P.43-60.
188. Mol J. Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandbucht (Germany) // Eiszeitalter und Gegenwart. Vol.45. 1995. P.32-41.
189. Mol J., Vandenberghe J., Kasse C. River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe //Geomorphology. – 2000. – Vol. 33. – №. 3-4. – P. 131-148.
190. Morin E., Macaire J. J., Hirschberger F., Gay-Ovejero I., Rodrigues S., Bakyono J. P., Visset L. Spatio-temporal evolution of the Choisille River (southern Parisian Basin, France) during the Weichselian and the Holocene as a record of climate trend and human activity in north-western Europe //Quaternary Science Reviews. – 2011. – Vol. 30. – №. 3-4. – P. 347-363.
191. Muley M. V., Nayak S. R. Hydrogeomorphic studies in Banaskantha and Mehsana districts (Gujarat) using Landsat data //Journal of the Indian Society of Photo-Interpretation and Remote Sensing. – 1983. – Vol. 11. – №. 2. – P. 47-52.
192. Nowaczinski E., Schukraft G., Keller C., Hecht S., Eitel B., Bubbenzer O. Fluvial dynamics of the Žitava River, SW Slovakia, during the last 45 ka BP and their influence on Early Bronze Age human occupation //Quaternary international. – 2015. – Vol. 370. – P. 113-126
193. Page K., Nanson G., Price D. Chronology of Murrumbidgee river palaeochannels on the Riverine Plain, southeastern Australia //Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association. – 1996. – Vol. 11. – №. 4. – P. 311-326.
194. Panin A. V., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. — 2015. — Vol. 130. — P. 46–61.
195. Panin A. V., Sidorchuk A. Y., Chernov A. V. Historical background to floodplain morphology: Examples from the East European plain // Geological

Society Special Publication. — Vol. 163. — Oxford, England: Oxford, England, 1999. — P. 217–229.

196. Panin A. V., Adamiec G., Arslanov K. A., Bronnikova M. A., Filippov V. V., Sheremetskaya E. D. Absolute chronology of fluvial events in the upper Dnieper river system and its palaeogeographic implications // *Geochronometria*. — 2014. — Vol. 41. — №. 3. — P. 278-293.

197. Panin A. V., 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*. — 2015. — Vol. 26, no. 1. — P. 27–48.

198. Panin A. V., Adamiec G., Buylaert J. P., Matlakhova E., Moska P., Novenko E. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain // *Quaternary Science Reviews*. — 2017. — Vol. 166. — P. 266-288.

199. 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. Practical geography and XXI century challenges*. Moscow – 2018. — P. 569-574

200. Panin A. V., Astakhov V. I., Lotsari E., Komatsu G., 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*. — 2020. — Vol. 201. — P. 103069.

201. Pastre J. F., Limondin-Lozouet N., Leroyer C., Ponel P., Fontugne M. River system evolution and environmental changes during the Lateglacial in the Paris Basin (France) // *Quaternary Science Reviews*. — 2003. — Vol. 22. — №. 20. — P. 2177-2188.

202. Pawłowski D., Borówka R. K., Kowalewski G., Luoto T. P., Milecka K., Nevalainen L., Okupny D., Płóciennik M., Woszczyk V., Tomkowiak J., Zieliński T. The response of floodplain ecosystems to the Late Glacial and Early Holocene hydrological changes: A case study from a small Central European river valley // *Catena*. — 2016. — Vol. 147. — P. 411-428.

203. Phillips J. D. Geomorphic controls and transition zones in the lower Sabine River // *Hydrological Processes: An International Journal*. — 2008. — Vol. 22. — №. 14. — P. 2424-2437.

204. Plotzki A., May J. H., Preusser F., Veit H. Geomorphological and sedimentary evidence for late Pleistocene to Holocene hydrological change along the Río Mamoré, Bolivian Amazon // *Journal of South American Earth Sciences*. — 2013. — Vol. 47. — P. 230-242

205. Popov D., Marković S. B., Štrbac D. Generations of meanders in Serbian part of Tisa valley // *Journal of the Geographical Institute "Jovan Cvijic", SASA*. — 2008. — №. 58. — P. 29-42.

206. Ramsey C. B. Bayesian analysis of radiocarbon dates // *Radiocarbon*. — 2009. — Vol. 51. — №. 1. — P. 337-360.

207. Reimer P. J., Austin W. E., Bard E., Bayliss A., Blackwell P. G., Ramsey C. B., Butzin M., Cheng H., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P., Guilderson T., Hajdas I., Heaton T., Hogg A., Hughen A., Kromer B., Manning S., Muscheler P., Palmer J., Pearson C., 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. – 2020. – Vol. 62. – №. 4. – P. 725-757.
208. Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A., Kohv M., Kalla K., Kalm V., Subetto D., Bourlès D., Léanni L., Guillou V., Aster Team. The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using  $^{10}\text{Be}$  //Quaternary Science Reviews. – 2018. – Vol. 200. – P. 106-113.
209. Rotnicki K. Modelling past discharges of meandering rivers //Background to palaeohydrology. A perspective. Wiley, London, – 1983. – P. 321-354.
210. Rotnicki K. Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications //Temperate palaeohydrology. Fluvial processes in the temperate zone during the last 15 000 years. – Wiley, London, 1991. – P. 431-471.
211. Schumm S. A. Meander wavelength of alluvial rivers //Science. – 1967. – Vol. 157. – №. 3796. – P. 1549-1550.
212. Sidorchuk A. The Large Rivers of the Past in West Siberia: Unknown Hydrological Regimen //Water. – 2023. – Vol. 15. – №. 2. – P. 258.
213. Sidorchuk A. Y., Borisova O. K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // Quaternary International. — 2000. — Vol. 72. — P. 95–106.
214. Sidorchuk A. Y., Borisova O. K., Panin A. V. Paleohydrology of east European taiga // Boletim Goiano de Geografia. — 1999. — Vol. 19, no. 1. — P. 98–102
215. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K., Elias S. A., Syvistki J. P. Channel morphology and river flow in the northern Russian plain in the Late Glacial and Holocene // International Journal of Earth Sciences. — 2000. — Vol. 89, no. 3. — P. 541–549.
216. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K. Fluvial response to the Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // Global and Planetary Change. — 2001a. — Vol. 28, no. 1-2. — P. 303–318.
217. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia //River Basin Sediment Systems: Archives of Enviromental Change. Balkema publishers / Lisse / Abingdon / Exton (pa) / Tokyo – 2001b. – P. 265-295.
218. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K. The Late Glacial and the Holocene palaeohydrology of the Northern Eurasia // Palaeohydrology: Understanding Global Change. — Wiley and Sons, Chichester, 2003. — P. 61–76.

219. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K. Climate-induced changes in surface runoff on the North-Eurasian plains during the late glacial and holocene // *Water Resources*. — 2008. — Vol. 35, no. 4. — P. 386–396.
220. 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*. — 2009. — Vol. 113, no. 3-4. — P. 137–157.
221. Sidorchuk A. Y., Panin A. V., Borisova O. K. Surface runoff to the Black Sea from the East European Plain during the last glaciation maximum — late glacial time // *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis*: — Vol. 473 of Geological Society of America Special Paper. — USGS Boulder, 2011. — P. 1–25.
222. Sidorchuk A. Y., Borisova O. K., Chernov A., Panin A. V. Three main stages of floodplain evolution in Northern Eurasia and their ecological significance. // *Floodplains: Environmental Management, Restoration and Ecological Implications*. — Environmental Research Advances. — Nova Science Pub Hauppauge, N.Y., 2013. — P. 69–136.
223. Sinha R. Geomorphology of the Ganges fluvial system in the Himalayan foreland: an update // *Revista Brasileira de Geomorfologia*. — 2004. — Vol. 5. — №. 1. P. 71–83
224. Starkel L. The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15000 years // *Background to palaeohydrology. A perspective*. — Wiley, London, 1983. — C. 213-235.
225. Starkel L. Younger Dryas–Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers // *Global and Planetary Change*. — 2003. — Vol. 35. — №. 1-2. — P. 157-167.
226. Starkel L. Palaeohydrology of the Upper Vistula River Basin // *Flood Risk in the Upper Vistula Basin*. — Springer Cham, 2016. — P. 293-307
227. Starkel L., Granoszewski W. The Younger Dryas paleomeander of the Wisłoka River at Wola Żyrakowska near Dębica // *Evolution of the Vistula River Valley During the Last 15000 Years, Part V, Geographical Studies, Special Issue 8*. Institute of Geography and Spatial Organisation Polish Academy of Sciences, — 1995. pp. 91–100
228. Starkel L., Kalicki T., Krapiec M., Soja R., Gebica P., Czyzowska E. Hydrological changes of valley floor in the Upper Vistula Basin during Late Vistulian and Holocene // *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years. Part VI. Geographical Studies, Spec. Iss. 9*. Wrocław: Conlino, 1996. 158 p.
229. Starkel L., Michczyńska D.J., Gębica P., Kiss T., Panin A. V., Perşoiu I. Climatic fluctuations reflected in the evolution of fluvial systems of central-eastern Europe (60–80 ka cal bp). // *Quaternary International*. — 2015. — Vol. 388. — P. 97–118.
230. von Suchodoletz H., Menz M., Kühn P., Sukhishvili L., Faust D. Fluvial sediments of the Algeti River in southeastern Georgia—An archive of Late

- Quaternary landscape activity and stability in the Transcaucasian region //Catena. – 2015. – Vol. 130. – P. 95-107.
231. Suther B. E., Leigh D. S., Brook G. A., Yang L. Mega-meander paleochannels of the southeastern Atlantic Coastal Plain, USA //Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. – 2018. – Vol. 511. – P. 52-79.
232. Sylvia D. A., Galloway W. E. Morphology and stratigraphy of the late Quaternary lower Brazos valley: Implications for paleo-climate, discharge and sediment delivery //Sedimentary Geology. – 2006. – Vol. 190. – №. 1-4. – P. 159-175
233. Szumanski A. Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland //Quaternary Studies in Poland. – 1983. – Vol. 4. – P. 207-216.
234. Timár G., Sümegi P., Horváth F. Late Quaternary dynamics of the Tisza River: evidence of climatic and tectonic controls //Tectonophysics. – 2005. – Vol. 410. – №. 1-4. – P. 97-110.
235. Tinkler K.J. Active valley meanders // Area. 1973. № 5. P.41-43.
236. Tobolski K. Palynological study of fossil soils of the Keba Bay Bar in the Slowinski National Park. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydział Matemat.-Fiz. Prace Kom. Biol. – 1975. Vol. 41, P. 1-76.
237. Toonen W. H. J., Kleinhans M. G., Cohen K. M. Sedimentary architecture of abandoned channel fills //Earth surface processes and landforms. – 2012. – Vol. 37. – №. 4. – P. 459-472.
238. Thornbury W. D. The geomorphic history of the upper Wabash Valley [Indiana] //American Journal of Science. – 1958. – Vol. 256. – №. 7. – P. 449-469.
239. Turner F., J. F. Tolksdorf, F. Viehberg, A. Schwalb, K. Kaiser, F. Bittmann, U. von Bramann, R. Pott, U. Staesche, K. Breest, Veil S. Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeezel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes //Quaternary Science Reviews. – 2013. – Vol. 60. – P. 91-109.
240. Ukraintsev V. Y., Konstantinov E. A., Zakharov A. L. Drainage changes in the Nero Lake Basin, central European Russia //Limnology and Freshwater Biology. – 2020. – №4 (SI: Paleo2020). – P. 476-477.
241. Yanina T. A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain //Quaternary International. – 2012. – Vol. 271. – P. 120-129.
242. Yanina T. A. Environmental variability of the Ponto-Caspian and mediterranean basins during the last climatic macrocycle //Geography, Environment, Sustainability. – 2020. – Vol. 13. – №. 4. – P. 6-23.
243. Vandenberghe J. Changing fluvial processes in a small lowland valley at the end of the Weichselian Pleniglacial and during the Late Glacial //Proceedings 1st International Conference on Geomorphology. – Wiley, 1987. – P. 731-744.
244. Vandenberghe J. Timescales, climate and river development //Quaternary Science Reviews. – 1995. – Vol. 14. – №. 6. – P. 631-638.

245. Vandenberghe J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary // *Quaternary International*. – 2002. – Vol. 91. – №. 1. – P. 17-23.
246. Vandenberghe J., Bohncke S. The Weichselian Late Glacial in a small lowland valley (Mark River, Belgium and The Netherlands) // *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*. 1985, Vol.22 (2-3), pp. 167-175
247. Vandenberghe J., Sidorchuk A. Large Palaeomeanders in Europe: Distribution, Formation Process, Age, Environments and Significance // *Palaeohydrology*. – Springer, Cham, 2020. – P. 169-186.
248. Vandenberghe J., Woo M. Modern and ancient periglacial river types // *Progress in Physical Geography*. – 2002. – Vol. 26. – №. 4. – P. 479-506
249. Vandenberghe J., Kasse C., Bohncke S., Kozarski, S. Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers // *Terra nova*. – 1994. – Vol. 6. – №. 5. – P. 476-485.
250. Vandenberghe J., Kasse C., Popov D., Markovic S. B., Vandenberghe D., Bohncke S., Gabris G. Specifying the external impact on fluvial lowland evolution: The last glacial Tisza (Tisa) catchment in Hungary and Serbia // *Quaternary*. – 2018. – Vol. 1. – №. 2. – P. 14.
251. Wallinga J., Törnqvist T.E., Busschers F. S., Weerts 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*, 2004, Vol. 16, P. 535–547
252. Williams G. P. Paleofluvial estimates from dimensions of former channels and meanders // *Flood Geomorphology*. John Wiley & Sons New York. 1988. p 321-334.