

© 2012 г. А.Ш. ХАБИДОВ, К.В. МАРУСИН, Л.А. ЖИНДАРЕВ,  
Е.А. ФЁДОРОВА, Е.А. СВИРИДОВА

## РЕАКЦИЯ БЕРЕГОВ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ НА КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ: КЛАССИЧЕСКИЕ И “НЕКЛАССИЧЕСКИЕ” СЦЕНАРИИ<sup>1</sup>

### Введение

Изучение особенностей развития рельефа береговой зоны в условиях изменения уровня моря было начато Д. Джонсоном [1]. Позднейшие исследования [2–12 и др.] позволили установить основные закономерности прибрежно-морского рельефообразования при повышении, относительной стабилизации и понижении уровня воды. Однако полученные результаты и основанные на них выводы в большинстве своем были связаны с проблемами геоморфологии берегов морей, хотя, например, в России [13] периметр искусственных внутренних водоемов (не включая озера) уже сегодня превышает протяженность материковой береговой линии страны на 3100 км. К сожалению, изученность реакции берегов озер и водохранилищ на колебания уровня воды неизмеримо ниже. Очевидно, что возникший недостаток знаний нуждается в восполнении, и в этой связи рассмотрим данную проблему более обстоятельно на примере крупных водохранилищ, характерной особенностью которых являются сезонные и/или многолетние колебания уровня воды.

### Исходные данные

Данные наблюдений за изменениями рельефа береговой зоны при первоначальном наполнении водохранилищ и последующих колебаниях уровня воды можно найти практически во всех работах, посвященных динамике берегов искусственных водоемов: для примера назовем лишь три из них – “Кадастр водохранилищ...” [14], работы С.Л. Вендрова с соавторами [15] и Д.П. Финарова [16]. Результаты этих работ, последующих наблюдений и немногочисленных специальных исследований [17, 18] носили главным образом описательный характер и лишь констатировали факты развития абразионных или аккумулятивных процессов в ходе повышения или понижения уровня водоемов.

В этом ряду наиболее значимую по полноте информацию дают материалы по оз. Байкал, полученные Институтом земной коры СО РАН. Как известно, естественный режим уровня воды оз. Байкал был нарушен в августе 1959 г. в результате создания Иркутского гидроузла, в 1959–1962 гг. он был поднят до отметки НПУ, и, как следствие, озеро было преобразовано в водохранилище озерного типа. Систематизированные за 1959–1990 гг. сведения о реакции берегов оз. Байкал на первоначальное повышение уровня воды и соответствующие фазы его последующих колебаний (рис. 1) свидетельствуют об активизации в подобных обстановках абразионных процессов и снижении их активности или затухании при изменениях уровня с противоположным знаком. Изучение динамики аккумулятивных берегов Байкала при новом уровненом режиме [18] проводилось главным образом на косах и пересыпях, отделяющих от основной акватории лагуны устьевых областей дельтового типа. Поэтому результаты дан-

---

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке федеральной целевой программы “Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы” (проект 16.515.11.5075) и РФФИ (проекты 11-05-00615-а и 11-05-10046-к).



Рис. 1. Размыв берегов различного геологического строения при колебаниях уровня воды оз. Байкал в 1959–1990 гг. (данные представлены Ю.Б. Тржцинским и Г.И. Овчинниковым)  
 1 – глина и суглинки, 2 – суглинок, глина и песок, 3 – песок, 4 – валуны и галька, 5 – песок и галька

ных исследований для нас представляют меньший интерес, но, по крайней мере, опираясь на них, можно утверждать, что и для аккумулятивных берегов водохранилищ озерного типа характерны классические тенденции переформирования рельефа береговой зоны при колебаниях уровня воды: т.е. при повышении уровня воды наблюдался размыв берегов, а при понижении уровня абразия затухала и береговая линия выдвигалась в водоем.

Аналогичная в принципе реакция берегов на повышение и понижение уровня воды наблюдалась и на водохранилищах наиболее широко распространенного долинного типа [15, 16 и др.]. Однако ни эти наблюдения, ни наблюдения за развитием береговых процессов волновой природы на оз. Байкал не дали ответа на ключевой вопрос данной проблемы – вопрос о характере изменений положения береговой линии водоема при воздействии на берега волн разной силы и изменениях уровня воды с разным знаком и скоростью.

Исследования особенностей динамики берегов внутренних водоемов при воздействии ветровых волн разной силы в условиях колебаний уровня воды с разным знаком и скоростью были проведены на открытых берегах Новосибирского водохранилища. Основные результаты этих работ представлены на рис. 2. Очевидно, что они не противоречат результатам наблюдений на других водохранилищах [15–17 и др.], но дополняют и детализируют их.

Вместе с тем на том же Новосибирском водохранилище наблюдались и иные сценарии развития берегов в обстановках повышения и понижения уровня воды, не соответствующие классической модели явления [19]. Остановимся на их рассмотрении ниже.

### Обсуждение результатов исследований

Уровеньный режим водохранилищ разных типов, видов регулирования стока и хозяйственного использования различен. Однако во всех случаях для него характерно наличие трех отчетливо выраженных фаз: повышения (период наполнения), стабилизации на отметках нормального подпорного уровня (НПУ) и понижения уровня воды (в период сработки до отметок уровня “мертвого” объема – УМО). Данные проведенных наблюдений свидетельствуют о том, что при колебаниях уровня воды развитие

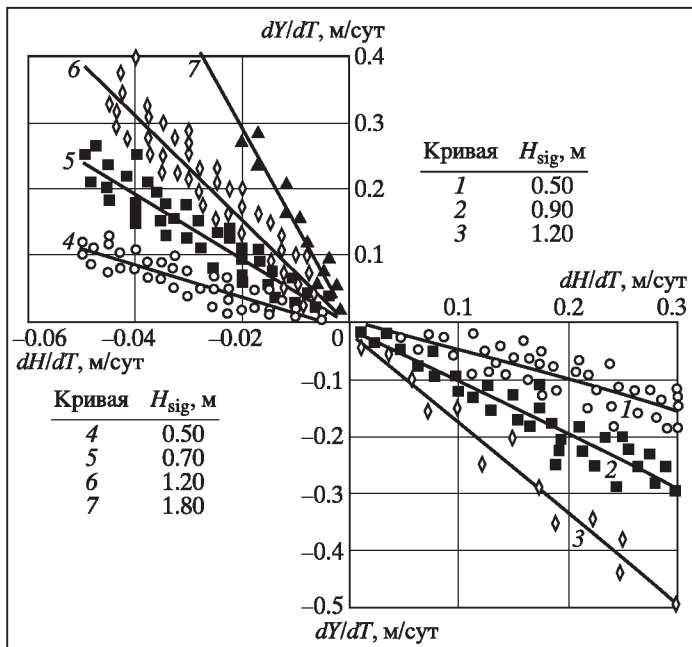


Рис. 2. Изменения положения береговой линии ( $dY/dT$ ) при воздействии на берег ветровых волн разной значимой высоты ( $H_{sig}$ ) и колебаниях уровня воды ( $dH/dT$ ), Новосибирское водохранилище

берегов искусственных водоемов происходит по двум основным сценариям – приоритетному классическому и реже встречающемуся “неклассическому”.

**Классический сценарий развития берегов.** Типичная реакция берегов крупных водохранилищ на повышение уровня воды как в многолетнем, так и в сезонном разрезе (рис. 1) в целом хорошо описывается предложенным для берегов морей правилом Зелковича–Брууна [3, 9]. Согласно этому правилу, величина горизонтального перемещения береговой линии в глубь прилегающей к водоему суши прямо пропорциональна величине изменения уровня воды и ширине подвергающегося воздействию волн подводного берегового склона и обратно пропорциональна глубине на внешней границе склона. Диаметральное противоположное явление наблюдаются при понижении уровня воды. То есть, как и на морях, повышение уровня водохранилищ в наиболее общем случае сопровождается размывом их берегов, а при понижении уровня абразия затухает и береговая линия выдвигается в водоем.

Анализ свыше 200 событий отступления и выдвигения береговой линии (рис. 2) и данных [20], показал, что связь между скоростью изменения уровня воды ( $dH/dT$ ), высотой действующих в этот период волн ( $H_{sig}$ ) и темпом отступления или выдвигения береговой линии ( $dY/dT$ ) (без учета крутизны профиля имеет слабонелинейный характер). В первом приближении ее можно записать в виде:

$$dY/dT = k \cdot H_{sig}^m \cdot dH/dT, \quad (1)$$

где  $k$  и  $m$  – численные константы, имеющие порядок величины 0.61 и 1.34 в случае повышения уровня воды или 0.72 и 1.52 – при его понижении.

**“Неклассический” сценарий развития берегов.** Реакция берегов искусственных водоемов на длиннопериодные колебания уровня воды не всегда соответствует классической модели явления и для случая повышения уровня водоема, так и при его понижении.

При низкой штормовой активности в период *повышения уровня воды* на водохранилищах может происходить пассивное затопление территорий. Такая ситуация на-



Рис. 3. Новосибирское водохранилище

А – “затопление на месте” аккумулятивных форм прибрежной зоны при повышении уровня воды, Б – береговой вал, причлененный к пляжу при повышении уровня воды

блюдается при первоначальном наполнении водоема, когда затоплению подвергаются территории с малыми углами наклона поверхности [17–19]. При последующей эксплуатации водохранилищ, если наблюдается быстрое поднятие уровня воды, а волновые нагрузки на берега незначительны, возможно повторение пассивного затопления сформированных ранее прибрежных территорий, осушенных при понижении уровня воды в предшествующий период гидрологического цикла [20]. В последнем случае зачастую происходит затопление возникших ранее подводных валов с одновременным размывом их гребня, за которым, по мере повышения уровня воды, следует развитие новой аккумулятивной формы на некотором расстоянии от предыдущей (рис. 3). Первые подобные явления были описаны для побережий морей [3, 9].

Если отмелье берега водохранилищ с вогнутым профилем подводного берегового склона имеют сбалансированный или профицитный бюджет наносов с медианной крупностью частиц  $M_d \geq 0.05\text{--}0.10$  мм, то при развитии штормов в период наполнения водоема наблюдается смещение зон накопления крупнозернистого материала ( $M_d > 0.25$  мм) к урезу, а более тонкого материала ( $M_d < 0.25$  мм) – вниз по склону. В результате подъем уровня создает предпосылки для развития аккумулятивных форм рельефа в виде смещающихся в сторону суши береговых валов с последующим их причленением к береговой аккумулятивной форме (рис. 3Б). Аналогичные явления описаны и для морских берегов В.П. Зенковичем [3] и другими исследователями.

При понижении уровня воды на водохранилищах обычно доминируют процессы аккумуляции и смещения береговой линии в сторону глубоководной части. Однако



Рис. 4. Схема подводного берегового склона водохранилища

возможны и другие сценарии развития берегов, для описания которых примем следующие граничные условия:

а) на исследуемом участке береговой зоны бюджет наносов крупностью  $M_d \geq 0.05-0.10$  мм – сбалансированный или профицитный, а рельеф находится в равновесном состоянии;

б) форма профиля подводного берегового склона вдоль берега не изменяется, а волновые нагрузки на берег, крупность слагающих подводный склон осадков и расход вдольберегового потока наносов являются постоянными величинами.

Следовательно, перестройка профиля подводного берегового склона обусловлена исключительно перераспределением материала по нормали к береговой линии. Подводный береговой склон разделяется на две части: внутреннюю – активную и внешнюю – пассивную (рис. 4), располагающуюся вне области действия волн и не подверженную изменениям рельефа дна. В своих активной и пассивной частях подводный береговой склон сложен однородным рыхлым материалом со средней крупностью частиц  $d$ .

Профиль относительного, динамического равновесия описывается функцией [22]:

$$h = Ay^{2/3}, \quad (2)$$

где  $h$  – глубина (м),  $y$  – горизонтальная координата (м),  $A$  – параметр крутизны профиля, зависящий от крупности материала  $d$ .

Положение расположенной на глубине  $D_c$  “мористой” границы профиля равновесия контролируется параметрами наиболее сильного волнения за период времени порядка десятилетия [23]:

$$D_c = 3.5 H_{0\,rms}, \quad (3)$$

где  $D_c$  – глубина, ниже которой изменения рельефа подводного берегового склона уже не фиксируются,  $H_{0\,rms}$  – среднеквадратическая высота волн вне береговой зоны (на “глубокой” воде) повторяемости не чаще одного раза в 10 лет.

Пассивная часть подводного берегового склона имеет постоянный угол наклона и, соответственно, описывается уравнением прямой линии:

$$h = tg(i) \cdot y + C, \quad (4)$$

где  $h$  – глубина,  $y$  – горизонтальная координата (м),  $i$  – угол наклона,  $C$  – постоянная, соответствующая значению глубины (м) при  $y = 0$ .

При понижении уровня воды на величину  $S$  и неизменных волновых нагрузках на берега профиль равновесия будет перемещаться без изменения своей формы от берега, пересекая пассивную часть на некоторой глубине сопряжения –  $D_i$  (рис. 5). При этом, если  $D_c \leq D_i$ , то в описанной выше классической ситуации высвобождаемый объем материала ( $V_s$ ) будет сохранен в надстроеной надводной части пляжа и при последу-

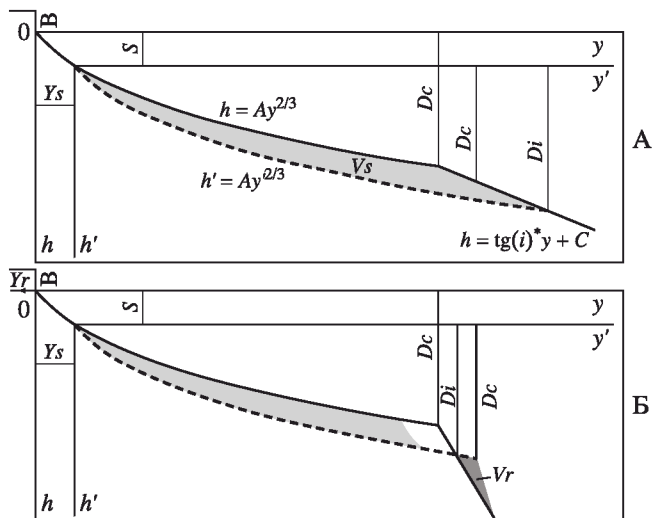


Рис. 5. Реакция профиля береговой зоны водохранилища на понижение уровня воды  
 А – классический случай – высвобождаемый объем материала сохраняется в надстроенной надводной части пляжа, Б – “неклассический” случай – часть объема используется на достройку нового профиля равновесия

ющем повышении уровня будет использован для восстановления профиля береговой зоны.

В “неклассическом” случае, когда  $Dc > Di$ , некоторая часть объема  $Vs - Vr$  – будет немедленно использована на достройку нового профиля равновесия и впоследствии исключается из процесса восстановления профиля береговой зоны. При отсутствии других источников рыхлого материала единственным средством компенсации возникшего дефицита наносов является размыв осушенной части подводного берегового склона, сопровождаемый отступанием новой береговой линии. Если при этом дефицит наносов не компенсирован в полном объеме (что возможно, например, при обнажении устойчивых к абразии горных пород, залегающих ниже размытых рыхлых отложений), то ослабевает питание и может начаться активизация размыва берега на смежных участках. Заметим, что для морей такая же схема развития берегов при понижении уровня воды рассматривалась в [3] и других упомянутых выше работах.

При высоте надводной части пляжа величина отступления равна [24]:

$$Yr = Vr / (Dc + B). \quad (5)$$

Очевидно, что величина глубины  $Di$  зависит от величины падения уровня воды ( $S$ ), крупности материала ( $d$ ), положения внешней границы активной части профиля ( $Dc$ ) и, значит, от волнового режима водоема, а также от уклона пассивной части профиля подводного берегового склона ( $i$ ) и может быть определена из решения задачи пересечения профиля равновесия с прямолинейной пассивной частью:

$$Di = A(Y')^{2/3},$$

где  $Y'$  – действительный корень уравнения  $A(Y')^{2/3} - \beta(y') - F = 0$ , в котором  $\beta = tg(i)$ ,  $F = (Dc - S) - \beta(W - Ys)$ ,  $W = (Dc/A)^{3/2}$ ,  $Ys = (S/A)^{3/2}$ .

### Заключение

Колебания уровня искусственных водоемов обуславливают перераспределение потока поступающей к их берегам волновой энергии по профилю подводного склона. Результатом этого является перестройка профиля, в случае повышения уровня воды обычно сопровождаемая размывом склона, а при его понижении – смещением бере-

говой линии в сторону водохранилища. Однако в зависимости от скорости изменения уровня, строения, бюджета и состава наносов береговой зоны и развития лито- и морфодинамических процессов возможны “неклассические” сценарии развития берегов водохранилищ.

“Неклассические” сценарии развития берегов водохранилищ при повышении уровня воды – это: а) пассивное затопление прибрежных территорий, б) затопление сформированного ранее подводного берегового склона, осушенного при понижении уровня воды в предшествующий период гидрологического цикла, в) развитие аккумулятивных процессов и формирование смещающегося в сторону суши берегового вала с последующим его причленением к береговой аккумулятивной форме.

При понижении уровня воды, напротив, возможен размыв осушенной части подводного берегового склона и/или ослабление питания береговой зоны наносами с последующей активизацией размыва на смежных участках берега.

Эти явления наблюдались и на морских побережьях. Учитывая геоморфологическое подобие берегов морей и внутренних водосемов и общность основных черт строения их осадочных толщ [25], можно заключить, что крупные водохранилища являются хорошей моделью для изучения и прогнозирования реакции берегов морей на колебания уровня воды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Johnson D.W.* Shore processes and shoreline development. N.Y.: Wiley and Sons, 1919. 584 p.
2. *Зенкович В.П.* Влияние эвстатических колебаний уровня океана на рельеф дна и побережий // Тр. ИГАН СССР. 1946. Вып. 37. С. 3–46.
3. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 711 с.
4. *Леонтьев О.К.* Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66. № 3. С. 377–379.
5. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.
6. *Лонгинов В.В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 379 с.
7. Развитие берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана / П.А. Каплин, А.О. Селиванов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 304 с.
8. *Селиванов А.О.* Изменения уровня моря и развитие морских берегов: Дис. ... докт. геогр. наук. М.: ИВП РАН, 1995. 354 с.
9. *Bruun P.* Sea level rise as a cause of shore erosion // Journ. of Waterways and Harb. Div. ASCE. 1962. V. 88. P. 117–130.
10. *Bruun P.* The “Bruun Rule”, discussion on boundary conditions // Proc. of the Per Bruun Symposium, International Geographical Union Commission on the Coastal Environment. 1980. P. 79–83.
11. Encyclopedia of coastal science / M.L. Schwartz. Dordrecht: Springer, 2005. 1087 p.
12. *Schwartz M.L.* The Bruun Theory of sea-level rise as a cause of shore erosion // Journ. of Geology. 1967. № 75. P. 76–92.
13. Природные опасности России. Экзогенные геологические опасности. М.: КРЮК, 2002. С. 87–112.
14. Кадастр водохранилищ СССР (водохранилища объемом 50 млн. м<sup>3</sup> и более). Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1971. 570 с.
15. *Вендров С.Л., Маккаеев Н.И., Мельникова Г.Л., Широков В.М.* Эволюция берегов и дна водохранилищ // Инж.-геогр. проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ. М.: Наука, 1972. С. 7–49.
16. *Финаров Д.П.* Динамика берегов и котловин водохранилищ гидроэлектростанций СССР. Л.: Энергия, 1974. 244 с.
17. *Кузнецов В.В.* Влияние уровенного режима и стоковых течений на формирование берегов водохранилищ (на примере Рыбинского, Куйбышевского и Волгоградского): Дис... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1976. 148 с.

18. Пинегин А.В., Rogozin А.А., Леициков Ф.Н. и др. Динамика берегов озера Байкал при новом уровненом режиме. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 88 с.
19. Хабидов А.Ш., Марусин К.В. “Неклассическая” динамика берегов водохранилищ при колебаниях уровня воды // Тр. межд. конф. “Создание и использование искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ”. Новосибирск. 2009. С. 171–175.
20. Khabidov A., Nikiforov L., Zhindarev L. et al. Field studies of shore evolution / Proc. Intern. Conf. “Coastal Dynamics”. Reston: ASCE, 1976. P. 576–583.
21. Долотов Ю.С. О возможных типах эволюции побережий в связи с ожидаемым повышением уровня Мирового океана вследствие “парникового” эффекта // Пробл. развития морских берегов. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1989. С. 91–96.
22. Dean R.G. Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // Journ. of Coastal Research. 1991. V. 7. № 1. P. 53–84.
23. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М.: ГЕОС, 2001. 272 с.
24. Dean R.G., Dalrymple R.A. Coastal Processes with Engineering Applications. Gainesville: University of Florida, 1993. 416 p.
25. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Тризно А.К. Динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления береговой зоны крупных водохранилищ. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1999. 191 с.

ИВЭП СО РАН, Барнаул  
 Московский государственный университет  
 Географический факультет

Поступила в редакцию  
 22.04.2011

## RESERVOIR COASTS RESPONSE TO WATER LEVEL FLUCTUATIONS

A.Sh. KHABIDOV, K.V. MARUSIN, L.A. ZHINDAREV, E.A. FEDOROVA, E.A. SVIRIDOVA

### Summary

In the large reservoirs the classical development of shores under the impact of wave action and water level fluctuations results in washout during the water level rise and in the movement of coastline toward water storage during fall in water level. In the case of “non-classical” development water level rise results in the submergence of coastal areas and accumulation, while the fall in the water level results in the cutting of the dereliction, slackening of the beach drift and subsequent cutting of the adjacent shores. Both types of development take place on the shores of both large reservoirs and seas. Considering geomorphological similarity of the seas’ and the storage lakes’ coasts, large reservoirs may serve as models for studying and forecasting seashore response to water level fluctuations.