

## КРИОЛИТОГЕНЕЗ

УДК 581.526:502.7(571.1)

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2(29-37)

ЛЬДИСТОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД,  
СЛАГАЮЩИХ БУГРЫ ПУЧЕНИЯ В БАССЕЙНЕ РЕКИ НАДЫМН.М. Бердников<sup>1</sup>, А.Г. Гравис<sup>1</sup>, Д.С. Дроздов<sup>1-4</sup>, О.Е. Пономарева<sup>1,2</sup>,  
Н.Г. Москаленко<sup>1</sup>, Ю.Н. Бочкарев<sup>1,5</sup><sup>1</sup>Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; nikolaj-berdnikov@yandex.ru<sup>2</sup>Российский государственный геолого-разведочный университет (МГРИ–РГГУ),  
117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 23, Россия<sup>3</sup>Тюменский государственный нефтегазовый университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 56, Россия<sup>4</sup>Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия<sup>5</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,  
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

В северной тайге Западной Сибири широко распространены высокольдистые бугры пучения “классического типа”, наряду с ними распространены морфологически различные формы бугристого рельефа. От “классических” бугров они отличаются размерами и более плоской формой привершинной поверхности. Для установления генезиса этих плосковершинных бугров проанализирована информация о суммарной мощности ледяных прослоев и объемной льдистости пород за счет ледяных включений, полученная по кернам скважин глубиной 10 м. Выявлена хорошая корреляционная связь между высотой поверхности плосковершинных бугров и объемной льдистостью слагающих их пород. Породы, слагающие плосковершинные бугры, имеют более высокую объемную льдистость, чем понижения между ними. Эти факты указывают на локальный характер льдонакопления и свидетельствуют о том, что изучаемые формы рельефа образовались в результате криогенного пучения и не являются термоостанцами.

*Бугор пучения, термоостанец, льдистость, сегрегационный лед, объемная льдистость, локальное льдонакопление*

## GROUND ICE CONTENT OF FROST MOUNDS IN THE NADYM RIVER BASIN

N.M. Berdnikov<sup>1</sup>, A.G. Gravis<sup>1</sup>, D.S. Drozdov<sup>1-4</sup>, O.E. Ponomareva<sup>1,2</sup>, N.G. Moskalenko<sup>1</sup>, Yu.N. Bochkarev<sup>1,5</sup><sup>1</sup> Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS,

P/O box 1230, Tyumen, 625000, Russia; nikolaj-berdnikov@yandex.ru

<sup>2</sup> Russian State Geological Prospecting University (MGRI–RSGPU), 23, Miklukho-Maclay str., Moscow, 117997, Russia<sup>3</sup> Tyumen State Oil and Gas University, 56, Volodarskogo str., Tyumen, 625000, Russia<sup>4</sup> Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia<sup>5</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia

The “classic type” ice-cored frost mounds are widespread in the northern taiga of Western Siberia. Besides, morphologically different forms of permafrost-related hummocky terrain are developed, differentiating from the “classic” frost mounds by size and flat tops. Using core samples from the ten-meter deep boreholes, we have analyzed the total thickness of segregated ice and the contribution of ice inclusions to the total soil ice content, to determine the origin of such flat-topped frost mounds. A good correlation has been revealed between surface elevations and volumetric ice content of sediments composing the mounds, whose iciness is found to be higher than in the depressions between them. These facts indicate the local nature of ice segregation and therefore suggest that the investigated landforms were formed by the frost heave processes, rather than being remnant permafrost landforms.

*Frost mound, remnant permafrost peat landforms, ice content, segregation ice, volumetric ice content*

## ВВЕДЕНИЕ

В работах отечественных исследователей дана характеристика криогенного строения, морфологии и генезиса бугров и бугристых торфяников [Пьявченко, 1949, 1955; Константинова, 1963; Попов, 1967; Белопухова, 1972; Шполянская, Евсеев, 1972; Евсеев, 1976; Васильчук, 1978; Васильчук,

Лахтина, 1986; Каушерюк, Трофимов, 1988; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1998]. Однако по некоторым вопросам, связанным с генезисом бугров, мнения различаются. Так, согласно А.И. Попову [1967, с. 206], высота миграционного бугра пучения соответствует суммарной мощности сегрегационного

льда в горизонте активного криолитогенеза. Позднее Ю.К. Васильчук установил, что в значительной части случаев высота бугра отличается от суммарной мощности прослоев сегрегационного льда либо льдистое ядро залегает на глубине более 10–12 м. Кроме того, некоторые исследователи отмечают термоостанцовый генезис отдельных бугров. Под термоостанцами понимаются останцовые бугры, представляющие собой холмы термокарстового происхождения, возвышающиеся над окружающей поверхностью, сниженной в результате вытаявания подземных льдов [Тимофеев, Втюрина, 1983, с. 158]. Для северной тайги Западной Сибири термоостанцовые бугры описаны А.П. Тыртиковым [1979, с. 82]. По мнению Н.Я. Пьявченко, крупнобугристый торфяник образуется благодаря эрозионно-термокарстовому расчленению полигональных торфяников.

#### КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ ОТ ТЕРМООСТАНЦОВ

В северной тайге Западной Сибири широко распространены бугры пучения и бугристые торфяники. Среди них есть формы рельефа, возникшие в результате криогенного пучения, и термоостанцы. Часть бугристых форм рельефа по своей морфологии являются буграми пучения “классического типа”. Это обособленные формы рельефа, имеющие округлую форму в плане и высокую льдистость. Их морфология свидетельствует, что эти формы рельефа образовались в результате криогенного пучения. Вместе с ними существуют и морфологически отличные формы бугристого рельефа. Они имеют сросшиеся основания и выпуклые поверхности, переходящие одна в другую. На некоторых бугристых торфяниках видны следы эрозионного воздействия. Происхождение таких бугристых форм рельефа может быть связано как с пучением, так и с эрозионно-термокарстовым расчленением первичной поверхности. Если морфология формы рельефа не может однозначно свидетельствовать о пучении, то важно найти криолитологические критерии отличия бугров пучения от термоостанцов. Таким критерием является распределение льдистости по разрезу.

Согласно определению В.А. Кудрявцева, “формирование бугров пучения связано с процессами повышенного льдообразования в локальных участках...”. В случае с миграционными буграми пучения “интенсивное локальное льдонакопление может происходить благодаря образованию и накоплению сегрегационного льда вследствие миграции влаги...” [Общее мерзлотоведение..., 1978, с. 234].

Таким образом, основным критерием, позволяющим отличить миграционный бугор пучения

от термоостанца, является повышенное (по сравнению с окружающей территорией) локальное накопление сегрегационного льда (льдистое ядро) в разрезе бугра, т. е. должна присутствовать разница в суммарной мощности прослоев сегрегационного льда в разрезе осевой части бугра и межбугрового понижения. Кроме того, по мнению А.И. Попова, должно наблюдаться соответствие высоты бугра и суммарной мощности прослоев сегрегационного льда до глубины 8–13 м.

Согласно данным Ю.К. Васильчука, отличительной чертой большинства миграционных бугров пучения является преобладание высоты бугра над общей мощностью ледяных шпиров (разница может достигать 4–6 м). Это объясняется различными факторами, в том числе эрозионной деятельностью, которая приводила к “выносу грунтовой массы из околобугровых пространств, что лишь в незначительной степени компенсировалось сносом вещества с поверхности бугров” [Васильчук и др., 2008, с. 174].

Кроме того, “в целом ряде бугров глубина залегания ледяного ядра превышает 12–15 м и в процессе неглубокого бурения лед не обнаруживается” [Васильчук, 1983, с. 102].

Характеризуя выпуклобугристые торфяники, А.И. Попов отмечает высокую степень льдистости пород до глубины 15–20 м. Причем если высота бугров пучения должна соответствовать суммарной мощности льда в горизонте активного криолитогенеза, то суммарная мощность льда верхней части горизонта пассивного криолитогенеза соответствует общей высоте торфяного массива [Попов, 1967, с. 207].

Опираясь на данные Ю.К. Васильчука [1983, с. 102], можно утверждать, что высота бугров пучения (особенно с большим (>50 м) диаметром основания) может определяться суммарной мощностью ледяных прослоев во всей толще до глубины 20 м.

По данным В.П. Евсеева [1976, с. 104], объемная льдистость пород за счет ледяных включений в плакорных (не подверженных пучению) условиях равна 10–20 % и не может считаться горизонтом повышенного льдонасыщения. Согласно В.П. Евсееву, значения объемной льдистости за счет ледяных включений для бугров пучения составляют более 20 %.

#### РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследуемая территория расположена в северной тайге Западной Сибири в бассейне р. Хейгияха (приток р. Надым) в пределах III озерно-аллювиальной равнины. Абсолютные отметки поверхности 20–40 м. Среднегодовая температура воздуха составляет –5.6 °С. С поверхности развиты торфяные отложения мощностью до 1.5 м (реже до 5 м). Под ними залегают озерно-аллювиаль-

ные отложения, в которых сложным образом чередуются и замещаются супеси, суглинки и пески. Последние образуют водонасыщенный горизонт. Кроме того, близко к поверхности залегает кровля потенциально пучинистых суглинистых отложений (от первых метров до 10–15 м). В пределах III озерно-аллювиальной равнины более 70 % площади занимают бугры и бугристые торфяники.

В тыловой части поймы р. Хейгияха с поверхности залегают торфяные отложения мощностью до 6.4 м. Под ними расположены пучинистые суглинистые отложения пойменной фации. Более 90 % поверхности занимают урочища болот.

Температура современных многолетнемерзлых пород на глубине 10 м с конца 1970-х гг. к настоящему времени повысилась: на крупнобугри-

стых торфяниках от  $-1.8$  до  $-0.4$  °С, а на плоскобугристых торфяниках – от  $-1.0$  до  $-0.2$  °С [Москаленко и др., 2012, с. 112]. Лишь для одного высокого (6.7 м) торфяно-минерального бугра (скв. 1-2009) на III озерно-аллювиальной равнине в последние годы (с 2009 по 2017 г.) характерны более низкие температуры, которые достигают  $-1.5$  °С.

#### ЛАНДШАФТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ УЧАСТКОВ

С 2009 по 2013 г. авторами изучались бугры пучения, расположенные в бассейне р. Хейгияха.

Одна из скважин (скв. 4-2009) была заложена на бугре в тыловой части поймы р. Хейгияха (рис. 1, а). Абсолютные отметки поверхности пой-



**Рис. 1. Формы пучения в бассейне р. Хейгияха:**

а – бугор в тыловой части поймы р. Хейгияха высотой 3.1 м, в высокой (на фото слева) части – скв. 4-2009; б – бугор пучения высотой 6.7 м, в северной (на фото справа) части – скв. 1-2009; в – гряда пучения высотой 2.5 м, в осевой части – скв. 11-2012; г – молодая форма пучения высотой 0.35 м, в осевой части – скв. 8-2010; а, б, г – фото Н.М. Бердникова; в – фото А.Г. Грависа.

мы составляют около 18 м. Растительный покров представлен багульниково-кладониевым сообществом с отдельными кедром высотой 5–10 м. Бугор окружен обширным топьяным болотом глубиной 1.5 м. С западной стороны бугор примыкает к уступу III озерно-аллювиальной равнины (хорошо дренированный приречный тип местности). Он состоит из двух частей. Высота первой части 3.1 м (на ней проведено бурение), второй – около 1 м. Между ними располагается обводненное понижение, предположительно находящееся на месте центральной части вытянувшегося льдистого ядра. Поперечник высокой (восточной) части бугра составляет около 10 м. Восточный склон подвержен разрушению и круто обрывается в сторону болота. Разрез бугра сложен торфом до глубины 6.4 м. Да-

лее, до глубины 10 м залегает пойменный суглинок с большим количеством органических включений.

Остальные скважины были пробурены в пределах III озерно-аллювиальной равнины (озерно-болотный тип местности). Они охватывают бугор (скв. 1-2009, см. рис. 1, б) и гряду пучения (скв. 11-2012, см. рис. 1, в). Кроме того, несколько скважин заложено в пределах межбугровых понижений на плоских торфяниках (скв. 2-2009, 3-2009, 12-2013). Одна из скважин пробурена на молодой форме пучения (скв. 8-2010, см. рис. 1, з).

Высокий (6–7 м) бугор пучения (см. рис. 1, б) расположен в пределах III озерно-аллювиальной равнины. Абсолютные отметки поверхности рядом с бугром составляют 25–27 м. Растительность представлена ерничково-багульниково-клаго-

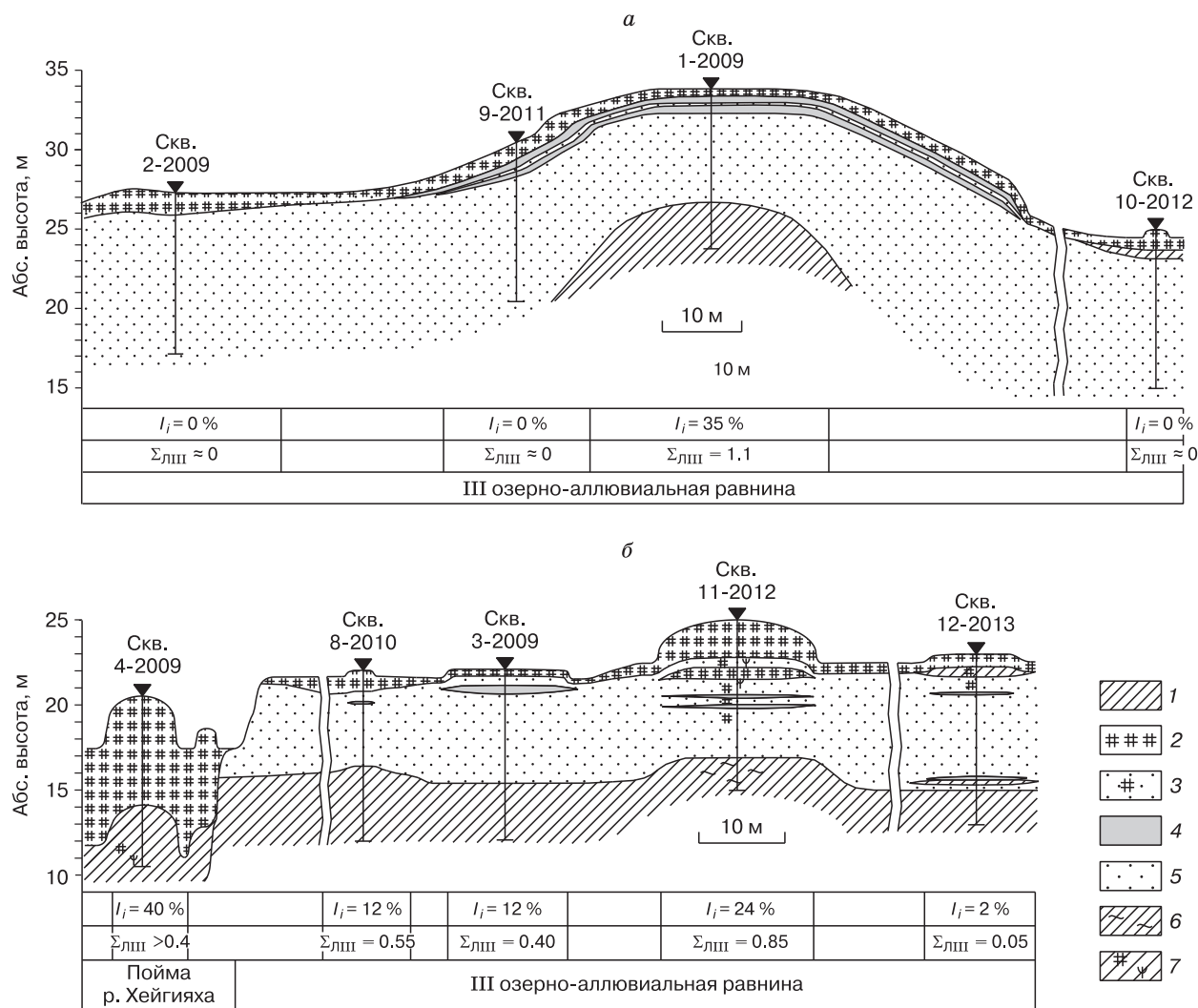


Рис. 2. Схематичные типовые профили бугров пучения в бассейне р. Хейгияха:

а – через высокий (>6 м) бугор с большим (>100 м) поперечником; б – через бугристые формы рельефа, находящиеся на разных геоморфологических уровнях; 1 – суглинок; 2 – торф; 3 – песок оторфованный; 4 – супесь; 5 – песок; 6 – суглинок, переходящий в глину; 7 – оторфованный суглинок с растительными остатками.  $I_i$  – объемная льдистость за счет ледяных включений в суглинистом горизонте, %;  $\Sigma_{лш}$  – суммарная мощность прослоев сегрегационного льда (до глубины 10 м), м.

ниевым сообществом. В некоторых местах к бугру примыкают неширокие участки болот. Отдельные склоны бугра примыкают к соседним куполообразным поверхностям. Бугор имеет поперечник более 100 м. Бурение скважин 1-2009 и 9-2011 проведено на вершине и склоне бугра. На вершине мощность торфяного горизонта составила 0.5 м, на склоне – до 1 м. Скважина, заложенная на вершине бугра, вскрыла песчаный горизонт до глубины 7.2 м. Глубже залегает льдистый суглинок. Скважина 9-2011, расположенная на склоне бугра, не вскрыла льдистый суглинок, весь разрез до глубины 10.2 м сложен песком с массивной криотекстурой. На межбугровом понижении вблизи бугра была заложена скв. 2-2009, которая также не вскрыла льдистый суглинок. Под торфяным горизонтом мощностью 1.3 м до глубины 10.2 м залегал песок с массивной криотекстурой. Таким образом, распученный суглинок на данном участке был вскрыт только в осевой части бугра (скв. 1-2009, см. рис. 2, а).

В пределах III озерно-аллювиальной равнины также была изучена гряда пучения (см. рис. 1, в). Абсолютные отметки поверхности около гряды составляют 22–23 м. Растительность представлена ерниково-багульниково-кладониевым сообществом. С западной стороны гряды пучения имеет крутой склон и резко переходит в топяное болото. Местами заметны признаки разрушения гряды. Восточный склон более пологий и постепенно переходит к поверхности плоских торфяников. Скважина 11-2012 заложена на торфяном пятне (диаметром 5 м) без напочвенного покрова. Высота гряды составляет 2.5 м, поперечник более 20 м. Разрез гряды пучения сложен торфом до глубины 2.2 м. Далее, до глубины 8.4 м залегает песок с прослоями торфа и оторфованного суглинка. Песок часто оторфован. Ниже, до глубины 10.2 м залегает распученный суглинок.

### ЛЪДИСТОСТЬ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ ИЗУЧЕННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Полученные данные о льдистости свидетельствуют о признаках пучения как у бугров пучения “классического типа” (отдельно стоящих и имеющих округлую форму), так и у морфологически отличных форм бугристого рельефа.

Объемная льдистость за счет ледяных включений в разрезе межбугровых понижений (плоские торфяники и др.) составляют менее 20 % на всех изученных участках. Такие значения типичны для плакорных условий и не представляют горизонт повышенного льдонасыщения. Объемная льдистость за счет ледяных включений в породах, слагающих все изученные бугры и гряды пучения, превышает 20 %. Согласно данным В.П. Евсеева [1976, с. 104], такие величины характерны для льдистых горизонтов бугров пучения.

Высокие значения льдистости (>50 %) не типичны для льдистых ядер изучаемых бугров пучения и встречаются только в некоторых диапазонах глубин в разрезе бугра в тыловой части поймы р. Хейгияха. Но даже здесь средние значения объемной льдистости за счет ледяных включений не превышают 50 %.

По данным Ю.К. Васильчука, льдистость суглинка в разрезе высокого бугра, изученного в районе Приобья, варьирует от 20 до 50 % [Васильчук и др., 2012, с. 25].

Согласно работе [Евсеев, 1974, с. 99], объемная льдистость за счет ледяных включений в миграционном бугре пучения (высота 3.5 м) на Обско-Полуйском водоразделе составила от 40–50 до 15–20 % (со средними значениями 30–40 %), в миграционном бугре пучения (высота 1.7 м) на I надпойменной террасе р. Горный Полуй – в среднем 20–30 %, а в миграционном бугре пучения (высота 2.5 м) в районе пос. Пангоды – 30–50 %; шлировая льдистость в разрезе плоскобугристого торфяника у пос. Пангоды составила 10–12 %.

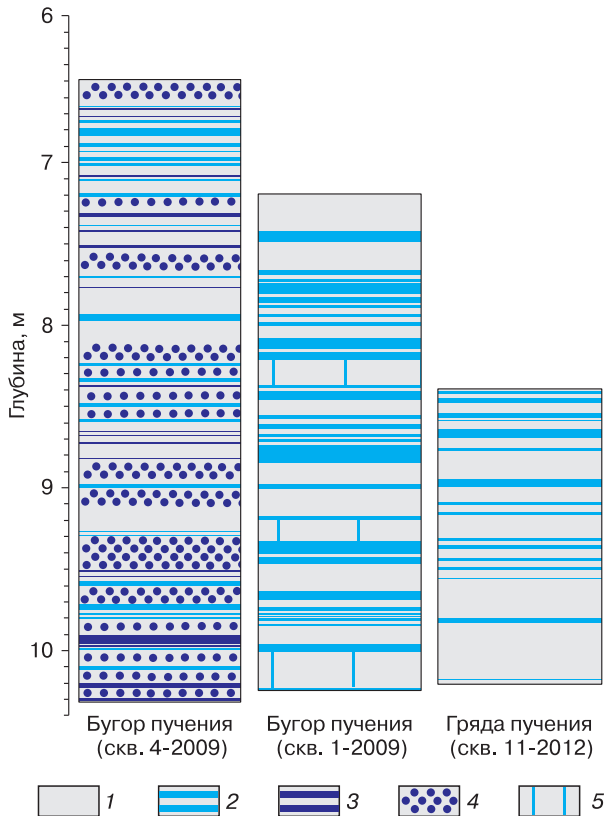
По данным [Трофимов и др., 1989, с. 282], для суглинистых отложений (вне бугров пучения) III озерно-аллювиальной равнины Обь-Надымской области свойственна шлировая льдистость 20–25 %. Согласно результатам исследования в бассейне р. Хейгияха, льдистость суглинка на данной поверхности (вне бугров пучения) за счет ледяных включений равна 2–12 %. Для гряды пучения она составила 24 %, а для бугров пучения – 35 и 40 %.

Объемная льдистость за счет ледяных включений в изученных буграх в целом соответствует значениям этого показателя в литературных источниках. Но при сходных значениях льдистости изученные бугры в бассейне р. Надым имеют несколько большую высоту, чем описанные В.П. Евсеевым.

Тем не менее в разрезах изученных авторами бугристых форм рельефа объемная льдистость за счет ледяных включений выше, чем в межбугровых понижениях. Это говорит о локальном льдонакоплении, что типично для пучения (см. рис. 2).

Объемная льдистость за счет ледяных включений рассчитана для пучинистого суглинка, кровля которого на изученных участках расположена на глубине 5–8 м, т. е. данный показатель рассчитан для диапазона глубин от 5–8 до 10.2 м (рис. 3). Суглинистый горизонт в скв. 4-2009 располагается в интервале глубин от 6.4 до 10.2 м, в скв. 1-2009 – от 7.2 до 10.2 м, в скв. 11-2012 – от 8.4 до 10.2 м.

Суммарная мощность прослоев сегрегационного льда также рассчитана для пучинистого суглинка на тех же глубинах. За исключением скв. 11-2012, расположенной на гряде пучения, где отдельные тонкие прослои сегрегационного льда встречены в супесчаных и торфяных прослоях в



**Рис. 3. Распределение ледяных включений в распученном суглинистом горизонте бугров и гряды пучения в бассейне р. Хейгияха.**

1 – распученный суглинистый горизонт; 2 – выраженные прослой сегрегационного льда; 3 – невыраженные прослой сегрегационного льда; 4 – ледогрунт; 5 – вертикальные прожилки льда.

пределах песчаного горизонта на глубинах 2.8–4.4 м. Толщина ледяных прослоев микрошлировой криотекстуры в верхнем торфяном горизонте на изученных участках не учитывалась.

При подсчете суммарной мощности ледяных прослоев по скв. 4-2009 на пойменном бугре учитывались только выраженные миграционные прослой (см. рис. 3). В случае, когда зерна льда сконцентрированы в небольшом диапазоне глубин, ледяные прослой считались невыраженными. Ледяные включения в виде ледогрунта учитывались только при подсчете объемной льдистости за счет ледяных включений.

Суммарная мощность прослоев сегрегационного льда рассчитана для верхней части распученного суглинистого горизонта, которая была вскрыта при бурении. В то же время объемная льдистость за счет ледяных включений характеризует и более глубокие горизонты льдистого ядра, не вскрытые при бурении до глубины 10 м.

**Параметры льдистости многолетнемерзлых пород, слагающих бугры пучения и плоские торфяники**

Форма рельефа	$H_{\text{отн}}$ , м	$\Sigma_{\text{лш}}$ , м	$I_v$ , %	$h$ , м
<i>Тыловая часть поймы р. Хейгияха</i>				
Бугор пучения (скв. 4-2009)	3.1	>0.4	40	6.4
<i>III озерно-аллювиальная равнина</i>				
Бугор пучения (скв. 1-2009)	6.7	1.1	35	7.2
Гряда пучения (скв. 11-2012)	~2.5	0.85	24	8.4
Плоский торфяник (скв. 2-2009)	0.7	-0	0	>10
Плоский торфяник (скв. 3-2009)	0.4	0.4	12	6.7
Небольшая валиковая форма (скв. 10-2012)	0.5	-0	0	>10
Молодая форма пучения (скв. 8-2010)	0.35	0.55	12	5.6
Плоский торфяник (скв. 12-2013)	0.5	0.05	2	7.4 (8)

Примечание.  $H_{\text{отн}}$  – относительная высота формы рельефа;  $\Sigma_{\text{лш}}$  – суммарная мощность прослоев сегрегационного льда (до глубины 10 м);  $I_v$  – объемная льдистость за счет ледяных включений (в суглинистом горизонте, подвергшемся пучению);  $h$  – глубина кровли суглинистого горизонта.

Льдистость суглинка в разрезе изученной гряды пучения соответствует фоновой шлировой льдистости, приведенной в [Трофимов и др., 1989, с. 282], но превышает шлировую льдистость в межбугровых понижениях, полученную в настоящей работе и описанную В.П. Евсеевым для плоского торфяника у пос. Пангоды [Евсеев, 1974, с. 52]. Таким образом, в разрезе изученной выпуклой грядовой формы рельефа также присутствует локальное льдонакопление, свойственное пучению.

Для большинства исследованных форм рельефа относительная высота поверхности превышает суммарную мощность прослоев сегрегационного льда (до глубины 10 м) (см. таблицу). Строгое соответствие этих величин наблюдается лишь для одного из плоских торфяников (скв. 3-2009). Под молодой формой пучения высотой 0.35 м суммарная мощность прослоев сегрегационного льда в скв. 8-2010 составила 0.55 м (см. рис. 1, г), что значительно больше относительной высоты данной формы рельефа. Относительная высота каждого изученного бугра пучения превышает суммарную мощность ледяных шлиров. Для бугра разница составила 5.6 м (по данным из скв. 1-2009), для гряды пучения – 1.65 м (по данным из скв. 11-2012), для бугра в тыловой части поймы – 2.7 м (по данным из скв. 4-2009) (см. рис. 1, б, в, а). Такое несоответствие можно было бы принять за косвенный признак термоостанцового генезиса изучаемых бугров. Однако следует учесть, что льдис-

тый горизонт может простираться до глубины 20 м. Если предположить, что объемная льдистость 35 % (бугор пучения, скв. 1-2009) в суглинке неизменна по глубине, то подошва льдистого горизонта, обеспечивающего высоту бугра 6.6 м, должна быть примерно на глубине 25 м. Если же горизонт с максимальной льдистостью суглинка при бурении не был вскрыт, то реальная мощность распученной толщи может оказаться существенно меньше чем 25 м, т. е. не более 18–21 м. Это согласуется с данными Ю.К. Васильчука о льдистых ядрах бугров пучения, расположенных на глубине более 10 м. Есть основания полагать, что на данной территории в межбугровом пространстве имела место эрозия, увеличившая высоту бугра после его распучивания.

Если полагать, что объемная льдистость суглинка за счет ледяных включений 24 % (гряды пучения, скв. 11-2012) неизменна по глубине, то подошва льдистого горизонта, обеспечивающего высоту гряды 2.5 м должна быть на глубине 15–17 м. Таким образом, можно считать, что данная форма рельефа возникла в результате криогенного пучения и без участия эрозии в межбугровом понижении.

Бугор в тыловой части поймы р. Хейгияха имеет самую небольшую суммарную мощность прослоев сегрегационного льда (0.4 м). Несмотря на это, его разрез отличается самой высокой объемной льдистостью за счет ледяных включений. Это связано с тем, что выраженные ледяные прослои составляют здесь небольшую долю от всех ледяных включений. Большая часть видимых включений льда представлена мелкими зернами льда, зачастую в виде неясных линз и гнезд. Часто зерна льда сконцентрированы в небольших диапазонах глубин, что отражает подавленный характер образования прослоев льда в связи с высоким водонасыщением пойменного суглинка [Бердников, 2012, с. 85]. Значительное преобладание высоты данного бугра над суммарной мощностью прослоев сегрегационного льда свидетельствует о том, что данный бугор является остаточной формой пучения. Следовательно, место, где проведено бурение, не является осевой частью изначальной формы рельефа, и поэтому мощность сегрегационного льда здесь относительно невелика.

Это согласуется с данными Ф. Зюйдхофф, согласно которым на остаточной стадии бугор может представлять собой вытянутые гряды или кольцевые структуры в сочетании с водоемами [Zuidhoff, 2003].

Самую большую объемную льдистость за счет ледяных включений (40 %) имеет бугор в тыловой части поймы р. Хейгияха (скв. 4-2009) (см. таблицу). Это связано с большей обводненностью грунтов, слагающих тыловую часть поймы. Кроме того, ширина топяного болота, окружающего поймен-

ный бугор, превосходит размер болот, примыкающих к буграм на III озерно-аллювиальной равнине, следовательно, больше площадь зоны, из которой поступала влага для пучения.

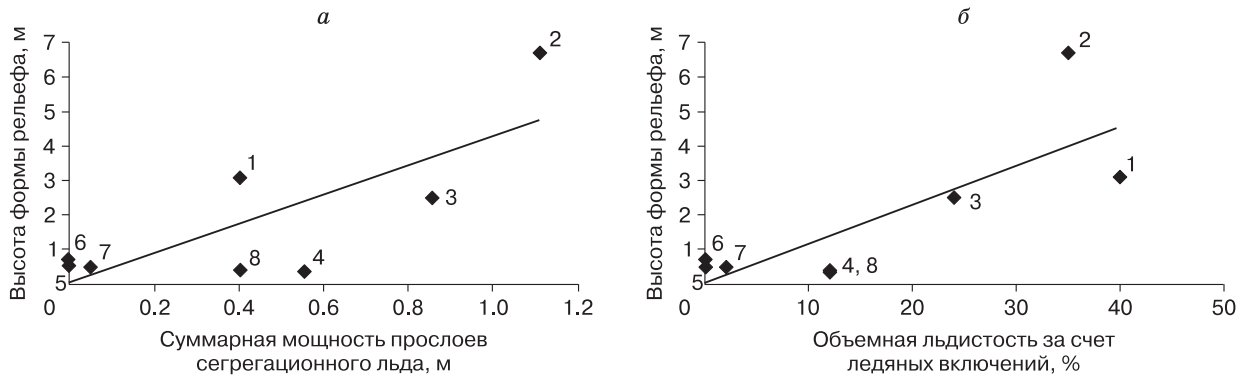
Бугор пучения на III озерно-аллювиальной равнине (скв. 1-2009) значительно выше пойменного бугра (6.7 м против 3.1 м), но имеет несколько меньшую льдистость за счет ледяных включений – 35 % (см. таблицу). Ледонакопление на данном участке менее интенсивное, и, вероятно, льдистое ядро бугра залегает в большем диапазоне глубин. Это подтверждается также большим (>100 м) диаметром основания данного бугра.

Разрез гряды пучения (скв. 11-2012) на III озерно-аллювиальной равнине характеризуется наименьшей объемной льдистостью за счет ледяных включений (24 %) среди изученных бугров (см. таблицу). Это вполне закономерно, учитывая то, что она обладает наименьшей высотой (2.5 м) среди данных бугров.

Несмотря на отсутствие строгого соответствия высоты форм рельефа и суммарной мощности прослоев сегрегационного льда, между этими характеристиками выявлена хорошая (коэффициент корреляции  $r = 0.78$ ) корреляционная связь (рис. 4, а). Это свидетельствует о повышенном локальном ледонакоплении в породах, слагающих бугры и гряды пучения, по сравнению с окружающими их межбугровыми понижениями, занятыми невысокими формами рельефа (преимущественно плоскими торфяниками). Тем не менее далеко не все исследованные участки близки к линии аппроксимации (см. рис. 4, а). Это связано с тем, что для бугров и гряд пучения характерна большая изменчивость льдистости в пространстве. Например, бугор в тыловой части поймы р. Хейгияха (скв. 4-2009) имеет небольшую суммарную мощность выраженных ледяных прослоев, так как большая часть льда не образует ясных линз и залегает в виде ледогрунта.

Выявлена хорошая корреляционная связь ( $r = 0.8$ ) между высотой форм рельефа и объемной льдистостью за счет ледяных включений (см. рис. 4, б). Для плоских торфяников (высотой <1 м) получены значения объемной льдистости за счет ледяных включений от 2 до 12 %, а для бугров и гряд пучения – от 24 до 40 % (см. таблицу).

Таким образом, в слагающих бугры грунтах имеет место локальное ледонакопление, которого нет в грунтах, слагающих окружающие плоские поверхности. Это свойственно для бугров пучения и не свойственно для термоостанцов, т. е. повышенная льдистость сосредоточена в грунтах, слагающих бугры и гряды пучения, а окружающие их межбугровые понижения сложены малоледистыми отложениями. Такая связь льдистости с рельефом была бы невозможна, если бы изученные бугристые формы рельефа являлись термоостанцами.



**Рис. 4. Зависимость высоты формы рельефа от суммарной мощности прослоев сегрегационного льда (а) и от объемной льдистости за счет ледяных включений в суглинистом горизонте (б) (по данным восьми буровых скважин).**

1 – бугор пучения (скв. 4-2009); 2 – бугор пучения (скв. 1-2009); 3 – гряда пучения (скв. 11-2012); 4 – молодая форма пучения (скв. 8-2010); 5 – небольшая валиковая форма (скв. 10-2012); 6 – плоский торфяник (скв. 2-2009); 7 – плоский торфяник (скв. 12-2013); 8 – плоский торфяник (скв. 3-2009).

### ВЫВОДЫ

1. Породы, слагающие все изученные бугры и гряды пучения, имели повышенную льдистость за счет ледяных включений (>20 %), свойственную для льдистых горизонтов бугров пучения. Все плоские торфяники и небольшие (высотой до 1 м) формы рельефа имели невысокую льдистость за счет ледяных включений (<20 %), что типично для межбугровых понижений. Таким образом, выявлено локальное льдонакопление в породах, слагающих как высокольдистые бугры “классического типа”, так и морфологически отличные формы бугристого рельефа. Это говорит о ведущей роли процессов криогенного пучения в образовании изучаемых форм рельефа.

2. Для бугров и плоских торфяников не обнаружено строгого соответствия между высотой формы рельефа и суммарной мощностью прослоев сегрегационного льда. Это объясняется тем, что бурение на глубину 10 м позволяет вскрыть лишь верхнюю часть льдистого горизонта. Выявлена связь (коэффициент корреляции  $r = 0.78$ ) между высотой изученных форм рельефа и суммарной мощностью прослоев сегрегационного льда. Это свидетельствует о повышенном локальном льдонакоплении, приуроченном к грунтам, слагающим как высокольдистые бугры “классического типа”, так и морфологически отличные формы бугристого рельефа.

3. Несмотря на отсутствие строгого соответствия высоты бугров и суммарной мощности ледяных прослоев, выявлена хорошая корреляционная связь ( $r = 0.8$ ) между высотой форм рельефа и объемной льдистостью за счет ледяных включений. Это противоречие объясняется тем, что мощность ледяных прослоев измерена только в верхней час-

ти распученного суглинистого горизонта, в то время как объемная льдистость характеризует также и более глубокие горизонты льдистого ядра, которые не были вскрыты при бурении.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ по поддержке ведущих научных школ РФ (НШ-9880-2016.5) и в рамках программ РАН и СО РАН, при поддержке РФФИ (проекты № 18-05-60004, 16-05-00249, 16-45-890257-ЯНАО, 18-55-11005), РНФ (грант 16-17-00102).*

### Литература

- Белопухова Е.Б.** Особенности распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Тр. ПНИИИС, 1972, т. 18, с. 94–99.  
 Belopukhova, E.B., 1972. Specific features of Permafrost Distribution in Western Siberia. Trudy PNIIS, vol. 18, 94–99.
- Бердников Н.М.** Бугры пучения в различных ландшафтах бассейна реки Надым // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 81–86.  
 Berdnikov, N.M., 2012. Frost mounds in different landscapes of the Nadym river basin. Earth's Cryosphere XVI (3), 81–86.
- Васильчук Ю.К.** Некоторые особенности строения и условий образования выпуклобугристых торфяников севера Западной Сибири // Материалы VI науч. конф. аспирантов и молодых ученых. Мерзлотоведение. М., МГУ, 1978, с. 103–117.  
 Vasil'chuk, Yu.K., 1978. Some structural features of palsas and conditions for their formation in the northern West Siberia, in: Proceedings of the VIth International Scientific Conferences of Post-graduate Students and Young Scientists. Permafrost Studies. Moscow University Press, Moscow, pp. 103–117. (in Russian)
- Васильчук Ю.К.** Об особенностях формирования бугров пучения на севере Западной Сибири в голоцене // Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1983, с. 88–103.  
 Vasil'chuk, Yu.K., 1983. About formation specific of palsas in the north-west Siberia during Holocene, in: A.I. Popov, V.T. Trofi-



- mov (Eds.). Natural conditions of Western Siberia. Moscow University Press, Moscow, pp. 88–103. (in Russian)
- Васильчук Ю.К.** Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук, Н.А. Буданцева, Ю.Н. Чижова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2008, 571 с.
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., Budantseva, N.A., Chizhova, Yu.N., 2008. Domed Frost mounds of Perennially Frozen Peatlands. Moscow University Press, Moscow, 572 pp. (in Russian)
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.** Миграционные бугры пучения на севере Западной Сибири: южный и северный пределы ареала и современная динамика // Инж. геология, 2012, № 3, с. 62–78.
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., Budantseva, N.A., Chizhova, Yu.N., 2012. Palsas in the north of Western Siberia: the southern and northern limits of the areal and the modern dynamics. Engineering Geology, No. 3, 62–78.
- Васильчук Ю.К., Лактина О.В.** Развитие торфяных бугров в северных районах Западной Сибири в голоцене // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М., Наука, 1986, с. 123–128.
- Vasil'chuk, Yu.K., Lakhtina, O.V., 1986. Evolution of peat mounds in northern areas of Western Siberia in the Holocene, in: Formation of permafrost deposits and prediction of cryogenic processes. Nauka, Moscow, pp. 123–128. (in Russian)
- Евсеев В.П.** Миграционные бугры пучения северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1974, 159 с.
- Evseev, V.P., 1974. Migrational palsas in the northeast of the European part of the USSR and Western Siberia. Ph.D. thesis in Geography Extended Abstract of the PhD (geogr.) Thesis, Moscow, 159 pp. (in Russian)
- Евсеев В.П.** Миграционные бугры пучения северо-востока европейской части СССР и Западной Сибири // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, вып. V, с. 95–159.
- Evseev, V.P., 1976. Migrational palsas distribution in the northeast of the European part of the USSR and Western Siberia, in: Problems of Cryolithology. Moscow University Press, Moscow, vol. 5, pp. 95–159. (in Russian)
- Кашперюк П.И.** Типы и инженерно-геологическая характеристика многолетнемерзлых торфяных массивов / П.И. Кашперюк, В.Т. Трофимов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1988, 183 с.
- Kashperyuk, P.I., Trofimov, V.T., 1988. Types and Engineering-Geological Conditions of Permafrost Peatlands. Moscow University Press, Moscow, 183 pp. (in Russian)
- Константинова Г.С.** О криогенных образованиях в районе Большого Хантайского порога // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 112–120.
- Konstantinova, G.S., 1963. On the cryogenic formations in the region of Bolshoy Khantay rift, in: A.I. Efimov (Ed.). Permafrost Deposits in Different Regions of USSR. Academy of Sciences USSR, Moscow, pp. 112–120. (in Russian)
- Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бердников Н.М.** Изменение геокриологических условий // Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, с. 105–119.
- Moskalenko, N.G., Ponomareva, O.E., Gravis, A.G., Berdnikov, N.M., 2012. Variability of geocryological conditions, in: V.P. Melnikov (Ed.). Complex Monitoring of the Northern Taiga Geosystems of Western Siberia. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, pp. 105–119. (in Russian)
- Общее мерзлотоведение (геокриология)** / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 464 с.
- Kudryavtsev, V.A. (Ed.), 1978. General Geocryology. Moscow University Press, Moscow, 464 pp. (in Russian)
- Попов А.И.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во Моск. ун-та, 1967, 304 с.
- Popov, A.I., 1967. Cryotic Phenomena in the Earth's Crust (Cryolithology). Moscow University Press, Moscow, 304 pp. (in Russian)
- Пьявченко Н.И.** О генезисе бугристого рельефа торфяников в северо-восточной части Европейской России // Почвоведение, 1949, № 5, с. 276–284.
- Ryavchenko, N.I., 1949. On the origin of the frozen peatlands relief in the European Northeast of Russia. Pochvovedenie, No. 5, 276–284.
- Пьявченко Н.И.** Бугристые торфяники. М., Изд-во АН СССР, 1955, 280 с.
- Ryavchenko, N.I., 1955. Frozen Peatlands. Academy of Sciences of the USSR, Moscow, 280 pp. (in Russian)
- Тимофеев Д.А.** Терминология перигляциальной геоморфологии / Д.А. Тимофеев, Е.А. Втюрина. М., Наука, 1983, 232 с.
- Timofeev, D.A., Vtyurina, E.A., 1983. Terminology of Periglacial Geomorphology. Nauka, Moscow, 232 pp. (in Russian)
- Трофимов В.Т., Фирсов Н.Г., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г.** Геокриологическая характеристика Центральной зоны Континентального региона. Обь-Надымская область // Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, с. 278–284.
- Trofimov, V.T., Firsov, N.G., Kashperyuk, P.I., Kudryashov, V.G., 1989. Geocryological characteristics of the Central zone of the Continental region. The Ob-Nadym region, in: E.D. Ershov (Ed.). Geocryology of the USSR. Western Siberia. Nedra, Moscow, pp. 278–284. (in Russian)
- Тыртиков А.П.** Динамика растительного покрова и развитие мерзлотных форм рельефа. М., Наука, 1979, 116 с.
- Tyrtikov, A.P., 1979. Plant Cover Dynamics and Evolution of Permafrost Elements of the Relief. Nauka, Moscow, 116 pp. (in Russian)
- Шполянская Н.А., Евсеев В.П.** Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 134–146.
- Shpolyanskaya, N.A., Evseev, V.P., 1972. Young frozen peatlands of the northern taiga in Western Siberia, in: Natural Conditions of Western Siberia. Moscow University, Moscow, 1972, pp. 134–146. (in Russian)
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C.** The <sup>14</sup>C age of palsas in Northern Eurasia // Radiocarbon, 1998, vol. 40, No. 2, p. 895–904.
- Zuidhoff, F.S.** Palsa Growth and Decay in Northern Sweden. Climatic and environmental controls: Comprehensive summaries of Uppsala dissertations from the faculty of science and technology. Acta universitatis upsaliensis, Uppsala, Sweden, 2003, 30 p.

Поступила в редакцию 11 июля 2018 г.,  
после доработки – 19 ноября 2018 г.,  
принята к публикации 27 ноября 2018 г.