НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ

Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 1, с. 56–68 http://www.izdatgeo.ru

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345

ЛЬДИСТЫЕ ПОРОДЫ И ТЕРМОДЕНУДАЦИЯ В РАЙОНЕ ПОСЕЛКА БАТАГАЙ (ЯНСКОЕ ПЛОСКОГОРЬЕ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

В.В. Куницкий[1], И.И. Сыромятников[1], Л. Ширмейстер[2], Ю.Б. Скачков[1], Г. Гроссе[3], С. Веттерих[2], М.Н. Григорьев[1]

[1]*Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; kunitsky@mpi.ysn.ru*
[2]*Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, 14473, Потсдам, Телеграфенберг А-43, ФРГ*
[3]*Геофизический институт, Университет Аляски, АК 99775, Фэрбанкс, 903 Коюкук Драйв, США*

Рассмотрены структуры и генезис льдистых пород на севере Янского плоскогорья. Определены их место и роль в термоденудации. Оценена реакция верхней части криолитозоны на изменения климата этой территории.

Криолитозона, льдистые породы, термоденудация, криолитогенные отложения, перигляциальный аллювий, экстранивиты

ICE-RICH PERMAFROST AND THERMAL DENUDATION IN THE BATAGAY AREA (YANA UPLAND, EAST SIBERIA)

V.V. Kunitsky[1], I.I. Syromyatnikov[1], L. Schirrmeister[2], Yu.B. Skachkov[1], G. Grosse[3], S. Wetterich[2], M.N. Grigoriev[1]

[1]*Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 677010, Yakutsk, Merzlotnaya str., 36, Russia; kunitsky@mpi.ysn.ru*
[2]*Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research, 14473, Telegrafenberg A-43, Potsdam, Germany*
[3]*Geophysical Institute University of Alaska Fairbanks (UAF), 903 Koyukuk Drive, Fairbanks, AK 99775, USA*

Ice-rich permafrost in the Yana Upland has been investigated. The composition and structure of the permafrost have been determined. Their role in thermal denudation processes have been examined. The response of the ice-rich permafrost to recent climate change has been assessed.

Permafrost, ice-bonded ground, thermal denudation, cryolithogenic deposits, periglacial alluvium, extranivites

ВВЕДЕНИЕ

Разрезы криолитозоны Янского плоскогорья достаточно исследованы в геотермическом отношении [*Некрасов, 1974; Балобаев, 1991*]. Однако структура льдистых пород этой зоны слабо охарактеризована.

Выходы дисперсных пород с льдистостью 25 % и более и космические снимки северной части Янского плоскогорья изучались сотрудниками Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН совместно с зарубежными авторами этой статьи в 2010–2012 гг.

В указанном районе авторами проведены исследования криолитогенных отложений [*Катасонов, 1972*]. Допускалось присутствие здесь экстранивитов [*Куницкий, 1989*]. Учитывались региональные особенности проявления их термоденудации. Термоденудация понималась как сложная совокупность процессов разрушения криолитозоны, вызывающих таяние ископаемого льда и вмещающих его пород, снос материала и образование форм термоэрозии, термокарста и термоабразии, а также солифлюкционных форм [*Тимофеев, 1983*]. Темпы этих процессов оценивались по объему материала, вынесенного за пределы участков термоденудации льдистых пород.

Цель статьи – рассмотреть структуру льдистых пород, выявить их роль в термоденудации, оценить реакцию верхнего горизонта криолитозоны на современные изменения климата в северной части Янского плоскогорья. Ставилась задача –

© В.В. Куницкий, И.И. Сыромятников, Л. Ширмейстер, Ю.Б. Скачков, Г. Гроссе, С. Веттерих, М.Н. Григорьев, 2013

охарактеризовать состав и строение льдистых пород, определить количество льда в них и скорости их термоденудации в районе пос. Батагай.

Фактический материал статьи собран методами мерзлотной съемки [*Кудрявцев, 1961; Методика..., 1979; Методы..., 2004*]. Геокриологические фации [*Катасонов, 2009*] льдистых пород выделены с помощью основного метода криолитологии [*Катасонов, 1973*] и с учетом новых представлений о природных условиях исследуемой территории.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Климат этой территории характеризуется по данным метеонаблюдений. Такие наблюдения на севере Янского плоскогорья выполнены на метеостанции Верхоянск в 1888–2011 гг. Часть данных наблюдений имеется в печати [*Справочник..., 1966; Справочник..., 1968; Научно-прикладной справочник..., 1989*], часть – в Интернете [*Сайт ГУ... – http://meteo.ru*; *Сайт НКЦД... – http://www.ncdc.noaa.gov*]. Некоторых из тех и других приведены на рис. 1, на котором видно, что климат на севере Янского плоскогорья сухой и резко континентальный, с очень холодной зимой и относительно теплым летом.

Согласно рис. 1, заметные климатические изменения наблюдались здесь в 1967–2010 гг. Они свелись к следующему:

– почти на 20 мм возросли суммы летних атмосферных осадков;

– более чем на 1 °С увеличилась средняя летняя температура воздуха;

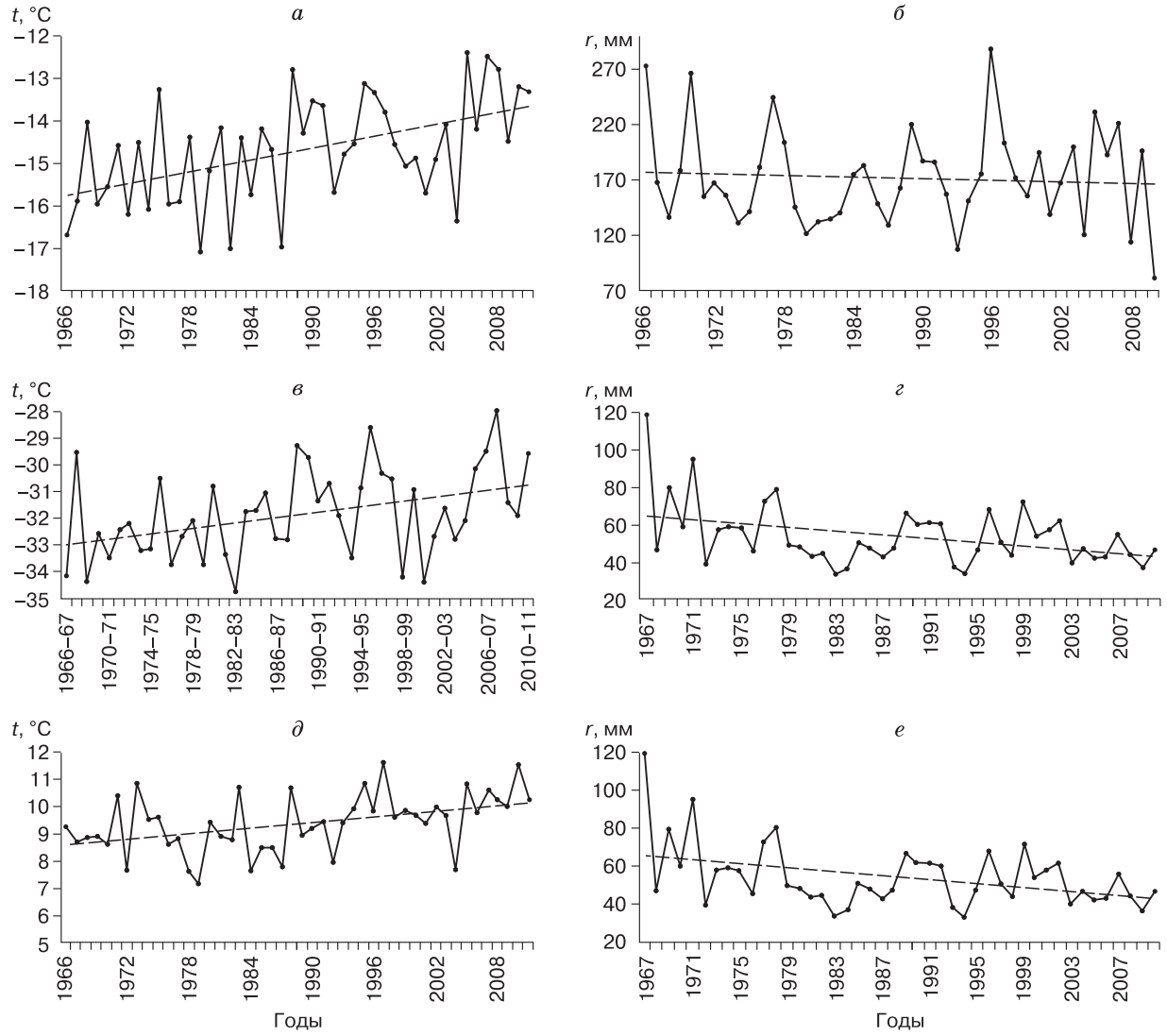

Рис. 1. Выборочные данные метеостанции Верхоянск в 1967–2010 гг.:

а – среднегодовая температура воздуха (*t*); *б* – годовые суммы атмосферных осадков (*r*); *в* – зимняя (октябрь–апрель) температура воздуха (*t*); *г* – зимние суммы атмосферных осадков (*r*); *д* – летняя (май–сентябрь) температура воздуха (*t*); *е* – летние суммы атмосферных осадков (*r*); сплошные линии – кривые изменения данных, штриховые прямые – их тренды.

– более чем на 2 °С увеличилась средняя зимняя температура воздуха;

– на 15 мм сократилась сумма зимних атмосферных осадков.

Изменения климата Янского плоскогорья в 1967–2010 гг. фиксируются не только по данным метеостанции Верхоянск. Подобные изменения в те же годы отмечены на метеостанции Батагай на рассматриваемой территории.

Геологическое строение этой территории определяется ее положением на западе Верхояно-Колымской складчатой области, где распространены темно-серые терригенные алевролиты и аргиллиты триаса [*Вдовина, 2002*]. Те и другие содержат слои песчаников, вместе с ними образуя сложно смятую и прорванную интрузивными породами осадочную толщу. На ней имеется глинистая кора выветривания, местами перекрытая породами неогена. Неоген состоит из глин с галькой и щебнем, галечников, суглинков, супесей, песков. Квартер здесь залегает в виде прерывистого плаща, расположенного на более древних толщах скальных и дисперсных пород.

Поверхность исследуемой части Янского плоскогорья имеет отчетливо выраженный ступенчатый рельеф (рис. 2). Двухступенчатая пойма и четыре надпойменные террасы выделяются в долине р. Яна; абсолютная высота 4-й надпойменной террасы с выходами песков среднего звена неоплейстоцена достигает 170 м [*Вдовина, 2002*].

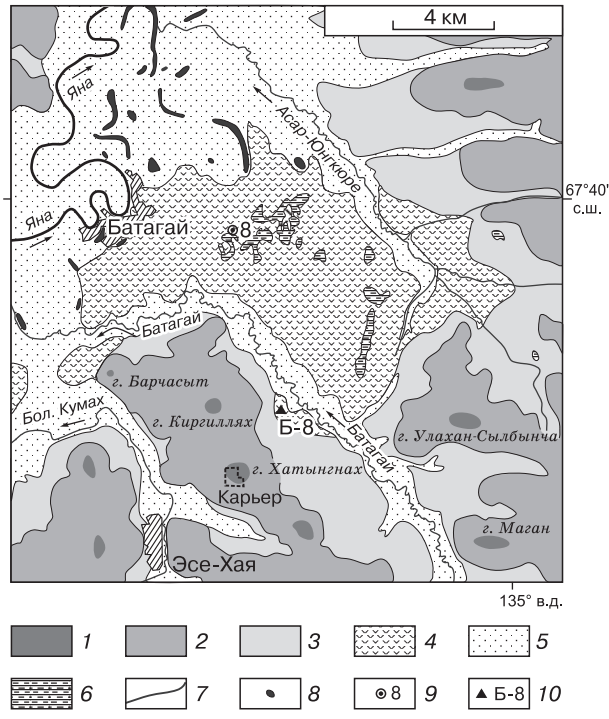

Рис. 2. Геоморфологическая схема района исследований.

1 – уплощенная вершина (горный плакор); *2* – поверхность горного склона с деллями; *3* – поверхность горного склона с участками полигонального рельефа и формами термоденудации; *4* – поверхность подгорной равнины; *5* – область речных террас (абс. высота 120–170 м); *6* – термокарстовая форма (алас); *7* – водоток; *8* – озеро; *9* – буровая скважина и ее номер; *10* – участок Б-8.

Высшая ступень рельефа этой территории представлена уплощенной вершиной горы Киргиллях с абсолютной высотой 590 м (рис. 3). Ниже находятся уплощенные вершины гор Улахан-Сылбынча (485 м), Маган (390 м), Хатынгнах (381 м) и других отрогов хр. Кисилях. Пологие склоны их иногда осложнены полигональным рельефом.

Уплощенные вершины – горные плакоры – являются участками сильнотрещиноватых пород. Перекрываются они элювиальным щебнем с корками и гнездами льда. Среди такого элювия имеются отдельные (обычно гранитные) скалы – кигиляхи, возвышающиеся над щебнем на 1–10 м и более [*Мурзин, 2004*]. Эти скалы свидетельствуют, что выветривание здесь значительно медленнее разрушает интрузивные породы, чем вмещающие их осадочные образования. Склоны гор средней крутизны и пологие, часто осложняются площадками криопланационных террас. Последние секут складки скального основания, в которое они врезаны, и представляют собой реликтовые формы в лесном поясе Янского плоскогорья.

Подгорная равнина (преобладающие абсолютные высоты 200–250 м) отличается неглубоким залеганием пород неогена. Эта увалистая равнина занимает в геоморфологическом плане промежуточное место между областью речных террас и областью горных склонов. Отдельные овраги расчленяют поверхность подгорной равнины. Иногда на ней находятся аласы – сточные и бессточные формы термокарста с озерами и болотами.

Аласы на подгорной равнине и уплощенность вершин гор в области складчатого триаса, кигиляхи и смежные с ними поверхности выравнивания, неактивные площадки криопланационных террас и полигональные формы на склонах гор определяют особенности рельефа этой территории. Их можно объяснить ее положением в одной из наиболее холодных частей Восточной Сибири, где формирование криолитозоны началось еще в позднем плиоцене [*Гриненко и др., 1998*] и происходило, судя по всему, под влиянием ледников хр. Черского и Верхоянского хребта. Влияние этих ледников, вероятно, усиливалось, когда от них поступали значительные объемы ледниковых вод. Однако процессы стока и роль таких вод в развитии криолитозоны Янского плоскогорья пока что слабо изучены.

ЛЬДИСТЫЕ ПЕСКИ

Льдистые пески вскрыты в табалахской свите плиоцена на водоразделе рек Батагай и Асар-Юнгкюре. По керну буровой скважины 8 разрез этой свиты до глубины 7,2 м представлен мелкими пы-

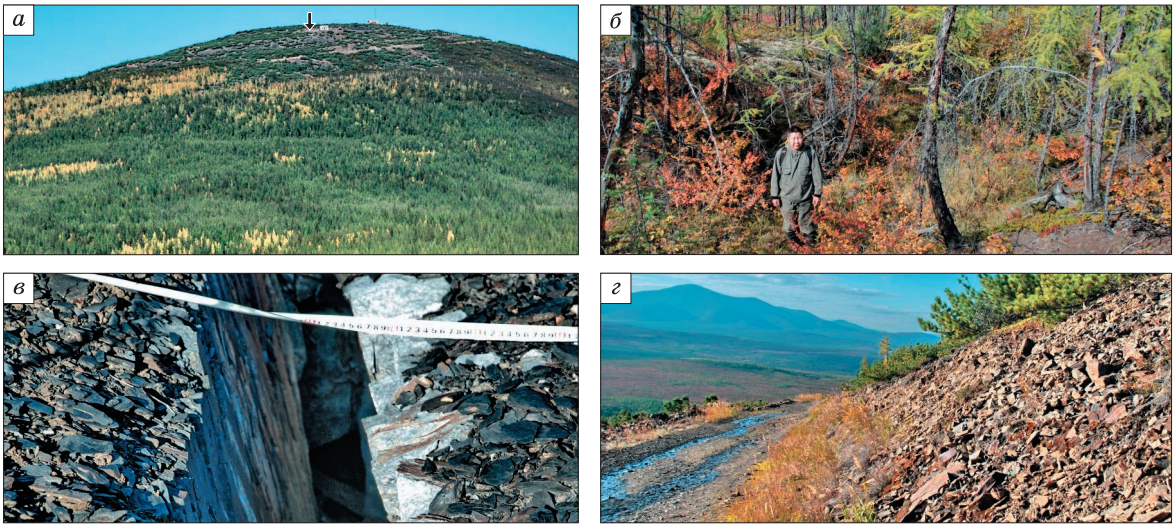

Рис. 3. Представительные элементы рельефа северной части Янского плоскогорья:

а – уплощенная вершина горы (стрелка); *б* – полигональные формы (байджарахи); *в* – трещиноватый триас плакора; *г* – площадка криопланационной террасы.

леватыми песками с тонкими (0,1–0,5 см) прослойками льда [*Вдовина, 2002*]. По нашим данным, подобные пески обнажаются на участке Б-8 подгорной равнины (рис. 4).

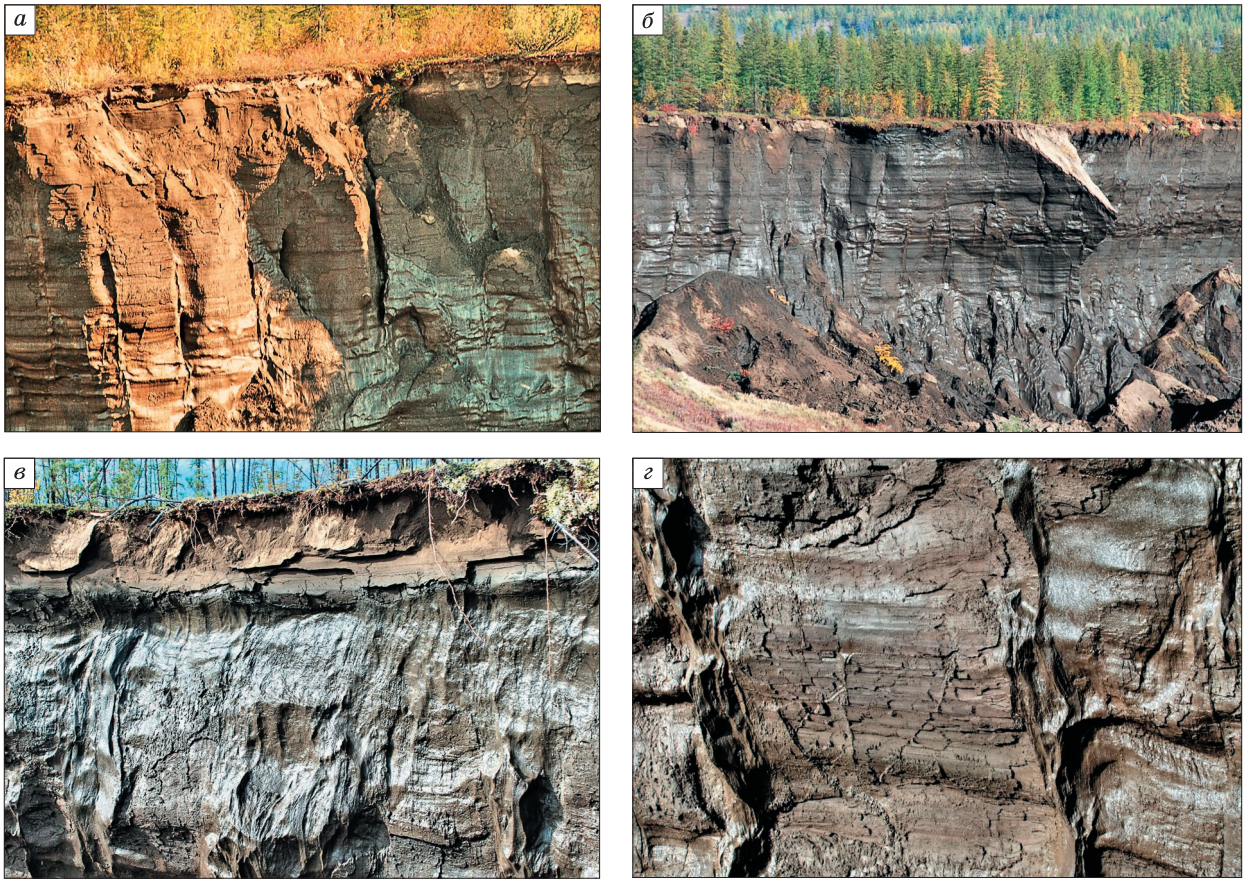

Рис. 4. Выходы льдистых песков по правой (*а*) и левой (*б*) стенке оврага с обрывом кровли полосатиков (*в*) и их разрезом (*г*).

Авторы статьи строение льдистых песков изучали в овраге на участке Б-8, где в августе 2010 г. наблюдали их геокриологический разрез сверху вниз (табл. 1). Приведенный разрез интересен тем, что здесь слоистая песчаная толща содержит полосатики, под которыми понимаются грунтово-ледяные жилы особой структуры [*Куницкий, 1989*]. Ручей на участке Б-8 легко разрушает льдистые пески, особенно тела полосатиков. Многочисленные следы размыва песчаной толщи текучими водами позволяют относить этот овраг и его боковые ветви к формам термоэрозии. Полосатики в разрезе участка Б-8 расположены местами на расстоянии всего 3–4 м друг от друга. Это можно объяснить весьма суровой обстановкой развития морозобойных трещин, на месте которых появились тела полосатиков.

Льдистые пески в разрезе участка Б-8 имеют облик водных осадков и напоминают перигляциальный аллювий [*Алексеев, 1982*]. Вместе с тем вскрытые на участке Б-8 льдистые пески можно рассматривать в качестве пресноводной толщи криолитогенных отложений. Своеобразие ее не только в том, что она содержит повторно-жильный лед полосатиков, но и в том, что эта толща расположена на стыке полигональной поверхности горного склона с глубоко размытой поверхностью подгорной равнины.

Осаждение и накопление льдистых песков происходило, судя по всему, в обширном водоеме. Вероятно, этот водоем долго был проточным бассейном и питался талыми водами, которые отличались преимущественно ламинарными течениями. Отдельные участки дна реконструируемого водоема с неглубоким залеганием многолетнемерзлых пород превращались временами в обсыхающие отмели. Промерзающие на них осадки испытывали глубокое морозобойное растрескивание, многократное повторение которого в обнаженных песках приводило к образованию в них полосатиков. Вертикальные размеры полосатиков нарастали по мере накопления песка. Возможно, частые смены положения "свободной" [*Достовалов, 1952*] вертикальной поверхности (от нее развивались температурные напряжения в монолитной мерзлой толще), обеспечили появление вереницы узких (извилистых и отвесных) клиньев повторно-жильного льда с узкими прожилками песка в каждом полосатике. Встречаются неслоистые песчаные прожилки (формы заполнения). Другие прожилки (формы отсекания) имеют слоистость, которая подобна слоистости вмещающих песков. Полосатики и вмещающие их осадки – сингенетические образования. Об этом свидетельствует следующее: сходство состава прожилок обломочного материала полосатиков и состава вмещающих слоев; неравномерное распределение льда-цемента и тонких горизонтальных ледяных прослоек в разрезе исследуемой толщи песков; расширенные участки в достаточно длинном по вертикали полосатике, сходство таких участков с расширениями сингенетических жил льда; прерывистость полосатиков, выражающаяся в том, что некоторые из них содержат оплавленные сверху ледяные и грунтовые прожилки; ярусное залегание полосатиков в разных пачках разреза.

Льдистая толща мелких пылеватых песков в разрезе участка Б-8 имеет видимую мощность 60 м. Эта толща отличается вертикальной слоистостью полосатиков и преимущественно горизонтальной слоистостью вмещающих песков. Абсолютная высота их кровли здесь составляет около 260 м.

Таблица 1. **Описание геокриологического разреза участка Б-8 подгорной равнины**

Номер слоя	Глубина, м	Краткая характеристика пород
1	0–0,05	Мохово-лишайниковый покров, талый
2	0,05–0,5	Песок бурый, мелкий, пылеватый, с живыми корнями растений, талый
3	0,5–0,9	Песок буровато-серый, светлый, мелкий, пылеватый, с обрывками корней растений, талый
4	0,9–1,1	Песок светло-серый, мелкий, илистый, с неясной слоистостью, талый
5	1,1–1,3	Песок серый, мелкий, пылеватый, с горизонтальной слоистостью; тонкая линзовидная криогенная текстура; объемная льдистость δ = 35 %; контакт с подстилающими породами резкий
6	1,3–6,5	Песок серый, мелкий, слоистый, с телами полосатиков. Ширина полосатиков до 2,5 м; они представляют собой в разрезе системы тесно прижатых друг к другу ледяных и песчаных прожилок с волнистыми боковыми гранями. Отдельные прожилки песка и льда в полосатике начинаются на разных уровнях. Расположены полосатики друг от друга на расстоянии 4–5 м. Вмещающий песок имеет горизонтальную слоистость и содержит лед-цемент, иногда встречаются тонкие (1–2 мм) линзы и прослойки льда. Сгущения их в виде ледяных поясков примыкают к полосатикам почти под прямым углом. Содержание льда в слое изменяется от полосатиков (δ = 60–70 %) к вмещающему песку (δ = 30–35 %). Контакт с подстилающей пачкой имеет следы оплавления ее пород
7	6,5–12,5	Пачка льдистых песков, аналогичных слою 6. В отличие от него она содержит отдельные прослои средних песков и свою систему полосатиков. Положение полосатиков этой пачки не совпадает с положением вышележащих полосатиков в разрезе. Данная пачка отличается тем, что в ней залегают узкие (1,0–1,5 м) полосатики, которые местами находятся на расстоянии 3–4 м друг от друга. Видимая мощность 6 м; объемная льдистость пород до 45 %. Глубже 12,5 м борт оврага закрыт осыпями; глубина оврага 60 м

СКОРОСТЬ И ТЕМПЫ ТЕРМОДЕНУДАЦИИ

Своеобразная форма термоденудации – Киргиллях-Хатынгнахская депрессия глубоко (на 60–80 м) врезана в полигональную поверхность горного склона юго-западнее участка Б-8 (рис. 5). Эта депрессия в рельефе Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины расположена в основном между изогипсами 260 и 330 м. Она имеет крутые (нередко отвесные) борта и является сточной формой. Неровное дно ее осложнено гребневидными грядами-останцами. Склоны гряд слабо закреплены травой и так же, как борта этой депрессии, характеризуются многочисленными выходами ископаемого льда.

Безымянный ручей, питающийся водами от таяния ископаемого льда и атмосферными осадками, дренирует рассматриваемую депрессию. На протяжении ряда лет он служит сезонным кана-

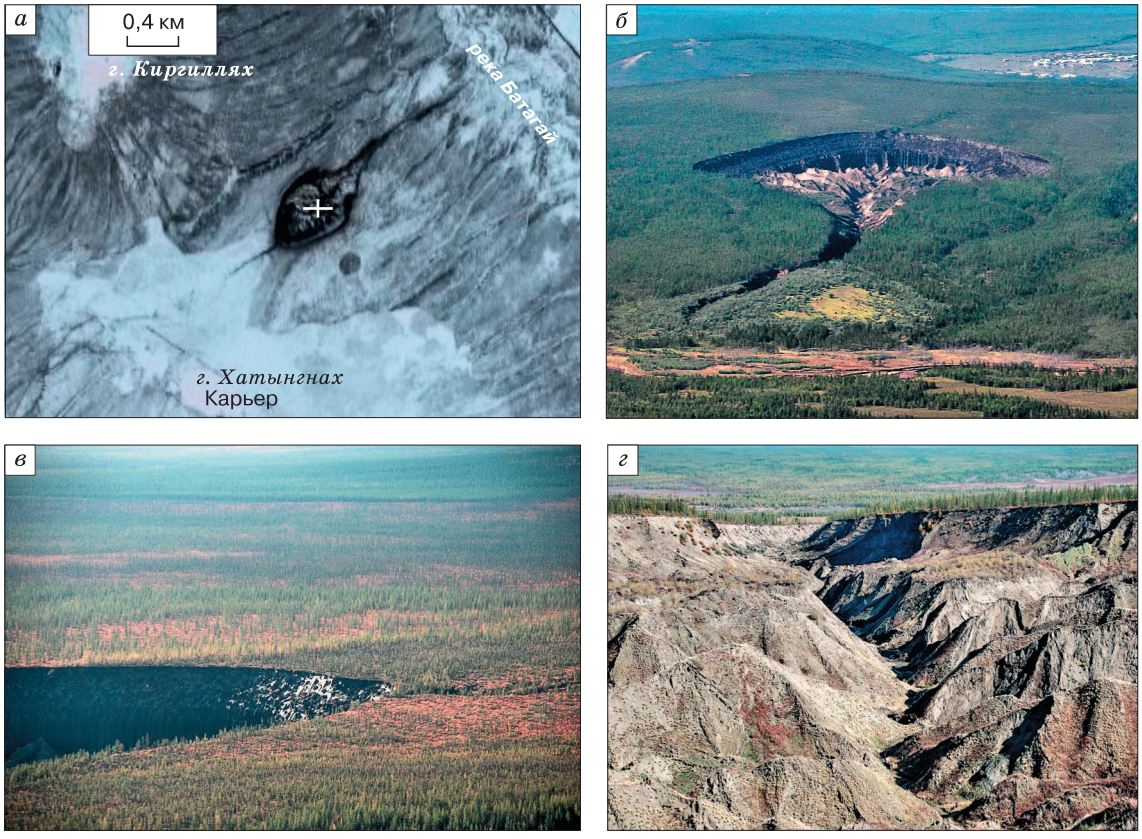

Рис. 5. Снимки термоденудационной депрессии:

а – космический снимок депрессии (крест), 07.05.2004 г. [*GIS..., 2011*]; *б* – аэрофотоснимок 2007 г.; *в* – наземный снимок с г. Киргиллях, 2010 г.; *г* – наземный снимок с г. Хатынгнах, 2010 г.

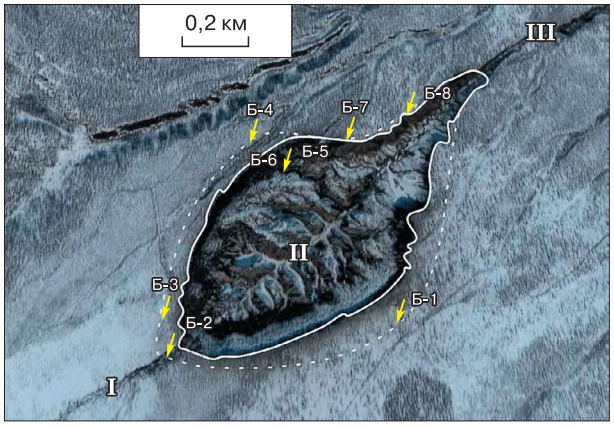

Рис. 6. Космический снимок исследуемых участков (Б-1–Б-8) и форм термоденудации (I–III).

I – термоэрозионная промоина; II – термоденудационный котел; III – термоэрозионный овраг; белая линия – бровка термоденудационного котла, 07.05.2004 г. [*GIS..., 2011*]; белый пунктир – бровка термоденудационного котла, 29.08.2010 г.

лом сброса значительных объемов обломочного материала в р. Батагай. Воды реки ниже устья этого ручья имеют повышенную мутность, иногда они напоминают суспензию, из-за чего оказываются малопригодными для питьевого водоснабжения пос. Батагай. Летом 2010 г. оплывание талого грунта в русла боковых притоков сезонного ручья и случаи перегруженности его и этих русел илистым песком были отмечены на участках Б-5 и Б-6 дна депрессии (рис. 6). В данной депрессии выделяются следующие основные элементы рельефа: термоэрозионная промоина (I), термоденудационный котел (II) и термоэрозионный овраг (III).

29 августа 2010 г. позиция бровки термоденудационного котла на ряде участков определена с помощью GPS. Наложение данных этих определений на космический снимок, датированный 7 мая 2004 г., позволило оценить скорость отступания бровки котла. Оказалось, что в период 2004–2010 гг. среднегодовая скорость перемещения бровки исследуемого котла была близка к нулю на участках Б-7 и Б-8. В то же время бровка котла на участках Б-2 и Б-3 отступала со средней скоростью 7 и 8 м/год соответственно, а на участке Б-1 – со скоростью 15 м/год.

Следовательно, в 2004–2010 гг. термоденудация горного склона на месте котла имела почти те же скорости, которые в это время определил для льдистых берегов арктических морей М.Н. Григорьев (*устное сообщение*). Близость значений скоростей можно объяснить тем, что они получены для подобных по строению и льдистости пород, которые сохранились не только в условиях тундр Арктики и Субарктики, но и южнее – в районе пос. Батагай, на занятой лесом территории.

Большая скорость термоденудации участка Б-1 вызвана, вероятно, тем, что значительную площадь на нем занимает криогенный бедленд – косой срез насыщенных льдом пород с почти полным отсутствием деятельного слоя. Воздушные потоки непосредственно контактируют здесь с выходами ископаемого льда, что обеспечивает быстрое таяние его в условиях этого бедленда в теплый сезон года.

Удельный объем ($V_{уд}$) перемещаемого материала, состоящего из продуктов разрушения льдистых пород, можно определить более или менее достоверно для участка Б-1, если такой объем (отнесенный к единице длины бровки разрушающегося уступа льдистых пород) представить как половину объема вытянутого параллелепипеда и принять следующие допущения:

– длина параллелепипеда равна средней глубине исследуемого котла (60 м), по данным 2010 г.;

– длина короткого ребра параллелепипеда равна модулю (15 м) средней годовой скорости отступания бровки котла в 2004–2010 гг.;

– длина другого короткого ребра параллелепипеда равна 1 м;

– общая длина бровки котла равна 2000 м в 2004 г.

При таких допущениях значение $V_{уд}$ составит 450 м^3. Эта величина близка к среднегодовому темпу разрушения пород, которые служили основанием криогенного бедленда на участке Б-1 и залегали вдоль каждого метра бровки этого котла в 2004–2010 гг. Темпы термоденудации, рассчитанные тем же способом, для участков Б-2 и Б-3 составили 210 и 240 м^3/год соответственно.

Проведенные расчеты показали, что объем термоденудационного котла в конце августа 2010 г. был около 17 млн м^3. Среднегодовой вынос материала из этого котла в 2004–2010 гг. составлял от 420 тыс. м^3 ($V_{уд}$ = 210 м^3/год) до 900 тыс. м^3 ($V_{уд}$ = 450 м^3/год). По-видимому, этот материал в значительной мере был перенесен талыми водами и сток их усиливал процессы термоденудации.

Сделанные расчеты позволяют отнести начало образования исследуемого котла, как минимум, к рубежу 80-х и 90-х гг. XX в. По другим данным, рассматриваемый котел имеет более длительную историю развития. Начало ее относится к 1969 г., когда геологи видели на месте этого котла провальную форму, занимающую незначительную часть дна термоэрозионной ложбины на склоне Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины (*Л.Г. Вдовина, устное сообщение*).

Представление о динамике развития форм термоденудации на этом склоне в 1968–2010 гг. дают космические снимки (рис. 7). Они позволяют выделить поздний и ранний этапы в истории формирования термоденудационного котла. Ранний этап охватывает 1968–1990 гг. В это время отдельные просадки, подобные вышеупомянутой провальной форме, осложняли дно термоэрозионной промоины в рельефе северо-восточного склона Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины. Поздний этап развития котла начался в 1991 г. Этот этап был ознаменован тем, что в 1991 г. группа просадок настолько углубилась в полигональный склон, что приобрела на нем облик единой “капли”. Затем ее размеры увеличивались год от года. В 2001 г. на месте этой “капли” была отмечена более обширная в плане яма. В дальнейшем яма ежегодно расширялась, ее границы приближались к очертаниям того котла, который виден на космическом снимке 2004 г., а также на снимках 2007 и 2010 гг.

Хотя рассматриваемый котел находится в горно-промышленном районе, трудно допустить, что в 1991–2010 гг., когда промышленное развитие здесь приостановилось, техногенный фактор вызвал заметное усиление процессов термоденудации на этой территории.

Уже более 60 лет техногенные объекты взаимодействуют с породами криолитозоны Янского плоскогорья. Почти все такие объекты еще в 1968–1980 гг. были в районе пос. Батагай, когда здесь

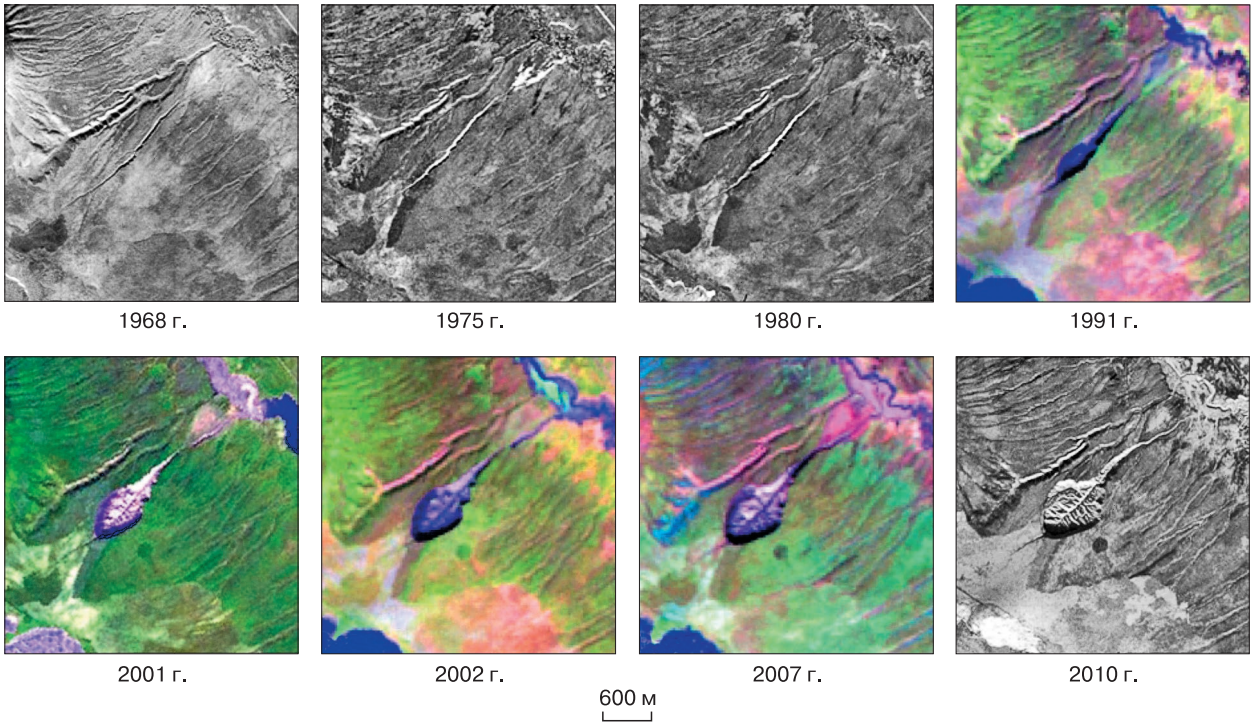

Рис. 7. Динамика форм термоденудации на северо-восточном склоне Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины в 1968–2010 гг.

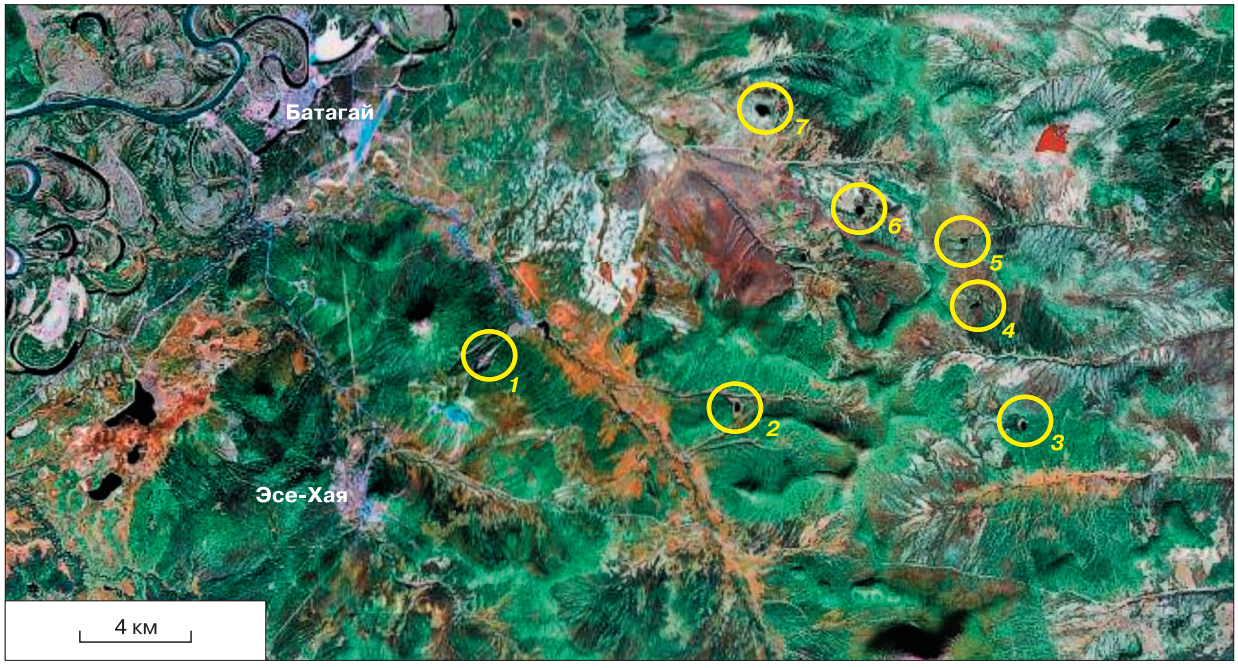

Рис. 8. Схема размещения некоторых форм (*1–7*) термоденудации в 2012 г. по данным карты Google (*http://maps.google …*).

1 – термоденудационная депрессия; *2–7* – провальные формы, размеры которых изменялись в 1968–2010 гг.

слабо проявлялась термоденудация. Усиление ее в 1991–2010 гг. совпало с происходившими в это время изменениями климата в данном районе. Следовательно, климатический (а не техногенный) фактор обеспечил в 1991–2010 гг. усиление термоденудации в районе пос. Батагай.

В 1968–2010 гг. новые формы термоденудации появились не только на рассматриваемой седловине. Несколько изменились очертания провальных котловин также на других участках горных склонов в этом районе, где сохранились льдистые толщи дисперсных пород (рис. 8).

ЛЬДИСТЫЕ СУПЕСИ

Льдистые супеси, насыщенные ледяными жилами, вскрыты в бортах Киргиллях-Хатынгнахского термоденудационного котла (рис. 9).

Данные об этих супесях получены на участке Б-2, где полигональная поверхность горного склона имеет абсолютную высоту 320 м. Летом 2010 г. расчистка борта промоины на этой поверхности позволила наблюдать здесь сверху вниз геокриологический разрез (табл. 2). В приведенном разрезе оттаявшая до глубины 0,9 м почва относится к деятельному слою. Здесь 29 августа, когда наблюдался разрез, деятельный слой имел, по-видимому, полную толщину.

Мерзлый слой 5, состоящий из супесей с объемной льдистостью δ = 40 %, в этом разрезе выделяется как защитный слой [*Ефимов, Граве, 1940*]. Он не препятствует размыву более льдистых нижележащих пород, так как имеет мощность всего 0,3 м. Однако при большей мощности подобный слой служит помехой термоденудации [*Гаврилова, 1996*]. Необходимо отметить, что ни термин “переходный слой” [*Яновский, 1933*], ни термин “промежуточный слой” [*Шур, 1988*] применить к слою 5 нельзя. Слой 5 следует обозначать термином “защитный слой”, понимая под ним “слой грунта, находящегося в течение всего года в мерзлом состоянии и залегающего непосредственно над толщей погребенного льда” [*Ефимов, Граве, 1940, с. 71*]. Такое понимание дает возможность оценивать роль пород слоя 5 и подобных отложений в процессах термоденудации.

Буровато-серая супесь (слой 3) и темно-серые супеси (слои 4, 5) принадлежат к делювиально-солифлюкционным отложениям. Поскольку их низы отнесены здесь к защитному слою (слой 5), можно

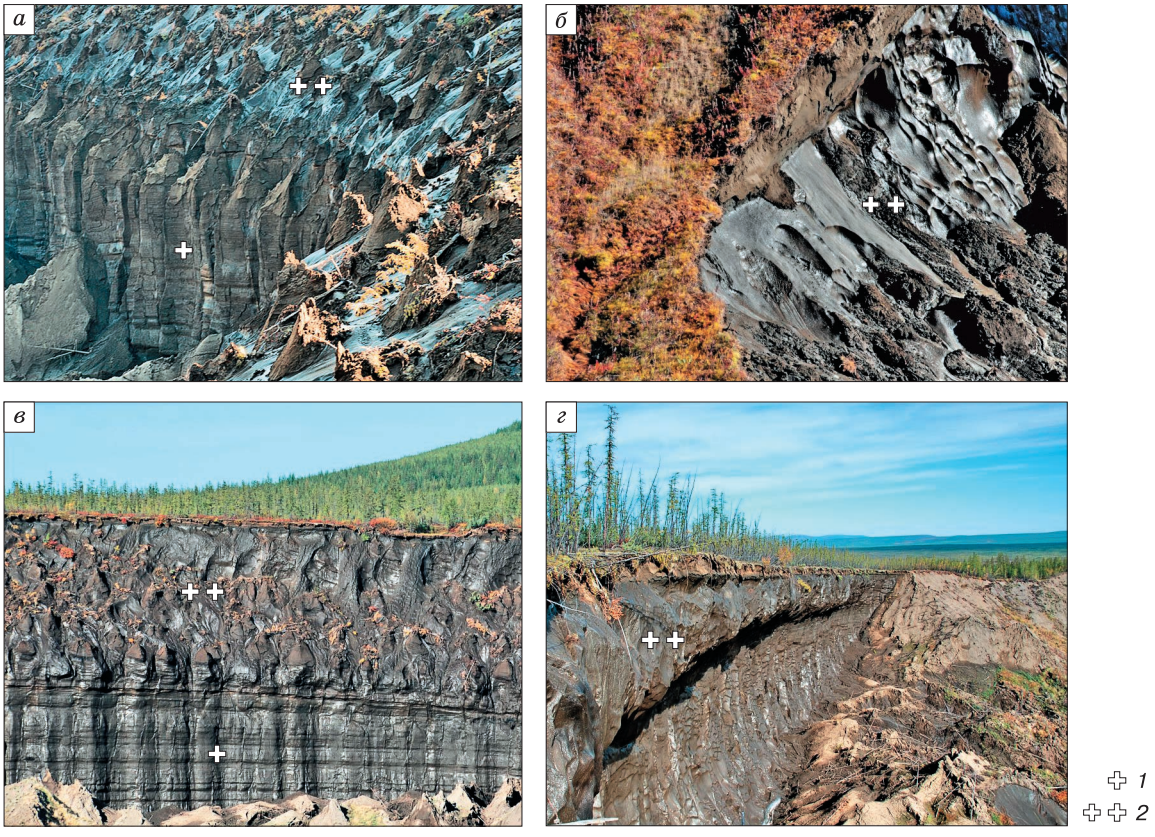

Рис. 9. Выходы льдистых пород в бортах термоденудационного котла:

а – на участке Б-1, *б* – на участке Б-2, *в* – на участке Б-3, *г* – на участке Б-4; *1* – льдистые пески; *2* – насыщенные льдом супеси.

Таблица 2. **Описание геокриологического разреза участка Б-2 горного склона**

Номер слоя	Глубина, м	Краткая характеристика пород
1	0–0,03	Мохово-лишайниковый покров, талый
2	0,03–0,05	Торф бурый, рыхлый, с живыми корнями растений, талый
3	0,05–0,5	Супесь буровато-серая, илистая, с редкой дресвой аргиллитов и алевролитов, с корнями растений, талая
4	0,5–0,9	Супесь темно-серая, илистая, с редкой дресвой аргиллитов и алевролитов, талая
5	0,9–1,2	Супеси темно-серые, с редкой дресвой аргиллитов и алевролитов, с линзовидной криогенной текстурой. Объемная льдистость 40 %; нижняя граница резкая
6	1,2–3,0	Супеси темно-серые, льдистые, контактирующие с ледяной жилой. Супеси имеют почти горизонтальную слоистость, включают редкие зерна дресвы аргиллитов и алевролитов, содержат обрывки нитевидных корней растений, отличаются тонкой линзовидной криогенной текстурой и наличием отдельных горизонтальных и вогнутых ледяных поясков. Ледяная жила представлена повторно-жильным льдом; граница его с вмещающими слоями осложнена плечиками и апофизами повторно-жильного льда. Объемная льдистость мелкозема 35–40 %, пород с учетом повторно-жильного льда – до 60 %. Вскрытая мощность 1,8 м; низы разреза закрыты оползнем

с учетом имеющихся данных об аналогичных отложениях сделать следующие выводы.

1. Тонкий (0,3 м и менее) многолетнемерзлый слой делювиально-солифлюкционных отложений, залегающий на более льдистой пачке, не препятствует ее термоденудации на полигональном склоне гор.

2. Мощный (1 м и более) многолетнемерзлый слой делювиально-солифлюкционных отложений, перекрывающий более льдистую пачку, препятствует ее термоденудации на полигональном склоне гор.

3. Мощный многолетнемерзлый слой делювиально-солифлюкционных отложений отсутствует в разрезах участков Б-1–Б-8, чем можно объяснить активное проявление термоденудации на этих участках.

Новизна данных выводов определяется тем, что они впервые делаются для горного склона с формами термоденудации, и тем, что они относятся к слою делювиально-солифлюкционных отложений, основанием которого являются более льдистые породы иного генезиса.

Эти породы иного генезиса в приведенном разрезе образуют слой 6. В нем они выделяются как проксимальная пачка (сервия) экстранивитов [*Куницкий, 1989, 2006*]. Слово “сервия” [*Наливкин, 1956*] здесь означает букет фаций, которые накопились в тесном взаимодействии друг с другом и в сходной физико-географической обстановке. Такой букет в данном разрезе включает три геокриологические фации экстранивитов.

Обломочная фация экстранивитов в слое 6 состоит из нивального мелкозема. Выполненные определения показали, что массовая доля песка в этих отложениях менее 10 %. Исследуемый мелкозем относится в основном к пылеватым легким супесям. Содержание в них крупной пыли (частицы размером 0,1–0,05 мм) достигает 66 %, массовая доля мелкой пыли (0,05–0,01 мм) равна 22–26 %. Все это придает лёссовидный облик супесям слоя 6. Особенность их в том, что они участвуют в строении горного склона и содержат обломки местных пород. Включения обычно плоских зерен дресвы аргиллитов и алевролитов являются наиболее характерной разновидностью таких обломков. Миграционная фация представлена льдоцементом и мелкими телами ископаемого льда в слое 6. Они образуют тонкую линзовидную криогенную текстуру и ледяные пояски в разрезе экстранивитов. Трещинная фация проксимальной пачки экстранивитов состоит из годовых прожилков повторно-жильного льда. Волосные прожилки ила и почти вертикальные цепочки газовых пузырьков среди такого льда относятся к той же фации в разрезе слоя 6 на участке Б-2.

В геоморфологическом плане участок Б-2 ограничен сверху перегибом склона. Осложненный деллями косогор расположен над этим перегибом, т. е. выше изогипсы 330 м, а ниже нее находится полигональная поверхность горного склона.

По-видимому, данный перегиб склона соответствует зоне тылового шва неактивной площадки криопланационной террасы. Количество дресвы аргиллитов и алевролитов в тальвеге и по бортам термоэрозионной промоины в этой зоне увеличивается с приближением к горизонтали 330 м. Поэтому можно допустить, что криогенный элювий скальных пород подстилает осадочный покров террасы вдоль ее тылового шва. Осадочный покров исследуемой террасы насыщен жилами льда. Их полигональное распределение в плане можно видеть в косом срезе таких жил по юго-западному борту термоденудационного котла на участке Б-1.

Разрез участка Б-3 свидетельствует о значительной (35 м) мощности осадочного покрова неактивной площадки криопланационной террасы и показывает, что пески с полосатиками образуют цоколь этого покрова.

Горизонтальные ледяные прослойки отмечены среди широкого (2 м) ледяного клина в верхах обнажения экстранивитов на участке Б-3. Эти прослойки пересечены прожилками “конжеляци-

онного" льда [*Шумский, 1955*] и вертикальными прожилками ила. В свое время А.И. Попов прослойки миграционного льда нашел в другой подобной жиле. Объясняя их наличие в ней, он связал образование таких прослоек с неглубоким (под деятельным слоем) таянием жилы льда и ее фронтальным ростом (за счет примерзания миграционного льда к срезанной оплавлением поверхности ледяной жилы) в ходе прерывистой аккумуляции осадков пойменного аллювия [*Попов, 1955*]. Изучение разреза участка Б-3 позволяет считать, что здесь фронтальный рост ледяной жилы проявлялся при термоденудации экстранивитов.

Дистальная пачка экстранивитов вскрыта на участке Б-4. Льдистые супеси с повторно-жильным льдом содержат лишь единичные зерна дресвы местных пород. Эта пачка на 70–80 % своего объема состоит из повторно-жильного льда и по мере приближения к поверхности подгорной равнины выклинивается в разрезе участка Б-4.

О структуре пород исследуемого склона Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины и пород подгорной равнины, примыкающей к этому склону, позволяют судить профили, представленные на рис. 10. На рис. 10 видно, что осадочный покров

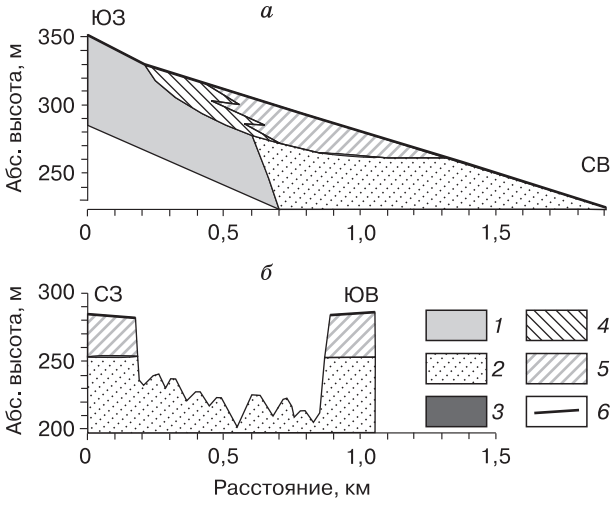

Рис. 10. Схематические продольный (*а*) и поперечный (*б*) профили исследуемой территории.

1 – складчатое основание горного склона: выветренные аргиллиты, алевролиты, песчаники и щебень этих пород с корками и гнездами льда; *2* – перигляциальный аллювий: преимущественно горизонтально-слоистые, мелкие, пылеватые пески с неравномерным распределением льда-цемента, сегрегационного льда и полосатиков (объемная льдистость $\delta = 30–35$ %); *3* – льдистый торф ($\delta > 50$ %); *4* – проксимальная пачка экстранивитов: горизонтально-слоистые, пылеватые супеси с дресвой местных пород и повторно-жильным льдом ($\delta < 60$ %); *5* – дистальная пачка экстранивитов: слоистые (почти без дресвы), пылеватые супеси, насыщенные повторно-жильным льдом ($\delta < 80$ %); *6* – многолетнемерзлый покров делювиально-солифлюкционных отложений без ледяных жил ($\delta < 40$ %).

неактивной площадки криопланационной террасы состоит преимущественно из фаций экстранивитов, залегающих на склоне горной седловины.

Фации экстранивитов впервые выделяются в криолитозоне Янского плоскогорья. И здесь уместно напомнить, что подобные отложения не раз вскрывались в других районах Якутии (Анабарское и Приленское плато, Приморский кряж и кряж Чекановского, увалы Ляховских о-вов и о-вов Анжу, кряж Прончищева и сопки берега Ойогосский Яр). Там установлена принадлежность экстранивитов к верхнему звену неоплейстоцена [*Куницкий, 1989, 1998, 2006, 2007; Kunitsky, 1993; Kunitsky et al., 2002; Schirrmeister et al., 2003, 2008, 2010*]. Учитывая это и содержание Государственной геологической карты [*Вдовина, 2002*], а также фондовые данные о льдистых породах Янского плоскогорья (собранные в 1987 и 1989 гг. сотрудниками Института мерзлотоведения), можно сделать следующие выводы.

1. Фации экстранивитов в осадочном покрове неактивной площадки криопланационной террасы на северо-восточном склоне Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины принадлежат, вероятно, к верхнему звену неоплейстоцена.

2. Этот покров содержит проксимальную пачку (объемная льдистость до 60 %) и более льдистую (до 80 %) дистальную пачку приснежниковых отложений.

3. Мелкозем дистальной пачки экстранивитов состоит из пылеватых супесей с горизонтальной слоистостью и редкими зернами дресвы местных пород (аргиллиты и алевролиты).

4. Пылеватые супеси с горизонтальной слоистостью и более заметным содержанием зерен дресвы местных пород преобладают в составе проксимальной пачки экстранивитов.

5. Фации экстранивитов несогласно залегают на подстилающих породах цоколя неактивной криопланационной террасы.

6. Льдистые пески, местами перекрытые торфом, служат постелью дистальной пачки экстранивитов в приведенном разрезе.

7. Защитный слой, представленный делювиально-солифлюкционными отложениями без ледяных жил, перекрывает фации экстранивитов в разрезе полигональной части северо-восточного склона Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины.

Вероятно, процессы нивации были шире развиты на этой территории в позднем плейстоцене. Можно допустить, что тогда северо-восточный склон Киргиллях-Хатынгнахской седловины осложняла нивальная ниша, где часто появлялись навеянные снежники. Взаимодействие их материала и талых вод снежников с подстилающей мерзлой толщей приводило к разрушению ее пород на дне и бортах нивальной ниши процессами "крио-

гидратационного" выветривания [*Конищев, 1981*]. Происходило превращение дна нивальной ниши в площадку криопланационной террасы. Это сопровождалось образованием на ней все более значительных масс нивального мелкозема. Процессы его переноса и осаждения на слабонаклонной площадке расширяющейся криопланационной террасы приводили к появлению приснежниковых отложений. Материал их деятельного слоя, примерзающий к этой площадке, был представлен пылеватыми супесями с горизонтальной слоистостью. Эти супеси по мере аккумуляции включали в себя дресву местных пород и тонкие корешки растений, испытывали морозобойное растрескивание, насыщались льдом-цементом, а также миграционным и повторно-жильным льдом. На месте накопления приснежниковые отложения становились экстранивитами.

Под термином "экстранивиты" здесь понимается особая разновидность криолитогенных отложений склонового ряда. Этот термин служит для того, чтобы насыщенные льдом приснежниковые осадки отличать от собственно нивальных накоплений (снежники, сугробы, снежные дюны и пр.), а также от других льдистых пород. В частности, к таким породам относится льдистый торф, подстилающий фации экстранивитов в разрезе участка Б-4.

Судя по приведенным на рис. 10 профилям, наличие массива льдистых супесей, насыщенных ледяными жилами, определяет строение полигональной зоны северо-восточного склона Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины. Фации экстранивитов доминируют в этом массиве. Другая его особенность в том, что отложения массива вместе с некоторыми подстилающими льдистыми образованиями принадлежат, согласно известному определению [*Соловьев, 1959*], к породам ледового комплекса. По имеющимся данным, фрагменты подобных пород тяготеют либо к средней части горных склонов (как в разрезе участка Б-2), либо к подножию склонов гор (как в разрезе участка Б-4) рассматриваемой территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все изложенное выше показывает, что структурное своеобразие верхов криолитозоны на севере Янского плоскогорья обусловлено наличием и несплошным распространением здесь льдистых толщ дисперсных пород. По своему происхождению они относятся к континентальным разновидностям криолитогенных отложений, накопление которых происходило в суровой климатической и геокриологической обстановке внеледниковой области Восточной Сибири. Выяснено, что перигляциальный аллювий (льдистые пески с грунтово-ледяными клиньями) и фации экстранивитов (льдистые супеси, насыщенные повторно-жильным льдом) принадлежат к наиболее представительным разновидностям этих пород. Установлено, что пачки экстранивитов расположены в осадочном покрове неактивных площадок криопланационных террас горных склонов, а перигляциальный аллювий с полосатиками находится в разрезах подгорной равнины этой территории.

Изменения климата вызвали в 1991–2010 гг. усиление термоденудации Янского плоскогорья на участках двух типов. К одному типу относятся участки подгорной равнины с неглубоким залеганием льдистых песков. Структура их отличается мелкозернистым составом и заметной примесью частиц пыли с преобладанием горизонтальной слоистости, неравномерным распределением льда-цемента, сегрегационного льда и полосатиков в изученных разрезах. Льдистые пески имеют видимую мощность 60 м, их объемная льдистость достигает 45 %. В 1968–2010 гг. глубокие промоины и овраги на льдистых песках подгорной равнины появились в районе пос. Батагай.

К другому типу участков отмеченного усиления термоденудации в том же районе относятся полигональные ландшафты неактивных площадок криопланационных террас на склонах гор. Термоденудация охватывает здесь льдистые породы осадочного покрова этих террас. Как правило, такой покров более чем наполовину своего объема представлен телами повторно-жильного льда. Вместе с вмещающими их льдистыми супесями и некоторыми другими льдистыми образованиями, в которых выклинивается трещинная фация экстранивитов, эти тела слагают ледовый комплекс. Поверхность его испытывает усиленное проявление термоденудации и нередко осложняется новообразованными провалами и ямами. К ним, в частности, принадлежит врезанный до глубины 60–80 м термоденудационный котел на северо-восточном склоне Киргиллях-Хатынгнахской горной седловины.

В 2004–2010 гг. ясно выраженная бровка Киргиллях-Хатынгнахского термоденудационного котла отступала местами со скоростью 15 м/год. Темп разрушения льдистых пород вдоль одного метра этой бровки составлял от 210 до 450 $м^3$/год. Этими значениями темпа и скорости локальной термоденудации льдистых пород следует оценивать реакцию верхней части криолитозоны на современные изменения климата исследуемой территории Янского плоскогорья.

Ценные материалы и большую помощь исполнителям данной работы предоставили сотрудники ОАО "Янгеология" Л.Г. Вдовина, Н.Э. Тямисов, В.Н. Соловьев, Ю.И. Коляда и Олег Пономарев. Каждому из них авторы выражают искреннюю благодарность.

Литература

Алексеев М.Н. Проблемы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Якутии // Геология кайнозоя Якутии. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982, с. 7–13.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск, Наука, 1991, 194 с.

Вдовина Л.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2002, 1 л.

Гаврилова М.К. Влияние климата на мерзлотные ландшафты Центральной Якутии / М.К. Гаврилова, А.Н. Федоров, С.П. Варламов и др. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, 152 с.

Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. II. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и Объяснительная записка к ней. Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998, 60 с.

Достовалов Б.Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов в рыхлых породах // Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. М., Изд-во АН СССР, 1952, вып. 3, с. 162–194.

Ефимов А.И., Граве Н.А. Погребенные льды района озера Абалах // Соц. строительство, 1940, № 10–11, с. 67–78.

Катасонов Е.М. Закономерности развития криогенных явлений // Актуальные вопросы советской географической науки. М., Наука, 1972, с. 28–35.

Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ как основной метод криолитологии // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Якутск, Кн. изд-во, 1973, вып. 3, с. 29–37.

Катасонов Е.М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Янской приморской низменности. М., ПНИИИС, 2009, 176 с.

Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск, Наука, 1981, 197 с.

Кудрявцев В.А. Мерзлотная съемка как основной вид мерзлотных исследований // Мерзлотные исслед., 1961, вып. 1, с. 3–10.

Куницкий В.В. Криолитология низовья Лены. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, 164 с.

Куницкий В.В. Ледовый комплекс и криопланационные террасы острова Большого Ляховского // Проблемы геокриологии. Якутск, Кн. изд-во, 1998, с. 60–72.

Куницкий В.В. Нивальные мерзлотные ландшафты и образование экстранивитов // Наука и образование, 2006, № 6, с. 89–93.

Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск, 2007, 46 с.

Методика мерзлотной съемки. М., Изд-во Моск. ун-та, 1979, 358 с.

Методы геокриологических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 512 с.

Мурзин Ю.А. Кигиляхи Якутии // Природа, 2004, № 5, с. 54–57.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1956, т. II, 393 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1989, вып. 24, кн. 1, 607 с.

Некрасов И.А. Морфология криолитозоны бассейна реки Яны и сопредельных районов / И.А. Некрасов, В.Н. Девяткин. Новосибирск, Наука, 1974, 72 с.

Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1955, вып. 2, с. 5–24.

Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 144 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 24, ч. II. Температура воздуха и почвы. Л., Гидрометеоиздат, 1966, 404 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 24, ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. Л., Гидрометеоиздат, 1968, 352 с.

Тимофеев Д.А. Терминология перигляциальной геоморфологии / Д.А. Тимофеев, Е.А. Втюрина. М., Наука, 1983, 233 с.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955, 492 с.

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

Яновский В.К. Экспедиция на реку Печору по определению южной границы вечной мерзлоты // Тр. Комис. по изучению вечной мерзлоты. Л., Изд-во АН СССР, 1933, т. II, с. 65–149.

Kunitsky V.V. On the study of nival deposits in Yakutua // Proc. of the Sixth Intern. Conf. on Permafrost. Beijing, China, Lanzhou Inst. Glaciol. and Geocryol., 1993, vol. 1, p. 903–910.

Kunitsky V.V., Schirrmeister L., Grosse G., Kienast F. Snow patches in nival landscapes and their role for the Ice Complex formation in the Laptev Sea coastal lowlands // Polarforschung, 2002, vol. 70, p. 53–67.

Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G. et al. Late Quaternary history of the accumulation plain north of Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // Polar Geography, 2003, vol. 27, No. 4, p. 277–319.

Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V. et al. Periglacial landscape evolution and environmental changes of Arctic lowland areas during the Late Quaternary (Western Laptev Sea coast, Cape Mamontov Klyk) // Polar Res., 2008, vol. 27, p. 249–272.

Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review // Quatern. Intern., 2010. doi:10.1016/j.quaint.2010.04.004.

Сайт ГУ ВНИИГМИ–МЦД, Обнинск, Россия. (http://meteo.ru).

Сайт НКЦД, Эшвилл, Северная Каролина, США. (http://www.ncdc.noaa.gov).

GIS Innovatsia Data SIO, NOAA, US, Navy, NGA, GEBCO Image / Terra Metrics Google. 2011. (http://maps.google.com/maps?ll=67.621942, 134.74845 &z=12&z=h&hl=ru).

Поступила в редакцию
20 августа 2011 г.