

## Физико-географические исследования

УДК 551.4(470.51)(045)

*И.Е. Егоров, И.В. Глейзер, А.Г. Казаков*

### БЕРЕГОВЫЕ ГЕОМОРФОСИСТЕМЫ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ ВОТКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА (В ПРЕДЕЛАХ УДМУРТИИ)

Изложены методы и результаты полевых исследований комплекса береговых процессов на правобережье Воткинского водохранилища. Они включают в себя наблюдения за скоростью разрушения и отступления стенок обвально-осыпных склонов, подрезаемых абразией, и процессов, развивающихся на формирующейся отмели. В пределах прибрежного мелководья впервые установлены и количественно оценены процессы медленного массового смещения материала, поступающего на отмель за счёт разрушения берегов. Выделены основные морфологические типы береговых геоморфосистем и установлены для надводных и подводных их частей скорости переформирования. Отмечается, что наиболее продуктивными в отношении поступления рыхлого материала в чашу водохранилища являются процессы осыпания. Соответственно выветривание, как источник образования рыхлого материала, приобретает в условиях водохранилища значение важнейшего берегоформирующего фактора надводной части береговых геоморфосистем. Среди важнейших литодинамических потоков подводных участков береговой зоны выделен подводный «крип». Установлено, что слой рыхлых наносов, выстилающий бенч слоем 20–25 см к началу ледостава, полностью сползает в зоне осушки на расстояние 15–20 метров к началу весеннего сброса воды. Массовое смещение мелководья происходит и в летнее время, но сползший материал летом активно пополняется продуктами абразии. Берега разрушаются путём параллельного отступления подводной и надводной частей берега. В настоящее время скорость берегоразрушения часто возрастает, а не уменьшается, что делает необходимым пересмотр некоторых теоретических положений, касающихся закономерностей развития берегов и прогнозных оценок. Полученные результаты могут использоваться при оценке темпов заиления чаши водохранилища.

*Ключевые слова:* геоморфосистема, осыпание, обваливание, абразия, массовое смещение материала.

DOI: 10.35634/2412-9518-2020-30-4-438-447

Воткинское водохранилище относится к категории крупных равнинных водохранилищ. Его объём равен 9,4 км<sup>3</sup> воды, а площадь зеркала – 1120 км<sup>2</sup> [1]. За редкими исключениями, практически все крупные равнинные водохранилища были созданы во второй половине XX в. Сравнительно короткий срок эксплуатации крупных равнинных водохранилищ не позволяет в настоящее время делать надёжные долгосрочные прогнозы дальнейшего развития их береговых зон и скорости заиления, поскольку ни на одном крупном водохранилище развитие береговых зон не завершилось, и ни одно из них не может являться в этом смысле эталоном. Например, на отдельных участках берегов Ижевского и Воткинского прудов, созданных более 250 лет назад, абразионные процессы всё ещё достаточно активны. При этом указанные водоёмы по своим параметрам ни в какое сравнение не идут по отношению к Воткинскому водохранилищу. Кроме того, природные условия территорий водохранилищ далеко не идентичны, что не позволяет использовать в полной мере для прогнозных оценок метод аналогий. После более полувековой эксплуатации Воткинского водохранилища, интенсивность процессов берегоразрушения на нём остаётся по-прежнему высокой. Точность оценок нового положения береговых линий может быть достигнута прежде всего благодаря проведению стационарных полевых наблюдений за всем комплексом береговых процессов, которые проводятся в крайне недостаточном объёме, учитывая значимость территории в народнохозяйственном отношении [2]. Сведения о скорости переформирования берегов необходимы также для решения ряда вопросов землепользования и отведения земель, установления прибрежных защитных полос, водоохраных и других специальных зон, в частности заинтересованность в сведениях о скоростях изменения береговой зоны выразило Управление Росреестра по Удмуртской Республике. Важно отметить также, что удмуртский участок берега приурочен к самой широкой части акватории водохранилища, что позволяет предположить здесь потенциально более высокую интенсивность развития абразионно-аккумулятивных процессов.

## Материалы и методы исследований

Наблюдения за береговыми процессами проводились как на абразионных склонах, так и в зоне осушки. Скорость разрушения склонов определялась повторной тахеометрической съёмкой положения бровки и сканированием поверхности денудационного склона с помощью тахеометра, работающего в безотражательном режиме. Оба варианта съёмок производились с заранее установленных реперов. Для съёмки бровок склонов использовались грунтовые репера стандартного образца – ГР-6, при сканировании склонов в качестве репера использовались обрезки арматуры, забитые в коренные алевриты зоны осушки в период сброса воды на водохранилище. Помимо пунктов стационарных наблюдений, для выявления морфологических особенностей склонов, имеющих разную высоту и состав горных пород, было проведено их сканирование и съёмка зон осушки на 35 береговых створах от базы отдыха «Геолог» (с. Камское) до с. Галёво. Скорость размыва прибрежной отмели определялась методом шпилек, в качестве которых использовались двадцатисантиметровые оцинкованные саморезы, которые вкручивались в грунт по створам, на разном удалении от подножья абразионного склона. Установка шпилек и последующие отчёты по ним осуществлялись, как и большинство других работ, в период весеннего сброса воды на водохранилище.

Скорость и направление смещения обломков горных пород на прибрежном мелководье определялись с помощью меток, сделанных на поверхности обломков. В дальнейшем при проведении повторной высокоточной тахеометрической съёмки вычислялись новые координаты этих меток.

Значительную информацию о развитии гравитационных процессов на склонах и в зоне осушки дало сравнение фотоснимков одних и тех же объектов, сделанных в разные сезоны и годы.

## Результаты и их обсуждение

Берега водохранилищ изменяются благодаря активному проявлению разнообразных экзогенных процессов. Различия в геологическом строении, первоначальном рельефе и в особенностях воздействия водных масс на берега отражаются в итоге в формах новообразованных берегов, в скоростях переформирования самих побережий, в различных объёмах горных пород, переработанных береговыми процессами. Это позволяет выделить на водохранилище береговые геоморфосистемы, представляющие собой участки побережий, различающиеся морфологией подводного и надводного рельефа, динамикой преобразований, а также составом и ролью отдельных геоморфологических процессов, действующих в береговой зоне. Выделение и классификация участков берегов водохранилищ были отражены ранее в целом ряде исследований [3-5 и др.]. Детально вопрос выделения элементарных участков берега, характеризующихся высокой степенью однородности геолого-геоморфологического строения и особенностями локального морфолитогенеза был проработан Н.Н. Назаровым [2] для берегов камских водохранилищ. Разумеется, удмуртская часть побережья не включает в себя всего разнообразия геоморфосистем Воткинского водохранилища, но его своеобразие заключается в том, что оно находится в самой широкой и глубоководной озеровидной его части. Соответственно, здесь существуют условия для наибольшего разгона волн, высота которых может превышать 2 м [2], определяющих высокие темпы абразии.

1. Береговые геоморфосистемы, сложенные четвертичными отложениями, характеризуются преимущественно невысоким клифом – обычно не более 12 м. Крутизна береговых уступов составляет в среднем 55–60°, при этом верхние 2–3 м уступа практически вертикальны, нередко нависающие, с отрицательными уклонами (рис.1). Волноприбойная ниша у этих берегов отсутствует. Разрушение надводной части уступа происходит преимущественно обваливанием, меньше – осыпанием. Обваливание обусловлено, прежде всего, столбчатой и глыбистой структурой четвертичных суглинков. На морфологию берегов заметно влияет характер растительности. На залесённых берегах обвалы наиболее масштабны, связаны с вывалами деревьев. Береговой уступ при этом может отступить сразу на несколько метров. Процесс обваливания наблюдается весной, и бывает, как правило, единичным в году. Задернованные берега также обваливаются, однако эти процессы могут проявляться в годовом режиме неоднократно, но разовое поступление материала к подножью склона относительно небольшое.

Процессы осыпания на данных береговых геоморфосистемах развиты слабо, за всё время наблюдений нами не были зафиксированы сколько-нибудь значительные осыпные шлейфы у подножий склонов.

Часто встречаются отрывы слоя дернины с подстилающим грунтом, отделившиеся по трещинам от уступа. Они постепенно смещаются вниз на различное расстояние и обычно не сохраняются до ледостава, достигая подрезаемого абразией уровня склона.

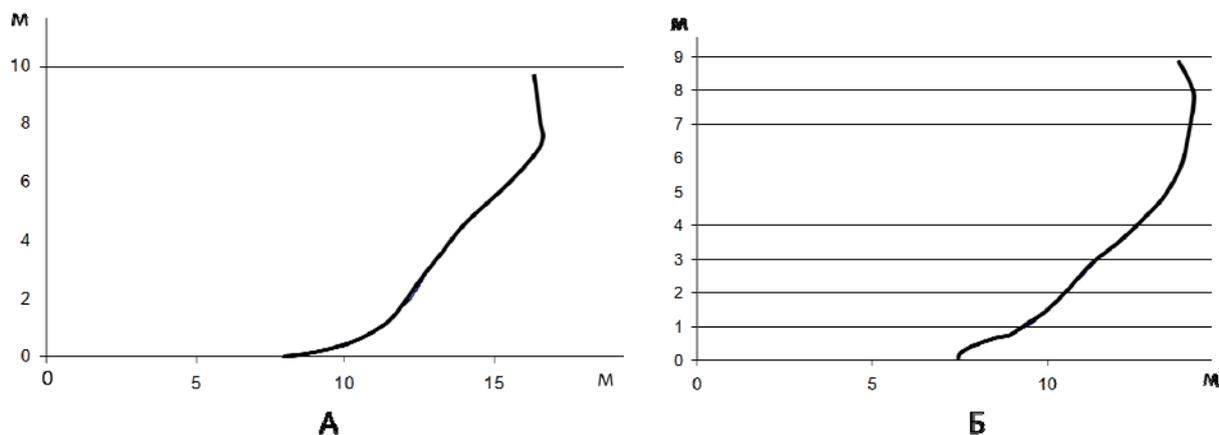


Рис. 1. Профили склонов, полностью сложенных четвертичными суглинками: профиль А – берег за уступом залесён, профиль Б – задернован

Из других заметных геоморфологических процессов следует отметить проявление суффозии. Она развивается благодаря сильно расчленённому рельефу береговой зоны, типичной для этих пород столбчатой отдельности и повышенной трещиноватости суглинков вблизи бровки склона, вызванной бортовым отпором.

Поступивший к основанию уступа материал быстро размывается после подъёма уровня воды в водохранилище.

Скорость разрушения берегового уступа, сложенного суглинками, по материалам повторных съёмок за шесть лет, составила на разных участках от 9 до 16,5 м (в среднем от 1,5 до 2,7 м/год). При этом в створе балки, расположенной на этом же отрезке берега, бровка её днища отступила на 6 м. Меньшая скорость берегозащиты на этом участке может быть вызвана изменением характера четвертичных отложений (в днище балки не склоновые суглинки, а балочный аллювий) и отсутствием из-за небольшой высоты уступа значимого эффекта бортового отпора.

Важно отметить, что за последние 15 лет с начала проведения стационарных наблюдений, скорость переработки берегов возросла. Подобные выводы в отношении суглинистых берегов водохранилищ можно найти и в других публикациях [6].

Подводный склон ровный, прямой или слабоогнутый, крутизной 2–3°. На значительном удалении (в 60–70 м) от уступа крутизна подводного склона немного уменьшается, происходит аккумуляция отложений, образуется подводный вал высотой не более 0,5 м и протяжённостью более 100 м, аналогичный описанным ранее [3] на других участках Воткинского водохранилища.



Рис. 2. Вал рыхлых наносов, образованный надвигом льда. Фото И. Егорова

Только у берегов, сложенных преимущественно четвертичными суглинками, можно видеть геоморфологический эффект последствий надвигов льда (рис. 2) – здесь образуются небольшие валы наносов высотой до 0,5 м и длиной иногда более сотни метров. На других участках побережья последствия надвигов льда слабо выражены из-за отсутствия рыхлого материала в зоне осушки. Однако нами были зафиксированы перемещения крупных обломков вверх по отмели с помощью тахеометрической съёмки.

2. Береговые уступы, сложенные преимущественно пермскими алевролитами и аргиллитами, распространены на правобережье Воткинского водохранилища наиболее широко. Их высота может составлять от 10 до 45–50 м. Относительно невысокие уступы, высотой до 20 м, обычно имеют прямой или слабовыпуклый профиль крутизной 50–55°. Перекрывающая алевролиты кровля суглинков, мощностью от 1,5 до 3 м часто образует вертикальную стенку или имеет отрицательный уклон (рис. 3, А).

Разрушение невысоких уступов вызвано в основном осыпанием выветрелых пород, при значительном участии процессов обваливания кровли суглинков. Земляные обвалы у подножий невысоких склонов весной – достаточно обычное явление. Оползни на невысоких склонах не образуются.

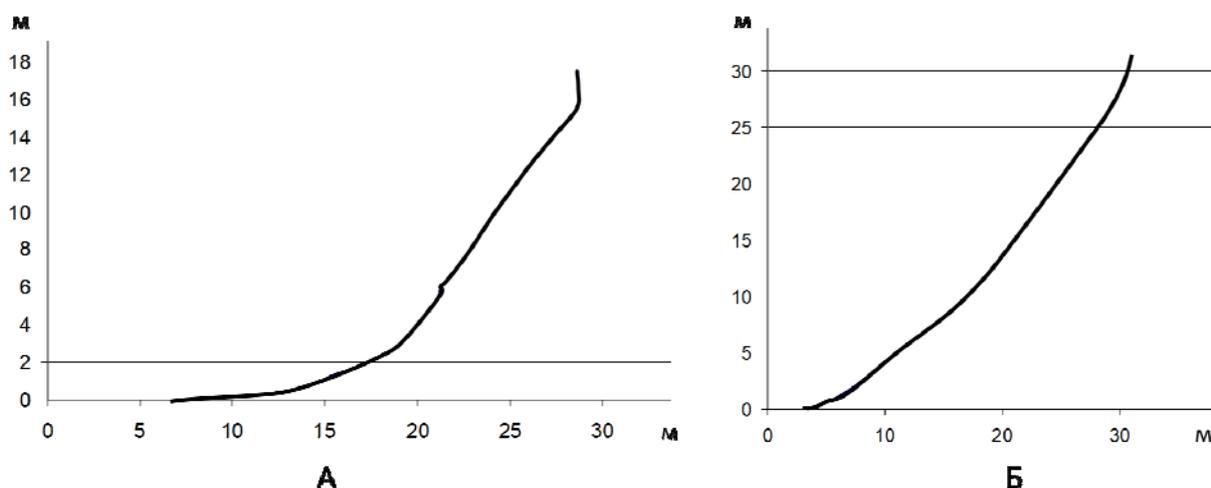


Рис. 3. Профили склонов разной высоты, сложенные алевролитами и аргиллитами:  
Профиль А – невысокий склон, верхняя вертикальная часть профиля представлена суглинками, нижняя, наиболее пологая – аккумулятивные образования разного генезиса;  
Профиль Б – высокий склон, верхняя часть обрыва (примерно 3 м) – суглинки и элювий коренных пород

Высокие берега имеют прямой или слабовогнутый профиль, крутизной обычно 45–50°, и имеют или абразионное, или абразионно-оползневое происхождение (рис. 3, Б). У оползневых склонов крутизна несколько выше и может достигать 60°. Разрушение высоких склонов вызвано, главным образом, осыпанием выветрелых пород. Процессы осыпания для этих склонов являются наиболее значимым фактором формирования берегов. В результате поверхность склона испытывает параллельное отступление. Весной, к началу подъема уровня воды в водохранилище, у подножья склонов образуются мощные шлейфы коллювия, иногда высотой 5–6 м. Эти шлейфы очень быстро размываются, и уже в конце мая волны размывают не осыпь, а коренные породы подножий уступов, при этом в коренных алевролитах, в отличие от суглинков, часто формируется неглубокая волноприбойная ниша.

В годовом режиме процессы осыпания развиваются крайне неравномерно. Наиболее значимым в этом отношении является весенний период, дающий 70–75 % годового итога. Такая высокая интенсивность обусловлена морозным выветриванием. В марте-апреле непокрытые снегом крутые склоны хорошо прогреваются, в ночное же время устанавливаются отрицательные температуры. Выводы о весеннем максимуме в развитии процессов осыпания сделаны для целого ряда других регионов [7; 8 и др.]. Прочие максимумы развития процессов осыпания могут проявляться в разные месяцы летне-осеннего периода и совпадают в основном с пиками выпадения осадков [7]. Из хода прочих метеорологических элементов наибольшее значение имеют колебания температур, ветровой режим и характер облачности. Минимум осыпания в тёплое время года наблюдается при устойчивой сухой жаркой безветренной погоде. Зимой склоны стабилизируются. Это хорошо видно по разрезам толщ снежного покрова у подно-

жий осыпных склонов. В них практически отсутствует осыпной материал. В лучшем случае можно обнаружить редкие отдельные обломки или незначительные тонкие прослои мелкозёма.

Помимо годового, в развитии процессов осыпания хорошо выражен суточный ритм, особенно весной. Как показали наблюдения, максимум осыпания наблюдается примерно с 11 до 14 часов. После 15 часов процесс осыпания заметно затухает, а после захода солнца не наблюдается вообще. Для получения конкретных количественных характеристик скорости осыпания потребуются дополнительные стационарные наблюдения.

Интенсивность развития процессов осыпания зависит не только от погодно-климатических условий, но и от экспозиции склонов, их высоты и крутизны (рис. 4), состава слагающих склон пород. По нашим наблюдениям, наиболее мощные осыпные шлейфы на водохранилище формируются у подножья склонов юго-западной экспозиции. Скорость отступания стенок, сложенных алевролитами, обычно составляет на этих склонах 10–12 см/год. Противоположные по экспозиции склоны с таким же составом пород отступают со скоростью 6–8 см/год.

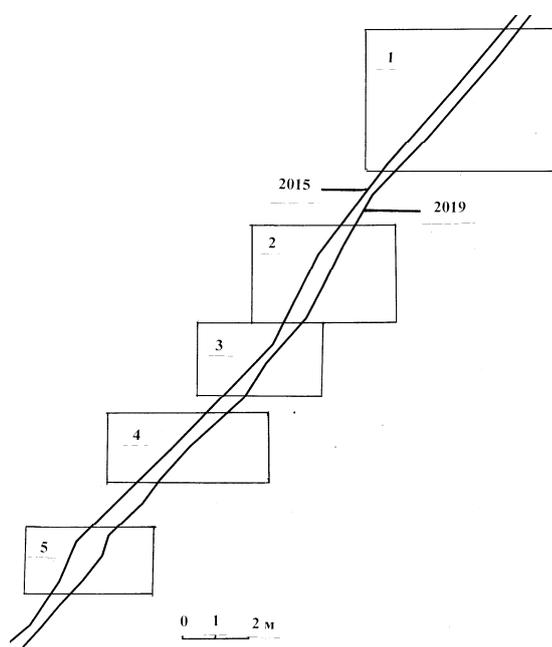


Рис. 4. Фрагмент профиля осыпного склона, сложенного алевролитами, по состоянию на 2015 и 2019 г. Прямоугольниками выделены отдельные фрагменты склона, отличающиеся крутизной и, как следствие, скоростью отступания

Высота и крутизна склона определяет проявление бортового отпора, образование новых трещин и глубину проникновения атмосферных воздействий. Результаты многолетних наблюдений на двух примерно одинаковых по высоте сложенных алевролитами склонах показали, что средняя скорость отступания более крутого ( $57^{\circ}$ – $60^{\circ}$ ) склона составила 18 см/год, в то время как склон, крутизной  $48^{\circ}$ – $50^{\circ}$  отступал со скоростью 10–12 см/год. Существенные различия в скорости отступания обнажённой стенки можно отметить и для отдельно взятого склона. На рис. 4 представлены результаты съёмки склона тахеометром в безотражательном режиме. Состав горных пород – алевролиты. Наиболее характерные уклоны –  $48^{\circ}$ – $50^{\circ}$  (участки склона под номерами 1 и 4), скорость отступания – 10–11 см/год. Самая значительная крутизна на склоне  $62^{\circ}$  и  $67^{\circ}$  (соответственно участки под номерами 2 и 5), скорость разрушения стенки на этих участках составила от 16 до 23 см/год. На самом пологом участке склона (№ 3) при крутизне  $44^{\circ}$  скорость разрушения оказалась равной 5 см/год.

Обвалы на высоких склонах происходят редко, и встречаются в тех случаях, когда в толще алевролитов вскрываются прослои плотных песчаников. Из-за осыпания алевролитов слой песчаников начинает всё более выступать относительно поверхности склона, а затем образовавшийся карниз рушится вниз. Практически все обвалы каменные. Отсутствие земляных обвалов на высоких склонах

объясняется распространением в кровле склоновых обнажений выветрелых коренных пород, а не четвертичных суглинков.

В пределах высоких берегов, сложенных алевролитами и аргиллитами с небольшими прослоями песчаников в нижней части склонов, могут развиваться крупные оползни. Наибольшая оползневая активность отмечена на участке берега между с. Беркуты и д. Костоваты. Раздробленные породы оползневых тел в первые годы после схода оползня размываются со скоростью 2,5–3 м/год, затем темпы разрушения постепенно уменьшаются до 0,5–1,0 м/год [9].

Бенч у невысоких склонов ровный, прямой, крутизной 3–3,5°. У высоких склонов подводный склон также ровный, прямой, но крутизной 5–6°. Скорость размыва подводного склона во всех случаях примерно одинакова и, по нашим данным, составляет 1,5–2 см/год. По нашим наблюдениям, параллельно отступает не только осыпной склон, но и согласованно с ним подводный береговой склон. Выполаживания подводного склона, как можно было ожидать, не происходит.

Определённую роль в динамике берегов на водоёмах могут иметь гидродинамические процессы во время бурных штормов, при которых, как отмечает Б.П. Агафонов [10], рыхлый материал не столько уносится на глубину, сколько выносится на мелководье. С ними связано образование штормовых валов, среди которых сохраняются на мелководье только те, которые образуются при высоком уровне воды. Образующиеся осенью валы в период сброса воды к последующему весеннему сбросу не сохраняются.

Большое значение в изменении рельефа подводных склонов имеют малоизученные пока процессы движения обломочного материала в пределах мелководья в подводных условиях. Мощные шлейфы коллювия, образующиеся весной, быстро размываются и перемещаются на значительное расстояние от подножья. Удаление рыхлого материала при высоком уровне воды сопровождается дополнительным поступлением нового, пусть и не в таких объёмах, как весной. В результате в период осеннего сброса воды зона осушки всегда оказывается перекрытой более или менее ровной толщей наносов толщиной от 5–10 см у невысоких уступов до 20–25 см – у высоких. В отсутствие ледостава перемещение рыхлого материала вниз по подводному склону может быть объяснено волновой деятельностью. Однако после весеннего сброса воды, когда оттаивает лежащий на грунте лёд, мелкозём на мелководье если и обнаруживается, то в очень малых количествах, а чаще отсутствует совсем (рис. 5), что может быть объяснено только массовым смещением материала, происходящим в отсутствие волнений в период ледостава. Условно это явление можно назвать подводным крипом, если придерживаться точного перевода слова: «*creep* – медленное сползание рыхлого покрова вниз по склону», хотя совершенно очевидно, что подводный крип ничего общего не имеет с обычным субаэральным крипом.



Рис. 5. Подводный береговой склон после весеннего сброса воды. Фото И. Егорова

Судя по ширине прибрежной полосы, лишённой чехла рыхлых наносов, расстояние, на которое происходит смещение, составляет 15–20 м. На рис. 5 хорошо видно, что слой рыхлых наносов весной сохранился только в узкой полосе у подножья уступа, которая промерзает в период ледостава и на которую активно поступают свежие продукты выветривания. В летний период активное смещение рыхлого материала компенсируется поступлением новых порций вещества за счёт развития процессов осыпания, обваливания и абразии берегов, что отчасти нивелирует эффект проявления подводного крипа.

Крупные обломки также смещаются, их движение было нами определено с помощью точной тахеометрической съёмки. По нашим данным, величина смещения обломков зависит от их размера. Крупные уплощённые валуны песчаника размерами 50×50 см двигаются со скоростью около 4 см/год, максимальная зафиксированная скорость составила 16 см/год. У валунов, размерами в первые десятки сантиметров, скорость движения оказалась равной 10–11 см/год, наибольшее зарегистрированное смещение составило 52 см/год [11]. Следует отметить, что смещение крупных обломков происходит год от года неравномерно, при надвигах льда они могут двигаться как вверх по склону, так и вдоль берега.

Различия в морфологии и действующих экзогенных процессах позволяют в составе данного типа береговых геоморфосистем выделить два подтипа – низких и высоких берегов.

3. Берега, сложенные пермскими песчаниками, на правобережье распространены достаточно широко. Полностью сложенные песчаниками береговые уступы, как правило, невысокие – 12–20 м (рис. 6, А), а сложенные мощными толщами песчаника в приурезовой части и по разрезу, по высоте иногда не уступают сложенным алевролитами и аргиллитами. Места выхода на дневную поверхность песчаников образуют самые крутые участки склонов – 70–75° и более (рис. 6, А и Б). Прослои алевролитов и аргиллитов между слоями песчаника имеют крутизну 55–65°, уменьшаясь при увеличении мощности этих прослоев. Склоны, полностью сложенные песчаниками, прямые, с прослоями алевролитов – ступенчатые.

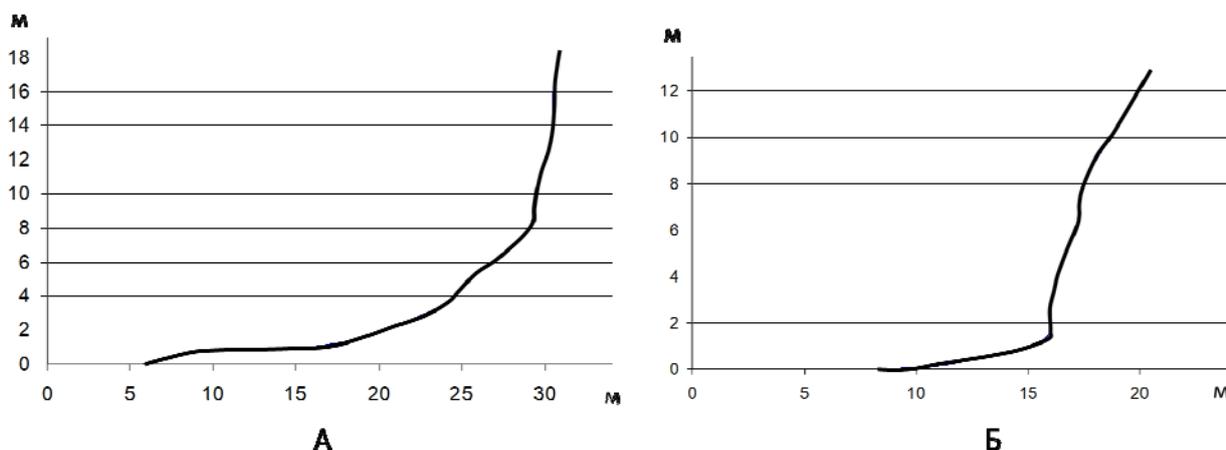


Рис.6. Профили склонов, сложенных песчаниками:

Профиль А – полностью сложен песчаниками, нижняя часть профиля – поверхность обвала;

Профиль Б – верхняя часть склона сложена алевролитами, нижняя – песчаниками

Разрушение надводной части связано преимущественно с процессами обваливания. Объём осыпного материала сравнительно невелик, его доля зависит от мощности прослоев алевролитов. Оползни отсутствуют. Подводные склоны крутые – до 14–17°. Обвалившиеся скальные породы создают иногда мощные береговые препятствия, резко уменьшающие развитие абразии. По нашим наблюдениям, в условиях свободного подхода волн, скорость абразии составляет 3–5 см/год на уровне уреза воды и немного выше него. На высоте 60–80 см темпы разрушения песчаников равны 0,5–1,5 см/год. При наличии береговых препятствий максимум разрушения приурочен не к уровню уреза воды, а выше него на 30–40 см, и составляет 1,0–1,3 см/год [9]. Только в песчаниках формируются длительно сохраняющиеся волноприбойная ниша и клиф.

Для аккумулятивной части обвального склона характерен беспорядочный бугристый рельеф. Даже среди относительно однородных пород отчётливой сортировки по гранулометрическому составу не отмечено. Часто очень крупные фракции валунов скапливаются у подножья склона.

4. Геоморфосистемы, сформировавшиеся в устьях малых рек и крупных нивально-эрозионных и эрозионных комплексов. Это наиболее стабильные участки берега. Надводная часть пологая, с уклонами, обычно равными 2–4°, характеризуется наличием подвижного скопления мелкой гальки и песка, то есть представляет собой пляж. Выше пляжа поверхность обычно задернована или заросла кустарником. Подводная часть имеет такую же крутизну. Во время сброса воды малые речки, впадающие в водохранилище, легко размывают толщу рыхлых наносов и формируют русла глубиной до 1,5 м. При высоком уровне воды эти русла быстро заиливаются. В рекреационном отношении это наиболее ценные участки берега, особенно с учётом того, что они весьма немногочисленны.

Глубины на подходах к берегам остаются при всех уровнях достаточными для свободного приближения волн, что определяет возможность абразии, а в отдельных случаях аккумуляции, в течение всего периода открытого водоема.

## Выводы

Проведенные исследования в береговой зоне Воткинского водохранилища позволяют сделать следующие выводы:

1. Геолого-геоморфологические условия, в которых происходило переформирование берегов Воткинского водохранилища, предопределили их морфологическое и динамическое разнообразие.

2. Морфология и морфометрия подводного и надводного рельефа, а также совокупность действующих процессов и интенсивность их проявления позволяют выделить в береговой зоне характерные геоморфосистемы – сложенные преимущественно четвертичными отложениями, сложенные преимущественно алевритами, сложенные при значительном участии пермских песчаников, устьевые геоморфосистемы. Достоверные прогнозы развития береговой зоны могут быть сделаны только с учётом положения отрезка берега в пределах конкретной геоморфосистемы.

3. Наиболее продуктивными в отношении поступления рыхлого материала в чашу водохранилища являются процессы осыпания. Соответственно выветривание, как источник образования рыхлого материала, приобретает в условиях водохранилища значение важнейшего берегоформирующего фактора надводной части береговых геоморфосистем. Среди литодинамических потоков подводных участков береговой зоны важнейшее значение имеет подводный «крип». Так слой рыхлых наносов, выстилающий бенч слоем 20–25 см к началу ледостава, полностью сползает в зоне осушки на расстояние 15–20 метров к началу весеннего сброса воды. Очевидно, что массовое смещение мелкозёма происходит и в летнее время, но сползший материал летом активно пополняется продуктами абразии.

4. Берега разрушаются путём параллельного отступления подводной и надводной частей берега. В настоящее время скорость берегоразрушения часто возрастает, а не уменьшается, и остаётся стабильно высокой, что делает необходимым пересмотр некоторых теоретических положений, касающихся закономерностей развития берегов и прогнозных оценок.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян А.Б., Салтанкин В.П., Шарапов В.А. Водохранилища. М.: Мысль, 1987. 325 с.
2. Назаров Н.Н. Геодинамика побережий водохранилищ Пермского края. Пермь: Изд-во ЗАО «Полиграфкомплект», 2008. 152 с.
3. Печеркин И.А., Печеркин А.И., Каченов В.И. Теоретические основы прогнозирования экзогенных геологических процессов на берегах водохранилищ. Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 1980. 86 с.
4. Печеркин И.А., Печеркин А.И., Гайнанов Ш.Х. Переработка берегов водохранилищ, сложенных песчано-глинистыми и карбонатными породами. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1981. 96 с.
5. Финаров Д.П. Теоретические вопросы процесса переформирования берегов водохранилищ // Труды координационных совещаний по гидротехнике. 1970. Вып. 59. С. 40-49.
6. Назаров Н.Н., Гаврюхова Л.Н. Морфология и морфодинамика суглинистых берегов водохранилищ // Эрозионные и русловые процессы: сборник ст. / под ред. Р.С. Чалова. М.: МГУ, 2005. Вып.4. С. 130-141.
7. Агафонов Б.П. Процесс отступления свежесформированных уступов на склонах // География и природные ресурсы. 1981. № 4. С. 37-45.

8. Двинских А.П. Стационарное изучение гравитационных склоновых процессов в Татарии // Экзогенные процессы и окружающая среда: Количеств. анализ взаимодействия: Тез. докл. XIX пленума Геоморфол. комис. АН СССР. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1988. С. 44.
9. Егоров И.Е., Глейзер И.В. Оценка темпов абразии на водохранилищах Удмуртии // Вестн. Удм. ун-та. Сер. Биология. Науки о Земле. 2013. Вып. 2. С. 100-103.
10. Агафонов Б.П. Восходящие литопотоки в формировании берегов озёр (на примере Байкала) // Новые и традиционные идеи в геоморфологии: сб. тр. Всерос. конф. V Шукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005. С. 197-199.
11. Егоров И.Е., Глейзер И.В., Казаков А.Г. Скорости медленного массового смещения грунтов в надводных и подводных условиях водосборного бассейна // 33 пленарное межвуз. коорд. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов: докл. и крат. сообщ. Нижневартовск: Изд-во НВГУ, 2018. С. 96-98.

Поступила в редакцию 22.09.2020

Егоров Игорь Евгеньевич, кандидат географических наук, доцент

E-mail: egorov.i53@mail.ru

Глейзер Игорь Вадимович, кандидат географических наук, доцент

Казаков Андрей Геннадьевич, старший преподаватель

ФГБОУ ВО «Удмуртский государственный университет»

426034, Россия, г. Ижевск, ул. Университетская, 1 (корп. 1)

***I.E. Egorov, I.V. Gleizer, A.G. Kazakov***

#### **COAST GEOMORPHOSYSTEMS OF THE RIGHT BANK OF THE VOTKINSK RESERVOIR**

DOI: 10.35634/2412-9518-2020-30-4-438-447

Methods and results of field studies of the complex of coastal processes on the right Bank of the Votkinsk reservoir are presented. They include observations of the rate of destruction and retreat of the walls of landslide-scare slopes, cut by abrasion, and processes that develop on the emerging shallows. For the first time, the processes of slow mass displacement of material entering the shallows due to the destruction of the banks were established and quantified within the shallow coastal waters. The main morphological types of coastal geomorphosystems are identified and the rates of re-formation are determined for their surface and underwater parts. It is noted that the most productive processes in relation to the flow of loose material into the reservoir bowl are the processes of shedding. Accordingly, weathering, as a source of loose material formation, acquires the importance of the most important shore-forming factor in the surface part of coastal geomorphosystems in the reservoir conditions. Among the most important lithodynamic flows of underwater sections of the coastal zone, the underwater "creep" is singled out. It was found that the layer of loose sediment lining the bench with a layer of 20–25 cm by the beginning of ice formation completely slides in the drying zone at a distance of 15–20 meters by the beginning of spring water discharge. Mass displacement of fine-grained earth occurs in the summer, but the slid material is actively replenished with abrasive products in the summer. Banks are destroyed by parallel retreat of the underwater and surface parts of the coast. At present, the rate of coastal destruction often increases rather than decreases, which makes it necessary to review some theoretical provisions concerning the laws of coastal development and forecast estimates. The results obtained can be used to estimate the rate of siltation of the reservoir basin.

*Keywords:* geomorphosystem, the shattering, rockfall, abrasion, mass displacement of the material.

#### REFERENCES

1. Avakyan A.B., Saltankin V.P., Sharapov V.A. *Vodokhranilishcha* [Reservoirs], Moscow: Mysl' Publ., 1987, 325 p. (in Russ.).
2. Nazarov N.N. *Geodinamika poberezhnykh vodokhranilishch Permskogo kraya* [Geodynamics of the coasts of water reservoirs of the Perm region], Perm: ZAO Poligrafkomplekt Publ., 2008, 152 p. (in Russ.).
3. Pecherkin I.A., Pecherkin A.I., Kachenov V.I. *Teoreticheskie osnovy prognozirovaniya ekzogennykh geologicheskikh protsessov na beregakh vodokhranilishch* [Theoretical basis for forecasting exogenous geological processes on the banks of reservoirs], Perm: Perm. Gos. Univ., 1980, 86 p. (in Russ.).
4. Pecherkin I.A., Pecherkin A.I., Gaynanov Sh.Kh. *Pererabotka beregov vodokhranilishch, slozhennykh peschano-glinistymi i karbonatnymi porodami* [Processing of reservoir banks composed of sand-clay and carbonate rocks], Perm: Perm. Gos. Univ., 1981, 96 p. (in Russ.).

5. Finarov D.P. [Theoretical issues of the process of re-forming the banks of reservoirs], in *Trudy koordinatsionnykh soveshchaniy po gidrotekhnike*, 1970, iss. 59, pp.40-49 (in Russ.).
6. Nazarov N.N., Gavryukhova L.N. [Morphology and morphodynamics of loamy reservoir banks], in *Sborn. statey "Eroziionnye i ruslovye protsessy"*, Chalov R.S. (ed), Moscow: Moscow State Univ., 2005, iss. 4, pp. 130-141 (in Russ.).
7. Agafonov B.P. [The process of retreat of newly formed ledges on slopes], in *Geografiya i prirodnye resursy*, 1981, no. 4, pp. 37-45 (in Russ.).
8. Dvinskikh A.P. [Stationary study of gravitational slope processes in Tatarstan], in *Tez. dokl. XIX plenuma Geomorfol. komis. AN SSSR "Jekzogennye processy i okruzhajushhaja sreda: Kolichestv. analiz vzaimodejstvija"*, Kazan: Kazan. Univ., 1988, p. 44 (in Russ.).
9. Egorov I.E., Glejzer I.V. [Assessment of rates of abrasion processes on in the reservoirs in Udmurtia], in *Vestn. Udmurt. Univ. Ser. Biol. Nauki o Zemle*, 2013, iss. 2, pp. 100-103 (in Russ.).
10. Agafonov B.P. [Ascending lithic flows in the formation of lake shores (on the example of lake Baikal)], in *Sborn. tr. Vseros. konf. V Shhukinskie chtenija "Novye i tradicionnye idei v geomorfologii"*, Moscow: Geograficheskij fakul'tet Mosk. Gos. Univ., 2005, pp. 197-199 (in Russ.).
11. Egorov I.E., Glejzer I.V., Kazakov A.G. [Rates of slow mass displacement of soils in surface and underwater conditions of the catchment area], in *Doklady i krat. soobshh. "33 plenarnoe mezhvuz. koord. soveshhanie po probleme jerozionnyh, ruslovyh i ust'evyh processov"*. Nizhnevartovsk: Nizhnevart. Gos. Univ., 2018, pp. 96-98 (in Russ.).

Received 22.09.2020

Egorov I.E., Candidate of Geography, Associate Professor

E-mail: egorov.i53@mail.ru

Glejzer I.V., Candidate of Geography, Associate Professor

Kazakov A.G., Senior lecturer

Udmurt State University

Universitetskaya st., 1/1, Izhevsk, Russia, 426034