

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4.05(–924.81)

© 1998 г. В.И. АСТАХОВ

ИНВЕРСИОННЫЙ РЕЛЬЕФ КАК ИНДИКАТОР
ПАЛЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК

При изучении истории криосферы северных равнин однозначное разграничение прежних областей покровного оледенения и вечной мерзлоты возможно лишь на отдельных участках, где обнаженность позволяет применить полный набор геологических методов. В остальных случаях приходится довольствоваться фотогеологической экстраполяцией данных опорных разрезов. Ее надежность зависит от того, насколько устойчивы критерии распознавания по аэроснимкам древнеледниковых и древнемерзлотных ландшафтов. При анализе противоречивых литературных материалов о границах ледниковых покровов в России, особенно в Сибири и на Крайнем Севере, складывается впечатление, что такие критерии отсутствуют. Более того, многие авторы подчеркивают морфологическую конвергентность эффектов наземного и подземного оледенений. М.Н. Бойцов одним из первых обратил внимание на физически неизбежное в условиях континентального климата сходство некоторых мерзлотных форм с ледниковыми [1].

Однако многолетняя практика фотогеологического картографирования Русского Севера и Западной Сибири показывает, что ошибочная трактовка генезиса аккумулятивного рельефа связана обычно либо с ограниченным числом использованных критериев, либо с рассмотрением индивидуальных форм рельефа вне контекста криогенного процесса. Уже путем элементарной статистики просадочных форм можно отделять ледниковые толщи от других криогенных образований с ошибкой не более 10% [2]. В типичных случаях линии развития мерзлотных, с одной стороны, и ледниковых форм с другой стороны, настолько расходятся, что их распознавание по снимкам авторов подчеркивают морфологическую легкую задачу. Но и более сложные ситуации отнюдь не безнадежны, если концентрировать внимание на различиях, а не на сходстве двух процессов. Ниже мы кратко рассмотрим главные морфологически различимые результаты деградации наземных и подземных льдов. Еще более серьезные различия мезорельефа возникают при агградации мерзлоты и наступании ледников (например, следы течения льда типа флютинга в противоположность формам мерзлотного пучения и растрескивания), но они, к сожалению, слишком редки на Русском Севере для эффективного их использования при картографировании обширных регионов.

На практике приходится рассчитывать главным образом на наиболее массовые отрицательные формы вытаивания льда, которые, как и сам процесс их образования, в мерзлотоведении именуется *термокарстом* [3]. Некоторые авторы в это понятие включают также и процессы термической эрозии потерявшего подвижность глетчерного льда [4]. Для решения нашей задачи гораздо продуктивнее другая традиция, рассматривающая локализованное таяние наземных ледников в качестве самостоятельного явления, в основе термического, но морфологически сходного с обычным химическим карстом. Это явление перфорации мощного сравнительно чистого льда водоемами и потоками описывалось в качестве ледникового карста [5] или *гляциокарста* [6]. Процесс этот внешне гораздо более похож на настоящий карст растворимых пород, чем морфологически одно-

образный процесс образования просадочных озер в мерзлых грунтах, поскольку на современных омертвевших ледниках можно наблюдать такие ярко карстовые формы, как поноры, полье, пещеры и дренажные тоннели [7].

Представления о морфологической конвергентности термокарста и гляциокарста обычно связываются с самыми многочисленными формами – мелкими озерными котловинами с проседающим дном. При общем размерзании и инверсии рельефа талые минеральные осадки таких озер образуют локальные положительные формы на фоне общей усадки бывшей льдистой равнины [1]. М.Н. Бойцов, приводя в пример Южный Ямал, считал, что существуют все переходы между инверсионными холмами прежней многолетней мерзлоты и нормальными камами, развившимися при локализованном таянии неподвижного наземного льда. Однако средние и максимальные глубины просадочных озер на многолетнемерзлых грунтах должны быть всегда меньше глубин озер на мертвых ледниках в силу гораздо меньшей мощности подвергшегося термальной эрозии льда в первом случае. Эта разница проявится в значительно большей резкости аккумулятивного рельефа, образовавшегося из гляциокарстовых полостей. Иными словами, крутизна холмов абляционной серии ледниковых осадков должна быть в среднем заметно выше из-за большей мощности осадков и их более грубого состава, даже если их средние высоты будут примерно равными высотам аналогичных мерзлотных форм (рис. 1).

С мелководностью тундровых озер, которые очень часто превращаются в полуосохшие блюдцеобразные западины (хасыреи или аласы), связаны и другие важные особенности термокарстового ландшафта. В первую очередь это характерные для зрелых тундровых озер правильные, округлые в плане очертания, обусловленные боковой термоэрозией¹ льдистых берегов. Этот процесс ведет к миграции озерной ванны и появлению мелководного шельфа – термоэрозионной платформы [8]. При инверсии термокарстовых озер такие платформы превращаются в кольцевые болотистые ложбины по периферии инверсионных холмов (рис. 1Б). Ввиду их мелководности даже изначально угловатые термокарстовые западины, образовавшиеся по полигональным трещинным льдам, быстро приобретают простые округлые очертания. После деградационного переустройства рельефа овальные и циркульные формы термокарстовых водоемов сохраняются в плановых очертаниях инверсионных холмов (рис. 2). При этом они нередко в массе ориентированы либо по полигональной сети повторно-жильных льдов, либо в согласии с инсоляционной и ветровой анизотропией термоэрозионного процесса [8]. Холмы часто вырождаются в кольцевые гряды, видимо в связи с недостаточной просадкой в центре древней котловины. Инверсионные русла рек древнемерзлотного ландшафта в виде озоподобных гряд нередко сопровождают узкие болотистые ложбины. Таким образом, рельеф термокарстовой инверсии зеркально симметричен устройству первично-мерзлой местности.

Вещественное содержание инверсионно-термокарстовых холмов также достаточно своеобразно и не похоже на состав ледниковых абляционных образований. Слагающие осадки варьируют от мелких песков до торфяно-глинистых накоплений. Грубообломочный материал (если имеется) строго локализован шлейфами термоделясия у крутых берегов бывших озер, врезанных в древние грубообломочные породы. Совершенно отсутствует столь характерный для камов плащ галечника или диамиктона. Вместо него можно наблюдать тонкий покров лессовидных либо песчаных эоловых осадков. Решающим геологическим признаком мерзлотного генезиса таких холмов являются горизонты погребенных почв и псевдоморфоз по повторно-жильным льдам [9], неизвестные в разрезах камов.

Принципиально другая ситуация создается при гляциокарстовом процессе благодаря отсутствию минеральной рамы, обилию воды и хорошему, в том числе подповерхностному дренажу. В этих условиях фронт таяния быстрее распространяется вглубь, чем по латерали. Боковая миграция озер слабо проявлена и начинается только, если поверхность ледника глубоко погребена под абляционными осадками. Простая круглая форма, характерная для многих гляциокарстовых воронок-озер на поверхности голого мертвого льда [5], лишь изредка проявляется в виде конических камов после стаивания закарстового льда. Такое случается, по-видимому, только в маломощных ледниках.

¹ В русской литературе озерная термоэрозия часто обозначается крайне неудачным термином "термоабразия". На берегах тундровых озер происходит простой волновой смыв оттаявшего рыхлого грунта независимо от наличия абрадирующих обломков. Этот процесс развивается не только в многолетнемерзлых породах: на поймах северных рек и плоских таежных болотах также можно видеть множество озерных ванн, округленных боковой термоэрозией сезонно-мерзлых илов и торфяников.

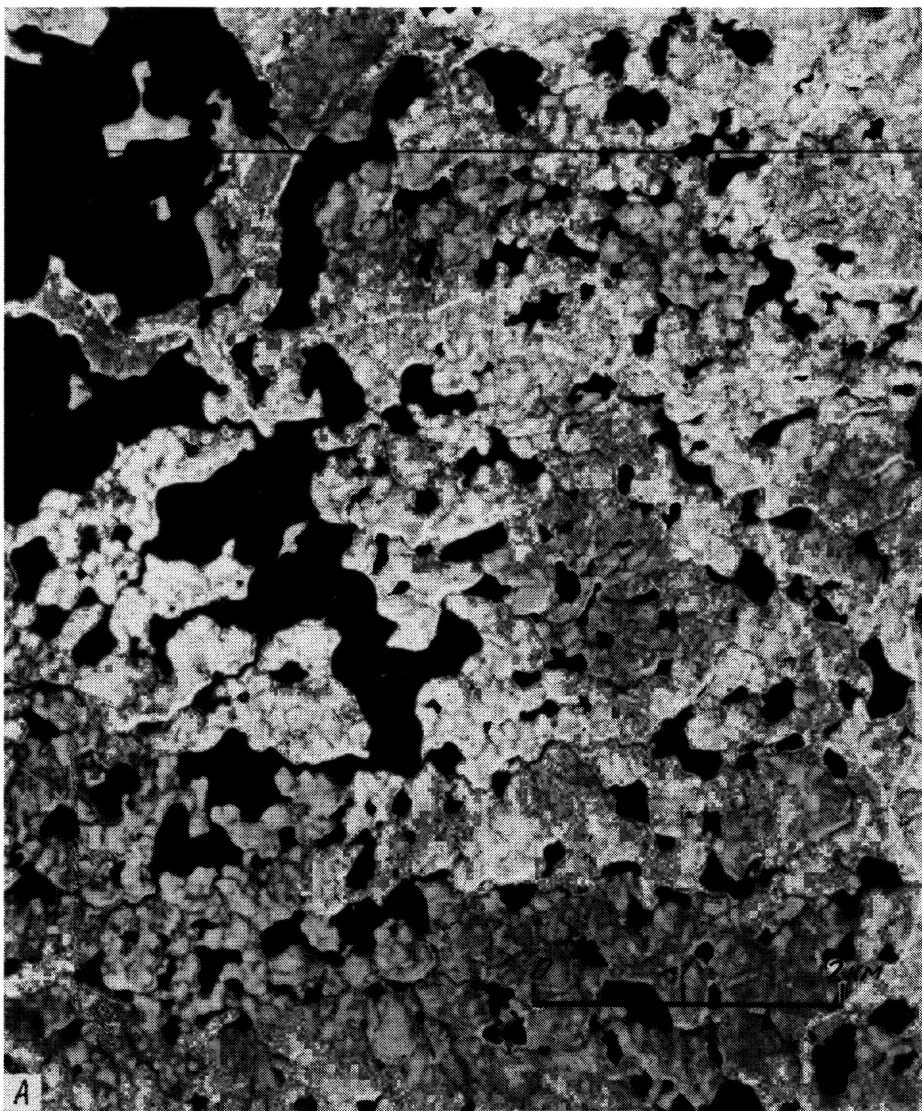


Рис. 1. Аэроснимки ландшафтов гляциокарстовой (А) и термокарстовой (Б) инверсии

А – Большеземельская тундра, район оз. Бол. Харбейто. Нагромождение песчаных холмиков с промежутками, занятыми глубокими озерами причудливой формы. Б – Сибирские Увалы, истоки рр. Охогригол и Коликъеган. Низкие песчаные холмы и кольцевые гряды, разделенные плоскими болотами или соразмерными мелководными озерами: болотистые ложбины в северной части сопровождаются озоподобными грядами

В общем же случае гляциокарстовый инверсионный рельеф характеризуется хаотическим сочетанием мелких округленных холмов с единичными извилистыми озовыми грядами и крупным возвышенными камовыми плато (звонцами). Их характерная разновидность (в отличие от примерно одинаковых холмов термокарстовой инверсии) связана с коренным отличием гляциокарста от термокарста. Причина этого в том, что при стаивании мощного льда осадки поверхностных озер проектируются и нагромождаются на минеральное заполнение причудливых внутри- и подледниковых каверн и тоннелей (рис. 3). Отсюда, морфология полей камов, озов в других абляционных образований не может быть зеркальным слепком поверхности древнего ледника, поскольку представляет собой проекцию на земную поверхность многоэтажной трехмерной системы всевозможных каверн

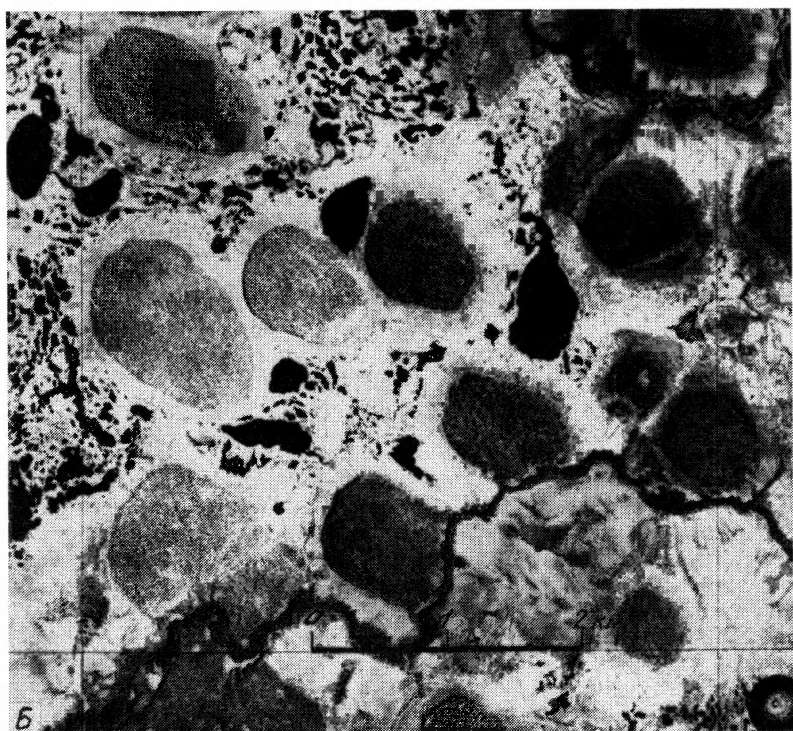
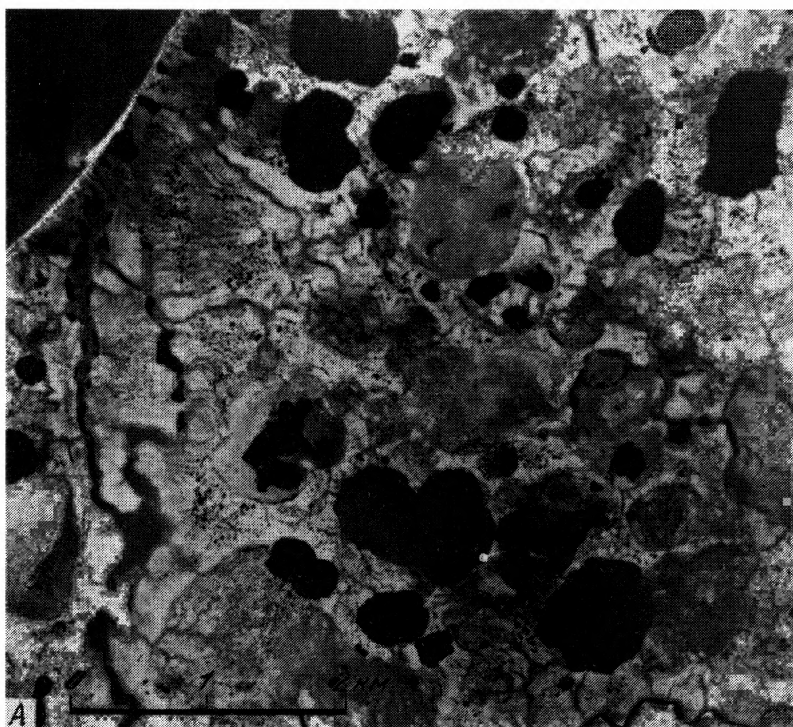


Рис. 1 (Б)

и дренажных линий, длительно развивавшихся в потерявшем подвижность материковом льду.

Наледниковые и внутриледниковые водоемы прекращают свое существование не из-за недостатка воды, а большей частью из-за переполненности отсортированным минеральным материалом. В них отсутствуют как озерные шельфы, так и прибрежные таберальные накопления. Вместо них в толще водноледниковых песков и алевритов могут встречаться грубые дельтовые галечники, подвешенные валуны и глинистые шлейфы морен сплывания, соскользнувшие с крутых ледяных берегов. Массовая ориентировка озер и результирующих камов если и встречается, то достаточно легко устанавливается ее связь либо с прямыми линиями тока льда, либо с поперечными дугообразно изогнутыми трещинами в бывшем леднике.

Очень существенны различия типичной формы озерных котловин в уже инверсированных ландшафтах. После инверсии мерзлотного рельефа новые водоемы, занявшие прежние плоские межозерные пространства, остаются мелкими с пологими берегами неровных очертаний из-за роста береговых торфяников. При повторном промерзании местности



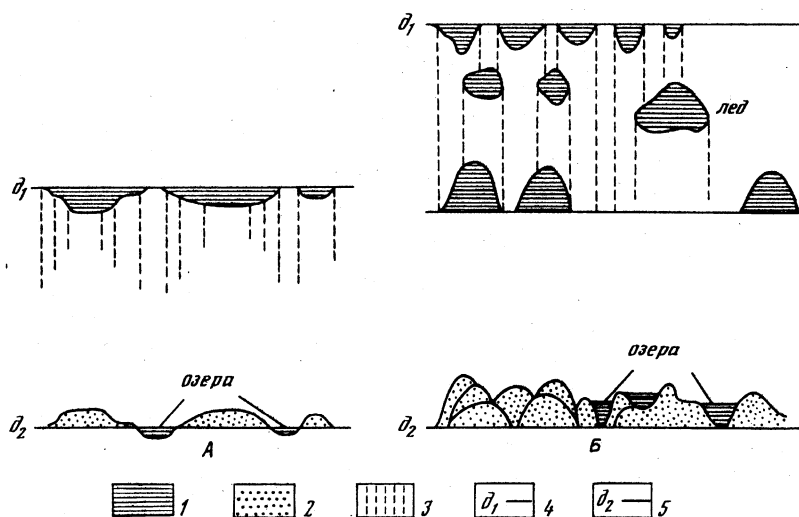


Рис. 3. Схема термокарстовой (А) и гляциокарстовой (Б) инверсий мезорельефа (в разрезе)
Вверху – карстовые формы в мерзлых грунтах (слева) и в мертвом льду (справа); внизу – результирующий рельеф.

1 – водоемы, 2 – осадки водоемов, 3 – траектории проектирования осадочного материала, зависящие от величины усадки субстрата; дневная поверхность: 4 – исходная, 5 – результирующая

(обычном для позднего голоцена Арктики и Субарктики) такие озера местами опять приобретают округлые термоэрозионные формы, т.е. вновь проявляется идиоморфизм озерных котловин по отношению к окружающему низменному рельефу. Площадь, занимаемая болотистыми понижениями инверсионно-термокарстового ландшафта (прежними межозерными тундрами) обычно вполне соизмерима с площадью положительных форм рельефа, т.е. округлых лепешкообразных холмов – слепков прежних тундровых озер (рис. 1Б, 2Б). Оба явления отражают зеркальность процесса термокарстовой инверсии.

Ввиду малых градиентов термокарстового рельефа и изолированности первичных озер после инверсии мелководные озера могут беспрепятственно мигрировать, сливаясь и образуя выпуклые в плане "вырезные" контуры берегов за счет термоэрозии сезонной или вторичной многолетней мерзлоты, образовавшейся в плоских заболоченных низинах. Хороший пример – описанное А.А. Земцовым [10] блуждание современных озер в Сургутском Полесье, Западная Сибирь, где вечная мерзлота деградировала в начале голоцена.

Совсем иначе выглядят остаточные озера в древнеледниковых ландшафтах. Ввиду суперпозиции осадков гляциокарстовых полостей при их проектировании на бывшее ложе ледника (рис. 3) положительные формы (хотя и разновысотные) резко преобладают, а послеперинвасионные озера занимают либо узкие и глубокие промежутки между холмами, либо очень крупные ложбины ледниковой эрозии. Такие озера ввиду значительной глубины часто имеют крутые минеральные берега, а их плановая форма редко приближается к овалу или кругу. Более того, для реликтовых ледниковых ландшафтов типична иррегулярная извилистость береговой линии озер (рис. 1А) с множеством мысов и заливов в отличие от простых дугообразных берегов в "вырезных" термокарстовых ландшафтах. Таким образом, при гляциокарстовом развитии рельефа идиоморфизм первичных наледниковых водоемов переходит в идиоморфизм инверсионных холмов, а форма послеперинвасионных озер полностью зависима от объема осадков первично-ледниковых ванн.

Рис. 2. Термокарстовые ландшафты на правобережье Нижней Печоры

А – блуждающие термоэрозионные озера на низкой приморской террасе в районе Вангурия в зоне сплошной мерзлоты; черный тон – озера, серый – их осохшие днища. Б – их инверсионные аналоги в 220 км к югу в зоне островной мерзлоты, левобережье р. Созьвы; темно-серый диффузный тон – плоские песчаные повышения, поросшие лесом, светлый тон – болотистый пьедестал с постинверсионными озерами (черное). Описывались в качестве лимнокамов, сложенных тонкозернистыми песками с прослоями алевритов [13]

Еще одно, не сразу бросающееся в глаза отличие: четкая связь размеров и плотности холмов и озер с крупными неровностями первичного рельефа и литологией субстрата для реликтовых термокарстовых ландшафтов и отсутствие таковой для гляциокарстовых образований. Это обусловлено сильным влиянием на термокарстовый процесс льдистости, пучинистости, глубины сезонного оттаивания и других параметров материнской мерзлоты, зависящих от увлажненности поверхности и литологии промерзших пород. Поэтому инверсионно-термокарстовые ландшафты заметно различны в низинах и на водораздельных плато. На плоских песчаных равнинах, подстилаемых мощными глинистыми формациями, термокарстовые озера и производные от них инверсионные холмы достигают рекордной величины (рис. 1Б, 2Б). Причиной этого надо считать просадки высокольдистых подстилающих глин, компенсированных быстрым заполнением озер развеемым песком. В то же время на хорошо дренированных и расчлененных междуречьях, особенно покрытых лессовидными породами, чаще встречается лишь мелкая бугристость, отражающая кратковременные протайки системы полигональных льдов.

Напротив, вариации размаха древнеледникового рельефа связаны не столько с местными особенностями подледной поверхности, сколько с распределением мощностей, способов движения, загрязненности материкового льда и условий эвакуации талых вод. Эти параметры контролируются как климатом, так и региональными особенностями ледникового ложа. В частности, резкое падение числа и размеров радиальных озв при переходе покровных льдов с кристаллического на осадочный покров соседней плиты объясняется врезанием подледных потоков в ложе с соответственной редукцией ледяных тоннелей. Другая причина редкости тоннельных озв, более подходящая для равнин Русского Севера и Сибири, – отсутствие воды на мерзлом ледниковом ложе [7].

Трудности различения палеомерзлотных и ледниковых форм обусловлены не столько конвергентностью обоих процессов, сколько неоднократным наложением ледниковых процессов на мерзлотные и наоборот [11], что ведет к переплетению в пространстве форм протавания мерзлых грунтов и мертвого льда. В области Скандинавского и Лаврентийского оледенений эта проблема не столь остра, поскольку древнеледниковые и древнемерзлотные феномены там, как правило, разделены в пространстве и времени. Для равнин Русской Арктики и Субарктики смешение обоих явлений – весьма обычная ошибка, часто встречающаяся как в литературе, так и в геологосъемочной практике.

Например, неоднократно описывался "свежий ледниковый рельеф" Сибирских Увалов, из чего некоторые авторы делают выводы о продвижении поздневалдайских ледников в Сибири до 63° с.ш. [12]. Однако морфология свежих, образовавшихся в голоцене, аккумулятивных холмов на Увалах полностью отвечает вышеописанным особенностям инверсионно-термокарстового рельефа (рис. 2Б), а при полевой проверке они оказались сложенными тонкими песками с множеством псевдоморфоз по повторно-жильным льдам (см. рис. 2 в [9]). Настоящие морены и грубые флювиогляциальные пески среднего плейстоцена в этом районе служат цоколем и не образуют насыпных холмов.

Сходная ситуация и в Печорской низменности², где делались попытки отодвинуть границу последнего оледенения на 300 – 400 км к югу от ее традиционного положения. При этом в качестве ледниковых камов описывались мелкопесчаные холмы на низких террасах [13]. Как видно на рис. 2Б, эти слабо вытянутые к СЗ, ритмично повторяющиеся повышения примерно одинакового размера являются зеркальным отражением скоплений термокарстовых озер в зоне сплошной современной мерзлоты (рис. 2А). И в этом случае грубообломочные ледниковые осадки, залегающие в цоколе инверсионно-термокарстового рельефа, не имеют к нему прямого отношения.

В заключение следует подчеркнуть, что рассмотренные выше сравнительно-морфологические критерии разных типов криоморфогенеза имеет смысл применять по методу стохастической аппроксимации. Т.е. надежный результат обеспечивается последовательным увеличением числа признаков, вовлекаемых в процесс распознавания. В качестве главного признака можно рекомендовать плановую форму озерных котловин и производных от них инверсионных холмов: их правильные (циркулярные или овальные) очертания (рис. 1Б, 2) говорят о резком преобладании обычного термокарстового процесса. Малые градиенты инверсионного рельефа вкупе с выраженной ориентировкой мезоформ (рис. 2Б) – дополнительные признаки недавно деградировавшей вечной мерзлоты.

² Материалы по Печорскому бассейну были получены в процессе исследований по русско-норвежскому проекту PECHORA (Palaeo Environment and Climate History of the Russian Arctic), поддержанному Университетом г. Бергана и Норвежским Советом по Науке.

1. Бойцов М.Н. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения // Тр. ВСЕГЕИ. 1961. Нов. серия. Т. 64. С. 27–36.
2. Астахов В.И. Классификация некоторых типов четвертичных отложений по морфологическим параметрам озерных котловин // Автоматизированная обработка данных аэрокосмических съемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С. 127–136.
3. Качурин С.П. Термокарст на территории СССР. М.: Наука, 1961. 291 с.
4. Murlton J.B. Thermokarst-lake-basin-sediments, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada // *Sedimentology*. 1996. V. 43. P. 737–760.
5. Clayton L. Karst topography on stagnant glaciers // *Journ. Glaciology*. 1964. № 5. P. 107–112.
6. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.
7. Clark P.U., Walder J.S. Subglacial drainage, eskers and deforming beds beneath the Laurentide and Eurasian ice sheets // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1994. V. 106. P. 304–314.
8. Бойцов М.Н. Об эволюции котловин термокарстовых озер // Тр. НИИГА. 1965. Т. 143. С. 327–340.
9. Астахов В.И. Палеогеографическая обстановка деградации плейстоценовой мерзлоты в Западной Сибири // Геокриологические исследования в арктических районах. Т. II. Тюмень: ИПОС, 1990. С. 11–19.
10. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. 343 с.
11. 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. P. 165–191.
12. Волков И.А., Казачук В.А. Краевые образования древнего ледника в центральной части Сибирских увалов // Краевые образования материковых оледенений. Тез. докл. 8 Всесоюз. совещ. Минск: Наука и техника, 1990. С. 27–28.
13. Лавров А.С. Некоторые типы камовых образований южной краевой зоны Баренцевоморского ледника / Строение и формирование камов. Таллин: Валгус, 1978. С. 53–61.

ВНИИ космоаэрогеологических методов

Поступила в редакцию
20.09.97

INVERSION RELIEF INDICATOR OF PALEOCRYOLOGICAL ENVIRONMENTS

V.I. ASTAKHOV

S u m m a r y

The apparent similarity of glacial and periglacial hummocky landscapes often leads to errors in delimiting former glaciated and perennially frozen areas by means of aerial mapping. To avoid the misinterpretation a set of morphological criteria is suggested, based on inherent difference between relief development by thermokarst sinking in permafrost terrains, on one hand, and by glaciokarst piercing of stagnant glaciers, on the other. Inverted glacial hillocks have an irregular shape, being produced by piling of superimposed filling of multi-floored glaciokarst cavities. Flatter knolls of periglacial terrains, originating from dust-filled surface thaw lakes, are fairly regular in plan and often show a preferred orientation.