

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 912.428:912.644.4:551.4.07:551.79

DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2019-3(154-164)

Н.Н. НАЗАРОВ, С.В. КОПЫТОВПермский государственный национальный исследовательский университет,
614990, Пермь, ул. Букирева, 15, Россия, nikolainazarovpsu@gmail.com, sergkopytov@gmail.com

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (ПРЕДУРАЛЬЕ)

Представлен новый взгляд на этапы морфогенеза в Кельтминской ложбине в валдайскую ледниковую эпоху. Основным методом изучения элементов гидрографической сети, прямо или косвенно свидетельствующих о ее перестройках в предголоценовый период, стали дешифрирование космических снимков и морфологический анализ крупномасштабных картографических источников с построением топографических профилей и цифровых моделей рельефа. По результатам изучения ландшафтного рисунка южной (камской) части Кельтминской ложбины и прилегающих к ней водосборов можно сделать предположение о существовании на ее поверхности объектов морфодинамики флювиального типа, чье образование связано именно с потоками, поступающими из-за пределов современного бассейна Южной Кельтмы. На это косвенно указывают параметры, конфигурация и геоморфологическое позиционирование этих форм относительно современной гидросети. При отсутствии фактов, подтверждающих абсолютный возраст древних долин, ложбин стока и палеорусел, стало возможным установить стадийность (очередность) их образования с учетом геоморфологического строения, а также некоторых особенностей плано-высотного положения флювиальных форм по отношению друг к другу, к болотным массивам и эоловым образованиям. В процессе исследований выделены отдельные стадии моделировки озерной террасы в позднем плейстоцене. Проявлением самой первой (начальной) стадии моделировки озерной террасы является формирование древней долины юго-западного направления. Ко второй стадии отнесены большая террасовая ложбина и микроложбины. Третья стадия моделировки отнесена ко времени формирования врезанных макроизлучин, в которых сегодня расположены узкие, часто неразвитые поймы Южной Кельтмы, Тимшера и их основных притоков.

Ключевые слова: поздний валдай, спилвей, ледниково-подпрудное озеро, озерная терраса, флювиальный морфогенез, ложбина стока.

N.N. NAZAROV, S.V. KOPYTOVPerm State University, 614990, Perm, ul. Bukireva, 15, Russia,
nikolainazarovpsu@gmail.com, sergkopytov@gmail.com

RECONSTRUCTING THE EVOLUTION STAGES OF THE KEL'TMA HOLLOW FROM GEOMORPHOLOGICAL DATA (PRE-URAL REGION)

A new view of the morphogenesis stages in the Kel'tma hollow for the Valdai Glacial Period is presented. The main method of studying the hydrographic network elements which give direct or indirect evidence of its reconfiguration in the Pre-Holocene period involved satellite image interpretation and morphological analysis of large-scale cartographic material as well as constructing topographic profiles and digital elevation models. Results from studying the landscape pattern of the southern (Kama) part of the Kel'tma hollow and adjacent drainage areas suggest that on its surface there are features of fluvial morphodynamics whose formation might be associated precisely with the streams flowing from outside the contemporary basin of the Southern Kel'tma. This is indirectly evidenced by the parameters, configuration and geomorphological position of these forms relative to the modern hydrographic network. In the absence of evidence confirming the absolute age of the ancient valleys, runoff hollows and palaeochannels, it was possible to determine the stadal sequence of their formation having regard to the geomorphological structure as well as some characteristic properties of the planned-high-altitude position of fluvial landforms in

relation to each other, to wetlands and aeolian landforms. Single stages of lake terrace modeling in the Late Pleistocene are identified. The manifestation of the very first (initial) modeling stage of the lake terrace is provided by the formation of the ancient valley extended south-westward. The second stage includes a large terrace hollow and microhollows. The third modeling stage refers to the time of formation of incised macromeanders which are currently the home for narrow and, often, undeveloped floodplains of the Southern Kel'tma and Timsher, and their main tributaries.

Keywords: Late Valdai, spillway, ice-dammed lake, lake terrace, fluvial morphogenesis, runoff hollow.

ВВЕДЕНИЕ

Кельтминская ложбина представляет собой линейно вытянутое понижение рельефа, пересекающее Северные и Немские Увалы с севера на юг (рис. 1). На протяжении многих десятилетий эта сквозная древняя долина и вмещающие ее водоразделы привлекают внимание исследователей самых различных направлений. Упоминания о Кельтминском каньоне [1], Кельтминском спиллвее [2], реках Северная и Южная Кельтма как объектах изучения, находящихся в границах ложбины, можно найти в работах геологов, геоморфологов, ландшафтоведов, гидрологов, почвоведов и представителей других естественно-научных специальностей.

Интерес геологов и геоморфологов к Кельтминской ложбине вызван прежде всего отсутствием единого мнения о развитии (динамике?) пространственно-временных границ речных систем Камско-Печорско-Вычегодского водораздела. Известно, что в результате изменений речной сети, связанных с плейстоценовыми оледенениями и возникновением препятствий для стока рек, текущих на север, происходили масштабные перестройки речных бассейнов. Верхние течения Камы, Вычегды, Печоры

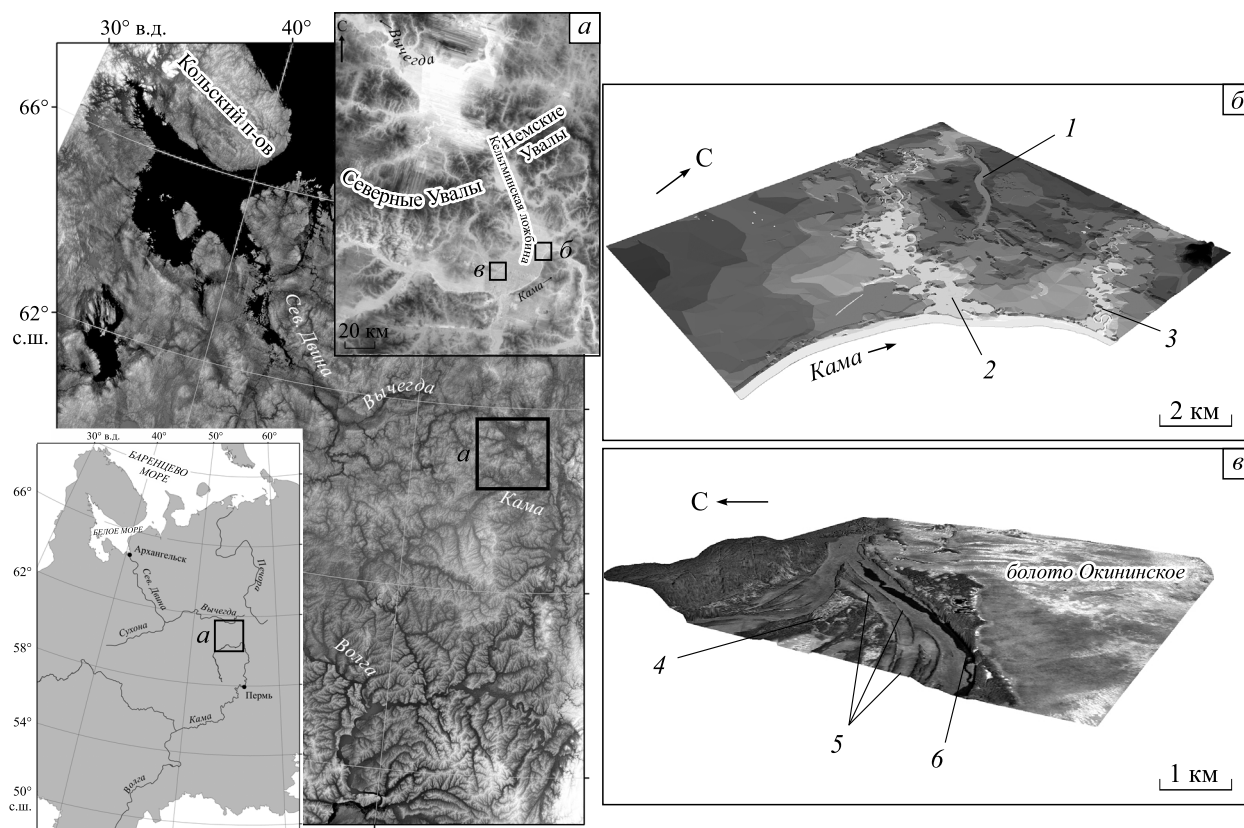


Рис. 1. Цифровые модели рельефа Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и позднеплейстоценовых ложбин стока.

a — Кельтминская ложбина; *б* — приустьевая часть р. Южная Кельтма; *в* — древние долины, наследуемые древним (оз. Нахты) и современным (р. Бортом) руслами. 1 — БТЛ; 2 — долина р. Южная Кельтма; 3 — долина р. Пильвы; 4 — р. Бортом; 5 — реликты прирусловых валов и грив; 6 — оз. Нахты. На моделях *б* и *в* вертикальный масштаб в 10 раз крупнее горизонтального.

и их притоки в разные периоды принадлежали разным бассейнам — Северного Ледовитого океана или Каспия [3–6]. Повышенный интерес к этой ложбине, в частности, связан со средне- и верхнеплейстоценовыми этапами образования подпрудных приледниковых водоемов в бассейнах Вычегды и Печоры, отметки уровней которых периодически превышали кельтминский порог, и в результате их воды начинали переливаться в бассейн Камы.

Необходимо отметить, что по геологической изученности южная (камская) часть Кельтминской ложбины значительно уступает северной (вычегодской). Прежде всего это касается уровня детальности съемочных работ и разнообразия тематических исследований. Наибольший количественный и качественный перевес в публикациях, посвященных изучению бассейна Северной Кельтмы, произошел во второй половине XX в. Это связано с форсированным исследованием природных ресурсов в одном из самых перспективных в этом отношении регионов европейской части России — Республике Коми, а также с проведением фундаментальных исследований по ледниковой тематике в бассейнах Северной Двины и Печоры. Для обоих этих направлений базовыми были работы геологической направленности, способствующие достижению и накоплению знаний, касающихся и всех смежных естественно-научных специальностей.

Для бассейна Южной Кельтмы, входящей в состав Пермского края, ситуация в этом плане иная. До сих пор вся площадь бассейна в части геологической изученности остается практически белым пятном. В распоряжении исследователей имеются лишь съемки м-ба 1:500 000 — 1:1 000 000 и ограниченный перечень аналитических работ с результатами бурения в первой половине и середине XX в.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные моменты истории развития гидросети Камско-Печорско-Вычегодского водораздела в раннем и среднем неоплейстоцене сегодня не вызывают принципиальных вопросов у большинства исследователей. Существует достаточно надежная фактологическая база о формировании условий, об особенностях и масштабах ледникового воздействия на бассейн верхней Камы, Вычегды и Печоры, составленная научными и производственными коллективами геологов и геоморфологов — Камской экспедиции Всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного института, Печоро-Вычегодской экспедиции ВСЕГЕИ, института «Гидропроект», Всесоюзного гидрогеологического треста, объединения «Аэрогеология» и др. Связь строения камских и вычегодских надпойменных и озерных террас, а также погребенных свит с деятельностью талых ледниковых вод в основных чертах не подвергается ревизии с момента ее выявления и обоснования [7–9]. Вопрос о существовании Кельтминского спиллвея в позднем неоплейстоцене изучен хуже. Высказывается мнение, что в позднем валдае подпрудного водоема, достигающего своим уровнем кельтминского порога, могло и не существовать [10–13]. Основной аргумент в такой позиции — наличие в разрезах озерной вычегодской террасы отложений аллювиально-дельтового происхождения, по мнению некоторых исследователей, не соответствующих составу типичных озерных отложений. Это говорит об отсутствии прямых доказательств возможности функционирования спиллвея в процессе развития и деградации последнего оледенения.

Не приводя развернутой аргументации сторонников перелива северных вод в бассейн Камы в позднем валдае, необходимо отметить, что все дискуссионные моменты при обсуждении этой проблемы строятся исключительно на основании материалов, полученных исследователями в бассейнах рек Северная Двина (Вычегда) и Печора — рек потенциального водного и минерального питания бассейна Камы через Кельтминский спиллвей.

Значительно меньше информации о геологических и геоморфологических «метках» позднеплейстоценового потока имеется для южной части Кельтминской ложбины и прилегающего к ней участка верхней Камы (рис. 2). Одним из первых сообщений о геолого-геоморфологическом строении этой части Кельтминской ложбины стала публикация А.С. Кириллова [14]. Основываясь на результатах работы экспедиции «Центр» Всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного института, автор выделил три надпойменные террасы. Первая (боровая) лежит на высоте 10–12 м над урезом воды (130–132 м абс. высоты) и представляет собой днище долины. Отмечается, что поверхность самого низкого уровня сложена хорошо сортированными слоистыми средне- и мелкозернистыми песками. Накопление песков на поверхности террасы автор связывает с поступлением водных потоков в вюрмское время из северных районов в результате перетока вод из подпрудного водоема. Широкое развитие на ней получили и сфагновые болота и озера (Кумикуш, Новожилово и др.). В первую (по [14]) надпойменную террасу врезаются понижения, в которых располагаются русла Южной Кельтмы и

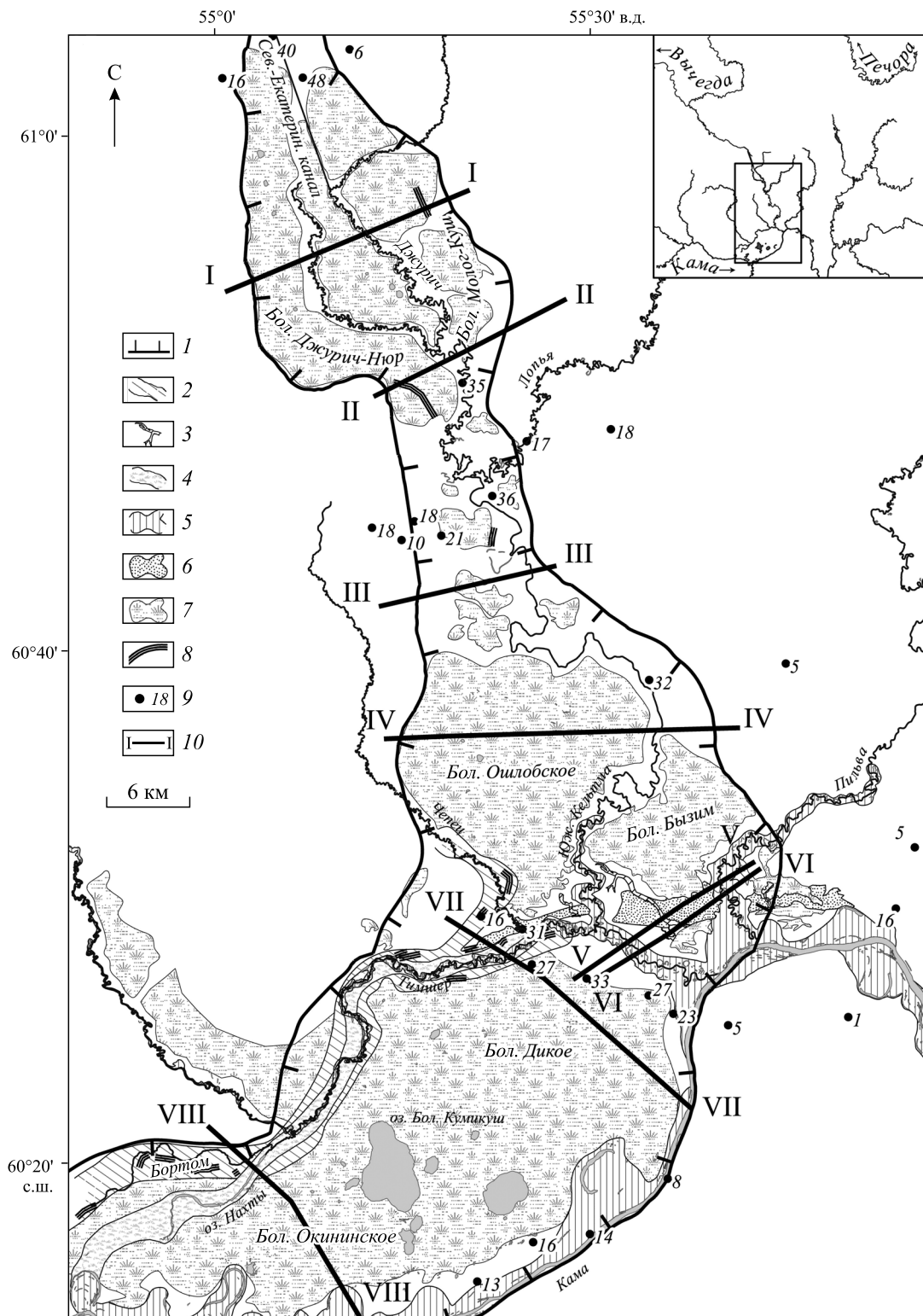


Рис. 2. Геоморфологическое строение южной части Кельтминской ложбины.

1 — верхняя бровка (контур) Кельтминской ложбины; 2 — ложбина стока (древняя долина) первой стадии моделировки озерной террасы; 3 — ложбины стока (БТЛ, микроложбины) второй стадии моделировки озерной террасы; 4 — ложбина стока (древняя долина) третьей стадии моделировки озерной террасы; 5 — голоценовая пойма; 6 — эоловые формы рельефа; 7 — верховые болота; 8 — реликты прирусловых валов и грив; 9 — мощность четвертичных отложений, по [1, 3, 8, 9, 14]; 10 — местоположение топографических профилей.

нижних течений ее притоков — Пильвы и Тимшера. По данным результатов буровых работ, днище долины выполнено ледниковыми отложениями мощностью свыше 46 м. На высоте 18–22 м над урезом реки зафиксирована вторая надпойменная терраса, сложенная хорошо сортированными древне-аллювиальными песками. Еще выше (30–35 м над рекой) выделена третья надпойменная терраса, прорезающая флювиогляциальные пески, галечники и морену. В районе Екатерининского канала автор, ссылаясь на мнение геологов Н.Н. Милоковой и В.М. Янковского, отмечает наличие четвертой надпойменной террасы на высоте примерно 45 м [14].

Другие важные выводы, сделанные в работе [14] и основанные на результатах буровых работ, выполненных в конце 1930-х гг., касались фиксирования обратного уклона ложа долины относительно направления современного течения Южной Кельтмы (абс. отм. коренного ложа в устье р. Тимшер — 85 м, 3 км южнее дер. Канава — менее 85 м) и течения верхней Камы, которое в доледниковое время было направлено на север через широкую меридиональную долину и по своим параметрам не соответствовало современным гидрологическим характеристикам Южной Кельтмы.

В 1967 г. Н.В. Рябковым [8] на основе материалов Печоро-Вычегодской экспедиции ВСЕГЕИ (1940 г.), Камской партии Всесоюзного гидрогеологического треста (1960 г.), инженерно-геологических изысканий Гидропроекта (1962–1964 гг.), результатов исследований, связанных с проектированием частичной переброски стока северных рек в Каспий, была проведена корреляция аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений нижнеплейстоценовой эпохи, выполняющих долину Камы и глубокие эрозионные, ныне погребенные, понижения на водоразделе Камы, Печоры и Вычегды. Обобщение значительного по объему материала позволило исследователю также дать литолого-фациальную характеристику ниже- и среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений, залегающих в толще первой террасы (по его мнению, озерной), и отложений, открывающихся в ее бортовой части (в уступе второй озерной террасы). Озерное происхождение террасовых уровней в пределах Кельтминской ложбины автор объясняет их строением и надежной корреляцией с уровнями рельефа в бассейне Вычегды и уровнями надпойменных террас Камы [7, 9].

В своих ранних работах Н.В. Рябков [8], описывая разрез днища Кельтминской ложбины (низкая верхнеплейстоценовая терраса с абс. высотой 130–135 м), верхний горизонт определяет как микулинский аллювий. Позднее [9] им делается корректировка в сторону омоложения этих отложений до калининского горизонта. В обоих случаях на разных разрезах указанная автором мощность песков нижней пачки составляла в среднем 8–10 м, а перекрывающих их тонкослоистых суглинков и глин — 6–8 м.

В материалах А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко [15] как днище ложбины, включая ее северную и южную части, так и площади смежных с ними озеровидных расширений в бассейнах средней Вычегды (местоположение приледникового подпрудного озера) и верхней Камы составляют поверхность Озьягской террасы. Возраст аллювия, установленного под отложениями террасы в бассейне Вычегды, находится в интервале от ~40–50 тыс. л. н. [15, 16] до ~27–35 тыс. л. н. [17, 18], что косвенно указывает на возраст ее формирования, соответствующий МИС3–МИС2.

Основными методами изучения элементов гидрографической сети, свидетельствующих о ее перестройках в предголоценовый период, стали дешифрирование космических снимков и морфолого-морфометрический анализ крупномасштабных картографических источников с построением топографических профилей и цифровых моделей рельефа (ЦМР).

Среди данных дистанционного зондирования были использованы космоснимки как среднего, так и высокого пространственного разрешения для разных фаз водного режима: Landsat-8 с пространственным разрешением 15 м; SPOT-5 с разрешением в панхроматическом диапазоне 2,5 м и спектральных каналах с разрешением 10 м; SPOT-6 с пространственным разрешением панхроматического канала 2 м и спектральных каналов с разрешением 8 м. Для приведения спектральных каналов к разрешению 2 м был использован метод панхроматической настройки «резкое слияние».

Наиболее приемлема для геоморфологического анализа исследуемой территории глобальная ЦМР GMTED2010, а также ЦМР, построенные по топографическим картам м-ба 1:25 000 и представленные в виде TIN-модели, которые визуализировались как изолинейной картой высот, так и в трехмерном изображении в среде ArcGIS. Помимо изучения особенностей расположения мезоформ палеорельефа, ЦМР с наложенными («драпированными») космическими снимками высокого разрешения использовалась также и при дешифрировании геосистем.

Известно, что использование космоснимков для создания на их основе космокарт древней гидро-сети позволяет выявить не только собственно русла, но и особенности расположения элементов релье-

фа, способствующих как концентрации поверхностного стока и образованию русловых форм, так и его разинтеграции.

Дешифровочными признаками русловых образований и аккумулятивных форм, связанных с деятельностью флювиальных процессов, при работе с космоснимками выступали:

– изменение тона на изображении, которое обычно обусловлено различной отражающей способностью растительности в зависимости от экологических особенностей их произрастания (закрепления) на элементах эрозионного и аккумулятивного рельефа, различающихся степенью увлажнения и литологическими особенностями субстрата;

– рисунок изображения, характерный для русел (палеорусел) и дельт (палеodelьт) постоянных и временных водотоков, которые четко выделяются линейно-извилистыми очертаниями на земной поверхности (протяженные по длине понижения русловых образований и относительно короткие повышения рельефа, характерные для прирусловых валов, островов, кос и др.). Прирусловые валы, как правило, отображаются в виде полосы различной ширины, протягивающейся вдоль современных или бывших русел и отличающейся цветом от соседних участков (например, более темным из-за появления древесной растительности среди заболоченных территорий). При отсутствии водотока по рисунку «веера» грив и форме аккумулятивных образований устанавливается направление его течения в предшествующие эпохи.

Визуальный анализ позволил на основании дешифровочных признаков выявить масштаб и активность развития гидрологических процессов и экзогенных процессов в целом, а также установить относительный возраст русловых и аккумулятивных форм.

С использованием известных дешифровочных методик, применяющихся при проведении дистанционных исследований [19, 20], были выделены песчаные массивы эолового генезиса и болот.

ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ЛОЖБИНЫ

Южная часть Кельтминской ложбины по своей плановой конфигурации напоминает усеченный треугольник, расширяющийся на юг, по направлению к Каме. Если его вершина и средняя часть с плоским дном контрастно вырисовываются на фоне холмов Северных и Немских Увалов, то очертания ложбины ближе к устью фактически «растворяются» в озеровидном расширении верхней Камы. В 12 км от устья Южной Кельтмы правый коренной склон ложбины под углом, близким к 90°, поворачивает на запад. До озеровидного расширения (стыка с Верхнекамской впадиной) оба склона ложбины выглядят достаточно крутыми и представляют собой уступ озерной террасы (рис. 3), выше бровки которой можно наблюдать два террасовых уровня. Относительная высота склонов ложбины составляет около 40 м, постепенно уменьшаясь к устьевой части до первых метров.

Морфологически не выраженное в современных условиях южное окончание ложбины, ранее наследовавшее расширенную часть Кельтминского каньона, в настоящее время находится в границах обширного болотного массива (болото Дикое, Ошлобское болото) и плоских одноуровневых с ним пойм Южной Кельтмы, Тимшера и Пильвы. На относительно ровной поверхности озерной террасы располагаются болотные и лесные массивы. Незначительные неровности рельефа севернее устья Тимшера на территориях, не занятых болотами, представлены скоплениями эоловых форм. Высота эоловых образований достигает 4–6 м, при этом основной фон составляют бугры высотой не более 2–3 м с пологими склонами. Примечательно, что шлейфы эоловых песков выходят и за пределы ложбины на поверхность водоразделов.

Значительный вклад в морфолитогенез первой террасы вносит заболачивание, ставшее главным процессом нивелировки неровностей первичного рельефа. Начиная с кельтминского водораздела (порога) и до камской поймы средние значения абсолютных отметок уровня верховых болот составляют около 130 м. При этом зафиксированная мощность торфяной толщи достигает 7,5 м и, возможно, превышает это значение [1, 21]. Монотонный характер микрорельефа и ландшафтной структуры верховых болот в местах резкого изменения мощности торфяной залежи нарушается лишь мелководными озерами и чередованием болотных урочищ (грядково-мочажинный, бугристо-мочажинный и псевдорусловой обводненный комплексы, стоковые ложбины, фильтрационные топи и др.).

Наибольший вклад в вертикальную и горизонтальную расчлененность рельефа в днище ложбины вносят эрозионно-аккумулятивные процессы, в результате действия которых в голоцене окончательно сформировалась современная гидрографическая сеть. Врез русел Южной Кельтмы, Лопьи, Джурича, Тимшера, Пильвы, Иктыма и некоторых других рек в пределах ее днища достигает 6–8 м и при

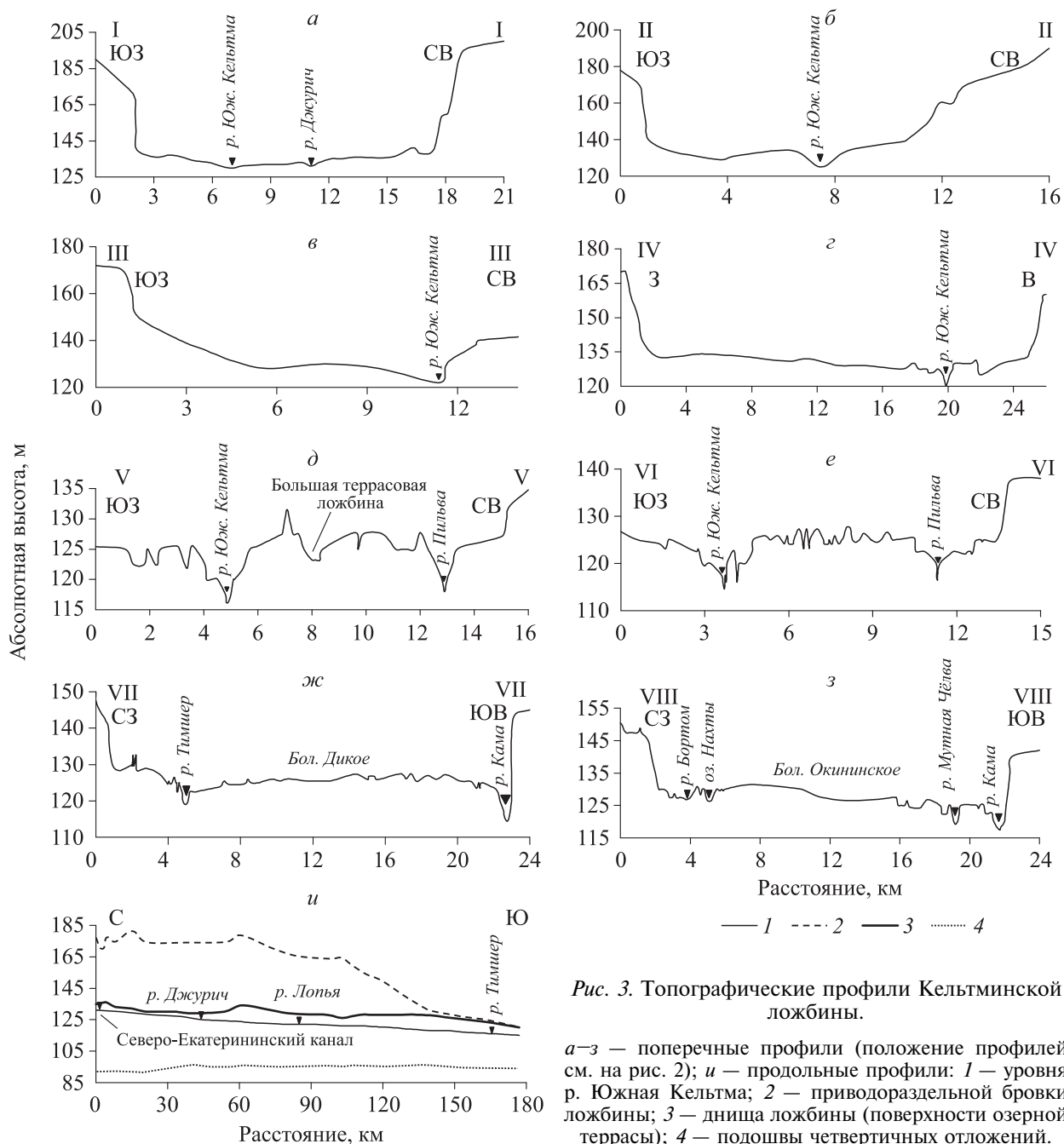


Рис. 3. Топографические профили Кельтминской ложбины.

а–з — поперечные профили (положение профилей см. на рис. 2); и — продольные профили: 1 — уровня р. Южная Кельтма; 2 — приводораздельной бровки ложбины; 3 — днища ложбины (поверхности озерной террасы); 4 — подошвы четвертичных отложений.

этом имеет высокие значения извилистости (1,4–2,8) [22]. Односторонняя фрагментарная пойма Южной Кельтмы и асимметричные врезанные излучины наследуют древние макроизлучины, которые уверенно опознаются на космоснимках практически на всем протяжении днища ложбины. Развитие макроизлучин характерно также и для долин ее притоков.

Вслед за врезанными руслами современной гидросети на показатель расчлененности (контрастности) рельефа днища долины также влияют древние долины, занятые сегодня современными водотоками или уже деградировавшими руслами раннего заложения. Таким примером является оз. Нахты — сохранившийся фрагмент русла верхней Камы в днище долины. При относительно слабой морфолого-морфометрической выраженности этих линейных понижений глубина вреза в поверхность террасы составляет от 1 до 4 м (см. рис. 3, з), гривистый рельеф (реликты прирусловых валов) не оставляет сомнений в их флювиальном происхождении (см. рис. 1, в).

В характеристике древних эрозионных форм, получивших свое отражение на поверхности первой террасы, выделяется четко опознающаяся на космоснимках и крупномасштабных топографических картах большая террасовая ложбина (БТЛ) на южной оконечности междуречья Южной Кельтмы и Пильвы (см. рис. 1, б). Относительно прямолинейная, слабоврезанная в поверхность террасы ложбина, занятая верховым болотом, имеет длину 6 км и ширину около 250 м. Начинается она на левобережной бровке долины Южной Кельтмы и, следуя по водоразделу, заканчивается «сухой» дельтой в зоне контакта с камской поймой. Гривистый рельеф конуса дельты (см. рис. 3, е) четко опознается по характеру растительного покрова (линейно вытянутые сосняки на фоне верхового болота), а дифференциация геосистем происходит в соответствии с особенностями увлажнения и литологии аккумулятивных форм, возвышающихся над русловыми понижениями на 2–4 м.

Из других форм рельефа, которые также могут быть включены в перечень геоморфологических образований, связанных в своем происхождении с прошлыми эпохами флювиального морфолито-генеза, в днище Кельтминской ложбины можно выделить одиночные гривы, возвышающиеся над поверхностью болот, и микроложбины, уверенно опознающиеся в пределах южной оконечности озерной террасы в зоне ее сочленения с камской поймой (см. рис. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности размещения флювиальных форм в днище Кельтминской ложбины позволяют сделать предварительное (до получения абсолютных датировок) заключение о генезисе и относительном возрасте этих образований. Учитывая, что днище долины представлено первой озерной террасой позднеплейстоценового (калининского) возраста, уже можно установить временные рамки заложения и последующего развития всех флювиальных форм на ее поверхности. Теоретически это время относится к периоду от молодого-шекснинского межледниковья до осташковского оледенения с несколькими фазами терминаций (межстадиалов). При этом в расчет не берутся голоценовые поймы Южной Кельтмы и ее притоков, по своему расположению, морфологии и высотным отметкам не имеющие ничего общего с древними долинами, БТЛ и другими более мелкими формами, выделяющимися на поверхности озерной террасы.

При отсутствии фактов, подтверждающих абсолютный возраст древних долин, БТЛ, микроложбин и палеорусел, установить стадийность (очередность) их образования, по-видимому, возможно лишь с учетом геоморфологического позиционирования, а также особенностей планово-высотного положения флювиальных форм по отношению друг к другу, к болотным массивам и эоловым образованиям.

Приступая к рассмотрению геоморфологических «меток» посткалининского морфогенеза Кельтминской ложбины, следует отметить, что самой крупной из флювиальных аккумулятивных форм, вложенных в нее, является первая терраса, на поверхности которой и образовались все другие формы эрозионного рельефа. Без учета голоценовых врезов современной гидросети по своим параметрам за ней следует слабо проявляющаяся в рельефе древняя долина, протягивающаяся в юго-западном направлении от западной периферии болота и далее выходящая за пределы Кельтминской ложбины. Из-за плохой морфологической выраженности эту форму вполне обоснованно можно считать проявлением самой *первой* (начальной) стадии моделировки озерной террасы.

Ко *второй* стадии относятся флювиальные образования более низких порядков — БТЛ и микроложбины, отличающиеся от древних долин меньшими размерами и более четко выделяющиеся специфическим набором геосистем и «молодостью» врезов в поверхность днища ложбины. Хорошо сохранившаяся врезанная «дельта» на южном окончании БТЛ может говорить о наличии в этот период озерных условий — водоема, имеющего небольшую площадь по сравнению с размером среднеплейстоценового водоема [15], занимавшего практически всю Верхнекамскую впадину. Возможная причина его формирования — узость речной долины перед самым устьем Вишеры (участок долины прорыва), затруднявшая сток ледниковых вод [23].

Третья стадия моделировки озерной террасы может быть отнесена ко времени формирования врезанных макроизлучин, в которых сегодня проложили свои узкие, часто неразвитые поймы Южная Кельтма и ее притоки. Врезанные излучины врезанных русел четко фиксируются на крупномасштабных топокартах и космических снимках. По сведениям, полученным для разных регионов приледниковой и внеледниковой зон европейской части России и Сибири, время образования подобных па-

леорусел приходится на период 18–13 тыс. л. н. [24–27]. Установлено, что развитие макроизлучин происходило во время продолжительных периодов потеплений и было обусловлено большими объемами расходов воды в реках, реанимировавшихся после отступления ледника, а также приспособлением русловых потоков к неровностям рельефа, сформировавшегося после моделировки озерной террасы криогенными и эоловыми процессами в период существования перигляциальных условий [28–31]. В результате формирования первичных долин на поверхности озерной террасы (в пределах водоразделов речные долины, по всей видимости, уже существовали) произошло ее окончательное расчленение. Врезаясь в поверхность террасы, Джурич в ее верхней части, Лопья в средней и Тимшер в нижней, при участии других небольших рек, в результате своего слияния образовали центральный водоток — Южную Кельтму, которая, продолжая свое развитие в контурах макроизлучин, в настоящее время делит днище ложбины на отдельные, главным образом болотные, массивы: Джурич-Нюр, Молог-Куш, Бызим, Ошлобское, Дикое и др.

Хорошая сохранность БТЛ, микроложбин, продольных грив и валов, имеющих одно направление (с севера на юг), а также существование в этот период озерных условий в южной (приустьевой) части Кельтминской ложбины указывает на образование устойчивого в течение длительного времени водного потока (потоков?). Не исключено, что БТЛ формировались в раннем дриасе (точнее установить пока не представляется возможным), когда воды подпрудного водоема из бассейна Вычегды, преодолев 130-метровую отметку кельтминского порога, вновь устремлялись в бассейн Камы. Факт предшествования локализованного стока по поверхности террасы (период стадияла) формированию макроизлучин (период межстадияла) подтверждается их взаимным «пересечением». При этом превышение абсолютных отметок БТЛ над уровнем врезанной меандры составляет около 4 м, что указывает на независимый характер их развития в пространстве и времени.

Бликие по генезису и морфологии к кельтминским образованиям формы рельефа в свое время были диагностированы Е.В. Шанцером и В.М. Микулиной на поверхности Ишимской равнины [32]. Гривообразные повышения и гривисто-ложбинный рельеф в целом как доказательство деятельности канализированного стока ледниковых вод на территории Кустанайской равнины были описаны в работах Г.Е. Быкова [33] и В.В. Лаврова [34]. Как факт функционирования спиллвея в пределах Тургайской ложбины из-за наличия на ее поверхности реликтов ложбин стока и прирусловых валов, сформированных деятельностью перигляциальных водных потоков, приводит А.Г. Илларионов [35].

С меньшей определенностью по результатам геоморфологического анализа особенностей позиционирования элементов флювиального рельефа можно интерпретировать время происхождения древних долин. Занятые в современных условиях в одном случае хорошо сохранившимся в рельефе доголоценовым руслом верхней Камы (оз. Нахты), а в другом — руслом р. Бортом, эти формы, безусловно, имеют более ранний возраст заложения по сравнению с БТЛ и микроложбинами. Проследившаяся по северо-западной периферии Окининского и Дикого болот, древняя долина (ее левая вершина), трассированная поймой Тимшера, поворачивает на север в болото Бызим и исчезает в нем. Данное направление древней долины при наличии валообразных форм в виде островов в контурах болотных массивов, лежащих в средней части Кельтминской ложбины, также указывает на присутствие локализованного водного потока, вероятнее всего, тоже имеющего отношение к перетоку водно-ледниковых вод из бассейна Вычегды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог исследованию, необходимо отметить возросшие в последние десятилетия возможности в части получения новой информации с помощью дистанционных методов исследования. Интерпретация ландшафтного рисунка Кельтминской ложбины и прилегающих к ней водосборов позволяет говорить о существовании на ее поверхности объектов морфодинамики флювиального типа, образование которых может быть связано именно с водотоком, поступающим из-за пределов современного бассейна Южной Кельтмы в осташковский этап валдайского оледенения (возможно, в раннем дриасе). На это косвенно указывают параметры, конфигурация и геоморфологическое позиционирование этих форм относительно современной гидросети.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (16–05–00356).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). — М.: Госгеолтехиздат, 1956. — 314 с.
2. Назаров Н.Н., Чернов А.В., Копытов С.В. Перестройки речной сети Северного Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене // Геогр. вестн. — 2015. — № 3. — С. 26–34.
3. Краснов И.И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // Материалы по геоморфологии Урала. — М.; Л.: Изд-во М-ва геологии СССР, 1948. — С. 47–88.
4. Grosswald M.G. Late weichselian ice sheets of northern Eurasia // Quaternary Research. — 1980. — Vol. 13. — P. 1–32.
5. Lysa A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., Demidov I.N. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // Boreas. — 2011. — Vol. 40. — P. 481–497.
6. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). — М.: Можайский полиграф. комбинат, 2012. — 191 с.
7. Горещкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. — М.: Наука, 1964. — 416 с.
8. Рябков Н.В. Нижнеплейстоценовые отложения долины Верхней Камы и прилегающего водораздела с Печорой и Вычегдой // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. — М.: Наука, 1967. — С. 167–173.
9. Рябков Н.В. Древние приледниковые бассейны междуречья Камы, Печоры, Вычегды и их реликты // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1976. — № 45. — С. 94–105.
10. Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. — 1999. — Vol. 28. — P. 23–45.
11. Mangerud J., Jacobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.C.K., Henriksen M., Hjort C., Krinnerm G., Lunkkja J.-P., Moller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews. — 2004. — Vol. 23. — P. 1313–1332.
12. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. — 1999. — № 5. — С. 34–41.
13. Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // ДАН. — 2014. — Т. 455, № 1. — С. 52–57.
14. Кириллов А.С. К истории современной долины р. Камы (между реками Южной Кельтмой и Вишерой) // Изв. Гос. геогр. о-ва. — 1939. — Т. 71, № 7. — С. 17–25.
15. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. — М.: Аэрогеология, 2005. — 348 с.
16. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Смирнова В.М., Тертычная Т.В. Средневалдайский интервал в бассейне Вычегды: геохронология, климат, генезис отложений // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геология и география. — 1979. — № 12. — С. 72–77.
17. Гуслицер Б.И., Дулягина Д.А. Природные обстановки в бассейне Верхней Вычегды в средне-поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые Европейского северо-востока. — Сыктывкар: Ин-та географии Коми фил. АН СССР, 1983. — С. 26–27.
18. Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Останин В.Е., Баранова В.Н., Смирнова В.М., Тертычная Т.В. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена и раннего голоцена бассейна р. Северной Двины // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геология и география. — 1984. — № 12. — С. 57–66.
19. Садов А.В., Ревзон А.Л. Аэрокосмические методы в гидрогеологии и инженерной геологии. — М.: Недра, 1979. — 223 с.
20. Аэроландшафтно-индикационные методы при региональных инженерно-геологических исследованиях / Под ред. С.В. Викторова, А.В. Садова. — М.: Недра, 1981. — 203 с.
21. Генкель А.А. Болота Пермской области // Уч. зап. Перм. ун-та. Биогеография и краеведение. — 1974. — Т. 131, вып. 2. — С. 4–85.
22. Назаров Н.Н., Чернов А.В. Особенности проявления и оценка интенсивности горизонтальных русловых деформаций на реках Пермского Прикамья // Геоморфология. — 1997. — № 2. — С. 55–60.
23. Назаров Н.Н. Плейстоценовые перестройки речных русел и современное развитие пойменно-русловых комплексов верхней Камы // Геоморфология. — 2017. — № 3. — С. 88–100.
24. Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природ. ресурсы. — 2007. — № 4. — С. 5–10.
25. 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.
26. Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. — 2006. — Vol. 66. — P. 53–73.

27. **Панин А.В., Матлахова Е.Ю.** Периодические проявления мощного речного стока в центре Русской равнины в Валдайскую холодную эпоху // Вестн. Том. ун-та. — 2013. — № 370. — С. 168–174.
28. **Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K., Panin A.V.** Fluvial response to the Late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // Global and Planetary Change. — 2001. — Vol. 28. — P. 303–318.
29. **Эберхардс Г.Я.** Морфогенез долин области последнего материкового оледенения и современные речные процессы (на примере Средней Прибалтики): Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. — М., 1985. — 54 с.
30. **Дварецкас В.В.** Геоморфологическое строение и развитие речных долин в позднеледниковье и голоцене на территории Южной Прибалтики // Геоморфология. — 1992. — № 2. — С. 42–48.
31. **Чалов Р.С.** Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. — М.: КРА-САНД, 2011. — 960 с.
32. **Шанцер Е.В., Микулина В.М.** Геоморфология и антропогенные отложения северо-западной части Казахского щита // Кайнозой центральной части Казахского щита. — М: Изд-во Моск. ун-та, 1967. — С. 7–177.
33. **Быков Г.Е.** Древние долины Абуго-Тобольского водораздела // Изв. Гос. геогр. о-ва. — 1938. — № 6. — С. 688–702.
34. **Лавров В.В.** Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. — Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1948. — 126 с.
35. **Илларионов А.Г.** Проявление эоловых процессов в плейстоцене на юге Западной Сибири и их геоморфологические последствия // Геоморфология. — 1989. — № 3. — С. 65–71.

Поступила в редакцию 26.04.2017

После доработки 18.10.2017

Принята к публикации 02.04.2019