

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ

VI Щукинские чтения

Труды



Москва, 2010 г.

На втором этапе оформился контур Тургайских ворот, до глубины цоколя террасы, названной М.Е. Городецкой (1970) «сквозной». Он лежит здесь на 40–50 м выше погребенного тальвега ложбины. Время образования этой террасы связывают с казанцевско-ермаковским климатическим циклом. Распространение ее осадков южнее Тургайских ворот, скорее всего, свидетельствует, что сток, в пределах Южного Тургая и Северного Приаралья, на этом этапе, концентрировался в двух водосборных бассейнах — Примугоджарском (Иргизском) и Приулутавском. Бассейны разделяла антиклиналь, выделенная нами (1971) под названием Акшийской. Наличие ее резко отразилось в морфологии ложбины. При пересечении Акшийской антиклинали, между пос. Тургай и Туемойнак, ее ширина сужается более чем в три раза (до 12–15 км) по сравнению с ниже-вышележащими участками, а ее поперечное сечение резко меняется на ящикообразное. Этую часть Тургайской ложбины мы выделяем под названием Туемойнакского порога. Морфология порога однозначно свидетельствует об эпигенетической природе его заложения лишь после завершения второго этапа обводнения равнин Южного Тургая и Северного Приаралья.

Углубление ложбины в контурах Центрально-Тургайского поднятия до отметок ее погребенного тальвега (30–40 м абсолютные высоты) произошло на третьем этапе после прорыва Акшийской антиклинали. С этого времени именно Тургайская ложбина, в ее современных контурах, становится основным звеном дренажной системы, стягивающей сток обширных равнин Зауралья в бассейн Арала. Сток этот, как мы отметили выше, был значительным по объему, но не продолжительным по времени функционирования. К югу от чинков Челкар-Нура, Тургайская ложбина, как известно, теряет свою морфологическую выразительность. Однако ее древний тальвег, погребенный под 50-метровой толщей озерно-аллювиальных осадков, прослеживается до Аральского моря.

Образование сквозной Тургайской ложбины приходится на каргинский век. В это время происходило резкое тектоническое обособление депрессии северной части Туранской плиты, в том числе и впадины Аральского моря. Это вызвало понижение базиса эрозии рек Иргизского бассейна. Активная регressive эрозия в истоках одного из водотоков этого бассейна могла стать причиной прорыва Акший-

ской антиклинали и образования Туемойнакского порога, с последующим прорывом Тургайских ворот до уровня ныне погребенного тальвега ложбины. Таким образом, образование сквозной Тургайской ложбины произошло лишь во второй половине позднего неоплейстоцена, при существенном участии, как и полагал А.Л. Яншин (1953, 1961), явления перехвата. Молодой возраст ложбины подтверждается и единственной радиоуглеродной датировкой, полученной В.И. Астаховым и М.Г. Гросальдом (1978) по древесине, отобранной из керна скважин. Образец взят из песков, залегавших на погребенном тальвеге ложбины, на глубине 75–77,5 м. Возраст древесины, 28800 ± 800 лет, соответствует заключительным fazам каргинского межледникова. Эта датировка несколько противоречит устоявшимся, обоснованным представлениям о соответствии эрозионно-аккумулятивных циклов флювиального осадконакопления определенным климатическим ритмам плейстоцена. Этапы глубинного вреза и накопления фациально расчлененного аллювия, как отмечалось выше, приходится на основное время межледникова. В разрезах осадков переход от межледникова к оледенению фиксируется сменой споро-пыльцевых и микрофаунистических комплексов, перерывами осадконакопления в виде горизонтов погребенных почв и т.д. Подобная смена по данным А.А. Бобоевой (1974), А.И. Некрасова и др. (1981) проявляется и в разрезах отложений, выполняющих ложбину. Разрез четко делится на две части. Они соответствуют, скорее всего, двум последним крупным климатическим ритмам плейстоцена — эпохам каргинского межледникова и сартанского оледенения (соответственно ≈ 50 –22 и 22–12 тыс. лет тому назад).

Тургайская ложбина, как крупная эрозионная форма по своему происхождению стоит ближе всего к спилльвеям — каналам стока водных потоков, берущих начало с приледниковых водоемов. Циклическое изменение объема стока, наряду с новейшей тектоникой, стало одной из главнейших причин последовательной перестройки дренажной системы равнин Зауралья. В структуре этой системы в течение всего плейстоцена составные части Тургайской ложбины выступали в качестве основного функционального звена по сбросу вод из Иртышского бассейна в Аральский.

ПЕРЕСТРОЙКА ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Казьмин С.П.

Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск

Две обобщающие работы отечественных учёных Е.В. Шанцера и А.Н. Маккаевеева [1,2] весьма полно и всесторонне охарактеризовали деятельность современных рек, жизни речных русел, перемещение и аккумуляцию аллювия, изменения рельефа дна, берегов рек и формирования поймы. В этих работах, однако, верно отражена только современная речная деятельность. Многие же предположения относи-

тельно деятельности рек и поверхностного стока в прошлом оказались ошибочными. Это касается, прежде всего, предположений об обильности поверхностного стока в периоды ледниковых стадий, интерстадиалов и межледниковых. Масштабы колебаний стока оказались несравненно более значительными, чем это считали авторы двух указанных монографий.

Первым из отечественных ученых, который обратил внимание на несомненные следы резкой изменчивости обильности поверхностного стока атмосферного питания, был исследователь А.С. Козменко [3]. Он на материалах Волго-Донского междуречья ясно доказал, что поверхностный сток во времени изменялся в весьма широких пределах. Современные долины пережили несколько "циклов эрозии", во время которых поверхностный сток превосходил современный во много раз. Между периодами обильного стока происходило его замирание и заполнение дна долин тонкозернистым осадком (лесосвидиным суглинком).

Другим исследователем, охарактеризовавшим резкие колебания стока в бассейнах атмосферного питания, был американский учёный Г. Дьюри [4]. Он показал, что в США (штат Висконсин) в долинах ясно сохранились следы обильного стока, и современные ручьи и мелкие реки часто текут по бывшему дну древних обширных русел, которые имели атмосферное питание. Одновременно и независимо от Г. Дьюри ясные следы древнего обильного стока рек атмосферного питания обнаружил И.А. Волков в результате наземных и аэрогеологических исследований в Северном Казахстане и в Западной Сибири. Выяснилось, что вторая терраса рек атмосферного питания (Тобол, Ишим и др.) формировалась в условиях стока, в несколько десятков раз более обильного, чем теперь, а первая терраса — в условиях стока в несколько раз более обильного, чем в настоящее время. Был охарактеризован и период почти полного и полного замирания поверхностного стока непосредственно позже завершения формирования регионально развитой второй террасы рек бассейнов Западной Сибири [5].

На материалах южных и центральных районов Западной Сибири исследованы соотношения следов древних речных и озёрных процессов. Были охарактеризованы непосредственные переходы вниз по течению рек (Тобол, Ишим, Иртыш, Обь) речной второй террасы в озёрную террасу древнего Мансийского приледникового озера. Это Мансийское озеро являлось одним из природных элементов трансконтинентальной системы стока талых вод последнего оледенения. Оно существовало лишь благодаря ледниковой преграде, которая проходила широтно, в основном, в районе Сибирских Увалов [6]. Выяснилось, что в бассейне Оби вторая терраса рек формировалась ранее или одновременно с развитием трансконтинентальной системы стока талых ледниковых вод. Первая же терраса рек сформировалась позже полного исчезновения Мансийского приледникового озера в конце позднеплейстоцена.

Следует учитывать, что колебания стока рек бассейна Оби были в значительной мере или целиком следствием изменения атмосферного питания рек. Эти колебания непосредственно отражали изменения влажности климата. Не следует механически переносить это на пространства Европейской части нашей страны, где сток атмосферного питания рек сложно сочетается с транзитным стоком талых ледниковых вод из области континентального оледенения. Вообще, при изучении прошлого долин следы

стока рек атмосферного питания следует тщательно отличать от транзитного стока талых вод времени континентальных оледенений. Следы стока атмосферного питания и транзитного стока талых ледниковых вод — показатели различных природных обстановок. Обильный атмосферный сток видимо тяготел к концу эпохи педогенеза и периоду криогенеза, т.е. к началу гляциации.

В бассейне верховьев Оби изучены многие особенности поверхностного стока, которые отражают деятельность мелких местных рек атмосферного питания и крупных рек, включая верхнее течение самой Оби. Примером мелкой местной реки Обь-Иртышского междуречья может служить Бурла, одна из рек Барабинской равнины. В среднем течении этой реки на первой террасе ясно прослеживаются два этапа обильного стока, разграниченные периодом его резкого сокращения. Этот обильный сток отражает соответствующие этапы увеличения влажности климата всей Барабы. Пойма формировалась в условиях относительно более сухого климата.

Поверхность первой речной террасы, которая по высотному положению обычно мало превосходит пойму, покрыта хорошо развитым почвенным слоем, ясно дифференцированным на генетические горизонты. В наиболее пониженных местах эта почва снижается не только ниже современного половодья и межени, но также и ниже маловодья современного русла. Обе эти особенности свидетельствуют, что обильный сток времени первой речной террасы позже сменился его ослаблением. Высота половодьев оказалась ниже современного маловодья. Строения осадков первой речной террасы свидетельствуют о том, что позже обильного стока последовал период относительно сухого климата. Последующее время начала накопления аллювия поймы происходило в условиях некоторого увлажнения климата. Пойма, в отличие от первой террасы не покрыта хорошо развитым почвенным горизонтом. Ее формирование происходило в несколько более влажных климатических условиях, приближающихся к современным.

В строении рельефа долины Оби и её крупных притоков речной сток местного атмосферного питания не являлся единственным фактором динамики рельефа. Важная роль принадлежала и транзитному стоку. Сток по долине Оби также был в значительной мере транзитным из области Горного Алтая. Изучение Барнаульско-Новосибирского участка долины Оби позволяет выделить следующие этапы эволюции её долины на протяжении конца позднего неоплейстоцена и голоцене:

1. Формирование второй террасы с двумя уровнями (древним и молодым) в условиях стока, превышающего современный несколько десятков раз.
2. Ингрессия поздненеоплейстоценового приледникового (Мансийского) озера (максимальный уровень — 125–130 м). Усложнение склонов и дна долины Оби озёрными процессами.
3. Прекращение стока и широкое развитие эоловых процессов на дне и склонах долины (последняя дегляциация).

4. Этап формирования первой террасы в условиях стока несколько раз обильнее, чем теперь.

5. Подтопление первой террасы в результате катастрофического горного стока "Платово-Подгорное" (видимо конец позднего дриаса).

6. Формирование дна долины Оби и её крупных притоков в пределах луговой террасы (первой террасы и поймы).

7. Значительное сокращение стока в boreальный период голоцен.

8. Образование поймы в условиях некоторого увлажнения климата.

Обрисованная в настоящем сообщении перестройка гидросети южнее континентального глетчера во время последнего континентального оледенения, сопоставляемого с МИС 2 стандартной морской изотопно-кислородной шкалой SPECMAR была последней, самой молодой, но не единственной. Сходная перестройка поверхностного стока была и в более древние похолодания. Наиболее глубокое преобразование гидросети и всей природной среды имело место во время средненеоплейстоценового максимального оледенения. Край глетчера тогда располагался, как теперь, твёрдо установлено, несколько южнее 600 с.ш., в районе долины Демьянки, правого притока Иртыша [7].

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОСЕТИ (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА ОБИ)

Казьмин С.П.¹⁾, Волков И.А.²⁾

¹⁾ Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск

²⁾ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Величайшая азиатская речная система Оби хранит от исследователей ещё многие палеогеографические тайны, которые придётся открывать нашим последователям. Изучение современного, поздне- и среднечетвертичного периодов деятельности этой системы охватывает лишь ничтожное по длительности время её эволюции. В верховых долины в предгорьях Алтая, Барнаульском и Новосибирском районах различные геологические образования слагают склоны и дно самой долины и охарактеризованы многими учёными. Здесь развиты низкие речные террасы, озёрные и субаэральные отложения в совокупности, слагающие дно и нижнюю часть склонов долины, а также формы рельефа и осадки притоков, таких как Чулым, Бердь, Иня и более мелких. Верхние части склонов долины в пределах Восточной Кулуанды образованы в мощной субаэральной толще (краснодубровская свита) средненеоплейстоценового, отчасти ранненеоплейстоценового возраста. Более древние речные и иные образования системы самой Оби и её водосборного бассейна изучены значительно хуже. Известны некоторые данные, которые позволяют судить и о более древнем периоде эволюции самой долины Оби и её водосборного бассейна. Некоторые изученные авторами данные необходимо изложить нашим последователям, чтобы охарактеризовать более древнее время эволюции этой гидросистемы.

Литература

1. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит / Тр. Ин-та геологии АН СССР. вып.135. геол. серия (№55). 1951. 274 с.

2. Маккавеев А.Н. Русло реки и эрозия в её бассейне. — М.: АН СССР. 1955. 345 с.

3. Козменко А.С. Борьба с эрозией почвы. Изд.2. — М.: Сельхозгиз. 1957. 208 с.

4. Dury G.H. Contribution to a general theory of meandering valleys // Amer. J. Sci. 1954. V. 252.

5. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. — М.: Наука. 1971. 254 с.

6. Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С.5–10.

7. Лещинский С.В., Ахтерякова А.В., Лунева, Резый А.С., Бурова Н.Д. Условия и время формирования надпойменных террас р.Демьянка (центр Западной Сибири) / Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, г.Новосибирск, 19–23 октября 2009 г. — Новосибирск: СО РАН. 2009. С. 362–365.

В известном и достаточно хорошо изученном обнажении левого берега Оби у пос. Огурцово в районе г. Новосибирска непосредственно ниже ГЭС субаэральная толща одного из увалов Восточной Кулуанды, известна как нижне-средненеоплейстоценовая краснодубровская свита. К ней прислонены новейшие озерные осадки ингрессионного залива поздненеоплейстоценового Мансийского озера и иные новейшие осадки. В основании этого обнажения на гипсометрическом уровне, близком к современному половодью Оби (до возведения ГЭС) эта краснодубровская свита подстилается грубозернистым песчано-гравелистым аллювием с гальками. Буровые скважины на левом склоне долины вскрыли этот аллювий под субаэральной толщей на тех же высотных отметках. Этот аллювий, таким образом, залегает субгоризонтально и является речным основанием, на котором позже отложилась субаэральная толща [1].

В другом обнажении левого берега Оби в районе пос. Белово также субаэральная толща, слагающая увал Восточной Кулуанды налегает на аллювий. Он представлен грубыми косослоистыми песками с раковинами пресноводных моллюсков. Этот аллювий также залегает на гипсометрическом уровне, близким к уровню современных половодий Оби. Данные особенности геологического строения показывают, что долина Оби занимала место, близкое к современному, ещё в плиоцене [2].

Формирование субазральной толщи Восточной Кулунды охватывает всю палеомагнитную зону Брюнес, а основание её относится к верховым зонам Матуяма. Следовательно, ещё в начале ледникового периода во время палемагнитной стадии Матуяма долина Оби занимала положение, близкое к современному. Ввиду этого, ледниковый период вместе с субазральной толщей Восточной Кулунды и подстилающим её аллювием следует рассматривать как наиболее молодой этап эволюции бассейна Оби и её долины.

Общий план строения рельефа западного, южного и восточного обрамления Западно-Сибирской равнины свидетельствует, что это обрамление весьма длительное время фанерозоя являлось источником сноса для формирования осадков этой равнины. С таким заключением согласуются и особенности строения рельефа основных областей поднятия Алтая, Казахстана и Урала. Роль транспортных артерий Оби, Иртыша и других рек окружения областей поднятия равнины несомненна, и она сохранялась не только во время ледникового периода, но и значительно раньше. В этом отношении характерно строение основных долин Алтая. Характерной особенностью строения гляциального рельефа этого обширного региона является трогово-каровое строение. Кары существенно моложе основных троговых долин. Основание их опирается на "плечики" трогов, т. е. на их склоны. Самы же троги ниже полосы каров имеют древнее доледниковое происхождение. Ледниковые процессы лишь модифицировали доледниковые долины, обратив их вместе с карами в сложно построенный "альпинотипный" рельеф.

Строение самой области кайнозойского тектонического погружения Западной Сибири весьма показательно. Здесь сверху залегает сплошной покров кайнозойских осадков, ныне палеонтологически изученного с помощью многочисленных буровых скважин. Мощность этого чехла достигает более 1,5 км. Весь этот материал принесён реками с возвышенных и горных регионов западного, южного и восточного обрамления равнины. Сравнительно полный разрез чехла позволил осветить историю неуклонного сокращения на протяжении кайнозоя притока энергии к земной поверхности (ПЭ) от начала его до современности. В начале кайнозоя преобладали тропические леса, и в конце, в ледниковом периоде — boreальные леса, тундры и континентальные глетчеры. Такова история изменения кайнозойской природной среды Западной Сибири. Она ясно отражена на палеоклиматической кривой, составленной И.А. Кульковой и В.С. Волковой [3].

Некоторые иные особенности динамики рельефа, геологического строения и гидросети более древнего времени отражены в областях обрамления Западно-Сибирской равнины. В этом отношении особенно интересен Салаир, который ещё в мезозое представлял сушу и являлся "берегом Антарктиды". Изучение и геологическое карттирование этого региона авторами настоящего сообщения на протяжении многих лет позволили выявить основные особенности строения и динамики геологогеоморфологической основы ландшафтов (ГГОЛ) и

изменений природной среды на протяжении мезозоя и кайнозоя вплоть до современности. Особенно важное значение в этом отношении имеет позднемезозойская кора выветривания в сочетании с основными чертами строения рельефа и геологических образований. Как и в иных регионах, на Салаире образование коры выветривания проходило так, как это надёжно установил В.В. Добропольский (1976). Было два различных климатических этапа. Основной нижний горизонт представляет собой гипергенный элювий. Он формировался многие десятки миллионов лет в условиях тёплой географической оболочки планеты.

Эта природная среда отличалась высоким ПЭ, связанным с ним постоянно сохранявшимся избыточным увлажнением. Преобладали тропические дождевые леса, происходил медленный, но постоянный и глубокий процесс химического преобразования поверхностных скальных пород. Неустойчивые минералы удалялись нисходящими токами влаги, сохраняясь вблизи земной поверхности только стойкие соединения (SiO_2 и Al_2O_3 , т.е. каолинит). Древесные породы имели неглубокую "якорную" корневую систему. Процессы преобразования и использования органических соединений растительности также протекали вблизи земной поверхности. Не существовало лесной подстилки и гумусированного слоя почвы. Гипергенный элювий (каолинитовый аргиллит) первоначально покрывал огромные пространства, достаточно хорошо изученные и прослеживаемые в Северном полушарии от Тропиков до Арктики включительно. На границе мезозоя и кайнозоя ПЭ несколько уменьшился. В датском ярусе палеоцена постоянно избыточно влажный климат сменился переменновлажным. Возникли засушливые сезоны. Промывной режим приповерхностной влаги в засушливые сезоны изменялся на непромывной. Существенно изменились и процессы динамики ГГОЛ. В таких условиях формировался верхний меньший по мощности горизонт коры. Он известен как латеритово-бокситовый панцирь. На территории Салаира этот покров прослеживается во многих разрезах и ясно датируется началом перехода к последующему периоду климатической обстановки палеогена [4]. Длительный период проявления гипергенеза и формирования каолинитового элювия здесь прекратился навсегда, в связи с изменившимися ПЭ и климатом.

Становление климата переменной влажности и возникновение засушливых сезонов оказалось глубокое воздействие на динамику ГГОЛ Салаира и всей Западной Сибири. Господствовавший ранее грунтовый и подземный сток уступил место поверхности. Последовательно стало возрастать транспортное значение водотоков с сезонным стоком, чередованием половодий меженных состояний и маловодий элементов гидросети. Последовательный врез потоков, расширение и углубление долин в совокупности вызвал увеличение эрозионной транспортной роли рек, выноса аллювия в область тектонического погружения Западной Сибири. Сокращение ПЭ продолжалось на протяжении всего кайнозоя, климат неуклонно становился холоднее. Уменьшение ПЭ на

территории Салаира и всей Западной Сибири являлось причиной становления холодной географической оболочки планеты в кайнозое.

По мнению авторов в строении рельефа и геологических образований Салаира, обладавшего на протяжении мезозоя и кайнозоя очень слабым положительным движением литосферы можно выделить три длительных этапа формирования ГГОЛ и гидросети:

1 — существование участков непереотложенной позднемезозойской коры выветривания и исходного раннемезозойского рельефа со значительным преобладанием поверхностей скальных пород;

2 — этап консервации поверхностного стока и активизации подземного, формирования позднемезозойского гипергенного элювия (каолинитовый аргиллит), время консервации рельефа;

3 — кайнозойский этап активизации поверхностного стока и создание основных водосборных бассейнов гидросети, переотложение и разрушение поверхности и осадков 2-го этапа, возрастание сезонного характера поверхностного стока и общая активизация выноса осадков в область погружения литосферы Западной Сибири, увеличение роли суб-

аэальных процессов, накопление эоловых покровов (сначала красноцветных, позже желто-бурых).

В заключение следует отметить, что динамика процессов денудации была предопределена не только тектоническими движениями. Она, прежде всего, отражала характер ПЭ, его высокое значение в позднем мезозое и уменьшение в кайнозое до boreально-го и boreально-ледникового климата. ПЭ менял в корне эволюцию экзогенных геологических процессов и динамику всей географической оболочки.

Литература

1. Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска (Оперативно-информационный материал). — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 90 с.
2. Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. — Новосибирск: НИЦ ОИГМ СО РАН, 1997. 46 с.
3. Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климаты Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 3. С. 581–595.
4. Волков И.А., Казьмин С.П. Палеоценовая кора выветривания как важнейший хронологический репер в геологии Западной Сибири // Вестн. ВГУ, сер. Геология. 2007. № 2. С. 221–223.

ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ ПСКОВСКО-ЧУДСКОЙ ВПАДИНЫ

Карпухина Н.В., Татарников О.М.

Псковский государственный педагогический университет

Псковско-Чудская впадина располагается в северной наиболее пониженной части Псковской гляциодепрессионной низменности и образована двумя полуизолированными котловинами: Псковской и Чудской. Большая часть этой субмеридиональной впадины занята ныне акваторией Псковско-Чудского озера. Впадина выработана в нижней части структурного склона ордовикской куэсты, главным образом, в моноклинальной толще коренных легкодорищимых и трещиноватых терригенных породах наровского и старооскольского горизонтов среднего и швентойского горизонта верхнего девона. Таким образом, ее формирования началось в конце позднего девона, когда после регрессии позднедевонского моря на его месте образовалась морская пластовая равнина, подвергшаяся процессам денудации в течение мезозоя и палеоген–неогена. На этом доледниковом этапе ведущими рельефообразующими процессами являлись процессы водной эрозии, что подтверждается обнаружением на бортах и днище Псковско-Чудской впадины относительно густой сети погребенных и полупогребенных под толщей четвертичных отложений глубоких речных долин [7, 8, 9, 3]. По данным реконструкции рельефа поверхности коренных пород внешняя граница доледниковой Псковско-Чудской впадины примерно соответствовала изогине 40 абс. отм.. Средняя глубина впадины составляет 10–15 м, максимальная — 20–25 м. Минимальные абсолютные отметки ее дна приурочены к врезам погребенных прадолин и достигают здесь минус 30–40 м [15]. Наиболее крутыми и высокими (до 25–30 м) являются южные и юго-восточные склоны Псковской котловины, совпадающие с усту-

пом девонской куэсты. Наличие развитой реликтовой речной сети в пределах площади Псковско-Чудской впадины доказывает, что она в конце доледникового периода была осушенней и дренировалась осевой субмеридиональной магистральной долиной, сток по которой осуществлялся, вероятно, на юг в древнюю долину, приуроченную к уступу девонской куэсты.

В плейстоцене на трансгрессивных этапах развития покровных оледенений поверхность Псковско-Чудской впадины частично экзарирована активными ледниками массами и в то же время консервировалась в связи с заполнением ее массами неподвижного льда, а на этапах регрессии покровных ледников частично заполнялась ледниками и водноледниками осадками [2, 6, 10]. Мощность толщи плейстоценовых осадков представленных красно-бурыми моренными валунными суглинками, лимногляциальными песками, алевритами и ленточными глинями, реже флювиогляциальными разнозернистыми песками и галечно-гравийными отложениями здесь варьирует от 5,0–8,0 м на дне впадины до 10–15 м пересекающих ее субширотных полосах холмисто-грядового рельефа краевых образований и до 30–40 м в палеорезах прадолин. От материковых льдов Псковско-Чудская впадина стала освобождаться примерно в середине готигляциала в ходе отступания активного края Нижне-Великорецкого языка Псковской лопасти Чудского потока позднеплейстоценового покровного ледника. В связи с обратным уклоном ледникового ложа и затрудненным оттоком талых ледниковых вод перед отступающим активным фронтом Нижне-Великорецкого языка сформировался Псковский приледниковый водоем, который