

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ ОТТАИВАНИЕ ГРУНТОВ (ПОНЯТИЕ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА)

В.П. Марахтанов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119899, Москва, Воробьевы горы, Россия, administrator@geogr.msu.ru*

Показано, что в основе многих деструктивных процессов в Арктике (термоэрозия, термоабразия, термоденудация, штормовой размыв берегов) лежит термомеханическое оттаивание – послойное оттаивание и удаление грунта под влиянием тепловой энергии воздушных или водных масс и механической энергии земного тяготения или движущейся воды. Предлагается методика расчета величины термомеханического оттаивания, позволяющая количественно оценить интенсивность развития деструктивных процессов. Данная методика применима к оценке интенсивности деструктивных процессов двух типов. Примером процессов первого типа является периодический штормовой размыв берегов. К процессам второго типа относятся термоэрозия, термоабразия и термоденудация.

Мерзлые грунты, деструктивные рельефообразующие процессы, интенсивность, термомеханическое оттаивание

THERMOMECHANICAL THAWING OF GROUND (IDEA AND CALCULATION METHOD)

V.P. Marahtanov

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography,
119899, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia, administrator@geogr.msu.ru*

It is shown that many destructive processes in the Arctic (thermoerosion, thermoabrasion, thermodenudation, stormy erosion of seashore) are caused by thermomechanical thawing – the thawing by layers and removal of ground affected by the thermal energy of air or water masses and mechanical energy of terrestrial gravity or moving water. The method of calculation of the value of thermomechanical thawing allows one to estimate the intensity of destructive processes. This method can be used for the estimation of intensity of destructive processes of two types. An example of the first type process is the coastal periodic stormy erosion. Among the second type processes are thermoerosion, thermoabrasion and thermodenudation.

Frozen ground, destructive relief-formed processes, intensity, thermomechanical thawing

ВВЕДЕНИЕ

На севере Евразии и Северной Америки широко распространены низменные аккумулятивные равнины, сложенные толщей рыхлых льдистых отложений. В летний период здесь проявляются рельефообразующие процессы, обусловленные оттаиванием этих грунтов (термокарст, термоэрозия и т. д.). Поскольку с этими процессами сопряжено разрушение в породе структурных связей, существующих благодаря цементирующему воздействию льда, они получили название деструктивных [Воскресенский, 2001]. Интенсивность деструктивных рельефообразующих процессов можно оценить количественно через величину разрушения (образно говоря, “выедания”) земной поверхности на участках их проявления за теплый сезон. Эта величина лимитируется глубиной возможного оттаивания мерзлого грунта в ходе процесса, так как в мерзлом состоянии рыхлая порода устойчива к воздействию на нее движущих сил

экзогенных рельефообразующих процессов – гравитации и перемещающихся водных или воздушных масс.

Примечательно, что интенсивность деструктивных процессов может в несколько раз, а иногда и на порядок превосходить глубину сезонного оттаивания грунта. Так, береговые уступы, сложенные алевритовым ледовым комплексом в Центральной Якутии, отступали на 7,0–9,5 м при глубине сезонного оттаивания на ненарушенной поверхности порядка 1,0–1,5 м [Арэ, 1985]. Скорость термоабразии морских берегов и речной термоэрозии может достигать десятков метров в год [Арэ, 1985]. Столь значительная интенсивность свойственна деструктивным процессам, при которых происходит удаление оттаявшего грунта, являющегося теплоизолятором (термоэрозия, термоабразия, термоденудация). Подобный эффект можно назвать термомеханическим оттаиванием,

под которым понимается *циклический процесс постоянной скорости оттаивания и удаления грунта при совокупном воздействии тепловой энергии воздушных или водных масс и механической энергии земного тяготения или движущейся воды* [Марахтанов, 1998; Марахтанов, Федоров, 2000]. Величина термомеханического оттаивания мерзлого грунта за теплое время года может служить количественной мерой интенсивности проявления деструктивных рельефообразующих процессов.

Можно выделить два типа проявления термомеханического оттаивания в природе. При первом типе оттаявший слой не удаляется до тех пор, пока силы его сцепления с поверхностью мерзлоты превосходят силы воздействия гравитации или воды. Затем происходит практически мгновенный снос этого слоя, и процесс повторяется. Это наблюдается при отступании склонов, сложенных сильнольдистыми грунтами или льдом, при образовании термоабразионных ниш в морских, озерных и речных берегах, а также при термоэрозионном размыве мерзлого грунта. При этом толщина оттаявшего слоя обычно составляет величину от долей миллиметра до первых сантиметров. При втором типе происходит снос талого грунта не по поверхности мерзлоты, а по поверхности нижележащей оттаявшей грунтовой массы, причем оттаивание грунта и его снос разделены значительным промежутком времени, за который может накопиться довольно мощная талая толща (до 1 м и более). Это характерно для периодического штормового размыва береговых откосов [Арэ, 1985]. Несмотря на все различия, обоим типам присуща общая особенность – наличие циклов оттаивание–снос. Учитывая цикличность процесса, можно разработать методику расчета величины термомеханического оттаивания.

ИСХОДНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ К РАЗРАБОТКЕ МЕТОДИКИ

Рассмотрим сначала некоторые общие положения, служащие исходными предпосылками к разработке данной методики. Введем понятие коэффициента тепловой устойчивости грунта K , под которым в данном случае понимается отношение количества тепла B , затраченного на оттаивание мерзлого грунта, к мощности оттаявшего слоя H :

$$K = \frac{B}{H}. \quad (1)$$

Величина K характеризует эффективность расходования тепла на оттаивание, причем можно утверждать, что при прочих равных условиях (одинаковые теплофизические свойства и температура грунта) эта величина тем выше, чем большее количество тепла получил грунт, и наоборот. Физическим обоснованием этого является тот факт, что в процессе оттаивания возрастает мощ-

ность теплоизолирующего талого слоя, вследствие чего скорость оттаивания уменьшается. В соответствии с (1) мощность оттаявшего слоя рассчитывается по формуле

$$H = \frac{B}{K}. \quad (2)$$

Допустим, за какое-то время грунт получил от внешней среды (воздуха или воды) количество тепла, равное B . При этом в результате проявления деструктивного рельефообразующего процесса грунт претерпел циклы оттаивание–снос общим числом n , получая в ходе каждого i -го цикла количество тепла B_i . Величина термомеханического оттаивания H_{TM} вычисляется согласно формуле

$$H_{\text{TM}} = \sum_{i=1}^n \frac{B_i}{K_i} = \sum_{i=1}^n H_i, \quad (3)$$

где K_i и H_i – коэффициент тепловой устойчивости и толщина оттаявшего слоя за цикл. На участках, где процессы не проявлялись, величина оттаивания грунта ξ за то же время равна

$$\xi = \sum_{i=1}^n \frac{B_i}{K} = \frac{B}{K}. \quad (4)$$

Так как $K_i < K$, то $H_{\text{TM}} > \xi$ (при этом, чем большее количество циклов оттаивание–снос претерпел грунт, тем больше эти различия). Влияние удаления оттаявшего слоя на скорость оттаивания грунта можно оценить с помощью термомеханического коэффициента G , показывающего, во сколько раз H_{TM} больше ξ :

$$G = \frac{H_{\text{TM}}}{\xi}. \quad (5)$$

Принципиален вопрос, в каких единицах измерять количество тепла B , а также какой вид должна иметь формула расчета толщины оттаявшего слоя H_i в ходе цикла оттаивание–снос. Желательно, чтобы величина B была легко определима, т. е. не требовалось сложных теплотехнических расчетов. Необходимо также, чтобы в каждом конкретном месте можно было установить характер изменения B в течение всего периода оттаивания грунта, что важно при разработке различных прогнозных схем. Обоим требованиям отвечает величина B , равная произведению температуры внешней среды (воздуха или воды) на время, например, измеряемая в теплоградусо-сутках ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{сут}$). При расчете глубины оттаивания грунта H_i должно учитываться именно это количество тепла.

ФОРМУЛА РАСЧЕТА ГЛУБИНЫ ОТТАИВАНИЯ ГРУНТА

Существуют формулы, позволяющие рассчитать H_i в зависимости от температуры поверхности грунта и времени [Балобаев, 1962; Перльштейн, 2002]. Достоинством этих формул является их физическая корректность, поскольку они учитывают

составляющие уравнения радиационно-теплового баланса. Однако эта корректность оборачивается затруднениями при практическом использовании их для прогнозных целей, потому что далеко не всегда можно установить временной ход всех составляющих радиационно-теплового баланса в конкретном месте. В нашем случае представляет интерес формула В.А. Кудрявцева, широко используемая в практике инженерных расчетов. Эта формула для величины оттаивания грунта (ξ , см) имеет следующий вид [Основы..., 1974]:

$$\xi = 100 \frac{-b + \sqrt{b^2 + 4de}}{2d}, \quad (6)$$

где

$$d = \alpha\delta; \quad b = \alpha\nu + \alpha^2\sigma - \beta\delta - \sigma\delta^2; \quad e = \nu\beta + \alpha\beta\delta + \nu\sigma\delta;$$

$$\alpha = A_{cp} + \delta; \quad \beta = (A_0 - |t_\xi|)\sigma; \quad \nu = A_{cp} \xi_{2c};$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\lambda T}{\pi C}}; \quad \delta = \frac{Q}{2C}; \quad A_{cp} = \frac{A_0 - |t_\xi|}{\ln \frac{A_0 - \delta}{|t_\xi| + \delta}}; \quad \xi_{2c} = \frac{\beta}{\alpha};$$

t_ξ – среднегодовая температура грунта, °С; A_0 – физическая амплитуда годового колебания температуры на поверхности грунта, °С; Q – теплота фазовых переходов, ккал/м³; C – теплоемкость талого грунта, ккал/(м³ · °С); λ – коэффициент теплопроводности талого грунта, ккал/(м · ч · °С); T – год, равный 8760 ч. В формуле (6) показатели теплофизических свойств грунта выражены через килокалории. В случае использования для расчета ξ теплофизических характеристик с размерностью в системе единиц СИ необходимо величину Q с размерностью кДж/м³ и величину C с размерностью кДж/(м³ · °С) делить на 4,18, а величину λ с размерностью Вт/(м · °С) делить на 1,163.

К сожалению, в формуле (6) теплотраты на оттаивание грунта учитываются не через количество теплоградусо-суток, а через величину теплооборотов в годовом цикле промерзания–оттаивания. Однако существует возможность перехода к величине теплотрат, выраженной через эту сумму. В табл. 1 представлены среднесезонные значения температурных климатических характеристик на 80 метеорологических станциях Российской Арктики [Справочник..., 1974]. Здесь t_v и A_v – среднегодовая температура и физическая амплитуда годового колебания температуры воздуха; $U = A_v - |t_v|$; B – количество теплоградусо-суток. По данным табл. 1 построен график зависимости параметра U от B , представленный на рис. 1. Согласно рисунку, между U и B существует тесная связь (коэффициент корреляции равен 0,96). Эта связь аппроксимируется кубической параболой вида

$$U = 2,59 \cdot 10^{-9} B^3 - 9,48 \cdot 10^{-6} B^2 + 0,01356 B. \quad (7)$$

Таблица 1. Температурные климатические характеристики на метеорологических станциях Российской Арктики

Станция	t_v , °С	A_v , °С	U , °С	B , °С · сут
1	2	3	4	5
Алазея	-15	20,5	5,3	762
Амдерма	-7	13,4	6,4	929
Апапельхино	-13	19,3	6,6	873
Белый Нос	-6,6	13	6,4	1107
Болванский Нос	-6,4	11,9	5,5	707
Бухта Амбарчик	-13	18,7	6	897
Бухта Марии Прончищевой	-14	17,6	3,6	283
Бухта Солнечная	-14	15,7	1,3	110
Бухта Сомнительная	-11	14,2	3,2	235
Бухта Темп	-15	16,9	2,2	184
Бухта Эклипса	-14	16,5	2,7	223
Валкаркай	-13	16	3,5	251
Гыдомямо	-11	18,6	7,4	1321
Залив Благополучия	-9,3	13,2	3,9	285
Земля Бунге	-15	17	1,6	112
Индибирская (Табор)	-15	21	5,8	862
Колымская	-13	22,9	9,5	2071
Красноармейская	-11	19	8	1618
Малые Кармакулы	-5,1	10,8	5,7	966
Марре-Сале	-8,3	14,1	5,8	973
Маточкин Шар	-7,8	12,3	4,5	663
М. Буор-Хая	-14	20	5,9	689
М. Ванкарем	-11	15,4	4,8	532
М. Выходной	-7,7	12	4,3	487
М. Дровяной	-11	15,2	4,5	580
М. Желания	-9,6	11,4	1,8	135
М. Кигиллях	-14	16,8	2,5	207
М. Косистый	-15	19,7	5	748
М. Лескина	-12	17,1	5,6	977
М. Меншикова	-6,3	11,6	5,3	641
М. Нэтгэн	-8,4	15,1	6,7	980
М. Стерлигова	-14	16,2	2,4	225
М. Харасавей	-9,8	14,8	5	749
М. Челюскин	-15	15,6	1,1	80
М. Шалаурова	-14	16,8	2,4	193
М. Шмидта	-12	15,5	3,4	271
М. Каменный	-9,4	17,6	8,2	1426
М. Беллингса	-13	15,5	2,8	208
Нагурская	-11,8	12,1	0,3	40
О. Айон	-13	17,2	4,2	340
О. Белый	-10,4	14,9	4,5	532
О. Вилькицкого	-11	15	4,2	380
О. Врангеля	-11,3	13,7	2,4	161
О. Исаченко	-13,4	14,4	1	78
О. Колочин	-10	14,7	4,7	358
О. Котельный	-14,5	16,2	1,7	166
О. Малый Таймыр	-14,6	15	0,4	47

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5
О. Муостах	-13,2	19,4	6,2	742
О. Преображения	-13,6	17	3,4	271
О. Русский	-14,3	15,6	1,3	62
О. Тыртова	-14,4	15,8	1,4	79
О. Уединения	-12,8	13,3	0,5	49
О. Четырехстолбовой	-13,8	16	2,2	148
О-ва Гейберга	-14	15,1	1,1	75
О-ва Дунай	-14	18,7	4,4	412
О-ва Известий ВЦИК	-12,2	14	1,8	123
О-ва Краснофлотские	-14	14,8	0,8	55
О-ва Правды	-13,9	16	2,1	123
Певек	-10,6	17,7	7,1	1154
Пр. Санникова	-14,9	16,9	2	139
Раучуа	-13,9	18,5	4,6	498
Святой Нос	-13,5	17,4	3,9	345
Се-Яга	-9,8	16,3	6,5	1128
Сопочная Карга	-11,3	19,7	8,4	1570
Столб	-13,2	21,5	8,3	1194
Таймыльыр	-14,5	23	8,5	1288
Тамбей	-10,6	17,9	7,3	837
Талибяха	-10,8	17,2	6,4	1095
Тикси	-13,4	20,4	7	1085
Тюмети	-14,6	24,8	10,2	2014
Устье р. Таймыры	-14,6	17,9	3,3	290
Усть-Зыск	-14,2	24,3	10,1	2002
Усть-Кара	-7,7	14,5	6,8	1123
Усть-Оленек	-14,3	21,2	6,9	1072
Усть-Тарей	-13,4	20,9	7,5	1487
Уэлен	-7,8	13,6	5,8	710
Чаун	-12,8	20,5	7,7	1332
Чокурдах	-14,2	22,6	8,4	1381
Юбилейная (Казачье)	-13,9	24,2	10,3	2042
Югорский Шар	-6,8	12,8	6	914

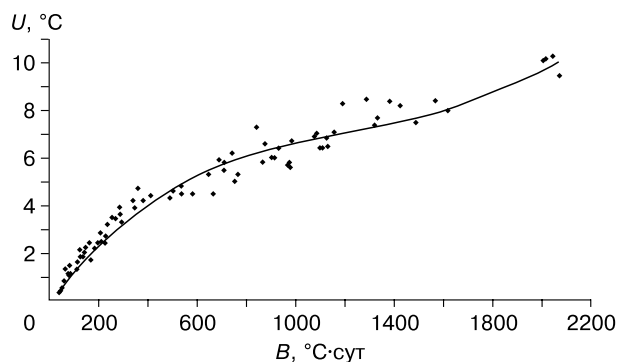


Рис. 1. Зависимость параметра U от количества теплоградусо-суток B на метеорологических станциях Российской Арктики.

В формуле (6) параметры температурного режима грунта t_{ξ} и A_0 рассчитываются путем добавления к параметрам температурного режима воздуха A_B и t_B различных поправок [Основы..., 1974]:

$$|t_{\xi}| = t_B + \Delta t_R + \Delta t_{\text{сн}} \pm \Delta t_p - \Delta t_{\lambda} + \Delta t_{\text{ос}}; \quad (8)$$

$$A_0 = A_B + \Delta A_R - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_p,$$

где Δt_R и ΔA_R – поправки на солнечную радиацию; $\Delta t_{\text{сн}}$ и $\Delta A_{\text{сн}}$ – поправки на влияние снежного покрова; Δt_p и ΔA_p – поправки на влияние растительности; Δt_{λ} и $\Delta t_{\text{ос}}$ – поправки на влияние литологического состава грунта и летних осадков. Сравним между собой две разности: $A_B - |t_B| = U$ и $U' = A_0 - |t_{\xi}|$. Учитывая, что $\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}}$, а также пренебрегая влиянием растительности (поскольку она практически отсутствует на интересующих нас участках проявления деструктивных процессов), можно записать

$$U' = U + \Delta U, \quad (9)$$

где $\Delta U = \Delta t_R + \Delta A_R + \Delta t_{\text{ос}} - \Delta t_{\lambda}$.

Так как $A_0 = |t_{\xi}| + U' = |t_{\xi}| + U + \Delta U$, можно рассчитывать глубину оттаивания грунта по формуле (6), используя в ней вместо амплитуды колебания температуры на поверхности грунта A_0 параметр $|t_{\xi}| + U + \Delta U$, в котором значение U вычисляется в зависимости от количества теплоградусо-суток по эмпирической формуле (7). При этом можно учесть влияние температурной поправки ΔU на оттаивание грунта через количество теплоградусо-суток. Для этого необходимо методом подбора определить по формуле (7) величину B , соответствующую $U + \Delta U$. Например, нужно рассчитать глубину оттаивания грунта при величине $B = 500$ °C·сут и температурной поправке $\Delta U = 2$ °C. Грунт характеризуется следующими показателями: $Q = 105\,000$ ккал/м³, $C = 2100$ кДж/(м³·°C), $\lambda = 1,5$ Вт/(м·°C), $t_{\xi} = -3$ °C. Величина U , рассчитанная по формуле (7) при $B = 500$, составляет 4,7 °C. Глубина оттаивания, рассчитанная по формуле (6) при $A_0 = 7,7$ °C ($A_0 = |t_{\xi}| + U$), равна 96 см. При этом температурная поправка не учитывалась. Методом подбора по формуле (7) определяем величину B при $U' = 6,7$ °C ($U + 2$ °C), получаем $B = 1020$ °C·сут. Этому значению B в формуле (6) соответствует $A_0 = 9,7$ °C, что дает глубину оттаивания 119 см. Учет влияния температурной поправки ΔU на глубину оттаивания посредством установления количества тепла B , эквивалентного этой величине, необходим для корректировки исходных данных при определении величины термомеханического оттаивания грунта в прогнозе деструктивных рельефообразующих процессов. Пример такого прогноза представлен ниже.

**ПРОГНОЗ ВЕЛИЧИНЫ ШТОРМОВОГО
РАЗМЫВА БЕРЕГОВОГО ОТКОСА**

Допустим, мы располагаем данными о средне-суточных температурах воздуха в летний период в районе берегового откоса, подверженного периодическому размыву штормами, а также о теплофизических свойствах и температуре грунтов, слагающих откос. Известно также, что величина температурной поправки составляет 2 °С. Необходимо определить величину размыва при двух вариантах штормового воздействия. В обоих случаях число штормов равно трем, но распределены они во времени неодинаково. При варианте I штормы происходили в конце июня, в конце июля и в конце второй декады сентября, при варианте II – в конце августа и по окончании первой и второй декад сентября. Исходные данные и результаты расчетов представлены в табл. 2. Количество теплоградусо-суток за теплый сезон равно 1020 °С · сут, а с учетом температурной поправки – 1770 °С · сут, т. е. в 1,735 раз больше. Поэтому значение накопленного к концу каждой декады количества теплоградусо-суток (графа 5 табл. 2) умножается на 1,735 и таким путем получают значения *B* в графе 6, которые используются для расчета глубины оттаивания по формуле (6).

При прогнозе величины штормового размыва берегового откоса считалось, что в ходе шторма

с поверхности мерзлоты смывается весь слой оттаявшего к моменту шторма грунта. Это подтверждается данными натурных наблюдений. Так, А.М. Камалов и Ф.А. Романенко проводили наблюдения за размывом береговых откосов высотой 8–15 м, сложенных песчано-алевритовой толщей, на западном побережье Байдарацкой губы в начале октября 1993 г. Наблюдения велись на участке берега протяженностью около 400 м. За время шторма, продолжавшегося 23 ч (при высоте волны 2,0–2,5 м и скорости ветра 12 м/с), на всем участке наблюдений с поверхности многолетнемерзлых пород был практически полностью смыт сезонноталый слой мощностью до 1,5 м [Маракханов, 1998].

Результаты расчетов (см. табл. 2) показывают, насколько сильное влияние на скорость отступления берегового откоса оказывает временная динамика штормовой деятельности. При варианте I суммарная величина размыва оказалась в 1,7 раза больше, чем при варианте II, хотя в обоих случаях число штормов и общее количество теплоградусо-суток были одинаковыми. Различались и значения термомеханического коэффициента *G* (см. табл. 2). Очевидно, здесь основную роль сыграло различие в количестве тепла, полученного оттаивающим грунтом в промежутках между штормами. При варианте I это количество равнялось 1302 °С · сут, при варианте II – лишь 201 °С · сут.

Таблица 2. Исходные данные и результаты прогноза штормового размыва берегового откоса

Месяц	Декада	Средне-суточная температура воздуха, °С	<i>B</i> , °С · сут			<i>B</i> для расчета оттаивания и размыва, °С · сут	Величина штормового размыва берегового откоса, см		
			за декаду	накопленная на конец декады	накопленная, с учетом температурной поправки в 2 °С		Вариант		
						I	II	I	II
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Июнь	I	5	50	50	87	468		103	
	II	10	100	150	260				
	III	12	120	270	468				
Июль	I	12	120	390	677	729		120	
	II	15	150	540	937				
	III	15	150	690	1197				
Август	I	13	130	820	1423				
	II	8	80	900	1562				
	III	6	60	960	1666				
Сентябрь	I	4	40	1000	1735	573	1666		148
	II	2	20	1020	1770				
Суммарная величина размыва <i>H</i> , см								334	201
Термомеханический коэффициент <i>G</i> ($G = H/\xi$, $\xi = 153$ см)								2,2	1,3

Примечание. Откос сложен грунтом со следующими характеристиками: $t_{\xi} = -3$ °С, $Q = 84\,000$ кДж/м³, $C = 2100$ кДж/(м³ · °С), $\lambda = 1,5$ Вт/(м · °С).

ПРЕДЕЛЬНАЯ ВЕЛИЧИНА ТЕРМО-МЕХАНИЧЕСКОГО ОТТАИВАНИЯ ГРУНТА

Рассмотренный выше пример соответствовал второму типу проявления термомеханического оттаивания в природе (см. выше), когда число циклов оттаивание–снос было невелико (три цикла). Перейдем теперь к другому случаю, характерному для таких деструктивных рельефообразующих процессов, как термоэрозия, термоабразия и термоденудация склонов, сложенных сильнольдистыми многолетнемерзлыми породами. Рассмотрим, как влияет на термомеханическое оттаивание увеличение числа циклов оттаивание–снос. В табл. 3 представлены результаты расчетов для двух разных грунтов при двух значениях их температуры. Значения показателей в табл. 3 для одного цикла соответствуют отсутствию механического воздействия на грунт, т. е. обычному сезонному оттаиванию грунта. Анализ данных показывает, что при увеличении числа циклов рост всех показателей замедляется и они стремятся к некоторым предельным значениям. Эти предельные значения практически не отличаются от значений при толщине оттаявшего слоя порядка нескольких миллиметров или первых сантиметров, которая, очевидно, характерна для упомянутых выше деструктивных процессов. Следовательно, эти предельные значения могут быть использованы для оценки интенсивности проявления данных про-

цессов. При этом достаточно среди всех показателей рассмотреть коэффициент тепловой устойчивости грунта K , с помощью которого по формуле (2) можно рассчитать величину термомеханического оттаивания грунта в зависимости от количества тепла, полученного грунтом от внешней среды (воздуха или воды), а по формуле (5) – величину термомеханического коэффициента G .

Предельное значение коэффициента тепловой устойчивости ($K_{пр}$) не зависит от количества тепла B , а зависит только от теплофизических свойств и температуры грунта. Другими словами, $K_{пр}$ характеризует предельную способность к термомеханическому разрушению этого грунта при данной его температуре. Поэтому представляет интерес выявить зависимость $K_{пр}$ от теплофизических свойств и температуры грунта. С этой целью были определены значения $K_{пр}$ при различных сочетаниях значений рассматриваемых характеристик грунта. Теплота фазовых переходов Q менялась от 21 000 до 252 000 кДж/м³ с интервалом в 21 000 кДж/м³. Теплоемкость талого грунта C принималась равной 1260, 2100 и 3360 кДж/(м³·°C). Теплопроводность талого грунта $\lambda = 1,163$ Вт/(м·°C). Температура грунта $t_{гр}$ изменялась через 1 °C от 0 до –10 °C. Таким образом, было выполнено 396 вычислений значений $K_{пр}$. При этом выяснилось, что изменение $K_{пр}$ при варьировании указанных параметров носит закономерный характер. В результате статистической обра-

Таблица 3. Зависимость показателей термомеханического оттаивания грунта от числа циклов оттаивание–снос, теплофизических свойств и температуры грунта

Теплофизические свойства грунта	Число циклов	$B_p, \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{сут}$	$t_{гр} = -1 \text{ } ^\circ\text{C}$				$t_{гр} = -5 \text{ } ^\circ\text{C}$			
			$H_p, \text{ см}$	K_i	$H_{тм}, \text{ см}$	G	$H_p, \text{ см}$	K_i	$H_{тм}, \text{ см}$	G
$Q = 63 \cdot 10^3 \text{ кДж/м}^3,$ $C = 2100 \text{ кДж/(м}^3 \cdot \text{ } ^\circ\text{C)},$ $\lambda = 1,51 \text{ Вт/(м} \cdot \text{ } ^\circ\text{C)}$	1	1000	171	5,86	171	1,0	128	7,81	128	1,0
	2	500	141	3,54	282	1,7	101	4,93	203	1,6
	5	200	95	2,11	473	2,8	61	3,29	304	2,4
	10	100	65	1,53	653	3,8	37	2,71	369	2,9
	20	50	43	1,16	863	5,1	21	2,39	419	3,3
	50	20	23	0,85	1175	6,9	9	2,18	460	3,6
	100	10	14	0,71	1409	8,3	5	2,10	476	3,7
	1000	1	2	0,53	1890	11,1	0,5	2,03	493	3,9
	10 000	0,1	0,2	0,50	1982	11,6	0,05	2,02	495	3,9
	100 000	0,01	0,02	0,50	1993	11,7	0,005	2,02	495	3,9
$Q = 210 \cdot 10^3 \text{ кДж/м}^3,$ $C = 3360 \text{ кДж/(м}^3 \cdot \text{ } ^\circ\text{C)},$ $\lambda = 1,163 \text{ Вт/(м} \cdot \text{ } ^\circ\text{C)}$	1	1000	83	12,00	83	1,0	67	14,84	67	1,0
	2	500	69	7,23	138	1,7	54	9,29	108	1,6
	5	200	47	4,27	234	2,8	33	6,06	165	2,4
	10	100	33	3,05	328	3,9	21	4,85	206	3,1
	20	50	22	2,25	444	5,3	12	4,15	241	3,6
	50	20	13	1,59	631	7,6	5	3,67	273	4,0
	100	10	8	1,27	788	9,4	3	3,48	287	4,3
	1000	1	1,2	0,83	1200	14,4	0,3	3,31	302	4,5
	10 000	0,1	0,13	0,76	1309	15,7	0,03	3,29	304	4,5
	100 000	0,01	0,013	0,76	1322	15,9	0,003	3,29	304	4,5

Таблица 4. Зависимость предельного коэффициента тепловой устойчивости грунта первого ($K_{пр.1}$) и второго ($K_{пр.2}$) типов от температуры грунта ($t_{гр}$)

$t_{гр}, ^\circ\text{C}$	$K_{пр.1}$	$K_{пр.2}$	$K_{пр.2}/K_{пр.1}$
0	0,00	0,00	–
–1	0,35	0,81	2,3
–2	0,67	1,59	2,4
–3	0,98	2,34	2,4
–4	1,27	3,06	2,4
–5	1,54	3,75	2,4
–6	1,79	4,41	2,5
–7	2,03	5,04	2,5
–8	2,24	5,64	2,5
–9	2,44	6,22	2,5
–10	2,62	6,76	2,6

ботки данных была получена эмпирическая формула для расчета величины $K_{пр}$:

$$K_{пр} = 1,078\lambda^{-0,5}\{[(a_1C + b_1)Q^2 + (a_2C + b_2)Q + a_3C + b_3]t^2 + [(a_4C + b_4)Q^2 + (a_5C + b_5)Q + a_6C + b_6]\}|t\}, \quad (10)$$

где $a_1 = 2,24 \cdot 10^{-7}$, $b_1 = -2,45 \cdot 10^{-7}$, $a_2 = -8,04 \cdot 10^{-5}$, $b_2 = 1,16 \cdot 10^{-4}$, $a_3 = 1,71 \cdot 10^{-3}$, $b_3 = -1,38 \cdot 10^{-2}$, $a_4 = -1,59 \cdot 10^{-6}$, $b_4 = -1,92 \cdot 10^{-6}$, $a_5 = 7,58 \cdot 10^{-4}$, $b_5 = 5,36 \cdot 10^{-4}$, $a_6 = 0,0487$, $b_6 = 0,3434$. Единицы измерения величин: C – тыс. кДж/(м³·°C); Q – тыс. кДж/м³; λ – Вт/(м·°C); $K_{пр}$ – °C·сут/см.

С помощью формулы (10) можно выполнить количественную оценку предельно возможной интенсивности деструктивных рельефообразующих процессов, при которых происходит постоянное удаление тонкого слоя оттаявшего грунта с поверхности мерзлоты. Для этого необходимо количество тепла B (в теплоградусо-сутках), полученное грунтом от внешней среды (воздуха или воды), разделить на значение предельного коэффициента тепловой устойчивости $K_{пр}$, рассчитанное по формуле (10), в результате чего определяется значение предельной величины термомеханического оттаивания $H_{пр}$, выраженное в сантиметрах. Представляет интерес оценить возможный диапазон изменения предельной способности мерзлого грунта к термомеханическому оттаиванию. С этой целью рассмотрим зависимость предельного коэффициента тепловой устойчивости от температуры грунтов двух типов, резко различающихся по своим теплофизическим свойствам. Для первого типа $Q = 21 \cdot 10^3$ кДж/м³, $C = 1260$ кДж/(м³·°C), $\lambda = 1,744$ Вт/(м·°C); для второго – $Q = 252 \cdot 10^3$ кДж/м³, $C = 3360$ кДж/(м³·°C), $\lambda = 1,163$ Вт/(м·°C). Результаты расчетов по формуле (10) приведены в табл. 4. По данным табл. 4 построены графики, представленные на рис. 2.

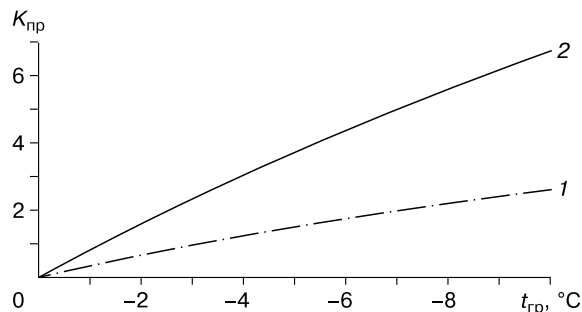


Рис. 2. Зависимость предельного коэффициента тепловой устойчивости $K_{пр}$ от температуры грунта при различных значениях теплофизических характеристик:

1 – $Q = 21 \cdot 10^3$ кДж/м³, $C = 1260$ кДж/(м³·°C), $\lambda = 1,744$ Вт/(м·°C); 2 – $Q = 252 \cdot 10^3$ кДж/м³, $C = 3360$ кДж/(м³·°C), $\lambda = 1,163$ Вт/(м·°C).

Видно, что величина $K_{пр}$, а значит, и предельное термомеханическое оттаивание грунта $H_{пр}$ существенно зависят от его температуры. Так, при одинаковой температуре величина $K_{пр}$ у грунта второго типа в 2,3–2,6 раза больше, чем у грунта первого типа. В то же время примерно во столько же раз возрастает $K_{пр}$ при понижении температуры всего лишь на 2 °C (от –1 до –3 °C).

Факт существенной зависимости $H_{пр}$ от температуры грунта подтверждается также экспериментально. Было изучено оттаивание двух образцов льда цилиндрической формы, диаметром 18 см и высотой 11 см. В первом случае образец был заморожен до температуры –17 °C, во втором – до –4 °C. Величина оттаивания измерялась по линейке, вмороженной в центр образцов. Для удаления образующейся при оттаивании воды поверхности образцов придавался уклон. Результаты эксперимента представлены в табл. 5 и на рис. 3 (где точки – данные эксперимента, линии – аппроксимирующие кривые).

Полученные данные свидетельствуют об увеличении скорости оттаивания в процессе опытов, что можно объяснить постоянным повышением температуры оттаивающих образцов. Каждый последующий слой льда оттаивал при все более высокой температуре и, соответственно, более низком коэффициенте тепловой устойчивости льда. В интервале значений количества тепла, полученного льдом от воздуха, в пределах 0–9 °C·сут (опыт с образцом с начальной температурой $t_0 = -4$ °C) были определены аппроксимирующие функции величины оттаивания (H) от количества тепла (B):

$$H = 0,1B^2 + 1,69B \text{ при } t_0 = -17 \text{ } ^\circ\text{C},$$

$$H = 0,44B^2 + 1,03B \text{ при } t_0 = -4 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

Таблица 5. Результаты экспериментального исследования термомеханического оттаивания (величины стаивания) образцов льда

Время, ч	Температура воздуха, °С	$B, °C \cdot \text{сут}$	Стаивание, мм
$t_0 = -17 °C$			
0	17	0,00	0
1	17	0,71	1
2	17	1,42	2
3	17	2,13	3
4	17	2,83	5
5	17	3,54	7
6	17	4,25	9
7	17	4,96	11
8	17	5,67	13
9	17	6,38	15
10	17	7,08	17
11	17	7,79	18
12	17	8,50	20
13	17	9,21	23
14	17	9,92	25
15	17	10,63	27
16	17	11,33	29
17	17	12,04	31
18	17	12,75	33
19	17	13,46	35
20	17	14,17	37
21	17	14,88	37
22	17	15,58	40
23	17	16,29	44
24	17	17,00	48
25	17	17,71	53
26	17	18,42	55
До истечения следующего часа образец разрушился			
$t_0 = -4 °C$			
0	20	0,00	0
1	20	0,83	2
2	22	1,75	5
3	21	2,63	7
4	21	3,50	10
5	21	4,38	13
6	21	5,25	16
7	22	6,17	21
8	22	7,08	28
9	24	8,08	38
10	23	9,04	46
До истечения следующего часа образец разрушился			

Соответственно, скорость изменения H в первом случае равна $\delta H/\delta B = 0,2B + 1,69$, во втором – $\delta H/\delta B = 0,88B + 1,03$. Коэффициент при B во втором случае оказался в 4,4 раза больше. Интересно, что примерно так же соотносятся значения начальных температур образцов ($17:4 = 4,3$).

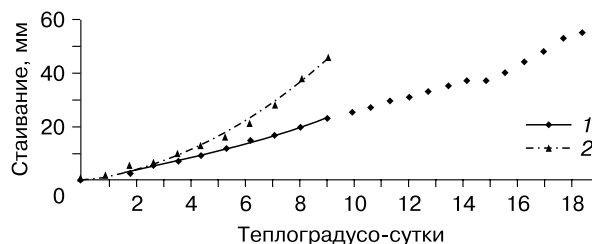


Рис. 3. Зависимость величины стаивания образцов льда с различной начальной температурой (t_0) от количества теплоградусо-суток:

1 – $t_0 = -17 °C$; 2 – $t_0 = -4 °C$.

Таким образом, при изучении деструктивных процессов, в основе которых лежит термомеханическое оттаивание грунтов, необходимо учитывать их температуру. В частности, в этом случае можно объяснить результаты некоторых экспериментов, которые ранее вызывали вопросы. Так, при исследовании стаивания ледяных обнажений на о. Муостах было выявлено резкое различие в скорости стаивания в начальный (примерно до 15 июля) и последующий периоды наблюдений, объяснение чему найдено не было (см. рис. 2.5 в [Арэ, 1985]). Повышенная скорость стаивания в начальный период, вероятно, была связана с более высокой температурой приповерхностного слоя оттаявшего льда мощностью порядка 1,0–1,5 м по сравнению с температурой остальной ледяной толщи (предположительно, температуры различались примерно в 2 раза).

Среди факторов, влияющих на температуру грунтов на низменных аккумулятивных равнинах криолитозоны, главную роль играет снежный покров. При этом участки проявления деструктивных процессов нередко являются очагами скопления снега (подножия “термоцирков” и береговых откосов, днища термоэрозионных оврагов), что способствует повышению температуры грунтов и снижению их тепловой устойчивости по сравнению с другими участками. Отопляющее влияние снежной толщи ($\Delta t_{\text{сн}}$) на склонах можно рассчитать по сокращенной формуле В.А. Кудрявцева [Основы..., 1974]:

$$\Delta t_{\text{сн}} = \frac{A_{\text{в}}}{2} \left[1 - \exp \left(-z \sqrt{\frac{\pi}{kT}} \right) \right], \quad (11)$$

где $A_{\text{в}}$ – метеорологическая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха, °С; z – высота снежного покрова, м; k – коэффициент теплопроводности снега, $\text{м}^2/\text{ч}$ ($k = 0,013\rho$, где ρ – плотность снега, $\text{г}/\text{см}^3$); $T = 8760$ ч. При этом величину z можно принять равной половине величины h на рис. 4, отображающем характер залегания снежной толщи на склоне (поверхность снега показана штриховой линией). Величина h вычисляется по формуле

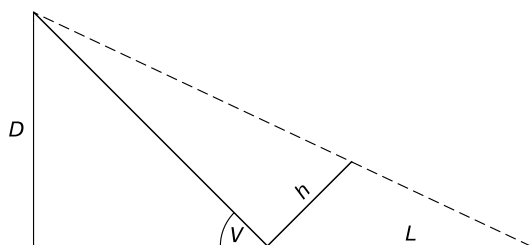


Рис. 4. Схема залегания снежной толщи на склоне:

D – высота склона, L – расстояние от подошвы склона до подошвы снежной толщи, V – угол склона, h – мощность снежной толщи в основании склона.

$$h = L \frac{\sin\left(\arctg \frac{D}{L + D \operatorname{ctg} V}\right)}{\sin\left(\frac{\pi}{2} - V + \arctg \frac{D}{L + D \operatorname{ctg} V}\right)}, \quad (12)$$

где D – высота склона, м; L – расстояние от подошвы склона до подошвы снежной толщи, м; V – угол склона, град (см. рис. 4). Например, при $D = 5$ м, $L = 7$ м, $V = 70^\circ$ величина h составляет 4,5 м. Принимая $z = 2,3$, по формуле (11) находим, что, например, $\Delta t_{\text{сн}} = 7,9^\circ \text{C}$ при $\rho = 0,25 \text{ г/см}^3$ и $\Delta t_{\text{сн}} = 9^\circ \text{C}$ при $\rho = 0,17 \text{ г/см}^3$.

Различия в условиях снегонакопления на разных элементах рельефа должны сказаться (через температуру грунтов) на интенсивности термомеханического оттаивания. Так, на арктических островах лед береговых уступов может иметь более высокую температуру по сравнению со льдом наледей в гораздо более южных районах (поскольку на наледях снег плохо накапливается). Возможно, именно это объясняет большую скорость стаивания льда в обнажении на о. Муостах по сравнению с наледями в Центральной Якутии [Арэ, 1985].

ВЫВОДЫ

1. Понятие термомеханического оттаивания грунта проясняет физическую сущность деструктивных рельефообразующих процессов в криолизоне.

2. Циклический характер термомеханического оттаивания позволил разработать методику расчета его величины, служащей мерилем интенсивности деструктивных процессов.

3. Интенсивность деструктивных процессов с небольшим числом циклов оттаивание–снос (например, периодический штормовой размыв береговых откосов) оценивается через сумму величин оттаивания грунта в ходе этих циклов, рассчитанных по модифицированной формуле В.А. Кудрявцева.

4. Интенсивность деструктивных процессов с большим числом циклов оттаивание–снос (например, термоденудации склонов, сложенных сильнотальдыстыми отложениями или льдом) оценивается с помощью предельного коэффициента тепловой устойчивости, вычисляемого по эмпирической формуле (10).

5. Предельный коэффициент тепловой устойчивости существенно зависит от температуры оттаивающего грунта.

Автор признателен д-ру геогр. наук В.Л. Познанину за ценные советы по улучшению структуры работы.

Литература

- Арэ Ф.Э.** Основы прогноза термоабразии берегов. Новосибирск, Наука, 1985, 171 с.
- Балобаев В.Т.** Протаивание мерзлых горных пород при взаимодействии с атмосферой // Тепло- и массообмен в мерзлых толщах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 105–116.
- Воскресенский К.С.** Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. М., Изд-во МГУ, 2001, 200 с.
- Марахтанов В.П.** Оценка тепловых условий динамики арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во МГУ, 1998, с. 49–64.
- Марахтанов В.П., Федоров В.М.** Динамика тепловых условий таяния льдов Российской Арктики в XX веке // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 4, с. 107–117.
- Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях.** М., Изд-во МГУ, 1974, 431 с.
- Перльштейн Г.З.** Теплообмен деятельного слоя с атмосферой: теоретические и прикладные аспекты // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 1, с. 25–29.
- Справочник по климату Советской Арктики.** Ч. II // Тр. ААНИИ. Л., 1974, 161 с.

Поступила в редакцию
10 апреля 2006 г.