

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.343(571.1)

© 1998 г. Ф.А. КАПЛЯНСКАЯ, В.Д. ТАРНОГРАДСКИЙ

О ГЛЯЦИАЛЬНОМ ТЕРМОКАРСТЕ НА СЕВЕРЕ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СИБИРИ¹

Северо-восточная часть Западно-Сибирской равнины – область ярко выраженного холмистого, грядового и волнисто-равнинного озерного рельефа, распространенного от побережья океана до границы позднеплейстоценового оледенения. Сгущения озер, как это видно на космо- и аэроснимках, образуют полосы, цепочки и гирлянды, которые протягиваются на десятки и сотни километров. Слабее такой рельеф развит только на крайнем севере. Почти вся эта территория относится к области раннезырянской стадии и позднее льдом не покрывалась [1].

Рельеф и ледниковые отложения описаны здесь неоднократно [2, 3 и др.], причем образование озерных котловин связывалось с экзарацией, эрозией, особенностями ледниковой аккумуляции, но возможность голоценового или современного термокарста по ледниковым льдам не принималась во внимание. В сводке по геоэкологии Западной Сибири [4] глубококотловинные формы соотнесены с таянием залежей только инъекционно-сегрегационных льдов.

Имеются, однако, многочисленные данные о неполной дегляциации криолитозоны Западной Сибири и о распространении в ней изначально мерзлых льдистых ледниковых образований, подверженных гляциальному термокарсту² [5–8 и др.].

Целесообразно привести ряд примеров из разных районов Приенисейской Сибири (рис. 1), где о связи современного или недавнего озерного и склонового (термокарового) термокарста с реликтами оледенения свидетельствует как характер самих льдов, обнажения которых редки и эфемерны, так и геолого-геоморфологические условия, а также показать соотношение гляциального термокарста с главными элементами ледниковой морфоскульптуры.

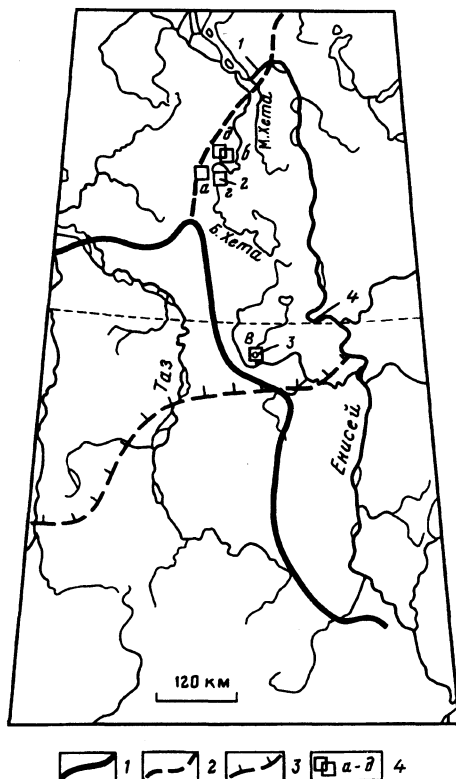
На правом берегу Енисея в его излучине у о-ва Никитинского в районе Усть-Порта (рис. 1, 1) в обрыве высотой 50–60 м виден разрез слабоволнистой моренной равнины с преобладающими отметками около 70 м, которую под несплошным маломощным делювиально-солифлюкционным покровом слагают валунные суглинки и супеси мощностью от 3 до 20 м (зырянская морена) с экзарационным контактом налегающие на толщу слоистых песков [9, 10]. Равнина с юго-запада примыкает к грядам с отметками 110–115 м, имеющим здесь простираение с северо-запада на юго-восток – напорной морене из нагромождения песков, галечников и валунных суглинков, принадлежащей, по-видимому, к зоне сжатия на стыке льдов Карского и Таймырского центров.

Бровка обрыва изрезана термокарами, вдающимися в равнину на 100–150 м (рис. 2, а). Вблизи одного из них расположено узкое, около 0,5 км длиной просадочное озеро, далее

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 95-05-14512).

² Такое название предпочтительнее, поскольку термин "гляциокарст" в англоязычной литературе означает подледниковый карст по известнякам.

Рис. 1. Обзорная карта исследуемого района
1 – граница позднеплейстоценового оледенения на Западно-Сибирской равнине (по Астахову В.И. [1] с дополнениями); 2 – зона конвергенции льдов Таймырского и Путоранского центров с льдом Карского центра; 3 – граница распространения приповерхностной мерзлоты в минеральных грунтах [4]; 4 – участки озерного гляциально-термокарстового рельефа. Цифрами показаны обнажения реликтов оледенения



имеется еще несколько параллельных озеру хасыреев³ и ложбин, разделенных невысокими грядами.

В термокаре обнажилась изначально мерзлая зырянская морена – диамиктовый ледогрунт с валунами и линзами почти чистого льда [6, 11, 12]. Она образует опрокинутые на северо-восток лежащие складки (рис. 2, б).

На слабоволнистой поверхности этой морены, под слоем сезонного протаивания залегают крупные (до 4–6 м мощностью), обращенные выпуклостью вверх линзы малолыдистого диамиктона, наложенные толстыми пачками, каждая из которых промерзала эпигенетически. Это скопления морены сплывания (флоу-тилла), которая концентрировалась в бывших понижениях поверхности мертвого льда и затем превратилась в инверсированные положительные формы. Их расположение как и простираение озер, хасыреев и ложбин на поверхности, вероятно, отражает характерное для базальных слоев льда в зоне сжатия чередование в целом перпендикулярных его движению полос (чешуй) с разным содержанием дебриса (дресвы), подчеркнутое затем неравномерной просадкой. Ориентировка форм и характер складок указывают на движение льда здесь на ССВ – 20°, что можно связать с боковым растеканием лопасти потока, двигавшегося с северо-запада в один из этапов деградации по енисейской депрессии.

Более интенсивный просадочный гляциально-термокарстовый рельеф в этом районе развит на противоположном берегу Енисея на водоразделе с р. Малой Хетой (рис. 2, в). Меридиональная полоса подобного водораздельного рельефа шириной около 20–30 км непрерывно протягивается отсюда более чем на 370 км на юг вдоль Енисея до широты устья р. Курейки и отчетливо обозначилась на карте заозеренности Западно-Сибирской равнины [13]. Она приурочена к зоне аккумулятивного ледникового рельефа, которая в течение долгого времени считалась единой фронтальной краевой грядой стадии отступления Путоранского щита [14, 15], но скорее состоит из краевых морен трех или более смежных лопастей [16].

³ Хасырей – заболоченная и заозеренная котловина термокарстового происхождения.

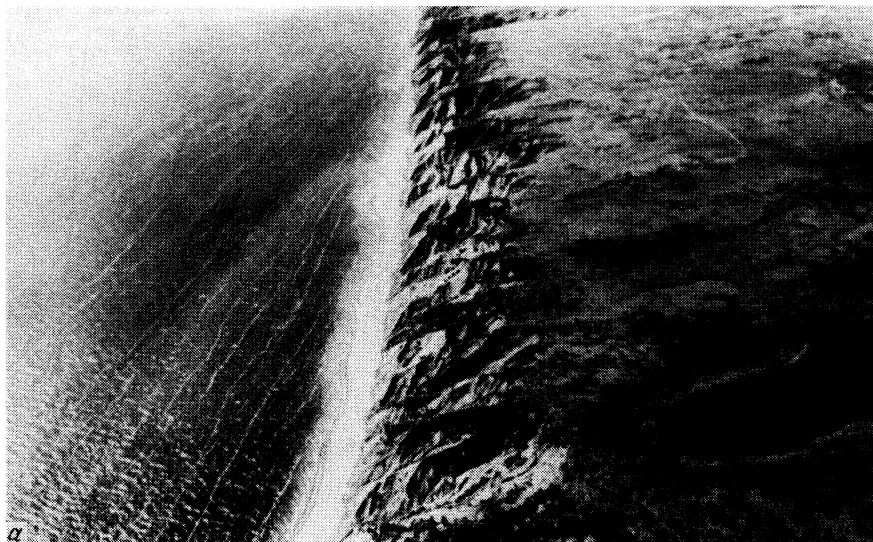


рис. 2 (а)

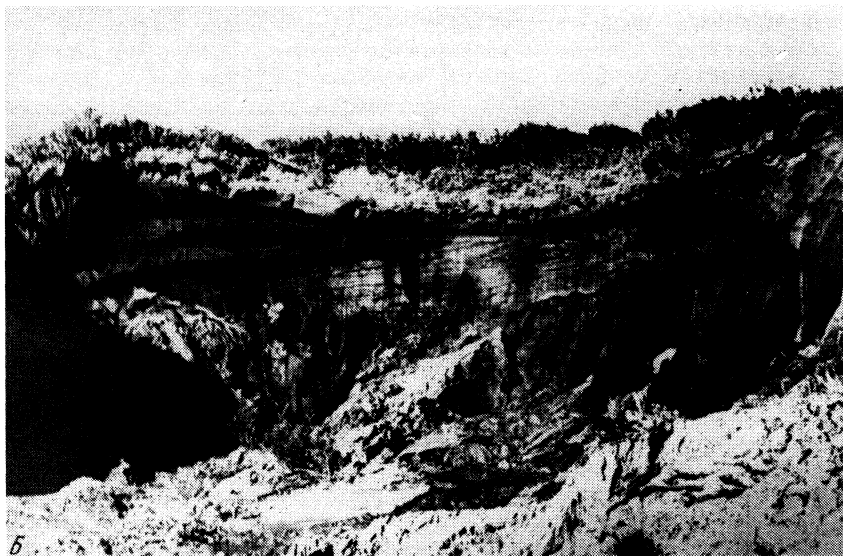


рис. 2 (б)

Второй пример относится к среднему течению р. Большая Хета (рис. 1, 2), где выход крупных (4–6 м) наклонных пластов реликтового мореносодержащего льда был обнаружен в 1982 г. А.С. Лавровым, а затем изучен Е.Г. Карповым [17]. Слоистая залежь из льда и ледогрунта (рис. 3) обнажалась в одном из нескольких врезанных в берег высотой до 40 м термокаров (100×100 м). Она имеет по данным Е.Г. Карпова⁴ мощность 9–14 м, содержание льда составляет от 52 до 215%. О ледниковом генезисе говорит присутствие во льду валунов и гальки, сложная с внутренними несогласиями дислоцированность, а также нарушения вверху подстилающих слоистых водных осадков. Залежь перекрыта малоледистой мореной сплывания (до 16 м) и склоновыми суглинками с клиновидными жилами льда толщиной до 0,5 м (результат оживления солифлюкции в голоцене и последующего похолодания).

⁴ Авторы признательны Е.Г. Карпову за предоставленные материалы.



Рис. 2(в)

Рис. 2. Проявления гляциального термокарста в районе Усть-Порта на Енисее

а – поверхность правобережной моренной равнины, обрывающейся к Енисею (в термокаре на переднем плане в тени – обнаженные мерзлые ледниковые отложения, на поверхности – просадочное озеро и хасыреи); *б* – видимое на рис. 2, *а* обнажение складчатой изначально-мерзлой льдистой морены (высотой около 15 м) в термокаре, вверху разреза (справа и слева) – скопления морены сплывания; *в* – озерный ландшафт на северной оконечности междуречья Енисея и Малой Хеты (возвышенность Ямная)



Рис. 3. Выход погребенного мореной сплывания дислоцированного льда и ледогрунта в термокаре на р. Большая Хета (фото Е.Г. Карпова)

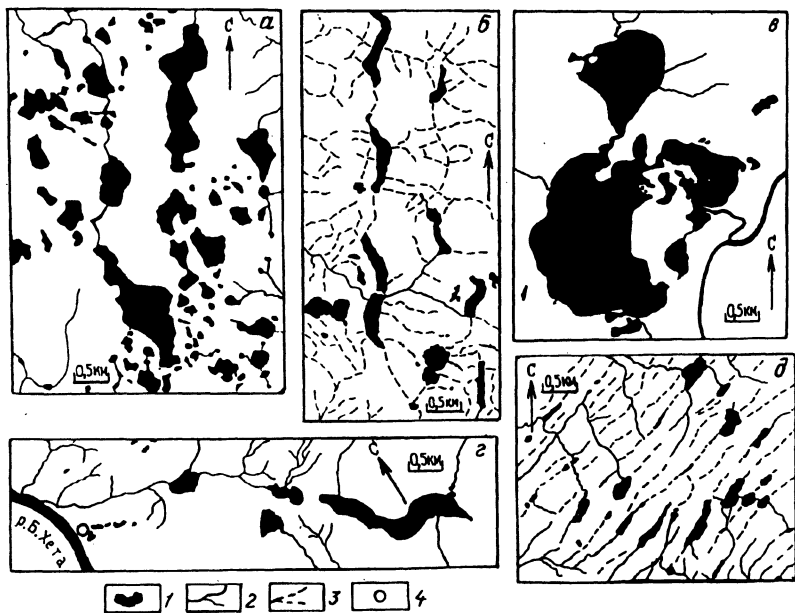


Рис. 4. Гляциальный озерный термокарст (рисунок по аэроснимкам)

1 – термокарстовые озера, 2 – основные водотоки, 3 – ложбины и полосы стока, 4 – обнажение льда и ледогрунта на р. Большая Хета (рис. 2). Местоположение участков см. на рис. 1

Правобережье Большой Хеты вблизи этого обнажения представляет собой западную окраину пологоволнистой моренной равнины высотой около 70 м, в разрезе которой присутствуют подморенные морские межледниковые казанцевские слои. На ней имеются немногочисленные, но значительно углубленные в ее поверхность озера, большинство из которых должно быть связано с вытаиванием залежей сходных с описанной. Сравнительная редкость озер здесь объясняется надежностью защитного покрова из абляционного материала в условиях плоского рельефа. Форма озер (рис. 4, 2) вероятно зависит и от формы залежей и от условий их залегания. Вытянутые озера, по-видимому, соответствуют наклонным пластам ледогрунта, расположенным близко к поверхности. Иногда в этом случае образуется подобие куэстового рельефа (рис. 4, б). Восточные берега этих меридиональных озер – крутые обрывистые, западные – пологие.

На западе эта равнина граничит с широкой возвышенной (до 150–190 м) дугообразной полосой с высокой заозеренностью (рис. 4, а), которая простирается по левобережью Большой Хеты от ее низовьев и далее до района озер Советских. Эта зона ярко выраженного аккумулятивного ледникового рельефа традиционно считалась отмечающей максимальное распространение Путоранского покрова на Западно-Сибирскую равнину в позднем плейстоцене. Но, по-видимому, только в своей южной части она является краевой, а севернее 68° с.ш. связана с радиальной компрессионной зоной в месте конвергенции карских и сибирских льдов.

Большинство из озерных котловин, без сомнения, имеют просадочное происхождение, причем глубина впадин составляет десятки метров, только часть удлиненных озерных ванн, ориентированных перпендикулярно ледниковому краю, например, в районе озер Советских, возможно связана с (подледной?) эрозией талыми водами [3]. Уровень воды в близко расположенных озерах часто находится на разной высоте. Лишь немногие из впадин дренированы и озера спущены. Во многих случаях на крутых склонах котловин на аэроснимках обнаруживаются серии свежих термокаров. В них иногда находятся мелкие озера. Нередки признаки возобновления просадочного процесса в виде термокарстовых террас на склонах котловин. На некоторых из них развит полигонально-жильный рельеф в разных стадиях протаивания и разрушения.

Расположение большинства озер явно подчинено внутренней структуре аккумулятивного пояса. Например, удлиненные небольшие озера находятся в межгрядовых впадинах

линейно-грядового рельефа, свидетельствующего о скибовой структуре [18, 19] ледникового комплекса (рис. 4, д), в которой между пластами выжатых песчаных пород (выходы которых принимались здесь раньше за маргинальные озы [20]) вероятно присутствие пластов льда.

Кроме того, на равнине имеются и очень узкие, шнуroidные озера в руслах небольших постоянных водотоков. Они объясняются гидротермическим протавиванием [21] в тех местах, где ручья пересекают ледяные залежи.

Третий пример относится к району оз. Мамонтово (рис. 1, 3; рис. 4, е), расположенному на левобережье Турухана близко и к границе раннезырянского оледенения и к южной границе мерзлоты. Выход загрязненного льда на восточном берегу озера видимой мощностью около 18 м, содержащего валуны и гальку и покрытого маломощным суглинком, был обнаружен Ю.А. Лаврушиным [22] и изучался Е.Г. Карповым [17].

По данным Е.Г. Карпова озеро имеет глубину 45 м, причем большие глубины начинаются сразу у берега, дно находится на 26 м ниже уровня моря. Восточный льдистый берег постоянно и быстро разрушается, образуя причудливые формы. Во льду отмечены наклонная полосчатость, благодаря чередованию льда и несортированного грунта, и валуны размером более 0,5 м с ледниковой обработкой. Льдистость грунтовых прослоев составляет 63–119%.

В этой части прикраевой полосы от озер Советских и далее к югу возвышенный ледниковый аккумулятивный рельеф сильно размыт тальми водами [3]. Его пререзают глубокие, возможно наследующие трещинную сеть мертвого льда ложбины стока, главным образом, юго-западного направления, но имеются и поперечные. На склонах некоторых ложбин видны термокары. Большинство наиболее крупных озер, в том числе и оз. Мамонтово, здесь приурочено к ложбинам, глубокие котловины озер сформировались и продолжают формироваться в результате просадки днищ ложбин и разрушения берегов термоабразией. Часть котловин уже дренирована. На разобщенных ложбинами на отдельные массивы возвышенностях имеются участки свежего просадочного рельефа, сходного с распространенным севернее, но, в общем, он здесь развит значительно слабее.

Наконец, четвертым, наиболее изученным местонахождением является крупная залежь реликтового ледникового льда "Ледяная гора" на правом берегу Енисея у Полярного круга (рис. 1, 4) [6, 7 и др.], где установлено несколько циклов гляциально-термокарстового процесса, зависевших от колебаний климата за последние 40 тысяч лет [1, 23]. Расположенные неподалеку крупные озера Маковское и Налимье не являются термокарстовыми; это типичные экзарационные котловины, сопровождаемые составляющими с ними гляциотектонопару моренными валами.

Южнее принятой границы постоянной приповерхностной мерзлоты в минеральных грунтах узкая (10–15 км), выдержанная цепочка гляциально-термокарстового рельефа с отметками до 150–170 м протягивается почти меридионально от 65,5° с.ш. до 63° с.ш. вдоль бровки уступа возвышенного Лобового материка на левобережье Енисея. Здесь таяние льдов либо закончилось совсем недавно, либо кое-где еще продолжается. Эта моренная полоса, по всей вероятности, обозначает южный предел позднеледниковой оледенения.

По окончании раннезырянской стадии, после стаяния основной массы льда и погребения его остатков, термокарст временами усиливался в соответствии с колебаниями климата, но особенно благоприятными были условия инсоляционного нагревания почвы в раннем голоцене и общего потепления в среднем.

Наиболее интенсивные проявления гляциального термокарста в Приенисейской Сибири связаны с ледниково-аккумулятивными возвышенностями краевых, прикраевых и радиальных зон сжимающих деформаций. Участвующие в сложных структурах ледниковой тектоники таких зон пласты и массивы базального льда и ледогрунта оказались в условиях неровного рельефа более уязвимыми для инсоляционного прогревания из-за усиления склонового сноса защитного покрова. Озерный термокарст и теперь развивается здесь через стадию сплывов и термокаров. Относительно небольшое развитие инсоляционного котловинного термокарста на водоразделах на юге территории, по сравнению с ее севером, может быть следствием того, что на юге в голоцене раньше поселилась древесная растительность, оказывающая затеняющее и закрепляющие склоны влияние.

На моренных равнинах вне компрессионных зон, где погребавший лед покров более устойчив, основные причины гляциального термокарста – гидротермические. Таяние вершук залежей здесь начинается либо в результате термоэрозии, либо из-за заполненных водой просадок в покрове, в частности, при вытаивании ледяных жил.

В целом, гляцигенный ледогрунтовый комплекс, нарастивший, а частью заместивший, в раннезырянское время верхнюю часть геологического разреза криолитозоны являлся в голоцене инерционным образованием при деградации мерзлоты. Продвижение к северу границы отрыва подошвы деятельного слоя от многолетнемерзлых пород тормозилось высокой льдистостью изначально-мерзлых морен (из-за дополнительных затрат тепла при фазовых переходах), тогда как следы отепляющего влияния самого ледника были уже полностью стерты позднеплейстоценовым похолоданием. Вероятно именно поэтому ранне-среднеголоценовое отступление мерзлоты не достигло здесь фронтальной стадии, а только термокарстовой, "перфорационной" [24, 25].

Гляциально-термокарстовые формы распространены также на Северо-Сибирской низменности, они имеются на Гыданском полуострове. Вероятнее всего крупные озера Ямала, имеющие глубину в десятки метров относятся к этой же категории. В арктическом Зауралье выявлены морфометрические отличия озерного термокарста на породах ледникового комплекса от развитого на других отложениях [26].

Южнее границы позднеплейстоценового оледенения встречаются только единичные глубоко-котловинные озера (например, оз. Кинтус на правом берегу Нижнего Иртыша с глубиной более 40 м), большинство же просадочных впадин на моренах уже заполнилось осадками. Их иногда можно наблюдать в разрезах.

Гляциально-термокарстовые озерные котловины достигают большей глубины, чем возникающие от протаивания других распространенных видов подземных льдов. Кроме того, их обычно отличают разнообразие очертаний береговой линии и подчиненность расположению определенными гляциоструктурами. Что же касается интерпретации описанных явлений как результата таяния инъекционно-сегрегационных льдов, она представляется неприменимой к данным геологическим и геоморфологическим условиям.

Гляциально-термокарстовый рельеф аккумулятивных возвышенностей Западной Сибири аналогичен распространенному в краевом поясе последнего оледенения в Европейской России [27], с той разницей, что там он уже закончил свое развитие после последнего ледникового максимума, но еще сохранил свежесть, а в Сибири продолжает развиваться со времени предпоследнего. И в том и другом регионах следы в рельефе домикулинских (доказанцевских) гляциально-термокарстовых процессов почти не сохранились.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Astakhov V.I. The last glaciation in West Siberia // *Sveriges Geologiska Undersokning*. 1992. Ser. Ca 81. P. 21–30.
2. Стрелков С.А. Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. 338 с.
3. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 344 с.
4. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 454 с.
5. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликты плейстоценовых ледниковых покровов в области вечной мерзлоты как объект палеогляциологического изучения // *Матер. гляциол. исслед.* 1986. В. 55. С. 65–72.
6. Соломатов В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
7. Карнов Е.Г. Подземные льды Енисейского Севера. Новосибирск: Наука, 1986. 136 с.
8. Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A., Tarnogradsky V.D. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed // *Permafrost and periglacial processes*. 1996. V. 7. N 2. P. 165–191.
9. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Происхождение сачуговской толщи и проблема морских трансгрессий на севере Западной Сибири // *Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене*. Л.: Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1975. С. 53–95.
10. Троцкий С.Л. Морской плейстоцен сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 294 с.
11. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // *Докл. АН СССР*. 1976. Т. 231. № 5. С. 2285–2287.
12. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды и их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты // *Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия*. 1978. Т. 297. С. 65–76.
13. Рельеф Западно-Сибирской равнины / Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
14. Стрелков С.А. Генезис ледникового рельефа и краевых образований на равнинах северо-востока Западной Сибири // *Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине* (Тр. Комис. по изуч. четв. пер. Вып. XXI) М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 118–125.
15. Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. I. Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий / Под ред. Тимофеева Д.А. М.: Наука, 1976. 430 с.

16. Карта четвертичных отложений СССР. М-6 1:2 500 000. Л.: Мингео СССР, 1976.
17. Карнов Е.Г. Подземные льды Енисейского севера: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1984. 22 с.
18. Clayton L., Moran S.R. A glacial process-form model // *Glacial geomorphology*. N.Y.: Univ. of New York, 1974. С. 89–119.
19. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 278 с.
20. Соколов В.Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостехиздат, 1960. 154 с.
21. Шур Ю.Л. Термокарст. М.: Недра, 1977. 80 с.
22. Лаврушин Ю.Л. Стратиграфия четвертичных отложений долины среднего течения р. Турухан // Тр. ГИН АН СССР. 1959. В. 32. С. 122–142.
23. Astakhov V.I., Isaeva L.L. The 'Ice hill': an example of retarded deglaciation in Siberia // *Quaternary Sc. Rev.* 1988. V. 7. P. 29–40.
24. Астахов В.И. Палеогеографическая обстановка деградации плейстоценовой мерзлоты в Западной Сибири // Геокриологические исследования в арктических районах. Тюмень: Ин-т проблем Севера, 1990. С. 11–19.
25. Astakhov V.I. The mode of degradation of Pleistocene permafrost in West Siberia // *Quaternary International*. 1995. V. 28. P. 119–121.
26. Астахов В.И. Классификация некоторых типов четвертичных отложений по морфометрическим параметрам озерных котловин (Южный Ямал) // Автоматизированная обработка данных аэрокосмических съемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 127–136.
27. Чукленкова И.Н. Морфометрические исследования древнеледниковой морфоскульптуры. М.: Наука, 1982. 76 с.

ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского

Поступила в редакцию

26.01.97

ON THE GLACIAL THERMOKARST AT THE NORTH OF PRIENISEY SIBERIA

F.A. KAPLYANSKAYA, V.D. TARNOGRADSKY

S u m m a r y

In this region glacial thermokarstic relief is widespread and its formation is running on as may be seen from remote sensing materials and from analysis of late glaciation's relics in the cryolithozone. The structure of glacial forms stamps on lake distribution and shape. Thermokarst is generated by reducing of ablation protective cover, by growth of seasonal thawing layer, by thermal erosion, by influence of other water bodies which appear due to melting of another types of ice. It was especially intensified in the Early Holocene and during climatic optimum because of high level of insolation.

УДК 551.435.2/477.75/

© 1998 г. А.А. КЛЮКИН

ЭВОЛЮЦИЯ КРУТЫХ СКЛОНОВ КРЫМСКИХ ГОР

Склоны, крутизна которых близка к углу естественного откоса, выделяют в особую группу [1–3]. Элювий коренных пород на них прикрыт чехлом крупнообломочных продуктов выветривания, практически не затронутых почвообразованием, с редкой растительностью. Грунты чехла перемещаются делювиальным процессом и крипом. Склоны развиваются в обстановке динамического равновесия между снижением поверхности чехла и поступлением в него продуктов выветривания из подстилающих пород.

Цель статьи – рассмотрение динамики и эволюции подобных склонов в условиях Крымских гор. Исследования проводились в низкогорных лесостепных ландшафтах бассейна р. Ворон, хребтов Кардага и Эчкидага на абсолютных высотах до 400 м, в климате