

DOI 10.31483/r-110714

Коннов Василий Иванович

Козлова Анна Сергеевна

РАСЧЕТ НАЛЕДЕЙ У МОСТОВЫХ ПЕРЕХОДОВ

***Аннотация:** глава посвящена исследованию факторов образования речных наледей, определению их параметров в природных условиях. Гидродинамическое давление в буграх наледи влияет на устойчивость сооружений. Авторами рассмотрены режимы наледеобразования, установлены процессы интенсивного формирования наледи в верхней и нижней части потока, предложены расчетные зависимости для практического применения.*

***Ключевые слова:** наледи, режим водотока, промерзание реки, условия формирования наледей.*

***Abstract:** the chapter is devoted to the study of river ice formation factors and determination of their parameters in natural conditions. Hydrodynamic pressure in ice hillocks affects the stability of structures. The authors consider the modes of frost formation, establish the processes of intensive formation of ice in the upper and lower parts of the stream, and propose calculation dependences for practical application.*

***Keywords:** frosts, watercourse regime, river frosting, conditions of frost formation.*

В зимнее время в Забайкалье активно развиваются речные наледи. Они оказывают заметное воздействие на опоры мостов, насыпи и другие речные сооружения (рис. 1). Для предупреждения деформации сооружений необходимо знать физические процессы, происходящие при образовании бугров наледей, которые могут достигать значительных размеров. Возникающее при этом гидродинамическое давление воды в буграх наледей передается на опоры мостовых переходов (рис. 2).

Наледи речных вод формируются обычно в пределах русла или в пойме реки. Подавляющее большинство их располагается в расширенных участках долин по отмелям и перекатам.



Рис. 1. Формирование бугра наледи вдоль железнодорожной насыпи на перегоне Тургутуй-Сохондо (высота 3,65 м, февраль 2014 г.)



Рис. 2. Рост наледи под железнодорожным мостом (декабрь, 2013 г.)

На плесах наледи встречаются реже и бывают меньших размеров. Исследования последних лет показали, что речные наледи формируются практически на всех реках, покрывающихся льдом. Иногда они тянутся без перерывов на многие десятки километров, достигая мощности 1,5–3,0 м (В.Р. Алексеев, Н.Ф. Савко, 1975). Часто формирование их обеспечивается нарушением естественного режима водотоков, например, в результате строительства ледовых

автозимников, площадок, переправ и т. п. Под расчищенной от снега полосой дороги река промерзает значительно быстрее, чем в бытовых условиях, и, если полоса попадает на пережат, сложенный прочными породами, создаются все условия возникновения и развития речной наледи. Развитие речных наледей возможно или в случае резкого сокращения живого сечения наледного потока, или в результате увеличения расхода реки.

Главнейшие случаи формирования наледи при сужении живого сечения реки отображены на рис. 3.

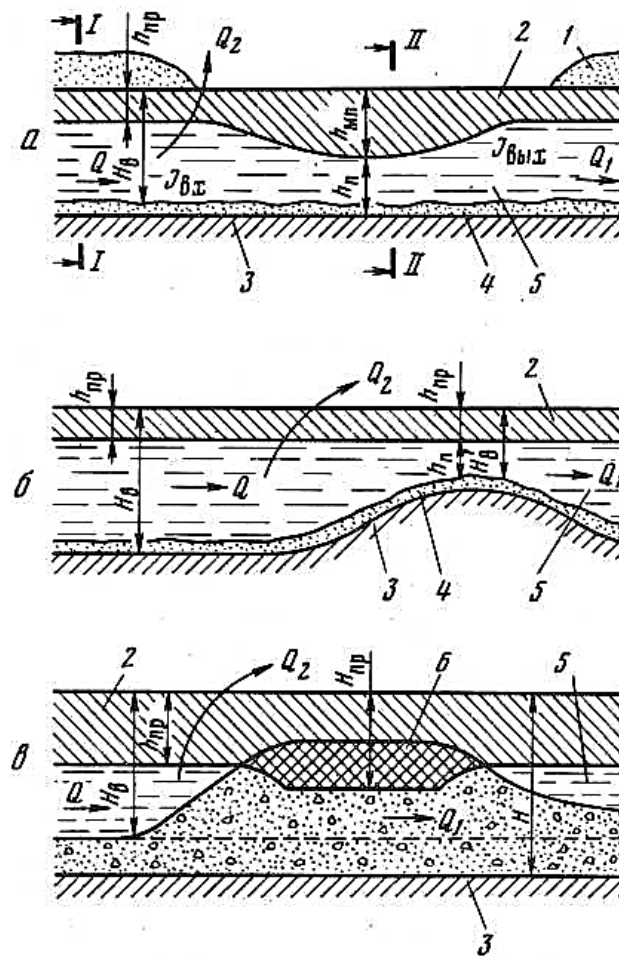


Рис. 3. Схемы типичных условий образования речных наледей

а – на расчищаемых от снега участках при скальном ложе реки; б – на перекатах; в – на отмелях; 1 – снежный покров; 2 – ледяной покров; 3 – водоупор; 4 – речные отложения; 5 – вода; 6 – мерзлый грунт; H_e – глубина водотока выше наледи; H_b^1 – глубина водотока на перекате; h_{np} – глубина промерзания за пределами наледного участка; H_{np} – глубина промерзания водного потока на мелководье; hn – мощность слоя воды на участке стесненного живого сечения;

$h_{мп}$ – глубина промерзания водного потока на участке с удаленным снежным покровом; $j_{вх}$, $j_{вых}$ – гидравлический уклон на входе и выходе соответственно; Q – расход воды выше наледи; Q_1 – расход потока ниже зоны разгрузки наледообразующих вод; Q_2 – расход наледообразующих вод. Сечения: I-I – перед зоной наледообразования, II-II – в зоне наледообразования; стрелками указано направление движения водных потоков

Напор, за счет которого вода выходит на поверхность льда, возникает в местах резкого изменения гидравлического уклона и появления гидростатического давления. Сужение водотока в основном происходит на перекатах (рис. 3, б) и мелководье (рис. 3, в). В местах резкого сужения живого сечения водотока (рис. 3, а) возникают дополнительные сопротивления для движения воды. Это и создает дополнительный напор, приводящий к выходу воды по трещинам на дневную поверхность. Распространенной является схема, приведенная на рис. 3, в. Образование наледей по этой схеме происходит следующим образом. Поверхностная вода, находящаяся между ледяным покровом и ложем реки, встречая перемычку из дренирующего грунта, вынуждена фильтровать в ней. Происходит напорная фильтрация вод, обуславливающая изменение гидравлических характеристик потока и частичный выход его на поверхность.

Раскрытие механизма образования речной наледи целесообразно осуществить на основании решения задачи о движении жидкости при наличии льда сверху и водоупорного слоя снизу. С целью упрощения выводов принимается плоская задача, что справедливо для широкого потока, близкого к прямоугольному; широкими потоками являются в большинстве случаев наледообразующие потоки рек [1–5]. Необходимо сначала рассмотреть движение жидкости перед перемычкой (сечение I-I, рис. 3, а). Распределение скоростей потока по вертикали в этом сечении представлено на рис. 4.

Плоскость AB нулевого касательного напряжения, показанная на рис. 4, делит поток на две части. На этой плоскости скорость имеет наибольшее значение и $\frac{du}{dy} = 0$, поэтому сила трения равна нулю. Следовательно, можно считать,

что потоки, расположенные выше и ниже плоскости AB , никакого силового воздействия не имеют и могут рассматриваться самостоятельно (В.Р. Алексеев, Н.Ф. Савко, 1975).

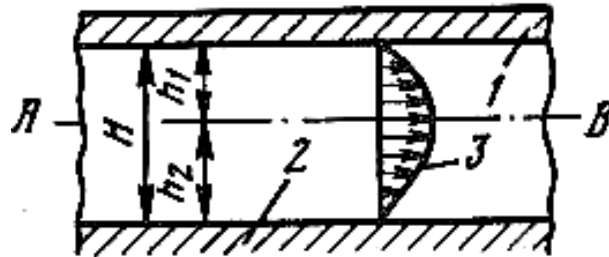


Рис. 4. Распределение скоростей по вертикали потока, покрытого льдом:

1 – ледяной покров; 2 – водоупор; 3 – эпюра распределения скоростей; AB – плоскость касательного напряжения; H – мощность потока под ледяным покровом; h_1 и h_2 – расстояния до плоскости AB от нижней поверхности ледяного покрова и верхней поверхности грунта соответственно

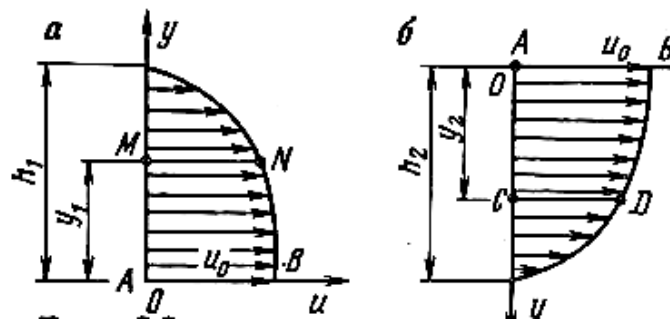


Рис. 5. Схемы к расчету максимальной скорости потока под ледяным покровом:

а – выше плоскости AB ; б – ниже плоскости AB ; MN и CD – рассматриваемые плоскости, определяемые координатами y_1 и y_2 оси ординат y ; u_0 – скорость потока в плоскости AB

При таком подходе к решению задачи плоскость AB можно принять за свободную поверхность для нижнего (рис. 5, а) и для верхнего (рис. 5, б) потоков. Запишем уравнение равновесия для части верхнего потока, заключенного между плоскостями AB и MN . При этом примем начало координат на плоскости AB , а ось y – направленной вверх.

Уравнение равновесия имеет вид (Коновалов и др., 1952):

$$\gamma J_{y_1} = -A \frac{du_1}{dy_1}, \quad (1)$$

где γ – объемный вес воды; J – уклон потока; A – коэффициент турбулентной вязкости потока подо льдом.

После интегрирования в пределах от $y_1 = 0$ до y_1 и от $u_1 = u_0$ до u_1 имеем:

$$\int_0^{y_1} \gamma J y_1 dy_1 = -A \int_{u_0}^{u_1} du_1 \text{ или } \gamma J y_1^2 / 2 = -A(u_1 - u_0). \quad (2)$$

откуда $u_1 = u_0 - \gamma J y_1^2 / 2A$, Средняя скорость для верхнего потока будет равна:

$$u_{1\text{cp}} = \frac{q}{h_1} \frac{\int_0^{h_1} \left(u_0 - \frac{\gamma J y_1^2}{2A} \right) dy_1}{h_1} = u_0 - \frac{\gamma J h_1^2}{6A}, \quad (3)$$

где q – расход воды на единицу ширины потока. Из уравнения Шези средняя скорость для верхнего потока:

$$u_{1\text{cp}} = C_1 \sqrt{h_1 J}, \quad (4)$$

где C_1 – коэффициент Шези для верхнего потока.

Сравнивая правые части равенств (3) и (4), имеем:

$$u_0 - \frac{\gamma J h_1^2}{6A} = C_1 \sqrt{h_1 J}, \quad (5)$$

или

$$u_0 = C_1 \sqrt{h_1 J} + \frac{\gamma J h_1^2}{6A}. \quad (6)$$

Далее запишем уравнение равновесия для нижней части потока, заключенного между плоскостями AB и CD . Начало координат также принимаем на плоскости AB , а ось y – направленной вниз. При этом:

$$\gamma J y_2 = -A \frac{du_2}{dy_2}, \quad (7)$$

После интегрирования в пределах от $y_2 = 0$ до y_2 и от $u_2 = u_0$ до u_2 имеем:

$$u_2 = u_0 - \gamma J h_2^2 / 2A, \quad (8)$$

По аналогии с выводом для верхнего потока:

$$u_{2\text{cp}} = u_0 - \frac{\gamma J h_2^2}{6A}. \quad (9)$$

Средняя скорость по Шези:

$$u_{2\text{cp}} = C_2 \sqrt{h_2 J}. \quad (10)$$

Сравнивая (9) и (10), получим:

$$u_0 = C_2 \sqrt{h_2} J + \frac{\gamma J h_2^2}{6A}. \quad (11)$$

где C_2 – коэффициент Шези для нижнего потока.

По принятому условию u_0 для первого и для второго потоков равны. Следовательно, имеем:

$$C_1 \sqrt{h_1} J + \frac{\gamma J h_1^2}{6A} = C_2 \sqrt{h_2} J + \frac{\gamma J h_2^2}{6A}. \quad (12)$$

Коэффициент турбулентной вязкости A для потока под ледяным покровом ввиду добавочных возмущений от ледяной поверхности имеет большее значение, чем для открытого потока. Более правильно считать, что турбулентное возмущение, полученное от ограничивающих плоскостей, пронизывает весь поток. Это влияние в настоящее время с достаточной степенью вероятности не установлено (В.Р. Алексеев, Н.Ф. Савко, 1975).

Рекомендуется (Коновалов и др., 1952) коэффициент турбулентной вязкости для потока подо льдом принимать по аналогии с коэффициентом для открытого потока по следующей формуле, дающей завышенные значения A по сравнению с другими формулами:

$$A = \gamma q / 2mC = \gamma C \sqrt{J} H^{3/2} / 2mC = \gamma \sqrt{J} H^{3/2} / 2m. \quad (13)$$

где m – коэффициент распределения скоростей по вертикали в открытом потоке Базена-Бусинеска ($m = 23$); C – коэффициент Шези для ограниченного плоскостями потока.

Подставляя значение коэффициента вязкости в уравнение (12), получим:

$$C_1 \sqrt{h_1} + \frac{h_1^2 m}{3H^{3/2}} = C_2 \sqrt{h_2} + \frac{h_2^2 m}{3H^{3/2}}. \quad (14)$$

Коэффициенты C_1 и C_2 рекомендуется определять по формуле Манинга:

$$C_1 = \frac{1}{n_1} h_1^{1/6} \text{ и } C_2 = \frac{1}{n_2} h_2^{1/6}, \quad (15)$$

где n_1 и n_2 – соответственно, коэффициенты шероховатости ледяного покрова и ложа потока; $h_1 + h_2 = H$ – глубина потока, откуда $h_2 = H - h_1$. В свою очередь

$H_B - h_{\text{пр}}$ и $h_2 = H_B - h_{\text{пр}} - h_1$, где H_B – расстояние от дневной поверхности до водопора (ложа); $h_{\text{пр}}$ – глубина промерзания реки.

Подставляя значение C_1, C_2 и h_2 в формулу (14), получим:

$$\frac{1}{n_1} h_1^{2/3} + \frac{h_1^2 m}{3(H_B - h_{\text{пр}})^{3/2}} = \frac{1}{n_2} (H_B - h_{\text{пр}} - h_1)^{2/3} + \frac{(H_B - h_{\text{пр}} - h_1)^2 m}{3(H_B - h_{\text{пр}})^{3/2}}. \quad (16)$$

В уравнении (16) имеется одна неизвестная величина h_1 , которая может быть определена путем подбора.

По данным П.Н. Белокозь (1940), коэффициент шероховатости ледяного покрова n_1 изменяется в широких пределах: от 0,01 до 0,15. В среднем за зимний период $n_1 = 0,04$. Нормальный коэффициент шероховатости ложа реки n_2 зависит от его состояния. Для наледных участков $n_2 = 0,04 - 0,05$.

Общий расход воды на единицу ширины в сечении I-I может быть составлен в виде суммы расходов верхней и нижней части на единицу ширины потока:

$$Q_{I-I} = q_1 + q_2 = \left(C_1 h_1^{3/2} \right) + \left(C_2 h_2^{3/2} \right) \sqrt{J}. \quad (17)$$

Рассмотрим суженную часть потока. В результате сужения появляются местные сопротивления, приводящие к изменению напорной и пьезометрической линий. Возникает гидростатическое давление, стремящееся повысить уровень потока. Равновесие наступает, когда вода перед перемычкой выходит на поверхность льда и занимает определенный уровень, которым с учетом объемного расширения льда и определяется мощность наледи. Схема этого процесса показана на рис. 6.

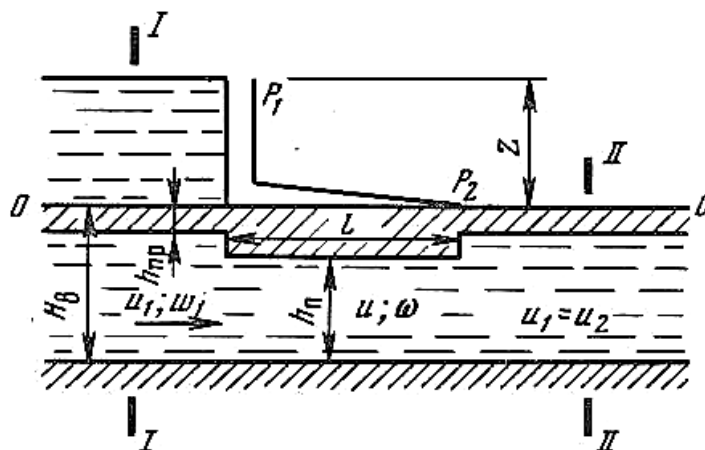


Рис. 6. Схема к расчету мощности речной наледи:

0–0 – нулевая плоскость; P_1 - P_2 – кривая гидростатического давления; I–I и II–II – плоскости сечения соответственно выше и ниже зоны стеснения потока; Z – величина напора; L – ширина перемычки по длине потока; H_B – глубина потока; $h_{пр}$ – глубина промерзания перед перемычкой; $h_{п}$ – мощность водного потока в зоне стеснения; u , u_1 и u_2 – скорости потока в зоне стеснения, соответственно выше и ниже ее; ω и ω_1 – площади поперечного сечения соответственно в зоне стеснения потока и выше ее

Запишем уравнение баланса удельной энергии (уравнение Бернулли) для сечений I–I и II–II:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\gamma} + \frac{\alpha u_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\gamma} + \frac{\alpha u_2^2}{2g} + h_f. \quad (18)$$

Согласно схеме (рис. 6) $Z_1 = Z$, $P_1 = P_2$, $u_1 = u_2$, и $Z_2 = 0$. Тогда:

$$Z = h_f, \quad (19)$$

где h_f – потери напора.

Выразим потери напора через скорость u под перемычкой, используя формулу Вейсбаха:

$$h_f = \epsilon_f \frac{u^2}{2g}, \quad (20)$$

где ϵ_f – полный коэффициент сопротивления для суженной части русла; g – ускорение силы тяжести.

Подставляя (20) в (19), получим:

$$Z = \epsilon_f \frac{u^2}{2g}, \quad (21)$$

Выражая скорость под перемычкой u через удельный расход Q в сечении I–I, получим:

$$Z = \epsilon_f \frac{Q^2}{2gh_{п}^2}. \quad (21)$$

Используя формулу (17) и полагая $C_1 h_1^{3/2} + C_2 h_2^{3/2} = k_1$ окончательно получаем:

$$Z = \epsilon_f \frac{k_1^2}{2gh_{п}^2}. \quad (22)$$

Формула (22) с введением коэффициента объемного расширения при замерзании воды ($\beta_1 = 1,1$) дает возможность проследить динамику роста речной наледи (схема на рис. 3, а) в зависимости от изменения величины h_{Π} . Наибольшая мощность наледи будет при наименьшем значении h_{Π} , т.е. к концу зимнего периода. К концу морозного периода средняя по всей площади и средняя максимальная в центральных сечениях мощности наледи будут выражаться формулами:

$$\Delta H_{\text{ср}} = 1,1Z_{\text{МП}} \text{ и } \Delta H_{\text{max}}^{\text{ср}} = 1,65Z_{\text{МП}}, \quad (23)$$

где $Z_{\text{МП}}$ – мощность слоя наледной воды на ледяном покрове при минимальном значении h_{Π} .

Полный коэффициент сопротивления ϵ_f согласно известным положениям гидравлики равен:

$$\epsilon_f = \epsilon_l + \sum \epsilon_j, \quad (24)$$

где ϵ_l – коэффициент сопротивления по длине перемычки; $\sum \epsilon_j$ – сумма коэффициентов местного сопротивления (на входе и выходе).

Значения ϵ_l и $\sum \epsilon_j = \epsilon_{\text{вх}} + \epsilon_{\text{вых}}$ определяются по формулам:

$$\epsilon_l = \lambda l / 4R,$$

$$\epsilon_{\text{вх}} = \epsilon(1 - \omega/\omega_1), \quad (25)$$

$$\epsilon_{\text{вых}} = \epsilon_L(\omega/\omega_1 - 1)^2,$$

где λ – коэффициент гидравлического трения, принимаемый при проектировании в гидротехнике, $\lambda = 8g/C^2$; R – гидравлический радиус, ориентировочно равный для широких и неглубоких потоков глубине потока $R = h_{\Pi}$, ϵ и ϵ_l – коэффициенты смягчения, сужения (при входе) и расширения (при выходе). Значения коэффициента ϵ колеблются от 0,5 (при резком сужении) до 0,03 (при очень плавном сужении); $\epsilon_{\text{max}} = 0,5$, $\epsilon_{\text{ср}} = 0,3$. Коэффициент ϵ_l колеблется от 0,15

(плавный диффузор) до 1,3. При резком расширении потока его принимают равным $\epsilon_l = 1$, среднее значение – $\epsilon_{l\text{ср}} = 0,7$.

Для инженерных целей при расчете мощности речных наледей (обычно $l = 10 - 15$ м и $n_1 - n_2 \leq 0,04$) можно принять, что:

$$\epsilon_f = \epsilon_l + \epsilon_{\text{вх ср}} + \epsilon_{\text{вых ср}} = \epsilon_{\text{вх max}} + \epsilon_{\text{вых max}}.$$

Если ширина перемычки равна ширине русла реки, то:

$$\epsilon_f = 1,5 - 2,5 \frac{h_{\text{п}}}{H_B - h_{\text{пр}}} + \left(\frac{h_{\text{п}}}{H_B - h_{\text{пр}}} \right)^2. \quad (26)$$

Для практических расчетов средней $\Delta H_{\text{ср}}$ и средней максимальной $\Delta H_{\text{max}}^{\text{ср}}$ мощностей наледей по формулам (22) – (24) они приведены к очень простому виду:

$$\Delta H_{\text{ср}} = DJ; \quad \Delta H_{\text{max}}^{\text{ср}} = 1,5DJ. \quad (27)$$

где значения параметра D при коэффициентах шероховатости $n_1 = n_2 = 0,04$ приведены в таблице.

Таблица

Значения параметра D

Глубина потока $H =$ $H_B - h_{\text{пр}}$, м	$M = \frac{h_{\text{п}}}{H_B - h_{\text{пр}}}$					
	0,10	0,20	0,30	0,40	0,60	0,80
0,50	688	141	51	22,4	5,4	1,2
0,70	1070	221	80	35,5	8,5	1,9
1,0	1740	356	129	57,0	13,7	3,1
2,0	4360	910	325	145,0	35,4	7,7
3,0	7560	1560	565	250,0	60,0	13,5
5,0	19200	4000	1440	640,0	153,0	34,0

Если по схеме рис. 3, а излияние наледной воды на поверхность происходит через определенные промежутки времени, равные времени, в течение которого полностью замерзает излившийся слой воды и промерзает водный поток под перемычкой на величину не менее, чем сформировавшийся слой льда ($Z + h_{\text{пр}}$), то по схеме рис. 3, б происходит постоянное излияние, так как за счет переката существует постоянный напор. Это несколько меняет расчетную схему. В данном случае, используя уравнение баланса расхода, можно записать, что общий расход $Q_{\text{об}}$ равен:

$$Q_{об} = Q_1 + Q_2, \quad (28)$$

где удельный расход воды Q_2 определяется по формуле Шези: $Q_2 = Z^{3/2} \sqrt{J} C_n$; C_n – коэффициент Шези, определяемый по формуле Павловского в зависимости от мощности выходящего наледного потока Z и коэффициента шероховатости ледяного покрова n_1 ; обычно $n_1 = 0,04$ и $Z = 0,01–0,05$ м; при таких значениях n и $Z C_n = 5$.

Выводы:

1. Расчеты по приведенным зависимостям и результаты наблюдений на перегоне Тургутуй-Сохондо Забайкальской железной дороги показывают, что речные наледи большой мощности и объема (опасные) формируются на участках с условиями образования по схеме рис. 3, б, особенно при сочетании схем а и б. Для расчета мощности и объема наледи на этих участках необходимы детальные инженерно-геологические исследования, в результате которых устанавливаются глубина $H_в$ и характер залегания водоупора, глубина потока на перекате, глубина промерзания реки $H_{пр}$ в бытовых условиях и уклон водотока $J_о$. При сочетании схем а и б на рис. 3 мощность наледи так же, как и для схемы б, определяется с использованием уравнения (28).

2. Глубина промерзания реки в бытовых условиях может определяться расчетом по формуле Стефана (при отсутствии снежного покрова) или по методу Лукьянова (при наличии снежного покрова). Глубина промерзания на перекате в течение всего периода наледобразования, как правило, не меняется ввиду постоянного излияния и замерзания наледной воды на поверхности.

Список литературы

1. Алексеев В.Р. Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты) / В.Р. Алексеев, Н.Ф. Савко. – М.: Наука, 1975. – 205 с.

2. Ельчанинов Е.А. Мероприятия по снижению пучения и осадки грунтов / Е.А. Ельчанинов, Н.П. Сигачев, В.И. Коннов [и др.] // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2014. – №4. – С. 86–90. EDN SADDKF

3. Сигачев Н.П. Обследование участков пучения грунтов оснований линейных горных, природоохранных и других сооружений в Забайкалье / Н.П. Сигачев, В.И. Коннов, С.М. Коробко // Качество жизни населения и экология. Научное издание. Ч. IV. – Пенза: РИО ПГСХА, 2014. – 191 с. EDN SWUMRZ

4. Дашинимаев З.Б. Устройство дренажных сооружений в районах вечной мерзлоты / З.Б. Дашинимаев, Н.П. Сигачев, К.А. Кирпичников // Образование, наука, производство: сборник статей по материалам Всероссийской научно-практической конференции / отв. ред. Д.А. Яковлев. – Чита: Изд-во ЗаБИЖТ, 2018. – С. 96–101. EDN KEUWRH

Коннов Василий Иванович – канд. техн. наук., доцент кафедры «Строительство железных дорог» «Забайкальский институт железнодорожного транспорта – филиал Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Иркутский государственный университет путей сообщения» в г. Чите», Чита, Россия.

Козлова Анна Сергеевна – студентка «Забайкальский институт железнодорожного транспорта – филиал Федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего образования «Иркутский государственный университет путей сообщения» в г. Чите», Чита, Россия.
