

УДК 528.7

КАРТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ БОВАНЕНКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ПОЛУОСТРОВ ЯМАЛ

Г.С. Санников

ООО ГП «Промнефтегазэкология», Тюмень, 625000, ул. Республики, 207, Россия; tyumenetz@gmail.com

Проведено исследование изменений размеров термокарстовых озер на ключевом участке, расположенном на территории Бованенковского месторождения (Центральный Ямал). Рассчитаны изменения, произошедшие за последние 20 лет. Выполнен анализ разновременных картографических материалов, аэро- и космоснимков. Проверена возможность применения морфологического анализа рельефа для определения участков, наиболее подверженных воздействию термокарста. В результате картометрических измерений выявлено незначительное, но устойчивое уменьшение площадей термокарстовых озер на водоразделах и незначительное увеличение площади и количества озер на низких гипсометрических уровнях.

Термокарстовые озера, Бованенковское месторождение, морфологический анализ, картометрия, экзогенные процессы

CARTOMETRIC RESEARCHES OF THERMOKARST LAKES WITHIN THE BOVANENKOVO GAS FIELD TERRITORY, YAMAL PENINSULA

G.S. Sannikov

“Promneftegazekologiya” Co Ltd, 625000, Tyumen, Respubliki str., 207, Russia; tyumenetz@gmail.com

The researches of changes of the sizes of thermokarst lakes have been carried out on the key site located within the territory of Bovanenkovo gas field, Central Yamal. The changes that occurred during the last 20 years have been calculated. The analyses of the nonsimultaneous cartographic, aero- and space-survey materials have been used during the investigations. The possibility of using of the relief morphological analysis for the location of sites mostly exposed to thermokarst has been examined. The cartometric calculations have revealed the insignificant but stable decrease of areas of the thermokarst lakes on watershed surfaces and insignificant increase of lake areas and number on the low hypsometrical levels.

Thermokarst lakes, Bovanenkovo gas field, morphological analysis, cartometry, exogenous processes

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большой интерес исследователей вызывает реакция многолетнемерзлых толщ на глобальные изменения климата. Данному вопросу посвящена обширная литература [Анисимов и др., 1999; Дучков и др., 2000; Израэль и др., 2002; Павлов, 2005; Васильев и др., 2008; Павлов, 2008]. Одним из показателей изменений состояния мерзлоты является динамика современных экзогенных рельефообразующих процессов в криолитозоне, причем наиболее показательными являются различные формы термокарста, т. е. вытаивание подземных льдов с образованием на поверхности отрицательных форм рельефа [Качурин, 1961; Коржуев, 1982]. Оценкой изменения площадей термокарстовых озер занимались и ранее [Брыксина и др., 2006; Кравцова, Быстрова, 2009; Smith et al., 2005], однако исследований подобного рода в среднем масштабе в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП) проводилось недостаточно.

Для исследования динамики термокарста на территории Бованенковского месторождения автором были использованы метод морфологического анализа рельефа, а также картометрические [Волков, 1950] и морфометрические методы.

Целями настоящей работы являлись проверка достоверности результатов морфологического анализа степени интенсивности современного термокарста и изучение изменения площадей термокарстовых озер на различных геоморфологических уровнях.

Для достижения этих целей были поставлены следующие задачи:

- построение картограмм заозеренности и густоты морфоэлементов по разновременным материалам дистанционного зондирования (ДЗ), сравнение их между собой и с геоморфологической картосхемой;
- подсчет изменения площадей термокарстовых озер путем повторной оцифровки их

береговых линий с разновременных материалов ДЗ;

– интерпретация полученных результатов.

Для проведения исследований был выбран участок Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ). Такой выбор обусловлен как наличием достаточного количества картографических материалов на данный район, так и возможностью экстраполировать полученные результаты на большую территорию Центрального Ямала.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Ключевой участок исследования располагается на западном (Карском) мегасклоне центральной части полуострова Ямал, простираясь от р. Сеяха на юге до среднего течения р. Юнетаяха на севере (рис. 1).

Выделяются следующие геоморфологические уровни: пойма (нижний высотный уровень, абс. отметки 0,5–8,7 м); нерасчлененный комплекс II и III морских террас (верхний высотный уровень, абс. отметки 23–32 м) [Трофимов, 1975]. Эти уровни разделены широкой полосой склонов, крутизна которых в основном не превышает 5–6° (рис. 2).

Верхняя часть разреза горных пород представлена морскими осадками средне- и верхнеплейстоценового возраста – салехардской и казанцевской свитами [Лазуков, 1970], а также верхнеплейстоценовыми и голоценовыми, аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями. Литологически эти слои представлены пере-

слаивающимися глинами, суглинками, супесями и пылеватými песками. Отличительной особенностью толщи верхнеплейстоценовых морских отложений является наличие в них мощных залежей подземных льдов, залегающих на глубине 2–5 м от дневной поверхности и ниже [Баду и др., 1982].

Многолетнемерзлые породы территории месторождения характеризуются температурами от –6 до –9 °С [Геокриологические условия..., 1996] и объемной льдистостью 45–60 % [Геокриология..., 1989]. Глубина сезонного протаивания в зависимости от сочетания геоморфологических, литологических и ландшафтных условий варьирует в широких пределах:

70–90 см – на дренированных плакорах с пятнистыми и бугорковатыми кустарничковыми тундрами на суглинках и супесях;

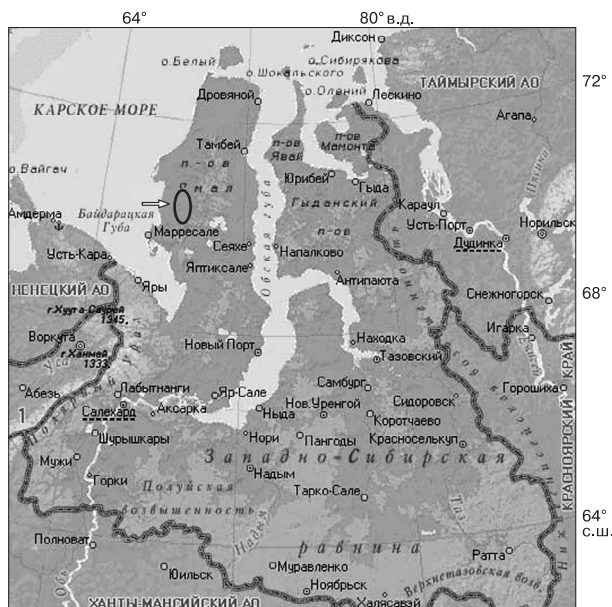


Рис. 1. Обзорная схема расположения участка исследований.

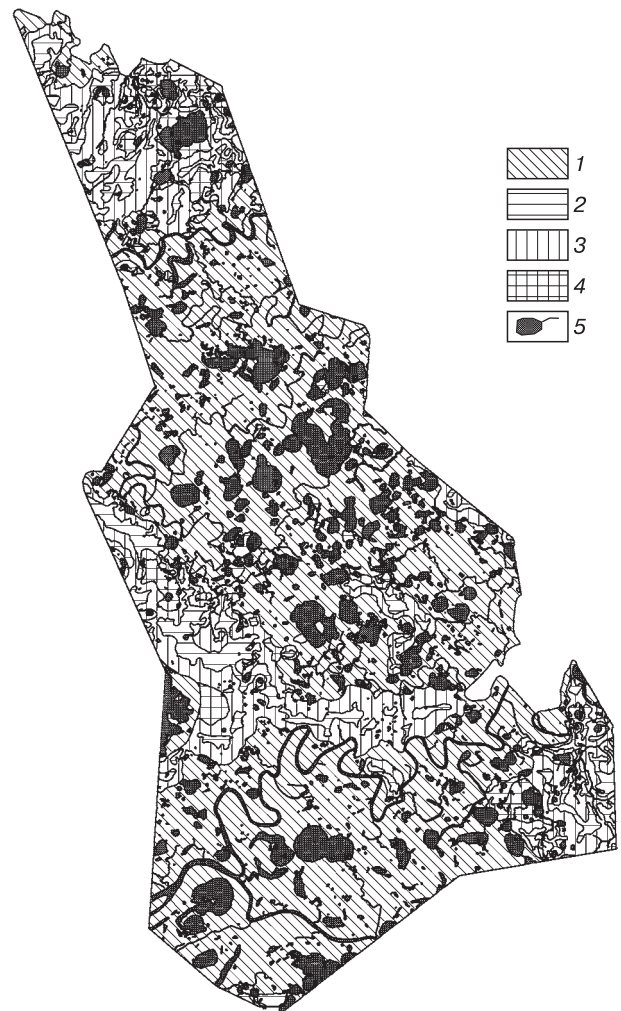


Рис. 2. Упрощенная геоморфологическая карто-схема исследуемого участка:

1 – пойма; 2 – нерасчлененный комплекс II и III морских террас; 3 – склоны водоразделов; 4 – хасыреи; 5 – гидро-сеть.

40–70 см – на дренированных плакорах и склонах, занятых ерниковыми и ерниково-ивняковыми моховыми тундрами на суглинках и супесях;

70–80 см – на крутых супесчаных склонах с ерниковыми тундрами;

60–70 см – на водораздельных склонах с ивняковыми зарослями, в основном на суглинках;

40–60 см – на слабо дренированных участках, часто перекрытых слоем торфа мощностью до 10–15 см, занятых заболоченными комплексными тундрами, и в заболоченных ложбинах стока с травяно-моховым покровом;

30–80 см – в днищах осоково-гипново-сфагновых хасыреев на водоразделах и 70–80 см – в пойме;

25–40 см – на плоскобугристых реликтовых торфяниках;

30–70 см – на валиково-полигональных и бугристо-полигональных болотах на водоразделах и в пойме;

40–50 см – на переувлажненных участках с однородными травяно-моховыми болотами на водоразделах;

80–100 см – то же в пойме;

80–120 см – в сообществах пойменных ивняков;

70–120 см – в долинах малых рек, занятых кустарниковыми зарослями.

Наиболее характерными экзогенными процессами, развитыми на территории Бованенковского НГКМ, являются термокарст, морозобойное растрескивание, солифлюкция, криогенное оползание, термоэрозия, термоденудация, криопланация, криогенное пучение [Суходровский, 1979; Воскресенский, 2001]. Развитие термокарста и криогенного пучения наблюдается в основном на нижних высотных уровнях, а криопланации, термоэрозии и термоденудации – на верхних. Морозобойное растрескивание и солифлюкция распространены на обоих геоморфологических уровнях.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФОБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Для определения интенсивности протекания экзогенных рельефообразующих процессов на ключевом участке исследования был использован метод морфологического анализа.

Термин “морфологический анализ рельефа” впервые был предложен В. Пенком [1961]. В его работе анализ формы длинных склонов использован для индикации направлений неотектонических движений.

В геоморфологии морфологический анализ позволяет устанавливать происхождение, относи-

тельный возраст и историю развития той или иной формы рельефа на основе изучения ее плановых очертаний, продольных и поперечных профилей. В настоящей работе этот метод применен для определения направленности и характера изменения термокарстовых озер, а также оценки устойчивости рельефа к воздействию термокарста [Симонов, 2005]. В качестве индикационного морфологического признака использованы плановые формы и размеры озер.

Одним из способов применения морфологического анализа является оценка динамической составляющей рельефа. При этом следует учитывать, что современный рельеф является как бы моментальным снимком, на котором запечатлено то, что происходило в прошлом, какие процессы шли при формировании рельефа. Именно анализу формы и размеров озер на таких разновременных “снимках” и посвящена настоящая работа.

На первом этапе исследования ключевого участка был проведен морфологический анализ устойчивости рельефа Бованенковского НГКМ к воздействию термокарста по топографической карте масштаба 1:100 000. Методика этого исследования была подробно изложена ранее [Санников, 2010], здесь же мы приведем ее основные принципы и полученные результаты.

Для оценки интенсивности современных экзогенных процессов, формирующих облик озерных котловин, выбраны следующие основные характеристики: гипсометрический уровень, заозеренность, густота морфоэлементов (озерных котловин). Выбор этих параметров обоснован следующими причинами: 1) распространенность озер по всей территории исследования; 2) неравномерное распределение озерных котловин по участку, позволяющее судить о причинах этой неравномерности; 3) разнообразии форм и размеров озер, являющееся, в том числе, результатом воздействия разных по характеру и интенсивности экзогенных процессов.

Расчет заозеренности и густоты морфоэлементов производился на регулярной квадратной сетке с шагом 2 км (т. е. площадь квадрата составляла 4 км²). Выбор размера квадрата обеспечивает корректность расчетов, так как в случае выбора меньшей площади квадрата наиболее крупные озера не были бы рассмотрены.

Коэффициент заозеренности ($K_{\text{заоз}}$) рассчитывался по формуле

$$K_{\text{заоз}} = S_{\text{оз}}/S,$$

где $S_{\text{оз}}$ – площадь озерных котловин, приходящихся на квадрат; S – площадь квадрата.

Расчет густоты морфоэлементов $K_{\text{г. расч}}$ (горизонтальной расчлененности, относительной плот-

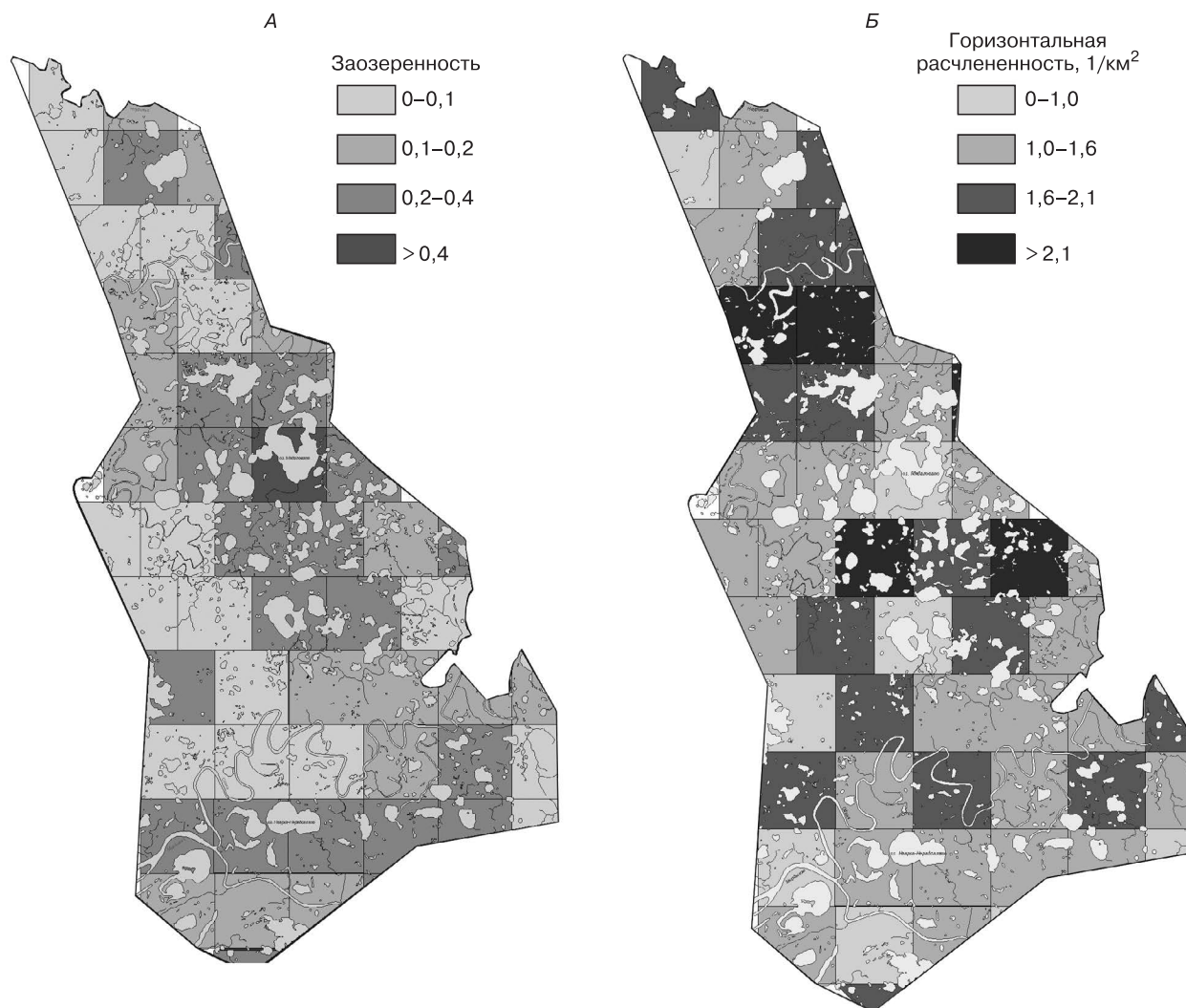


Рис. 3. Картограммы заозеренности (А) и густоты морфоэлементов (Б) участка исследования.

ности контуров) [Симонов, 1999, 2005] производился по формуле

$$K_{г. \text{ расч}} = N/S,$$

где N – количество озерных котловин, приходящих на квадрат. Размерность этого коэффициента $1/\text{км}^2$.

В результате вычисления этих коэффициентов были составлены морфометрические карты участка исследования (рис. 3).

Территория исследования экспертным методом была поделена на участки с различной устойчивостью (рис. 4). Методика этого деления и параметры, по которым оценивалась степень устойчивости рельефа на том или ином участке, описаны в предыдущей работе автора, посвященной этой теме [Санников, 2010]. Здесь приведем лишь один из выводов этого исследования: водоразделы яв-

ляются участками, относительно устойчивыми к термокарсту, а интенсивное преобразование рельефа протекает на поверхностях озерных ванн крупных спускаемых озер, а также на низкой пойме, для которой характерны высокие значения горизонтальной расчлененности рельефа [Санников, 2010].

На *втором этапе* исследования те же параметры рассчитывались по аэрофотоснимкам (АФС) залета 2003 г. и космическим снимкам 2009 г. Quickbird и GeoEye (пространственное разрешение 0,64 м). Кроме того, был проведен анализ реального изменения форм и размеров термокарстовых озер, произошедшего за периоды в 14 и 6 лет между последним уточнением ситуации на топографических картах масштаба 1:100 000 и датами создания аэрофото- и космических материалов соответственно. В результате такого исследо-

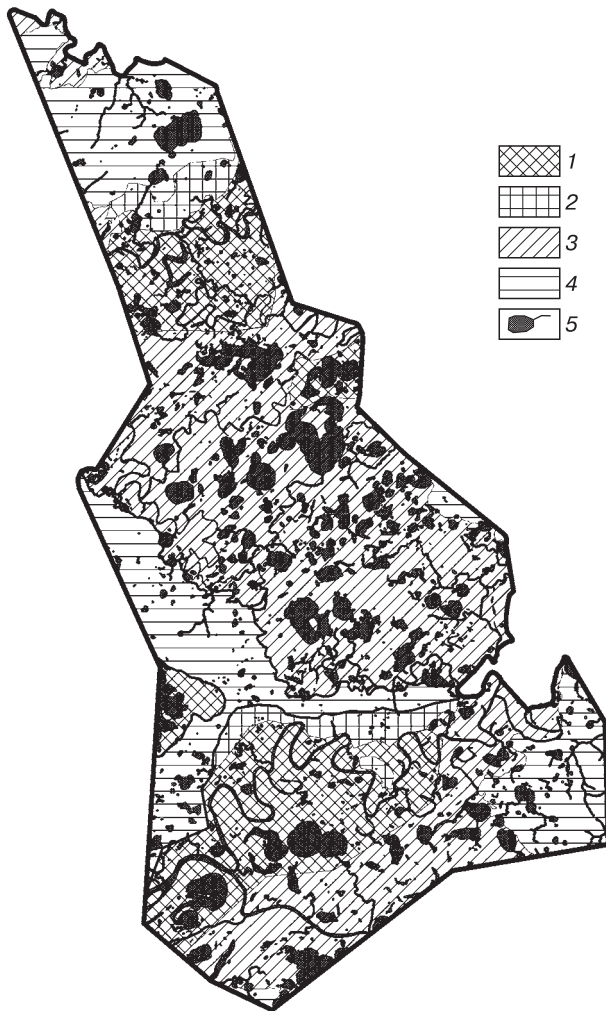


Рис. 4. Картограмма устойчивости рельефа исследуемого участка к воздействию термокарста:

1 – неустойчивый, 2 – относительно неустойчивый, 3 – относительно устойчивый, 4 – устойчивый; 5 – гидросеть.

вания были решены три промежуточные задачи: 1) проверка методической пригодности морфологического анализа с использованием космических снимков; 2) оценка достоверности прогноза, сделанного по результатам исследования топографических карт путем уточнения плановых очертаний индикационных форм рельефа; 3) расчет изменения площади термокарстовых озер, произошедшего за 14 и 6 лет соответственно.

Следующим шагом этого исследования стал расчет изменений площади озер ключевого участка за 20 лет (1989–2009). Для этого оцифрованные береговые линии озер с карты и со снимка были наложены друг на друга, и пространство между ними было измерено при помощи средств ГИС-среды Mapinfo.

В результате анализа этих карт выявлены некоторые закономерности динамики береговых линий озер исследуемого участка, которые приведены ниже.

РЕЗУЛЬТАТЫ КАРТОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При сравнении парных картограмм (карт заозеренности и густоты морфоэлементов), составленных по каждому источнику данных, выявлено несовпадение значений коэффициентов в квадратах. Иными словами, в большинстве тех квадратов, в которых отмечены высокие значения $K_{\text{заоз}}$, значения $K_{\text{г. расч}}$ невелики, и наоборот. Причины этого вполне очевидны. Маленькие озера могут находиться в пределах квадрата в больших количествах, не давая при этом заметных значений заозеренности, а крупные водоемы могут иметь площадь, сопоставимую с площадью квадрата. Коэффициент корреляции, равный $-0,2$, указывает на слабую обратную связь (по шкале Чеддока) [Сизова, 2005] или на ее отсутствие [Симонов, 1999].

Следующим этапом работы (вслед за наложением двух получившихся карт друг на друга) стало наложение границ геоморфологических выделов на морфометрические карты. Результаты анализа полученных карт представлены в таблице. Как следует из таблицы, наиболее заозеренными поверхностями являются пойменные участки в долинах рек. Приведенные здесь значения схожи с данными Ф.А. Романенко [1999]. В то же время видно, что горизонтальное расчленение поймы невелико по сравнению с хасырейными поверхностями и близко по своему значению к тому же параметру междуречных поверхностей.

Значения морфометрических коэффициентов, рассчитанных по данным разных лет на различных геоморфологических поверхностях

Геоморфологическая поверхность	$K_{\text{заоз}}$	$K_{\text{г. расч}}$	Источник данных, год
Фрагменты II морской и III лагунно-морской террас	0,0–0,1	1,0–1,6	Топокарта, 1989
	0,0–0,1	1,0–1,6	АФС, 2003
	0,0–0,1	1,0–1,6	Космоснимок, 2009
Хасыреи	0,0–0,1	>2,1	Топокарта, 1989
	0,0–0,1	1,8–2,1	АФС, 2003
	0,0–0,1	1,8–2,1	Космоснимок, 2009
Склоны водоразделов	0,0–0,1	1,6–2,1	Топокарта, 1989
	0,0–0,1	1,6–2,1	АФС, 2003
	0,0–0,1	1,6–2,1	Космоснимок, 2009
Низкая и средняя речная пойма	0,1–0,2	1,6–2,1	Топокарта, 1989
	0,2–0,3	1,6–2,1	АФС, 2003
	0,2–0,3	1,7–2,2	Космоснимок, 2009
Высокая речная пойма	0,2–0,4	1,0–1,6	Топокарта, 1989
	0,3–0,4	1,0–1,6	АФС, 2003
	0,3–0,4	1,0–1,6	Космоснимок, 2009

Если рассмотреть данные таблицы с точки зрения изменения морфометрических коэффициентов во времени, можно отметить их совсем незначительные вариации. Единственными значимыми трендами стоит считать рост коэффициентов заозеренности и горизонтальной расчлененности на речных пойменных уровнях, что говорит о наибольшей активности этих геоморфологических уровней. Других сколько-нибудь значимых тенденций в изменении коэффициентов отмечено не было.

ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОЩАДЕЙ ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР

Для проверки точности морфологического анализа устойчивости рельефа нами было проведено исследование изменений формы и размеров береговых линий термокарстовых озер на ключевом участке. Для этого береговые линии озер, оцифрованные с топокарты и со снимков в среде *MapInfo*, были наложены друг на друга. Следует заметить, что при последующей количественной обработке произошедших изменений учитывались только значимые смещения береговых ли-

ний. В данной работе значимым смещением принято смещение на 10 м, что соответствует 0,1 мм на самом мелкомасштабном анализируемом материале (топографической карте 1:100 000).

Измерения показали следующее.

1. Площади крупных озер водоразделов статистически значимо уменьшились. Общее уменьшение составило в среднем 7 % от площади 1989 г., или примерно 7 км². Схожие данные об эволюции крупных термокарстовых озер на Южном Ямале приведены в работе В.И. Кравцовой и А.Г. Быстровой [2009]. Такие тенденции могут свидетельствовать об изменении баланса осадков, о зарастании крупных озер, в некоторых случаях – о спуске озер в результате эрозионной деятельности.

2. В то же время площади малых и средних озер на поверхности речных пойм увеличились. Общее увеличение составило около 5 %, или около 1 км². Причиной роста, судя по всему, является термокарстовая переработка берегов. Термоэрозийный механизм отступления берегов малых озер маловероятен ввиду небольших площадей зеркал и, следовательно, отсутствия заметной волновой деятельности.

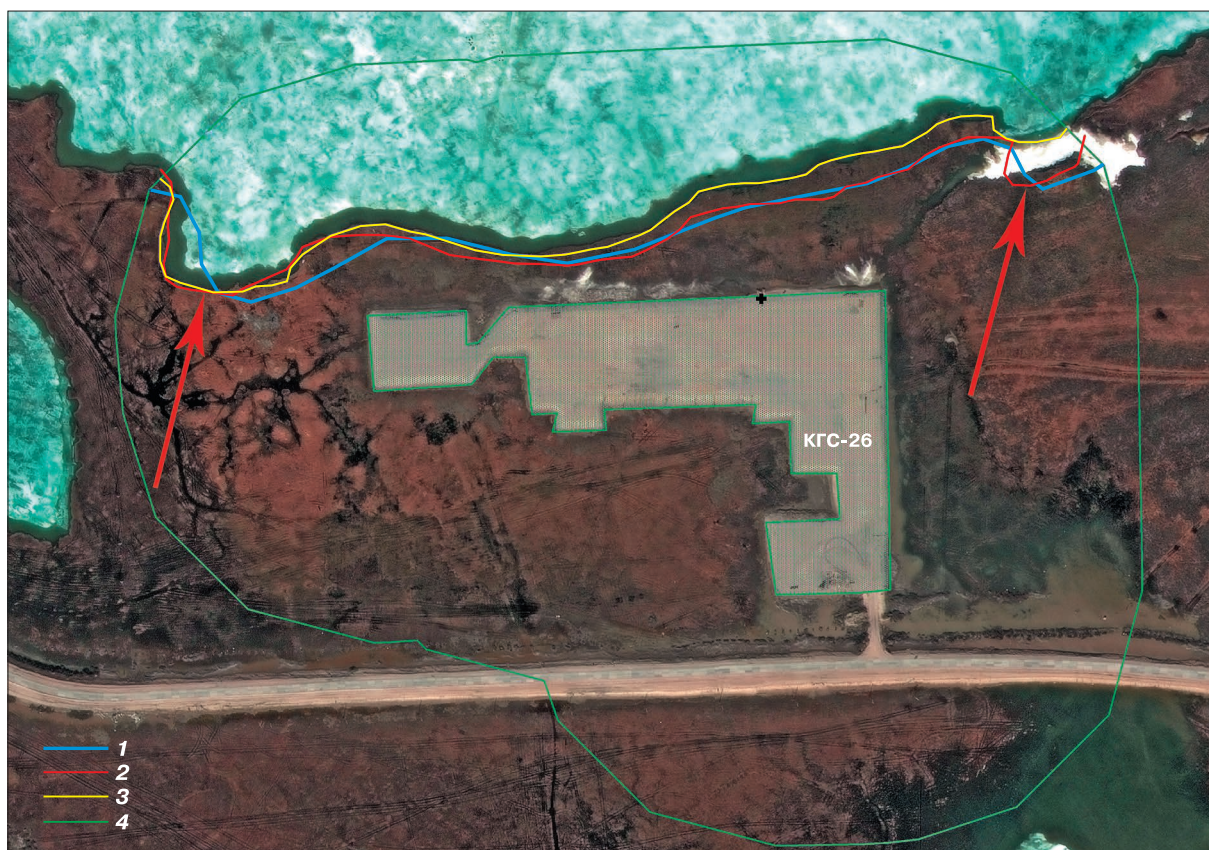


Рис. 5. Положение береговой линии озера, расположенного на III морской террасе, в разные годы.

1 – 1989 г., 2 – 2003 г., 3 – 2009 г.; 4 – граница зоны влияния куста газовых скважин. Стрелками показаны места возможной оползневой переработки берега.



Рис. 6. Заболоченный берег озера, расположенного на III морской террасе.

На заднем плане площадка куста. Август 2010 г. Фото автора.

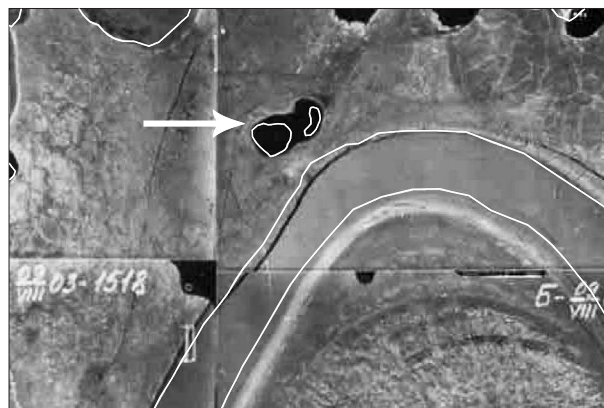


Рис. 7. Слияние двух мелких озер в одно.

Белые линии – границы озер в 1989 г.; фон – АФС, 2003 г.

3. Наблюдается некоторое увеличение количества озер, причем в основном новые озера появляются на низких геоморфологических уровнях в результате оттаивания высокольдистых отложений поймы, а также в ложбинах на склонах, перекрытых телами криогенных оползней.

4. Независимо от геоморфологической поверхности отмечено образование новых озер техногенного генезиса, появившихся в результате развития процессов подтопления, а также протаивания в местах техногенных нарушений – многократных проездов техники или проведения буровых работ. Площадь и размеры таких озер невелики, время существования – первые годы.

Результаты картометрических исследований показали, что в настоящее время процессы термокарста и термоабразии, обуславливающие рост озер, активны лишь на низких гипсометрических уровнях. На водоразделах эти процессы неактивны, а формы, созданные ими ранее, находятся в состоянии деградации. Процессы обводнения прибрежных участков озер в результате изменения количества осадков не оказывают существенного влияния на площади озер, так как в противном случае это влияние отмечалось бы на всех геоморфологических уровнях. Рост озер на пойме обусловлен переработкой и снижением бровок их берегов.

Скорость процессов увеличения или уменьшения термокарстовых форм в большинстве случаев относительно невелика и составляет первые метры в год.

Процесс постепенного уменьшения площади термокарстового озера можно проследить на примере озера, расположенного на поверхности III морской террасы. На рис. 5 видно, что существенной разницы между положениями береговой линии в 1989 и 2003 гг. нет. Однако за период с 2003

по 2009 г. произошло отступление береговой линии более чем на 30–35 м. Протяженность отступающего участка около 350 м. Осушенный за последние 6 лет участок в настоящий момент представляет собой слабозаросшую заболоченную поверхность шириной около 30 м (рис. 6). На берегу этого озера построена площадка куста газовых скважин, однако причиной уменьшения площади озера не является антропогенный фактор, поскольку ни площадка куста, ни подъездная автодорога не перекрыли линий стока в данное озеро.

На рис. 5 обращает на себя внимание пересечение береговых линий озера, проведенных с использованием данных разных лет. Причиной этого пересечения может быть деятельность криогенных оползней [Лейбман, 2007] на участках, показанных на рис. 5 стрелками. Именно в этих местах коренной берег относительно возвышен над урезом воды, и, следовательно, там могут протекать процессы криогенного оползания. В результате схода оползней их тела, сошедшие в озеро, могут несколько менять очертания береговой линии.

На низкой пойме, где отмечен незначительный рост числа малых озер, одновременно идет локальный процесс слияния двух и более малых озер в одно более крупное (рис. 7). Такой процесс возможен при активной термоабразийной и термокарстовой переработке берегов. Впрочем, данный процесс встречается очень редко (только на низкой пойме р. Сеяха).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые проведено картометрическое исследование изменений форм и размеров термокарстовых озер в масштабе, достаточно крупном для сравнения характера этих изменений в пределах различных мезоформ рельефа.

2. Методом морфологического анализа выявлена различная степень устойчивости разных геоморфологических уровней к воздействию процессов термокарста. Наиболее устойчивыми к термокарсту признаны водоразделы, наиболее подверженными этому процессу оказались низкая и средняя поймы.

3. В результате картометрических исследований, проведенных по материалам, полученным в течение последних 20 лет, было зафиксировано уменьшение площади термокарстовых озер на водоразделах (на 7 % по отношению к площади 1989 г.), увеличение площади (на 5 %) и количества мелких озер на низкой и средней пойме.

4. На водораздельных поверхностях для большей части крупных и средних озер характерно относительно медленное (первые метры в год) отступление береговых линий.

Литература

- Анисимов О.А., Нельсон Ф.Э., Павлов А.В.** Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 15–25.
- Баду Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К.** Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 13–24.
- Брыксина Н.А., Евтюшкин А.В., Полищук Ю.М.** Изучение динамики изменений термокарстовых форм рельефа с использованием космических снимков // Тезисы докл. 4-й Всерос. конф. “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. М., ИКИ РАН, 2006. (http://d33.infospace.ru/d33_conf/vol2/123-128.pdf).
- Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г.** Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 10–18.
- Волков Н.М.** Принципы и методы картометрии. М., Изд-во АН СССР, 1950, 326 с.
- Воскресенский К.С.** Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, 262 с.
- Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения:** В 2 т. / В.В. Баулин, В.И. Аксенов, Г.И. Дубиков и др. Т. II. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Тюмень, Ин-т проблем освоения Севера СО РАН, 1996, 240 с.
- Геокриология СССР.** Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Павлов А.В.** Оценка современных изменений температуры воздуха и грунтов в Западной Сибири // Криосфера Земли, 2000, т. IV, № 1, с. 52–59.
- Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А.** Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология, 2002, № 1, с. 10–18.
- Качурин С.П.** Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961, 263 с.
- Коржуев С.С.** Криогенная морфоскульптура // Геоморфология СССР: Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР. М., Наука, 1982, 276 с.
- Кравцова В.И., Быстрова А.Г.** Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 16–26.
- Лазуков Г.И.** Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 322 с.
- Лейбман М.О.** Криосферные оползни Ямала и Югорского полуострова / М.О. Лейбман, А.И. Кизяков. М.; Тюмень, ИКЗ СО РАН, 2007, 206 с.
- Павлов А.В.** Современные изменения климата на севере России / А.В. Павлов, Г.В. Малкова. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2005, 54 с.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.
- Пенк В.** Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961, 334 с.
- Романенко Ф.А.** Динамика озерных котловин на центральном Ямале // Эрозионные процессы центрального Ямала. СПб., Изд-во Гомельского ЦНТДИ, 1999, 350 с.
- Санников Г.С.** Плановая форма и размер термокарстовых озер как индикатор устойчивости рельефа Ямала // Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях. Чтения памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, 238 с.
- Сизова Т.М.** Статистика: Учеб. пособие. СПб., СПб ГУИТМО, 2005, 80 с.
- Симонов Ю.Г.** Объяснительная морфометрия рельефа. М., ГЕОС, 1999, 263 с.
- Симонов Ю.Г.** Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. СПб., Питер, 2005, 397 с.
- Суходровский В.Л.** Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М., Наука, 1979, 280 с.
- Трофимов В.Т.** Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / В.Т. Трофимов, Ю.Б. Баду, В.Г. Кудряшов, Н.Г. Фирсов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 278 с.
- Smith I.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D.** Disappearing Arctic lakes // Science, 2005, vol. 308, No. 5727, p. 1429.

Поступила в редакцию
10 ноября 2011 г.