

УДК 556.555(476)

*П.И. Кирвель, кандидат географических наук,
старший научный сотрудник РУП «ЦНИИКИВР»;*

*А.Н. Баско, кандидат географических наук,
доцент кафедры физической географии БГПУ*

ИЗМЕНЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ОЗЕР БЕЛАРУСИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И ЛЬДА

Введение. Формирование большинства наиболее крупных озер Беларуси связано с деятельностью четвертичных ледников, которые формировали основу котловин, влияли на формирование береговой линии. С деятельностью ледников и процессов им сопутствующим во многом связаны и физико-химические характеристики вод [1]. Понимание сложного механизма динамической геоморфологии береговой линии находим на примере искусственных водоемов (водохранилищ и прудов) страны [6, 7]. Ледовый режим внутренних водоемов Беларуси отражает климатические и гидрологические изменения и является одним из самых надежных их индикаторов. Поэтому неудивителен большой интерес ученых к изучению проблемы изменения ледового режима водных объектов суши в условиях изменения климата.

Материалы и методика исследования. Основные положения теории берегового процесса (наиболее полно описаны О.Ф. Якушко и П.С. Лопухом), позволившие разработать научно-методические основы расчетов прогноза формирования берегов внутренних водоемов [8, 11].

Анализ динамики ледовых явлений и толщины льда на озерах Беларуси был выполнен в два этапа:

1) Выявление закономерностей трансформации ледового режима рек, озер на основании сформированной базы данных с целью определения происходящих изменений ледовых явлений в период с 1956 по 2007 гг. (в отдельных случаях за более короткий период), а также величин среднегодовой и максимальной толщины льда с 1945 по 2007 гг.; установления связей в пространстве и во времени путем построения графиков срока начала осенних ледовых явлений, начала ледостава и его продолжительности, дат начала разрушения льда и очищения от него, периода свободного ото льда.

2) Оценка происходящих изменений ледового режима за 1946–1985 гг., в сравнении с 1986–2007 гг., с целью выявления тенденций отражения потепления климата на водных объектах в осенне-зимний период. Период 1945–1985 гг. был выбран в качестве базового, так как в названный период времени зимние температуры воздуха были близки к климатической норме.

В связи с началом роста температуры воздуха с 1986 г., что проявилось в различиях ледового режима озер, были использованы два методических подхода:

а) сопоставление осредненных характеристик ледового режима за 1956–1985 гг. и 1867–2007 гг. с целью определения градиентов этих изменений за последние два десятилетия XX в.;

б) установление эмпирических зависимостей характеристик ледового режима во временном интервале с учетом данных по температуре воздуха за зимний период.

Анализ полученных данных производился с использованием графической и цифровой обработки.

Результаты и их обсуждение. Наиболее распространенными и активными являются абразионные и аккумулятивные берега, играющие основную роль в формировании береговой линии и имеющие практическое значение. Процесс переработки берегов водоемов в безледный период изучен достаточно полно. Формирование береговой линии и деформация их профиля наблюдается и в зимнее время. Полевые исследования, которые были выполнены с 2006 по 2008 гг. П.И. Кирвелем на четырех озерах, включали: изучение сопряжения устойчивого ледостава с берегом, взаимодействия льда и берега в период таяния и интенсивных подвижек ледостава, количественную оценку деформаций литорали под воздействием ледового покрова. Наличие льда в виде заберегов, припоя, сплошного ледяного поля, с одной

стороны, исключает непосредственное воздействие волны на берег, с другой – при подвижках льда (горизонтальных и вертикальных) механически воздействует на берег. Это способствует выносу слоя грунта с поврежденной поверхности литорали на сушу [4].

Как было отмечено В.М. Широковым и П.С. Лопухом [10], в экзарационно-аккумулятивном типе берега выделяются три стадии развития:

- 1 – заложение аккумулятивной отмели и волноприбойного вала;
- 2 – формирование экзарационно-аккумулятивного вала;
- 3 – стадия закрепления берега и отмелей растительностью.

На первой стадии волнением вырабатывается отмель с глубинами до 0,5 м у берега. При обработке отмели льдом часть материала, двигаясь к берегу, формирует волноприбойный вал. При небольших высотах волн их энергии недостаточно для дальнейшего накопления наносов. Поэтому нарастание аккумулятивного вала происходит с участием ледостава. На второй стадии формирования берега можно выделить две фазы, синхронные соответственно уровенному режиму и времени установления ледостава. При осенней небольшой сработке на урезе ниже ранее сформированного аккумулятивного вала образуется приречный штормовой вал. Интенсивное нарастание льда способствует надвиганию наносов на берег. Высокое стояние уровня грунтовых вод приводит к деформации аккумулятивного вала и прилегающей к нему пологой части берега. Неоднократное повторение обеих фаз приводит к росту высоты берега. В результате формируется аккумулятивный берег высотой до 1 м.

В общем виде этот тип берегового процесса может быть описан уравнением

$$\Sigma Q_{\text{акк}} = (Q_{\text{акк.бл}} + Q_{\text{акк.л}}), \quad (1)$$

где $Q_{\text{акк.бл}}$ и $Q_{\text{акк.л}}$ – объемы переработки и аккумуляции в безледный и ледовый периоды.

Ледяной покров способствует формированию прибрежного аккумулятивного вала. Развитие отмелого берега по экзарационно-аккумулятивному типу отмечено в работе В.Е. Левкевича [6]. Этот процесс является стабилизирующим фактором в приурезовой части и будет способствовать устойчивому профилю берега в плане.

Однако в условиях достаточно широкой мелководной зоны экзарационная деятельность ледостава отрицательно скажется на возможных берегоукрепительных сооружениях, выполненных каменной наброской. При толщине льда 50–70 см, что часто отмечается на

озере Нарочь, и ширине ледяного щита 5–6 км его воздействие на берег и сооружения значительно. Согласно районированию территории республики по интенсивности процесса на водных объектах, озеро Нарочь входит во второй район, который характеризуется величиной максимальной переработки берегового склона 20 м и более [7].

При оценке степени влияния этого явления на сохранность берега необходимы данные о сроках начала и окончания ледовых явлений и соответствующих им уровнях воды. Многолетние наблюдения показали, что начало ледовых явлений происходит в среднем 28 ноября, а очищение ото льда 16 апреля. Период свободный ото льда составляет 7–8 месяцев [3]. Приведенные справочные данные проверены расчетами для многолетнего ряда наблюдений. Результаты показали сходимость по срокам начала и окончания ледовых явлений. Если сравнить сроки начала и окончания ледовых явлений с графиком колебания уровней, то можно заметить, что они происходят с декабря по апрель, охватывают периоды низких стояний уровней (декабрь–февраль) и высоких (март–апрель) и естественно могут оказать некоторое разрушающее действие на берег.

Уровенный режим озера является одним из основных факторов, который оказывает существенное влияние на характер процессов, происходящих в прибрежной зоне, а в рассматриваемом случае он определяет также верхнюю и нижнюю отметки аккумулятивно-абразионного берега.

Озеро Нарочь характеризуется незначительными колебаниями уровней в течение сезонного года и в многолетнем разрезе. На рисунке 1 приведен график колебаний уровней за период наблюдений. Озеро относится к категории водоемов с устойчивым режимом уровней. За многолетний период наблюдений его средний уровень в безледный период имеет обеспеченность всего на 13 % меньше годовой. Озеро характеризуется растянутым весенним половодьем и высокой осенне-зимней меженью. Средняя многолетняя амплитуда за период наблюдений находится в пределах 20–25 см, максимальная – 40 см. В период активных процессов формирования берегов озера, то есть в безледоставный период, уровень озера весьма стабилен, что соответствует поддержанию динамически устойчивого профиля берега не только на аккумулятивных, но и абразионных участках. Однако влияние сейши, сгонно-нагонные явления в штормовых условиях способствуют более значительному подъему уровня, превыша-

ющему средней амплитуде колебаний. Этот факт существенно изменяет условия гидродинамики, особенно на береговых участках, выступающих в глубь озера.

Кроме этого, тенденция к снижению уровня озера, которая отмечалась в 60-е и 70-е гг., сменилась периодом с повышенным уровнем до конца 90-х гг. прошлого столетия. С начала XXI в. колебания среднего годового уровня весьма нестабильны. Это способствует размыву берега на более высоких отметках, переформированию прибрежных отмелей.

В естественных условиях возможны три типа воздействия льда на литораль: статическое, динамическое и сочетание обоих. Первый тип характерен для периода устойчивого ледостава, когда происходит понижение уровня водоема, и он не вызывает явного разрушения берегов. Второй и третий типы соответствуют периоду снеготаяния и вскрытия озер, образованию ледяных полей, торосов. Влияние льда на формирование береговой линии озер может быть представлено в виде функции.

$$f = \Delta T \cdot V_{\text{в}} \cdot V_{\text{вб}} \cdot \Delta H \cdot d, \quad (2)$$

где ΔT – толщина льда, м; $V_{\text{в}}$ – скорость ветра, м/с; $V_{\text{вб}}$ – скорость вдоль берегового течения; ΔH – амплитуда колебания уровня во время ледостава, см; d – диаметр частиц грунта, мм.

Толщина льда зависит от характера метеословий и колеблется в зависимости от суровости зим. Ветровой режим на территории Беларуси характерен тем, что в летнее время наибольшую постоянность имеют ветры

северных направлений. Начиная с октября, господствуют ветры, характерные для зимнего периода, то есть имеющие направления южного сектора розы ветров, различных скоростей от 1,5 до 5,5 м/с. Для активной подвижки льда при вскрытии водоема скорости ветра значительно возрастают до 10–16 м/с. Скорость вдольберегового течения зависит от характера льда, скорости ветра, глубины и расположения озера. Максимальные значения скоростей течений в мелководном озере наблюдаются в глубоководной его части и изменяются от долей до 18 мм с⁻¹. В покрытом льдом озере существуют остаточные скорости > 5 мм с⁻¹ [9]. По данным измерений, проведенных нами 01.03.2008 г. на озере Нарочь с помощью микровертушки, скорость вдоль берегового течения изменяется от 0,01 до 0,06 м/с [5].

В экзарационно-аккумулятивном типе берега выделяются три стадии развития: заложение аккумулятивной отмели и волноприбойного вала, формирование экзарационно-аккумулятивного вала и стадия закрепления берега и отмелей растительностью. Наиболее четко это прослеживается на искусственных объектах.

При подвижке льда с наступлением весны под влиянием ветра происходит срезка грунта литорали мигрирующим льдом. При этом нарушается механическая устойчивость склонов озера и образуются торосы (навалы льда в приурезовой зоне), которые выносят литоральный материал на берег, образуя вдольбереговые экзарационные валы (рисунок 2).

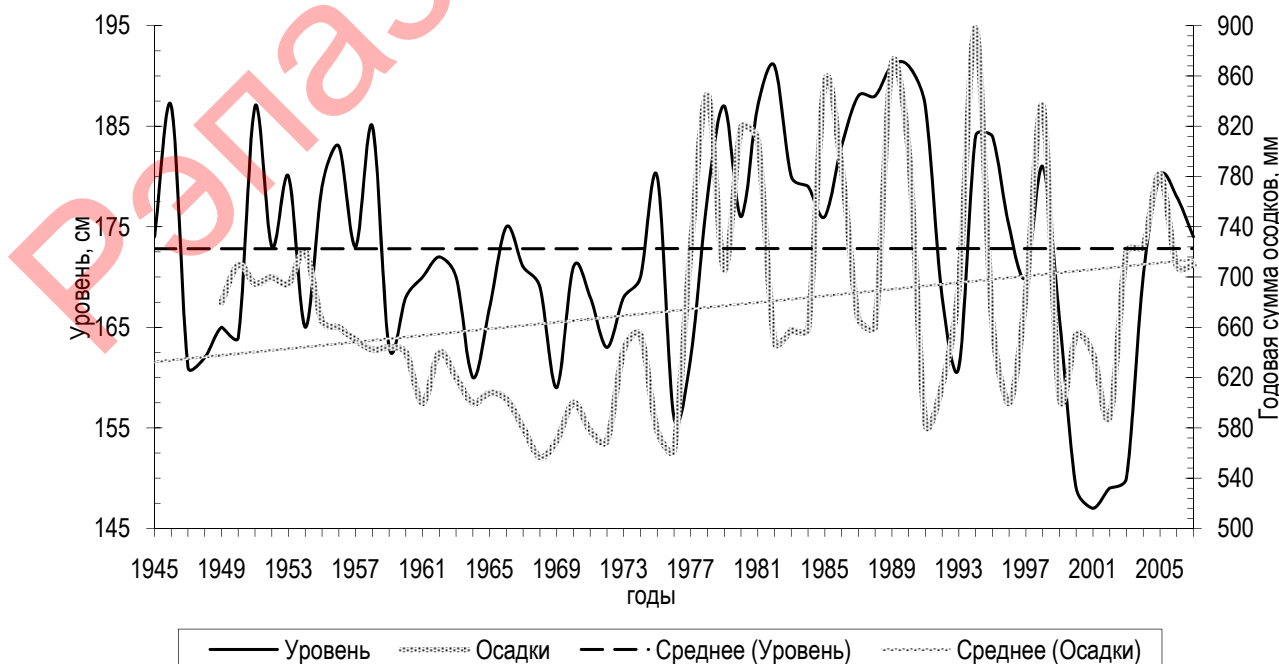


Рисунок 1 – График колебания среднего годового уровня озера Нарочь и годовых сумм осадков

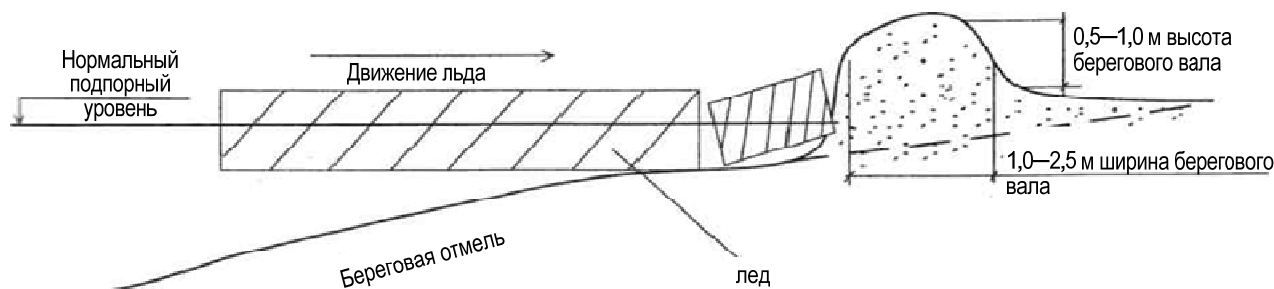


Рисунок 2 – Деформация береговых склонов под воздействием льда на озере Нарочь

Они образуются на некотором расстоянии от уреза воды вблизи тылового шва пляжа. Крупнозернистый песок, обломки раковин, остатки водных растений приносятся сюда во время штормов и накапливаются в виде хорошо заметного вала 2–3,5 м ширины у основания и 1,5–2,2 м высоты и протяженностью от 200–400 м по фронту. Склоны береговых валов обычно асимметричные, проксимальный склон(ы) имеет более большую длину и положе дистального (В) с отношением 1:4–5 и 1:2 соответственно.

О наличии песчано-гравистых береговых валов, протянувшихся двумя грядами на озерах Нарочь, Северный и Южный Волос, Снуды, без анализа их образования указывает О.Ф. Якушко [12].

На отдельных участках озера Нарочь береговые валы образуют две параллельные полосы, сложенные из песка и гальки. В районе авто-турбазы «Нарочанка», у д. Занарочь и у д. Наносы в результате срезки песчано-гравийной литорали изменяется установившийся профиль дна.

Величина массива грунта, изымаемая всплывающим льдом из тела литорали при подъеме уровня, составляет от 0,06 до 0,08 м³/пог. м [6].

Проведенные нами исследования показали, что на озера Нарочь величина массива грунта, изымаемая всплывающим льдом из тела литорали, напрямую зависит от характера грунта, срезаемого льдом. Так у д. Гатовичи этот показатель колеблется в пределах 0,084–0,092 м³/пог. м, у д. Наносы он составил 0,09–0,116 м³/пог. м, в районе туристической стоянки Антонинсберг – 0,072–0,079 м³/пог. м, наименьший же показатель зафиксирован у п. Нарочь 0,061–0,067 – м³/пог. м. (рисунок 3) [3–5].

Объем переработки береговых склонов м³/пог. м также варьируется по территории от 1,5 до 2,3 м³/пог. м. Наибольший – у д. Гатовичи и д. Наносы, наименьший – в районе туристической стоянки Антонинсберг. По данным Ю.Н. Емельянова, этот показатель несколько выше и составляет 1,7–2,5 м³/пог. м [2].

Полученные значения толщины срезаемого льдом слоя литорали показывают, что

данный подход и методика расчетов могут использоваться при расчете экарационной переработки берегов озер. Вместе с тем для крупных озер Беларуси развитие аккумулятивных берегов сопровождается формированием экарационно-аккумулятивного вала различной объемной массы.

Всплывший лед, мигрируя, наползает на берег, производит его деформацию и образует валы. В зависимости от литологического состава толщина слоя грунта, срезаемого льдом, который изменяется от 5–7 см (супеси) до 10–20 см (пески), изменяется профиль подводной части (литорали) озера (рисунок 4).

При воздействии волн и поднятии уровня воды в результате таяния льда наблюдаются берегообразующие процессы, которые вновь формируют измененные льдом склоны берегов. При этом происходит протекание водной эрозии, которая выносит часть верхнего слоя вдольберегового вала обратно в чашу озера.

При воздействии и поднятии уровня воды в результате таяния льда наблюдаются берегообразующие процессы, которые вновь формируют измененные льдом склоны берегов. При этом происходит протекание водной эрозии, которая выносит часть верхнего слоя вдольберегового вала обратно в чашу озера.

Толщина слоя грунта, срезаемая льдом с литорали (H_g), определяется тремя факторами и зависит также от литологического состава берегов:

$$H_g = F(P_1, P_2, P_3), \quad (3)$$

где P_1 – нагрузка от навалившегося ледяного поля, P_2 – нагрузка от вдольберегового течения, P_3 – ветровая нагрузка.

При наличии глинистых частиц диаметром 0,002–0,005 мм, гравия 3–5 мм и выше, в качестве расчетной характеристики необходимо применять коэффициент неоднородности грунта литорали (η) [6]:

$$\eta = \frac{d_{60}}{d_{10}}, \quad (4)$$

где d_{10} – объем частиц, содержание которых меньше 10 %;

d_{60} – объем частиц, содержание которых меньше 60 %.

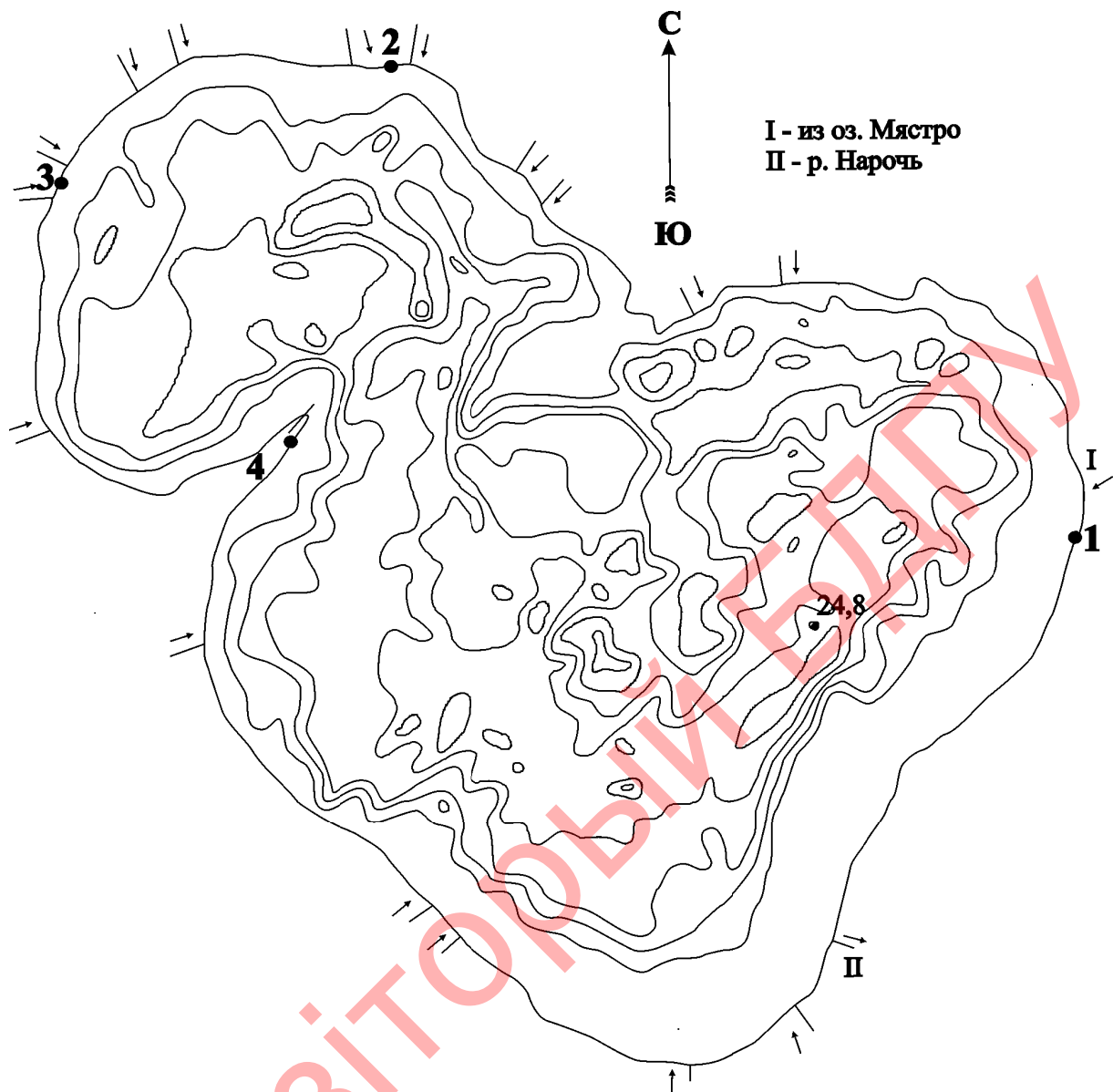


Рисунок 3 – Батиметрическая картосхема с указанием точек исследования в зоне литорали озера Нарочь

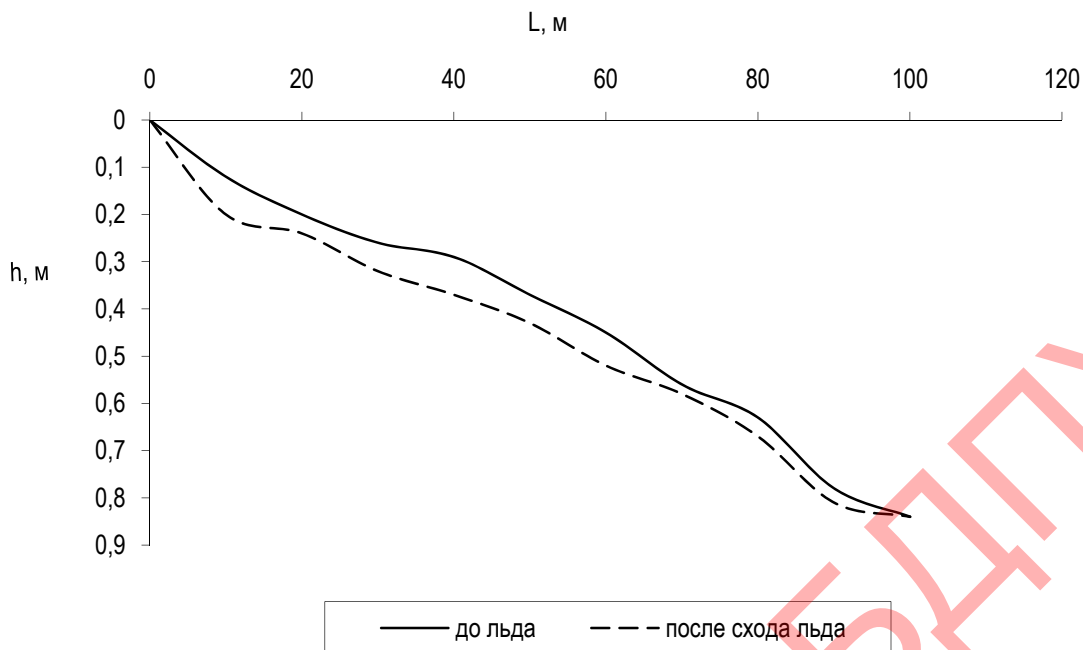


Рисунок 4 – Профиль подводной части озера Нарочь у д. Наносы до образования льда и после его схода

Анализ коэффициента неоднородности свидетельствует, что наибольшую способность к устойчивому равновесию имеют берега озер Северный и Южный Волос, а самые размываемые берега характерны для озера Нарочь (таблица 1).

Таблица 1 – Значение коэффициента неоднородности грунта литорали

Озеро	№ точки исследования				
	1	2	3	4	5
Нарочь	1,5	1,8	1,7	2,0	–
Сев. Волос	1,1	1,0	1,3	–	–
Юж. Волос	1,1	1,1	1,2	1,1	1,3
Снуды	1,3	1,2	1,4	1,3	–

Сразу после схода льда в пределах литоральной зоны происходит активный перенос наносов с образованием различного типа аккумулятивных форм исключительно из песчаного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баско, А.Н. О гляциальной морфоскульптуре Центрально-белорусских возвышенностей и гряд / А.Н. Баско // Современные проблемы естествознания: сб. ст. – Минск: БГПУ, 2001. – С. 93–97.
2. Емельянов, Ю.Н. Ледовый режим водохранилищ Белоруссии / Ю.Н. Емельянов // Гидрографическая сеть Белоруссии и регулирование речного стока: сб. ст. / Белорус. гос. ун-т, Геогр. о-во Респ. Беларусь; редкол.: В.М. Широков (отв. ред.) [и др.]. – Минск, 1992. – С. 32–41.
3. Кирвель, П.И. Особенности ледового режима озер Беларуси / П.И. Кирвель // Весті Беларус. дзярж. пед. ун-та. Серыя 3, Фізіка. Матэматыка. Інфарматыка. Біялогія. Геаграфія. – 2007. – № 3. – С. 59–65.
4. Кирвель, П.И. Натурные исследования ледовых явлений на водоемах Беларуси // Чрезвычайные ситуации: предупреждение и ликвидация: сб. тез. докл. IV Междунар. науч.-практ. конф.: в 3 т. / Науч.-исслед. ин-т пожар. безопасности и проблем чрезвычайн. ситуаций МЧС Респ. Беларусь; редкол.: Э.Р. Бариев (науч. ред.) [и др.]. – Минск, 2007. – Т. 2. – С. 119–122.
5. Кирвель, П.И. Влияние льда на формирование береговой линии озер (на примере озера Нарочь) / П.И. Кирвель // Теоретические и прикладные аспекты современной лимнологии: материалы V Междунар. науч. конф., 10–13 ноября 2009. – Минск, 2010. – С. 198–200.
6. Левкевич, В.Е. Динамическое воздействие ледового покрова малых водоемов на Береговую отмель / В.Е. Левкевич // Динамика и термика рек, водохранилищ и эстуариев: тез. докл. II Всесоюз. конф. / Акад. наук СССР, Ин-т вод. проблем, Техн. ком. СНК МАГИ по реч. гидравлике. – М., 1984. – Т. 2. – С. 4.
7. Левкевич, В.Е. Районирование территории Белоруссии по интенсивности процесса абразии на водохранилищах / В.Е. Левкевич // Гидрографическая сеть Белоруссии и регулирование речного стока: сб. ст. / Белорус. гос. ун-т, Геогр. о-во Респ. Беларусь; редкол.: В.М. Широков (отв. ред.) [и др.]. – Минск, 1992. – С. 48–54.
8. Лопух, П.С. Закономерности развития природы водоемов замедленного водообмена, их использование и охрана / П.С. Лопух. – Минск: БГУ, 2000. – 332 с.
9. Петров, М.П. Движение воды в мелководном озере покрытом льдом / М.П. Петров, А.Ю. Теропевик, Р.Э. Здоровенков, Г.Э. Здоровенкова // Водные ресурсы. – 2007. – Т. 34. – № 2. – С. 131–140.

10. Широков, В.М. Формирование малых водохранилищ гидро-электростанций / В.М. Широков, П.С. Лопух. – М.: Энергоатомиздат, 1986. – 144 с.
11. Якушко, О.Ф. География озер Белоруссии / О.Ф. Якушко; под ред. В.Г. Завриева. – Минск: Выш. шк., 1967. – 214 с.
12. Якушко, О.Ф. Белорусское Поозерье / О.Ф. Якушко. – Минск: Выш. шк., 1971. – 335 с.

SUMMARY

Problems of change of a coastal line of lakes of Belarus under influence of ice processes are considered. It is shown that the size of a file of the ground, withdrawn by emerging ice from a body shoal at level lifting, makes from 0,06 to 0,12 m³/pog.m and is determined by features of lithology.

Рэпазіторый БДПУ