

## КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ НА СКЛОНАХ В СВЯЗИ С ПРОЦЕССОМ КРИОГЕННОГО ОПОЛЗАНИЯ

М. О. Лейбман

Институт криосферы Земли СО РАН, 117982, Москва, ул. Вавилова, 30/6, к. 74а, Россия

В связи с изучением криогенного оползания в течение ряда лет, начиная с 1989 г., проводились наблюдения за криогенным строением сезонноталого слоя в весенне время и за темпом его оттаивания. При этом получены некоторые качественные и количественные зависимости скорости оттаивания и состояния увлажненности сезонноталого слоя от льдистости и криогенного строения. Проанализированы многочисленные разрезы сезонноталого слоя на оползневых склонах. Приуроченность криогенных оползней к склонам с определенным криолитологическим типом разреза позволяет определить механизм отрыва.

*Криогенное оползание, криогенное строение, сезонноталый слой, темп оттаивания, механизм оползней, морфология оползней*

### CRYOLITHOLOGICAL PECULIARITIES OF THE ACTIVE LAYER ON SLOPES IN RELATION TO CRYOGENIC LANDSLIDES

M. O. Leibman

Earth Cryosphere Institute SB RAS, 117982, Moscow, Vavilov st., 30/6, room 74a, Russia

During several years of cryogenic landslides study since 1989 observations of active layer cryogenic structure and rate of thaw was undertaken in early summer. Some qualitative and quantitative regularities of moisture and ice content and cryogenic structure interrelations with the thaw rate were obtained. A bulk of active layer profiles on landslide-affected slopes were analysed. Localization of cryogenic landslides on the slopes with specific cryolithological type of the active layer profile is helpful in determining the mechanism of slope destruction.

*Cryogenic landslides, cryogenic structure, active layer, rate of thaw, sliding mechanism, landslide morphology*

### ВВЕДЕНИЕ

Исследование криогенного строения сезонноталого слоя (СТС) и верхней части многолетнемерзлых пород (ММП) конкретного оползнеопасного участка Центрального Ямала имело целью уточнение механизма оползания и возможных его различий в зависимости от криолитологических особенностей разреза. Кроме того, изучалась межгодовая и внутригодовая динамика СТС для целей прогноза устойчивости склонов. Рассматриваются только оползни в СТС. Случаев скольжения мерзлых пород по мерзлым нами не обнаружено. Морфологические особенности около 400 оползней, распространенных на территории в 90 км<sup>2</sup>, позволили сделать вывод о наличии двух основных типов оползней по механизму потери устойчивости. Исходя из классификаций, предложенных в литературе [Каплина, 1965; Оползни и сели, 1984; Болиховский и др., 1990 и др.] рассматриваются 2 типа криогенных оползней с различным механизмом: 1 — криогенные оползни скольжения, выделенные Т. Н. Каплиной (1965) и позже В. Ф. Болиховским и В. В. Кюнцелем (1990), представляют собой блоковое смещение пород оттаявшего СТС по границе раздела мерзлое—

талое; 2 — криогенные оползни течения (по В. Ф. Болиховскому, В. В. Кюнцелю (1990)) или быстрая солифлюкция по Т. Н. Каплиной (1965), являющиеся процессом разжижения пород СТС и их вязкого/вязко-пластического течения по поверхности ММП.

Специфика исследуемого участка позволяет по-новому выделить в каждом типе по 2 подтипа оползней, имеющих аналоги и соответствующие им термины в Северной Америке [например, French, 1976; Lewkowicz, 1990]: 1а — при скольжении песчано-супесчаных пород по глинистым („песчаные“ оползни) и 1б — при скольжении глинистых пород по глинистым („глинистые“ оползни), в англоязычной литературе не разделяются и фигурируют как „active layer detachments“ или „active layer detachment slides“; 2а — течение по поверхности мерзлых пород („earth flows“) и 2б — течение по поверхности подземного льда („retrogressive thaw slumps“ или „ground ice slumps“). Смежные подтипы довольно резко отличаются по всем морфометрическим показателям и, вероятно, по некоторым особенностям механизма потери устойчивости.

## КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ

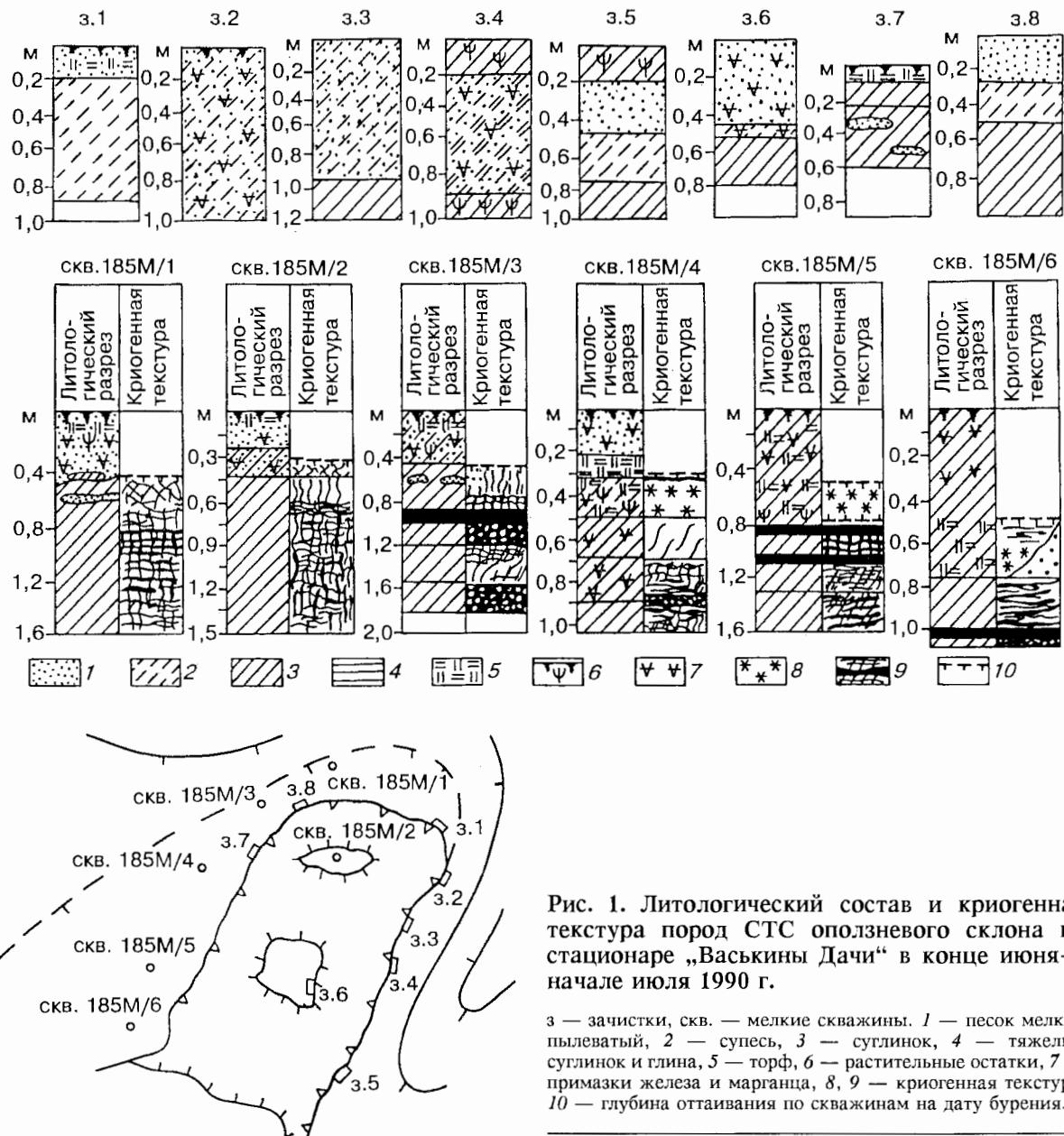


Рис. 1. Литологический состав и криогенная текстура пород СТС оползневого склона на стационаре „Васькины Дачи“ в конце июня—начале июля 1990 г.

3 — зачистки, скв. — мелкие скважины. 1 — песок мелкий пылеватый, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — тяжелый суглинок и глина, 5 — торф, 6 — растительные остатки, 7 — примазки железа и марганца, 8, 9 — криогенная текстура, 10 — глубина оттаивания по скважинам на дату бурения.

Если термин „криогенные оползни скольжения“ (КОС) достаточно распространен в литературе, в том числе, в применении к оползням Ямала [Каплина, 1965; Коростелев и др., 1988; Болиховский и др., 1990; Лободенко и др., 1990; Маслов, 1991; Егоров и др., 1997; Лейбман и др., 1997], то оползни течения описывались и описывались под названием „быстрая солифлюкция“ [Каплина, 1965; Жигарев, 1975] „оползни-сплывы“, „солифлюкционные сплывы“, „сплывы“, причем этот термин часто применяется для описания обоих типов оползней [Барановский и др., 1988; Романенко, 1992 и др.]. Оползни течения по пластовому льду часто именуются термоденудацией [Жигарев, 1975]. Однако этот

термин применяется и для описания более сложного процесса разрушения склонов, сочетающего нивацию, термокарст, термоабразию и оползание. Таким образом, никакого сколько-нибудь установленвшегося термина, позволяющего различать оползни течения по залежеобразующему льду и по льдистым породам не выработался. Не имея намерения вводить новые термины, воспользуемся описательными (оползни течения по...) и индексами 2а и 2б.

### КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОПОЛЗНЕВЫХ СКЛОНОВ

Исследовался район Центрального Ямала в междуречье рек Се-Яха и Морды-Яха. Здесь

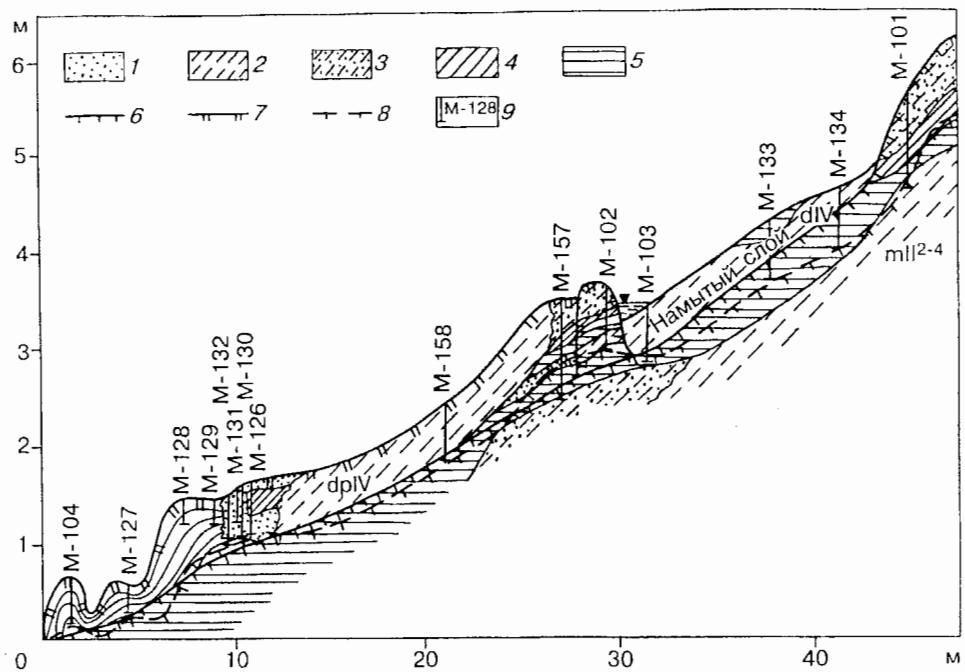


Рис. 2. Профиль через оползневой склон на стационаре „Васькины Дачи“.

1 — песок, 2 — супесь, 3 — переслаивание песка и супеси, 4 — суглинок, 5 — глина, 6 — поверхность скольжения, 7 — поверхность смешенного тела, 8 — глубина оттаивания на момент бурения, 9 — буровая скважина и ее номер.

пологие склоны часто обрамляют относительно плоские водораздельные поверхности высоких равнин, бронированные маломощным (3—6 м) горизонтом песка, подстилаемого тонкодисперсными отложениями. Оползни приурочены, как правило, к основанию песчаного уступа, выраженного на всю мощность песчаного горизонта. Оползневые участки склона сложены средневерхнечетвертичными глинистыми породами, перекрытыми современными склоновыми отложениями с зональным вниз по склону изменением дисперсности. Это способствует формированию трещины отрыва в зоне сочленения песчаного уступа и более пологого склона. Кроме того, по четко выраженному литологическому контакту глинистых отложений, перекрытых супесчано-песчаными вблизи подошвы СТС в верхней части склона формируется поверхность скольжения. Такое строение позволяет предположить, что КОС зарождаются в верхней части склона по трещине закола, а не у подошвы, как предлагает Ф. Э. Аре [Mamzelev et al., 1993].

Детально обследовано около 150 оползней всех типов, литологический состав изучен в более чем 250 выработках (шурфах и скважинах) глубиной 1—2 м. Наиболее характерное строение „песчаного“ оползня скольжения показано на рис. 1. Оползень расположен в вогнутой части асимметричного склона. Левый борт — высокий, переходящий к выпуклой части склона — песча-

ной дренированной поверхности, правый — не нарушенная оползнем часть вогнутого склона.

При обследовании оползней проводились измерения глубины залегания поверхности скольжения. Она отчетливо прослеживается в боковых стенках по контакту песчано-супесчаных пород с глинисто-суглинистыми, или контакта суглинистых ожелезненных отложений с сизыми суглинками или глинами. Измерения дублировались промерами толщины оползневого тела и проверялись данными по характерной глубине оттаивания на дату схода оползня в отложениях этого типа, измеренной в год оползания на опытной площадке. Характерные значения глубины залегания поверхности скольжения снижаются вниз по склону по мере перехода от песчаных к глинистым отложениям и составляют, как правило, от 0,6—0,8 м вверху до 0,35—0,45 м внизу. Однако встречались тела толщиной до 1 м на наиболее крупных оползнях на пологих склонах и до 0,25 м у небольших оползней на крутых склонах. Прослеживающаяся литологическая зональность отчетливо отражается в морфологии оползневого тела. На рис. 2 видно, что головной песчано-супесчаный сегмент оползневого тела после начала движения испытывал хрупкие деформации, а глинистый фронтальный — пластические.

Наличие в подошве СТС литологического водоупора на пологих склонах приводит к фор-

## КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННОТАЛОГО СЛОЯ

мированию специфического криогенного строения в этом слое. В основании СТС формируется горизонт повышенной льдистости, чему способствует и промерзание снизу. Одновременно в средней части СТС образуется более иссушенный горизонт, способствующий сохранению структуры СТС и блоковому скольжению [Жесткова и др., 1961; Втиорин, 1974; Lewkowicz, 1990; Harris *et al.*, 1993; Егоров и др., 1997; рис. 3]. Поэтому в скважинах описывалось криогенное строение нижней части СТС и верхней части ММП. Во всех скважинах на глубине от 0,6 до 1 м наблюдалось резкое увеличение льдистости или шлир чистого льда толщиной до 12 см. Причем там, где этот горизонт расположен выше 80 см — наблюдается лишь сгущение шлиров и преобладание горизонтальных над вертикальными, а в тех случаях, когда эта зона погружается глубже 80 см — появляется толстый шлир чистого льда (см. рис. 1).

Помимо „песчаных“ оползней скольжения наблюдаются и „глинистые“, формирующиеся на склонах, сложенных с поверхности глинистыми породами. При этом поверхность скольжения не имеет литологического обоснования. Такие оползни достаточно резко отличаются и по размерам и по приуроченности к склонам иной морфологии [Leibman, 1995]. „Глинистые“ оползни в отличие от песчаных развиты преимущественно на более крутых склонах, имеют меньшую толщину тела (глубину залегания поверхности скольжения) и более рассредоточенное распределение льда в разрезе СТС.

Оползни течения на исследуемой территории развиты весьма ограниченно, поскольку связаны с иными физико-механическими свойствами пород СТС. По лабораторным данным при сдвиговых испытаниях прочность склоновых отложений в несколько раз меньше полученной в стабилометрических; соответственно, сдвиг происходит прежде разжижения. Наблюдаются только 3 оползня типа 2а. В связи с преимущественно глубоким залеганием пластовых льдов наблюдается только 2 оползня типа 2б. В то же время в 30 км к северу на Бованенковском месторождении, где близко к поверхности залегают пластовые льды, широко развиты оползни 2б со всеми характерными признаками этого типа: ежегодно отступает стенка отрыва (КОС — явление как правило однократное), на поверхности скольжения обнаружается лед, по которому течет разжиженный грунт, наблюдается резкий переход от крутой стенки отрыва к почти горизонтальной поверхности [Лейбман и др., 1997].

Ранее мы рассматривали механизм формирования повышенной льдистости в основании СТС и его влияние на возможность криогенного оползания с помощью статистических методов анализа климатических параметров и глубины оттаивания [Егоров и др., 1997]. Здесь мы остановимся на анализе полевого материала, подтверждающего сделанные ранее выводы.

Наблюдения многих исследователей, в том числе наши исследования на опытном оползневом участке, касаются строения и свойств СТС и переходного слоя [Шур, 1988]. По нашим представлениям [Егоров и др., 1997], катастрофическое оползание на Ямале в 1989 г. было связано с рядом предшествующих лет последовательного сокращения глубины оттаивания и формирования в основании СТС переходного слоя из сильнольдистых отложений или чистого льда.

Наиболее существенно с точки зрения процесса оползания рассмотреть криогенное строение СТС в год катастрофической активизации. Ранее публиковались сведения по скважинам, которые вскрыли переходный слой на месте будущего оползания [Егоров и др., 1997]. С глубины 61 см был обнаружен прослой чистого льда толщиной 8 см. Характерно, что оползень в этом месте сошел на глубине 67 см относительно исходной поверхности (определен по вморможенному мерзлотомеру), то есть на момент, когда основная часть льда оттаяла и в условиях низкой фильтрации обеспечила высокое поровое дав-

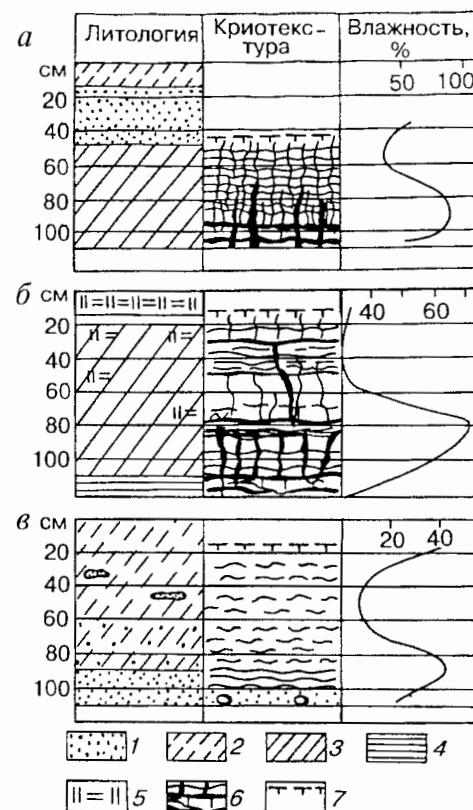


Рис. 3. Распределение влажности (льдистости) по разрезу СТС на конец июня 1991 г. в скважинах: а — с песчано-суглинистыми; б — с суглинисто-глинистыми; в — с супесчано-песчаными отложениями.

1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — глина, 5 — торф, 6 — лед, 7 — глубина оттаивания на момент бурения.

ление в массиве, но при этом основание СТС из чистого льда еще существовало и послужило поверхностью скольжения.

### ПРОЦЕСС СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ

Как следует из качественной модели СТС, предложенной ранее [Егоров и др., 1997], существенное значение для оползневого процесса на исследуемой территории имеет криогенное строение СТС, так как оно определяет темп оттаивания в разное время и на разной глубине. При определенном сочетании теплового импульса и льдистости СТС скорость оттаивания может превышать фильтрационную способность пород и обеспечивать повышенное поровое давление в СТС.

По результатам наших измерений в 1989—1991 гг. скорость оттаивания изменялась от 0 до 10 см/сут. В 1991 г. наибольшая скорость наблюдалась на глубинах 0,4—1,2 м. В целом это определялось наибольшим импульсом тепла на период 15 июля—15 августа, когда достигались такие глубины.

Скорость оттаивания связана и с прохождением фронта оттаивания через слои с разной льдистостью и криогенным строением. Отмечено, что при льдистости около 40 % темп оттаивания, как правило, не превышает 3 см/сут., а при 20 % может достигать 5 см/сут. Однако эта зависимость неоднозначно проявляется при различной криогенной текстуре. Так, в суглинке или глине с сетчатой криотекстурой даже при льдистости 30—40 % скорость оттаивания может превышать 5 см/сут. Это предположительно связано с формированием посткриогенной проницаемости [Leibman et al., 1993] и связанного с ней конвективного теплообмена.

При оценке темпов оттаивания льдистых пород принципиальное значение имеет метод определения глубины оттаивания. При измерениях шупом оценивается увеличение толщины талого слоя без учета осадки при оттаивании (глубина от фактической поверхности). В этом случае толщина оттаивающего слоя и результирующего оттаявшего различается на величину осадки. При измерениях в мерзлотомерах, вмороженных в ММП, можно измерить величину осадки и, соответственно, глубину от исходной поверхности. Эта глубина равна толщине талого слоя плюс толщина оттаявших прослоев льда. Таким образом, имеются две скорости оттаивания: по оттаивающему слою мерзлого грунта и по образовавшемуся слою талого. Результаты наблюдений, проведенных с помощью трех мерзлотомеров, отражены на рис. 4.

Верхняя часть разреза (до глубины 55—85 см в разных скважинах) оттаивает без осадки и скорость оттаивания составляет в среднем 1,4 см/сут. в скв. 184м; 1,45 см/сут. в скв. 185м/1 и 1,66 см/сут. в скв. 185м/5. В первой из перечисленных скважин осадка составила более 14 см, в двух других — около 10 см. И при этом в скв. 184м наименьшая глубина оттаивания, то есть относительная осадка еще больше.

### ВЫВОДЫ

1. Морфология криогенных оползней и место их заложения определяются литологическим составом склоновых отложений, их зональным изменением вниз по склону и литологическим составом (песчаным или глинистым) верхнего горизонта.



Рис. 4. Ход изменения глубины оттаивания по трем мерзлотомерам, расположенным на ненарушенной части оползневого склона.

1—3 — номера скважин с мерзлотомерами (184 м, 185 м/1 и 185 м/5, соответственно); штриховая линия — глубина от фактической поверхности; сплошная линия — глубина от исходной поверхности. Усл. обозн. в колонках см. на рис. 3.

2. Специфическое криогенное строение СТС во многом определяет механизм криогенного оползания. Промерзание снизу и формирование в течение ряда лет переходного слоя обеспечивает потерю склоном устойчивости при незначительном трении в основании оползня и сохранении структуры смещающегося тела за счет иссушения центральной части разреза вследствие двухстороннего промерзания.

3. В междуречье рек Се-Яха и Морды-Яха к югу от Бованенковского м-ния и к северу от р. Юрибей в области распространения высоких морских равнин преобладает блоковый механизм оползания с формированием криогенных оползней скольжения, в то время как к северу от р. Се-Яха широко распространены оползни течения по пластовому льду.

4. Измерения скоростей и темпа оттаивания могут служить косвенным индикатором криогенного строения и льдистости СТС и позволяют изучать пространственную изменчивость увлажнения и устойчивость пород СТС на склонах без значительного повреждения естественной поверхности.

### Литература

- Болиховский В. Ф., Кюнцель В. В. Развитие оползней в многолетнемерзлых породах тундры Западной Сибири // Инженерная геология, 1990, № 1. М., Наука, с. 65—70.
- Барановский Е. А., Григорьев Н. Ф. Солифлюкционные сполы на п-ове Ямал: Исследование мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск, Тр. ИМЗ СО АН СССР, 1988, с. 43—46.
- Вторина Е. А. Криогенное строение пород в сезонноталом слое. М., Наука, 1974, 127 с.
- Егоров И. П., Лейбман М. О. Реконструкция условий активизации криогенных оползней скольжения на п-ове Ямал. Фундаментальные исследования криосферы Земли в Арктике и Субарктике (итоги и перспективы) // Тр. Междунар. конф., Пущино, Объед. науч. совет по криологии Земли РАН, Новосибирск, Наука, 1997.
- Жесткова Т. Н., Катасонова Е. Г., Пчелинцев А. М., Хомичевская Л. С. Исследование оттаивающих и промерзающих слоев почвы (пород) // Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 44—69.
- Жигарев Л. А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. М., Наука, 1975, 109 с.
- Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., Наука, 1965, 296 с.

Константинов С. А. Особенности льдовыделения при промерзании сезонноталого слоя снизу (по натурным наблюдениям на юге п-ова Гыдан) // Вопросы развития и освоения мерзлых толщ, сб. науч. статей / Ред. М. М. Шац, Г. П. Кузьмин. Якутск, 1990, с. 38—42.

Коростелев Ю. В., Лободенко Т. С. Исследование криогенных оползней на правобережье р. Тадибеяха (п-ов Гыдан) // Результаты инженерно-геологических и геокриологических исследований. Всесоюз. НИИ гидрогеол. и инж. геол. М., 1988, с. 138—142. Рус. Деп. в ВИНТИ 15.03.88, № 1978-В88.

Лейбман М. О., Стрелецкая И. Д., Коняхин М. А. Оценка динамики поверхностных условий Бованенковского месторождения (Средний Ямал) за период с 1949 по 1990 гг. // Геоморфология, 1997, № 2, с. 45—52.

Лободенко Т. С., Сурмач Н. Н. Развитие криогенных оползней скольжения в осваиваемых районах севера Западной Сибири // Геоэкология: проблемы и решения. Тез. докл. и сообщ. Всесоюз. науч.-техн. конф., М., 26—30 апр. 1990 г., часть III. М., 1991, с. 124—126.

Маслов Р. Н. Катастрофические проявления склоновых процессов на Ямале // Там же, с. 14—20.

Оползни и сели / Гл. ред. Е. А. Козловский, Т. І. М., Центр международных проектов ГКНТ, 352 с.

Романенко Ф. А. Распределение и динамика оползней-сплыков на одном из участков Центрального Ямала // Инж. геогр. Инжен.-геоморф. аспекты, тезисы межгосуд. конф. Вологда, 13—17 сент. 1992. Вологда, 1992, вып. I, с. 7—9.

Шур Ю. Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Новосибирск, Наука, 1988, 213 с.

Harris C. and Lewkowicz A. G. Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Elsmere Island, Northwest Territories, Canada // Can. J. Earth Sci., 1993, 30(8), p. 1708—1714.

French H.M. Periglacial Environment. London, Longman Group. Ltd., 309 p.

Leibman M. O. Preliminary results of cryogenic landslides study on Yamal Peninsula, Russia // Permafrost and Periglacial Processes, 1995, vol. 6, p. 259—264.

Lewkowicz A. Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim peninsula Ellesmere Island, N.W.T. // Pergelisol-Canada, Permafrost-Canada. Proc. of the Fifth Canadian Permafrost Conference, Centre d'études nordique, Univ. Laval, Collection Nordicana № 54, Quebec, 1990, p. 111—118.

Mamzelev A. P. and Are F. E. Geological-Engineering conditions of Yamal Peninsula along designing railroad // Permafrost, Sixth International Conference, Proc., vol. 1, South China University of Technology Press, Beijing, 1993, p. 436—442.

Поступила в редакцию  
26 мая 1997 г.