

Изучение неоднородностей деятельного слоя криолитозоны с использованием данных теплового дистанционного зондирования (ТДЗ)

С.Г. Корниенко

*Институт проблем нефти и газа РАН
119333, Москва, ул. Губкина, 3
E-mail: spaceakm2@ogri.ru*

Рассматриваются условия проявления неоднородностей деятельного слоя многолетнемерзлых пород в температурном поле земной поверхности, и обосновывается возможность их картирования и мониторинга по данным дистанционного зондирования в ИК (тепловом) диапазоне длин волн. По результатам натурных наблюдений в районах прерывистой мерзлоты на участках с неоднородной мохово-лишайниковой растительностью определены возможные максимальные температурные контрасты на поверхности и их связь с тепловым режимом сезонно-талого слоя. По данным космической съемки в тепловом диапазоне со спутников Landsat 4,5,7 на участок территории Бованенковского газоконденсатного месторождения (п-ов Ямал) установлено, что признаки термокарстовой опасности проявляются в тепловом поле земной поверхности только в периоды смены направления теплового потока и при минимальных значениях параметра NDVI.

Применение известных моделей для оценки и прогнозирования изменений состояния многолетнемерзлых пород (ММП) в районах освоения нефтегазовых месторождений севера связано с проблемой существенной пространственной неоднородности мерзлых грунтов. Возможность изучения неоднородности ММП дистанционными методами по температуре поверхности [1], в том числе с использованием систем пассивной микроволновой радиометрии [2] рассматривалась и ранее. Системы космического СВЧ - зондирования имеют очень низкое пространственное разрешение и не позволяют осуществлять картирование на региональном уровне (М 1:100 000 – 1:200 000). В то же время, для решения практических задач обеспечения безопасности функционирования промышленных объектов, в первую очередь объектов нефтегазового комплекса на осваиваемых территориях Крайнего севера, необходимо создание новых технологий гео-криологического мониторинга, в том числе с использованием данных инфракрасного (ИК) теплового диапазона длин волн.

К числу основных факторов, участвующих в формировании радиационной температуры (РТ) поверхности в криолитозоне следует отнести:

- оптические свойства поверхности: альбедо, коэффициент излучения;
- геоморфологические: расчлененность рельефа – экспозиция склонов; растительный покров (РП), обводненность.
- геокриологические, геологические: глубина залегания и мощность ММП; подземные воды, криопэги; эндогенные источники тепла и зоны вертикального теплопереноса.
- климатические: характер снегонакопления и снеготаяния; аномальные метеосостояния.

Изучение вклада каждого из факторов само по себе не тривиально и, по-видимому, оправдано в случае обоснования и подтверждения связи тепловых аномалий поверхности с неоднородностями ММП в реальных условиях.

К числу основных задач, связанных с разработкой метода, следует отнести обобщение экспериментальных и расчетных данных, характеризующих возможность и условия проявления в тепловом поле земной поверхности участков с различной льдистостью грунтов, как одного из основных факторов, характеризующих неоднородность ММП. Принято, что к малолдьстим относятся грунты, содержащие менее 20 % льда в объеме, к высокольдистым относятся грунты, содержащие более 50 % льда. Лед имеет гораздо более высокие значения теплопроводности и теплоемкости, по сравнению с типичными грунтами – суглинками, песчаниками, супесями. Теплофизические

свойства мерзлых грунтов могут характеризоваться т.н. тепловой инерцией (ТИ) $= \sqrt{\lambda \cdot C \cdot \rho}$, где λ, C, ρ соответственно эффективные теплопроводность, теплоемкость и плотность грунтов.

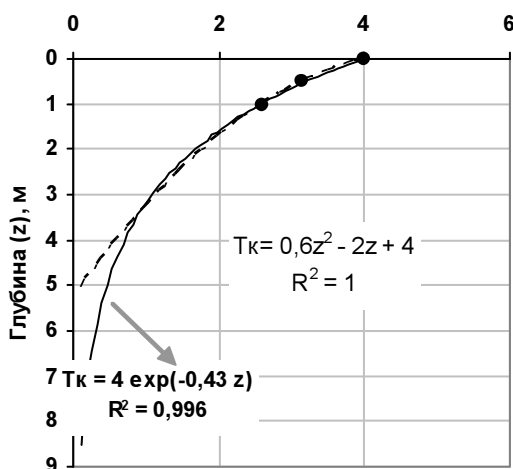


Рис. 1. Расчетные значения изменение контрастов температур ($T_K = T_{5-10\%} - T_{50-70\%}$) по глубине в однородном суглинистом грунте при отсутствии РП и температуре воздуха 10 °С (Коэффициент теплопроводности грунтов взят соответственно 0,8 Вт/м·К при льдистости 5-10 % и 2,11 Вт/м·К при 50-70 %)

Расчеты по модели однослойной среды (без РП), показывают, что толщина слоя, участвующего в теплообменном процессе порядка 5-8 м (рис. 1). Для районов сплошной мерзлоты сезонные колебания температуры регистрируются на глубине до 10 м (с погрешностью 0,1 °С) [3]. Теоретически эта величина характеризует слой, в температуре поверхности которого проявляются теплофизические свойства грунта, в том числе, его льдистость.

В определенных фазах сезонных колебаний температуры воздуха контрастные по льдистости и ТИ грунты должны проявляться минимальной и максимальной разностью температуры на поверхности в плане. На высоких широтах для районов сплошного распространения ММП период летней инверсии, когда разница температуры на поверхности, связанная с контрастной льдистостью грунтов минимальна, наступает приблизительно в июне. При прочих равных условиях, в периоды максимального прогрева, когда тепловой поток направлен сверху вниз, малольдистые грунты с низкой ТИ имеют более высокие значения температуры деятельного слоя и поверхности, по сравнению с высокольдистыми грунтами или грунтами с массивами и линзами льда. Максимальную разницу температуры в приповерхностном слое грунтов, связанную с контрастной льдистостью, теоретически следует ожидать в момент смены направления теплового потока, т.е. после похолодания в августе-сентябре.

Реальной доказательной базой применения метода ТДЗ для выявления неоднородности ММП могли бы быть результаты режимных наблюдений температуры поверхности на смежных участках с контрастной льдистостью, с различными по типу грунтами и различным РП. На примере простой модели, включающей два смежных участка с однородным грунтом, на одном из которых предполагается наличие ледяной линзы, показано, что к концу периода прогрева контрасты температуры на поверхности участков могут составлять от 0,4 до 4,0 °С при глубине залегания линзы от 2,4 до 0,3 м соответственно [1]. Данные значения были рассчитаны с учетом типичных условий конвекции в воздухе, ослабляющей температурный контраст на поверхности в 5 раз.

Полевые исследования температурных неоднородностей сезонно-талого слоя (СТС) зоны прерывистой мерзлоты (Уренгойское ГКМ), проведенные в августе 2005 г., показали, что разброс температуры на глубине 0,5 м может достигать 10 °С, причем 6 - 7 °С на участках с равной тол-

щиной РП [4]. На глубине 0,1 м общий контраст уменьшается до 7 - 8 °С и, соответственно, 3 - 5 °С при равной толщине РП (рис. 2). Столь существенный разброс не объясняется только различиями литологии грунтов. Значительный вклад в неоднородность температуры вносит различие в глубине залегания высокольдистых грунтов и линз льда. Об этом свидетельствует тот факт, что не во всех пунктах измерений удалось заглубить измерительный щуп до глубины 0,5 м.

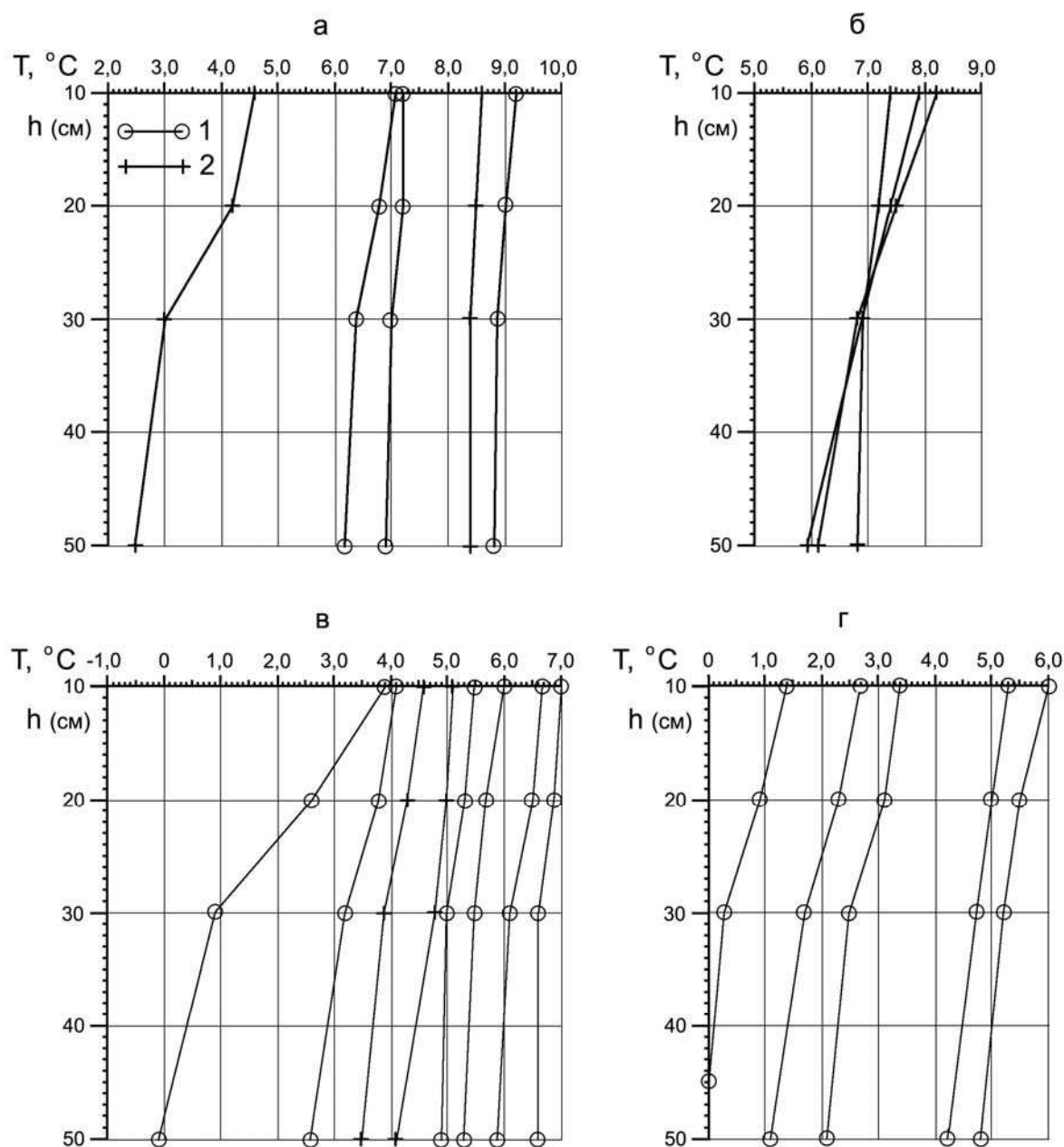


Рис. 2. Стратификация температуры в CTC (Уренгойское ГКМ). 1 - лишайник (ягель), 2 – зеленый мох, при толщине слоя РП 5-7 см (а); 10 см (б); 12-15 см (в); 17-20 см (г)

Следует отметить, что на подавляющем большинстве пунктов наблюдения поверхность представлена моховым или лишайниковым РП толщиной от 5 до 20 см. Наблюдения проводились при сплошной облачности и отсутствии дождя, температура воздуха не превышала 12 °С. Измерения температуры поверхности РП в точках наблюдения показали, что существует достаточно высокая корреляция с температурой CTC (рис. 3), причем контрасты температуры на поверхности всего в

1,5 - 2 раза меньше, чем в СТС, а не в 5 раз, как это рассчитывается в работе [1]. Возможно, это связано с различиями в условиях конвекции в приземном слое атмосферы. Таким образом, для условий прерывистой мерзлоты на земной поверхности с РП в конце лета могут быть зафиксированы температурные контрасты до 5 °С (в среднем 3-4 °С), обусловленные, в том числе, неоднородностью ММП.

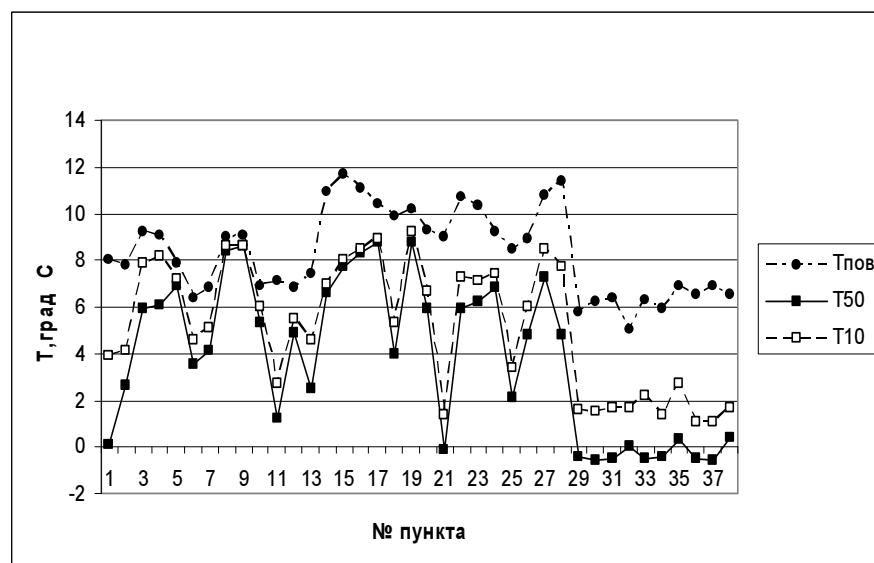


Рис. 3. Связь температуры поверхности РП с температурой СТС на глубине 10 и 50 см

Известно, что термокарстовая опасность (ТО), в первую очередь, характеризуется содержанием льда в мерзлых грунтах. Ранее по данным съемки со спутника Landsat 7 (сентябрь 1999 г., Бованенковское ГКМ, п-ов Ямал) было установлено, что участки без признаков ТО (дренированные, малоледистые) дешифрируются высокими значениями РТ поверхности, в то время как опасные (высоколедистые) зоны попадают в область фоновых и низких значений [5]. Для оценки воспроизводимости результатов были проанализированы еще 8 космических снимков со спутников Landsat 4,5,7 этого же участка за период с 1985 по 2001 г.г. и разных дат в июне, июле, августе, сентябре и октябре. Данные космической съемки сопоставлялись с фрагментом карты ТО, построенной С.Е.Суходольским и А.Л.Чеховским [6]. Было установлено, что факт проявления признаков ТО регистрируется по значениям РТ только на снимках сентября и октября, причем участки отсутствия ТО характеризуются в это время положительными аномалиями температуры. На рис 4. черным контуром на каждом снимке обозначены границы между участками различной ТО, снятые с фрагмента карты. В сентябре максимальные контрасты РТ составляют около 3-4 °С, а с учетом ошибки, связанной с неоднородностью РП (30%), реальный максимальный контраст температуры может лежать в пределах от 2 до 5 °С. Водоемы характеризуются высокой ТИ, поэтому на октябрьском снимке, в период похолоданий, значения РТ их поверхности выше, чем на участках суши. Участки без ТО проявляются более высокими значениями РТ, однако, в данном случае, следует принимать во внимание наличие снежного покрова и возможную неравномерность его толщины.

Количественная оценка связи аномалий РТ с зонами различной ТО для разных периодов определялась по параметру G, характеризующему процент попадания положительных значений РТ на участки без признаков ТО (исключая водные поверхности и техногенные объекты):

$$G = S_2 / S_1,$$

где S_1 - площадь аномально высоких значений РТ, равная площади участков без признаков ТО, S_2 - часть от площади S_1 , попадающая в область без признаков ТО.

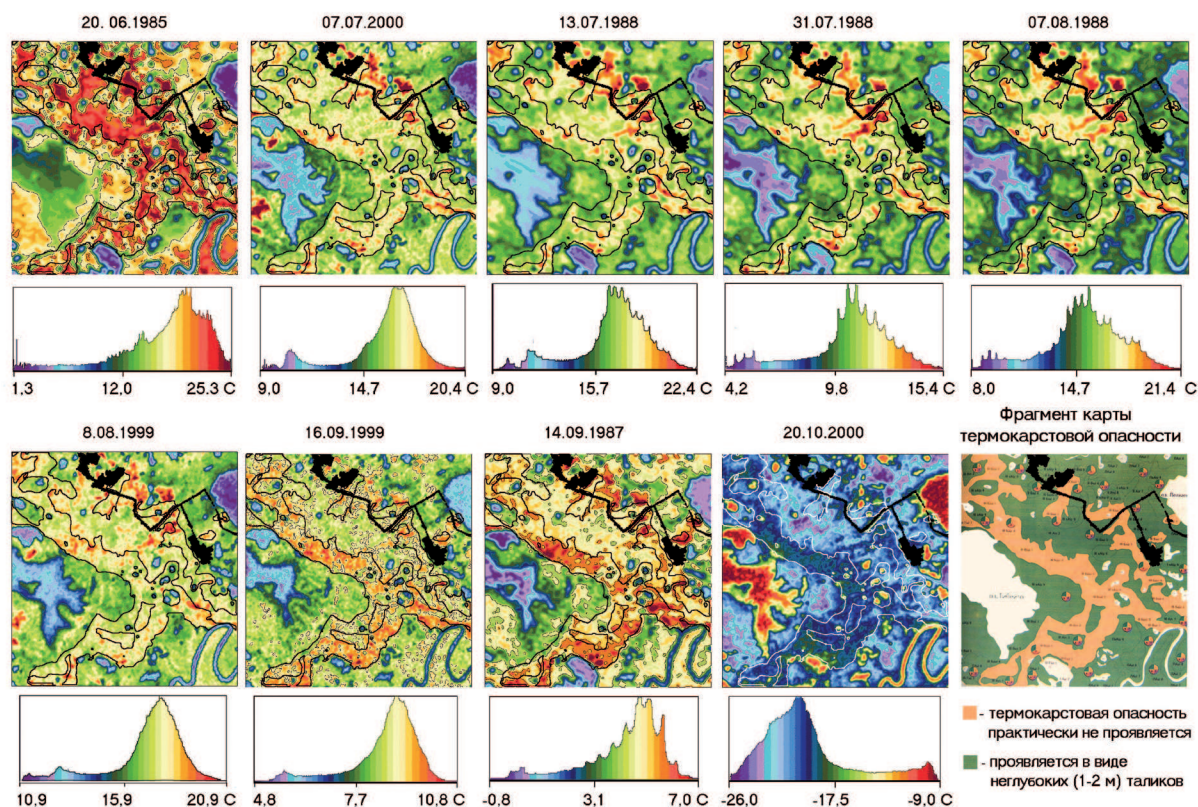


Рис. 4. Характер сезонной изменчивости РТ поверхности над участками различной термокарстовой опасности (Бованенковское ГКМ, по данным Landsat 4,5,7)

Изменение параметра G сравнивалось с изменением параметра NDVI, для оценки фенологических фаз состояния растительности и/или ее неоднородности. Тундровая растительность, в основном, характеризуется низкими значениями этого параметра, поэтому значения NDVI выше 0,25 связываются с активной фазой вегетации [7]. Учитывая наличие снежного покрова в октябре, параметр NDVI на эту дату не рассчитывался. Было установлено, что параметр G минимален в июне, максимален в сентябре и октябре, и незначительно меняется от июля до сентября в период активной вегетации, когда значения NDVI достаточно высоки. Отсюда следует, что ТО, связываемая с контрастной льдистостью грунтов, явно не проявляется в контрастах РТ в начале лета при минимальных значениях NDVI, в то время как в сентябре, после первых похолоданий, эти контрасты максимальны при тех же минимальных значениях NDVI.

Известно, что дополнительную информацию о свойствах и состоянии наземных покровов может дать разность распределений РТ, полученных в разных фазах сезонных, суточных или иных нестационарных колебаний температуры воздуха, в том числе, в течение одного сезона. При отсутствии РП разностные по времени значения температуры поверхности характеризуют теплофизические (теплоизолирующие) свойства грунтов до глубины проникновения соответствующих колебаний или скачков температуры у поверхности. Точно также, разностные значения РТ могут характеризовать неоднородность теплоизолирующих свойств (по сути, толщину, влагонасыщенность) некоторых типов плотных тундровых РП (мхов, лишайников), контрастно отличающихся от грунтов по ТИ [4]. Аналогично может быть охарактеризована неоднородность теплоизолирующих свойств снежного покрова, причем с большей достоверностью, учитывая однородность спектральных характеристик его поверхности.

В целом, результаты, полученные по данным космического ТДЗ на участке Бованенковского месторождения, хорошо согласуются с описываемыми в литературе тенденциями проявления контрастной льдистости грунтов в тепловом поле земной поверхности. Проявление ТО в распределе-

нии РТ в осенний период, по-видимому, связано с двумя факторами: отсутствием маскирующего влияния активно вегетирующей растительности и формированием значимых температурных контрастов в деятельном слое, обусловленных контрастной льдистостью грунтов.

Литература

1. *Leschack L.A., et al.* Potential use of airborne dual-channel infrared scanning to detect massive ice in permafrost // North American Contribution Permafrost. Second International Conference, Washington, D.C., 1973. P.542-549.
2. *Melentyev V.V., Johhannessen O.M., Bobylev L.P.* Siberian permafrost and seasonally frozen ground: parameters retrieval using microwave satellite data // Исследование Земли из космоса, 2005. № 5. С.3-9.
3. Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции // Под ред. Н.Г. Москаленко. Институт криосферы Земли, 2005. 357 с.
4. *Корниенко С.Г.* Изучение температурных неоднородностей сезонно - талого слоя на территории Уренгойского ГКМ // Материалы Международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы земли и прогноз ее изменений», г. Тюмень, 29-31 мая 2006 г. Тюмень, Изд-во «Нефтегазовый университет», 2006. Т.I. С.241-243.
5. *Корниенко С.Г.* Особенности применения теплового метода для изучения и мониторинга мерзлых грунтов // Бурение & нефть, № 7/8. 2007. С.72-74.
6. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала: В 2-х томах Т.2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения // Под ред. В.В. Баулина. Тюмень.: ИПОС СО РАН, 1996. 234 с.
7. *Huete A.R.* Environmental monitoring with remote sensing // J. Artiola, I. Pepper, M. Brusseau (eds). N.Y., Acad. Press, 2004, chap. 11. P.183-206.