

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ

УДК 551.345

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(24-32)

ФОНОВЫЙ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ
В СЕВЕРНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Д.О. Сергеев¹, Ю.В. Станиловская¹, Г.З. Перльштейн¹, В.Е. Романовский²,
А.П. Безделова³, Д.М. Алексютина⁴, М.М. Болотюк⁴, А.Н. Хименков¹, В.Н. Капралова¹,
Р.Г. Мотенко⁴, А.Н. Малеева⁴

¹Институт геоэкологии имени Е.М. Сергеева РАН,
101000, Москва, Уланский пер., 13, стр. 2, Россия; sergeevdo@mail.ru

²Геофизический институт Университета Аляски,
Фэрбенкс, Койюкук драйв, 903, АК 99775-7320, США; veromanovsky@alaska.edu

³Институт глобального климата и экологии Россидромета и РАН,
107258, Москва, ул. Глебовская, 20б, Россия; bezdelova55@rambler.ru

⁴Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; aleksyutina@gmail.com

Обобщены и проанализированы результаты регулярных геокриологических наблюдений в Чарской котловине и ее горном обрамлении (Северное Забайкалье). Предложено развивать фоновый геокриологический мониторинг, который включает многолетние автоматизированные наблюдения за температурой и влажностью пород, а также ручные измерения толщины деятельного слоя. Изложены принципиальные основы и опыт проведения геокриологического мониторинга окружающей среды, а также возможные пути его комплексирования с другими видами наблюдений за состоянием окружающей среды.

Геокриологический мониторинг, температурные измерения, динамика многолетней мерзлоты, изменение климата

BACKGROUND GEOCRYOLOGICAL MONITORING IN NORTHERN TRANSBAIKALIA REGION

D.O. Sergeev¹, J.V. Stanilovskaya¹, G.Z. Perlshtein¹, V.E. Romanovsky², A.P. Bezdelova³,
D.M. Alexutina⁴, M.M. Bolotyuk⁴, A.N. Khimenkov¹, V.N. Kapralova¹, R.G. Motenko⁴, A.N. Maleeva⁴

¹Sergeev Institute of Environmental Geoscience, RAS,
101000, Moscow, Ulansky per., 13, build. 2, Russia; sergeevdo@mail.ru

²Geophysical Institute of University of Alaska Fairbanks,
903 Koyukuk Drive, Fairbanks, AK 99775-7320, USA; veromanovsky@alaska.edu

³Institute of Global Climate and Ecology,
107258, Moscow, Glebovskaya str., 20b, Russia; bezdelova55@rambler.ru

⁴Lomonosov Moscow State University, Department of Geology,
119991, Moscow, Leninskie Gory, 1, Russia; aleksyutina@gmail.com

The observation results for the Chara River Basin and its mountain frame (Northern Transbaikalia) are summarized and analyzed. A suggestion is made to develop the natural-dynamics (“background”) permafrost monitoring, which includes long-term automated measurements of ground temperature and water content as well as hand-operated active layer depth measurements. The main principles of the background monitoring and possible ways of interaction with other types of environmental observations are described.

Geocryological monitoring, temperature measurements, permafrost dynamics, climate change

ВВЕДЕНИЕ

Геокриологический мониторинг (ГМ) играет важную роль в изучении природно-технических систем зоны вечной мерзлоты и обеспечении их нормального функционирования. На практике ре-

гулярные геокриологические наблюдения выполняются главным образом на крупных народнохозяйственных объектах (железные дороги, магистральные трубопроводы, месторождения полез-

ных ископаемых, городские территории). При этом наблюдения приходится вести в зоне влияния инженерных сооружений, что затрудняет оценку роли климатических факторов в динамике геокриологических условий.

В этой связи на повестку дня выдвигается проблема фонового геокриологического мониторинга (ФГМ). Основной задачей ФГМ является оценка текущего состояния и динамики геокриологических условий в ненарушенных ландшафтах [Железняк, 2005; Павлов, 2008; Комплексный мониторинг..., 2012]. В России ФГМ проводят Институт мерзлотоведения СО РАН, Институт криосферы Земли СО РАН и другие организации. Эти работы объединены проектом GTN-P, который курируется Международной геокриологической ассоциацией. Наблюдения, проводимые в рамках международных программ CALM, TSP и GTN-P, свидетельствуют о неоднозначной реакции мерзлотных условий на изменения во внешней среде [Павлов, 2008; Romanovsky et al., 2003, 2008; Tarnocai et al., 2004; Drozdov et al., 2012; Guglielmin, Cannone, 2012; Leibman et al., 2012; Ponomareva et al., 2012; Sharkhuu, Sharkhuu, 2012].

При интерпретации результатов мониторинга возникает проблема оценки роли региональных и локальных изменений условий теплообмена (режим подземных вод, перераспределение снежного покрова, временные затопления поверхности, нарушения растительности вследствие пожаров или освоения территории).

Остается недостаточно изученным вопрос, в какой степени история развития многолетнемерзлых толщ влияет на их современную динамику. Былые эпохи похолодания и потепления могут оказывать заметное влияние на современную температуру горных пород [Кудрявцев, 1983].

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ФОНОВОГО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Объектами ФГМ служат мерзлые толщи (как геологические тела) и характер изменения физических параметров горных пород, в частности, температуры, влажности, льдистости и др. Организация ФГМ базируется на ландшафтном районировании, которое дополняется описанием структуры неоднородностей геокриологических условий в пределах однообразных ландшафтных единиц ("типов местности").

Подготовка к мониторингу начинается с обзора доступных данных по температурному режиму и свойствам мерзлых толщ, который дополняется анализом особенностей теплообмена горных пород с атмосферой в выделенных микрорайонах. В процессе ФГМ фиксируются показатели, определяющие современное состояние и динамику отложений. Температуру горных пород измеряют: возле дневной поверхности (обычно на глубине до

1 см); в самой нижней части сезонноталого слоя (СТС); в верхней части (вблизи кровли) многолетнемерзлой толщи; на подошве слоя годовых колебаний. Температурные датчики устанавливаются в стенке шурфа, который после проходки засыпается с соблюдением строения грунтового разреза. В многолетнемерзлой толще датчики размещают в термометрических скважинах диаметром не более 100 мм и глубиной до 30 м.

Кроме того, изучаются свойства горных пород (влажность, льдистость, засоленность и др.), влияющие на особенности процессов теплообмена. Следует отметить особое место наблюдений за мощностью слоя сезонного оттаивания. По возможности, они совмещаются с микрометеорологическими, геоботаническими и геотермическими измерениями.

Большую роль в решении задач ФГМ играет исследование "внешних" воздействий на температурный режим горных пород (температура воздуха, особенности распределения снежного и растительного покровов, характер поверхностных водотоков и др.). В горах эти факторы связаны с явлением высотной поясности [Romanovskiy et al., 1991]. Важной характеристикой, отражающей условия формирования температурного режима в самых верхних горизонтах многолетнемерзлой толщи, является суммарный тепловой поток из деятельного слоя. Этот тепловой поток зависит от характера напочвенных покровов, режима увлажнения поверхности и процессов тепло- и массообмена в деятельном слое, т. е. от условий, которые могут изменяться очень быстро и нерегулярно. В результате даже на соседствующих ландшафтах часто наблюдается большая разница среднегодовых температур горных пород, достигающая 9 °С на подошве слоя сезонных колебаний. Участки контрастных и быстроменяющихся геокриологических условий следует использовать для организации площадок мониторинга геокриологических процессов, таких как термокарст, пучение, формирование наледей и др.

ЧАРСКИЙ ПОЛИГОН ФОНОВОГО ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА: ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ИЗУЧЕННОСТЬ

Район работ расположен в Становом нагорье (рис. 1) и включает горные цепи и межгорные депрессии, относящиеся к Байкальской рифтовой зоне [Романовский и др., 1989]. Абсолютные отметки наблюдательных площадок изменяются от 700 м ("Мост") до 2036 м ("Азарова"). Климат региона резко континентальный, с суровой продолжительной зимой и коротким теплым летом. Заметное влияние на локальные климатические условия оказывает сложный расчлененный рельеф. Северное Забайкалье относится к районам с высокой динамикой потепления климата [Павлов,

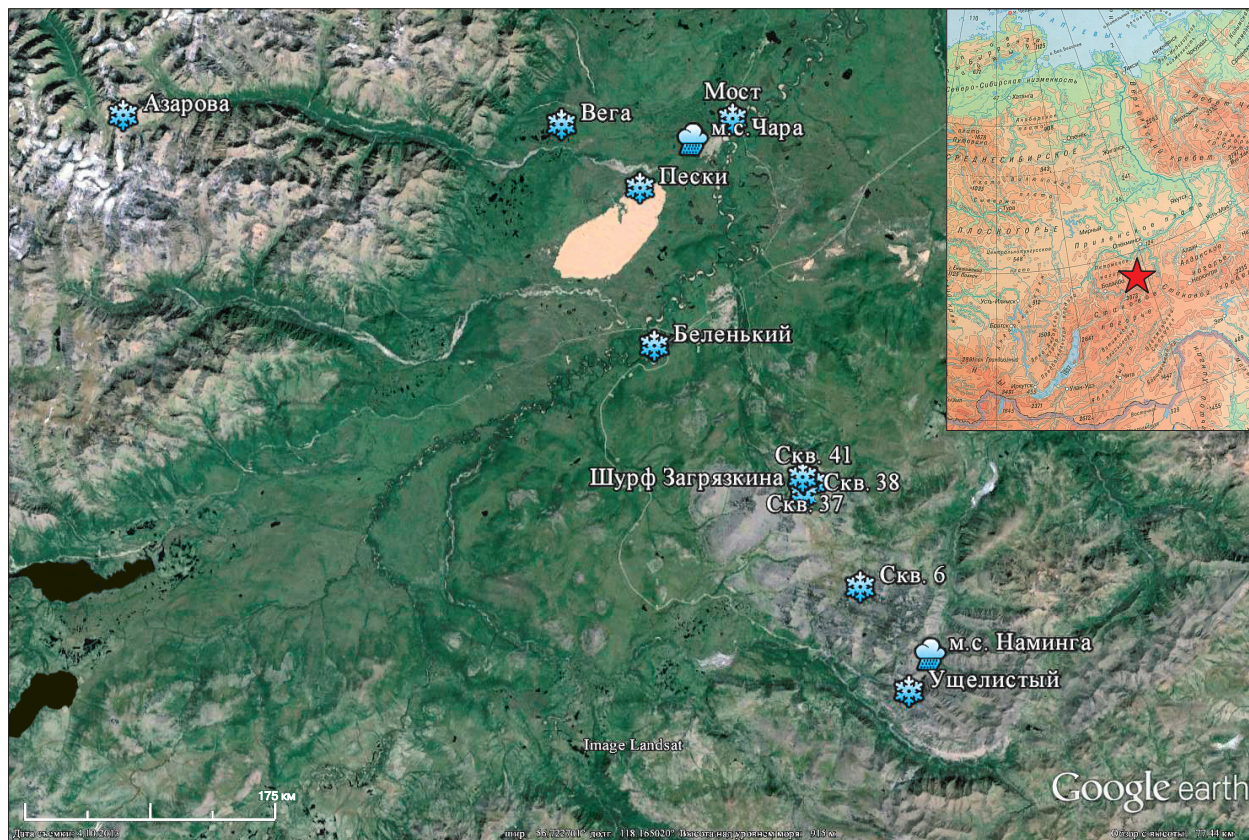


Рис. 1. Площадки фонового геокриологического мониторинга ИГЭ РАН в Северном Забайкалье.

2008]. Микроклиматические различия среднегодовых температур воздуха не превышают 4°C и связаны с высотной климатической поясностью [Караушева, 1977; Romanovskiy et al., 1991]. Среднегодовая температура воздуха повышается с ростом абсолютной высоты до 1100–1200 м, а выше начинает снижаться.

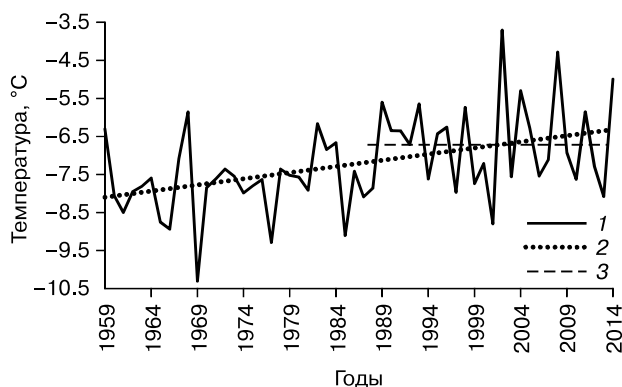


Рис. 2. Среднегодовые температуры воздуха на метеостанции Чара (осреднение с сентября по август):

1 – ход температуры; 2 – линейный тренд за 1959–2014 гг.; 3 – линейный тренд за 1988–2014 гг.

По данным государственных метеорологических наблюдений, за последние 50 лет в Чаре осредненный темп повышения среднегодовых температур воздуха близок к $0.03^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (рис. 2), при этом в последние годы отмечается некоторый рост частоты и амплитуды положительных аномалий [Перлытейн и др., 2012].

В растительности Чарской котловины преобладают горные восточно-сибирские среднетаежные лиственничные леса [Соцава, 1954]. В предгорье хр. Удокан большие площади занимают лиственничные редины и редколесья [Медведев, 1979]. Напочвенный покров на исследуемой территории представлен в основном сочетаниями мха и травы пирогенного ряда трансформации. На обширных площадях антропогенных нарушений региона первичная растительность не восстанавливается, а на ее месте формируются новые растительные сообщества, более соответствующие современным климатическим условиям.

Один из полигонов ФГМ, расположенный в окрестностях с. Чары Каларского района Забайкальского края, с 2005 г. обслуживается лабораторией геокриологии ИГЭ РАН (см. рис. 1). Здесь продолжают наблюдения, проводившиеся в 60-х и 80-х гг. прошлого столетия [Сергеев и др., 2007].

Регулярные геотермические наблюдения в Северном Забайкалье начались в 1960-х гг. комплексными работами Института мерзлотоведения [Климовский, 1966; Некрасов, Шасткевич, 1966; Шасткевич, 1966]. К настоящему времени установлено, что распространение многолетнемерзлых толщ (ММТ) является практически сплошным в горах и прерывистым в Чарской впадине. Мощность ММТ достигает 900 м в высокогорье и 450 м в Чарской впадине [Железняк, 2005]. Глубина сезонного оттаивания в среднем колеблется от 0.5 м (на заторфованных участках) до 1.7–2.0 м на курумах [Заболотник, Климовский, 1966] и, возможно, до 5 м сезонного промерзания на массиве развееваемых песков.

ГЕОТЕМПЕРАТУРНЫЙ МОНИТОРИНГ

Главным результатом геотемпературного мониторинга являются ряды сопоставимых данных о температурах воздуха, поверхности и горных пород в представительных условиях условно ненарушенных ландшафтов горной страны. Характеристика типов местности территории наблюдения приведена в табл. 1.

В 2008 г. на площадке метеостанции Наминга авторами возобновлены прерванные ранее государственные метеорологические наблюдения. При этом установлено, что разность между среднегодовыми температурами воздуха на метеостанциях Чара и Наминга подвержена межгодовой изменчивости, однако тенденции климатических изме-

Таблица 1. Типы местности фонового геокриологического мониторинга

№ п/п	Наименование площадки, абс. отметка	Тип местности	Средняя температура за 2006–2014 гг., °С		
			воздуха	поверхности почвы	подошвы деятельного слоя
1	“Мост”, 700 м	Заболоченная высокая пойма р. Чара; кочкарно-осоковый растительный комплекс с подростом лиственницы	–6.9	–3.4	–5.0
2	“Беленький”, 728 м	Первая надпойменная терраса р. Чара; вторичный комплекс ерниково-кустарничково-осоково-зеленомошный с подростом лиственницы	–6.6	–2.5	–4.0
3	“Пески”, 753 м	Массив развееваемых песков	–	–1.9 (на глубине 0.2 м)	0.3 (на глубине 1.0 м)
4	“Вега-23”, 805 м	Широкий гребень моренного вала, маломощная почва перекрывает пылеватые пески и супеси с галькой, с прослоями льда. Произрастает лиственничный ерниково-багульниково-бруснично-осоково-зеленомошный лес	–	–	–
5	“Шурф Загрязкина” (скв. 37), 1155 м	Курумный склон юго-западной экспозиции. Покрыт лиственничным редколесьем с фрагментами кедрового стланика. В деятельном слое (до 2.5 м) зимой развита плотностная конвекция воздуха	–5.4	–4.9	–9.4
6	Скв. 38, 1464 м	Курум на водораздельной поверхности. Лиственничные и кедрово-стланиковые редины с накипным лишайником (60 %)	–7.1	–5.7	–5.3
7	Метеостанция Наминга, 1510 м	Верховье р. Наминга. Выположенная площадка, сложенная крупнообломочными моренными отложениями с песчаным заполнителем. Растительность представлена кедрово-стланиково-ягельной ассоциацией	–7.2	–3.2	–
8	“Ущелистый”, 1640 м	Водораздельная слабозаболоченная седловина в верховьях руч. Ущелистый. Оторфованная почва подстилается супесью с повторно-жильными льдами. Растительность: ерnikово-глубично-осоково-зеленомошно-лишайниковая ассоциация в сочетании с осоковыми фрагментами	–8.6	–4.7	–5.0
9	Скв. 6, 1712 м	Курум на склоне восточной экспозиции хр. Удокан. Накипные лишайники и редкие куртины кедрового стланика. В деятельном слое развита плотностная конвекция воздуха	–7.5	–6.7	–4.0
10	Скв. 41, 1338 м	Долина руч. Клюквенный, средняя часть склона юго-западной экспозиции хр. Удокан. С поверхности залегают глыбы и щебен с песчаным заполнителем. Растительность: лиственничное редколесье с кедровым стлаником и брусникой	–	1.5	–0.6
11	“Азарова”, 2036 м	Донная морена ниже оконечности ледника Нины Азаровой (хр. Кодар). Маломощная (до 0.2 м) горная почва, подстилаяемая дресвяными отложениями с песчаным заполнителем. Поверхность поросла разреженным ягелем и карликовым кустарничком	–	–9.3	–7.3

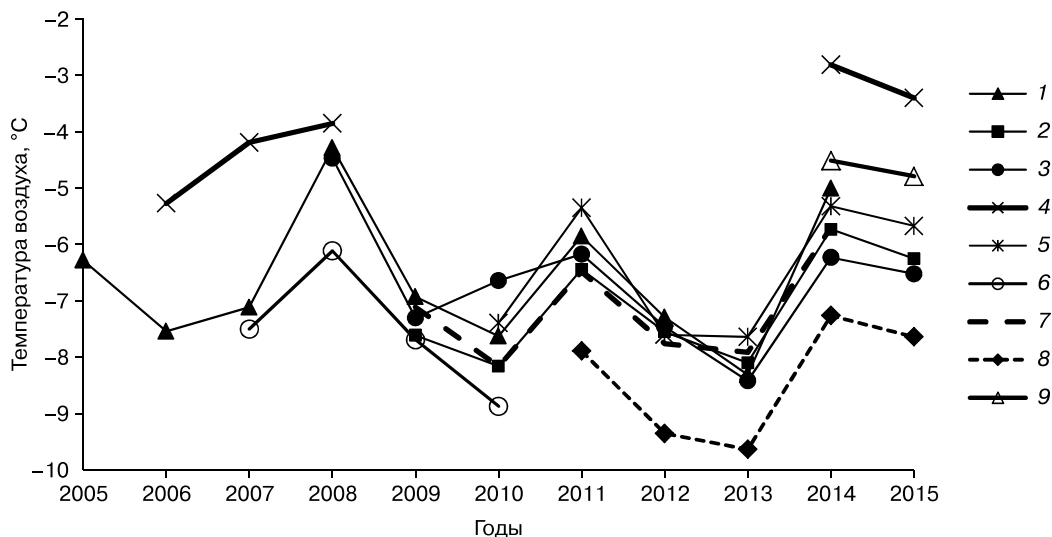


Рис. 3. Среднегодовые температуры воздуха на площадках фонового геокриологического мониторинга:
 1 – метеостанция Чара; 2 – “Мост”; 3 – “Беленький”; 4 – “Шурф Загрязкина” (скв. 37); 5 – скв. 38; 6 – скв. 6; 7 – метеостанция Наминга; 8 – “Ущелистый”; 9 – “Вера-23”.

нений одинаковы во всех высотных поясах гор (рис. 3).

На большинстве участков ФГМ максимумы и минимумы среднегодовых температур поверхности почвы обнаруживают двухлетнюю периодичность, причем в разных типах местности среднегодовые температуры поверхности почвы могут различаться на 9 °С, что примерно вдвое больше пространственных вариаций среднегодовых температур воздуха (см. рис. 3, 4). Тенденции измене-

ния “почвенного климата” в отдельные годы могут различаться в разных типах местности (см. рис. 4).

Наблюдаемая разница между среднегодовыми температурами поверхности и подошвы слоя сезонного оттаивания (так называемая температурная сдвигка) на исследуемой территории меняется не только по абсолютной величине, но и по знаку (см. табл. 1). Вертикальный градиент среднегодовых температур в деятельном слое колеблется в весьма широких пределах – от –5.2 до

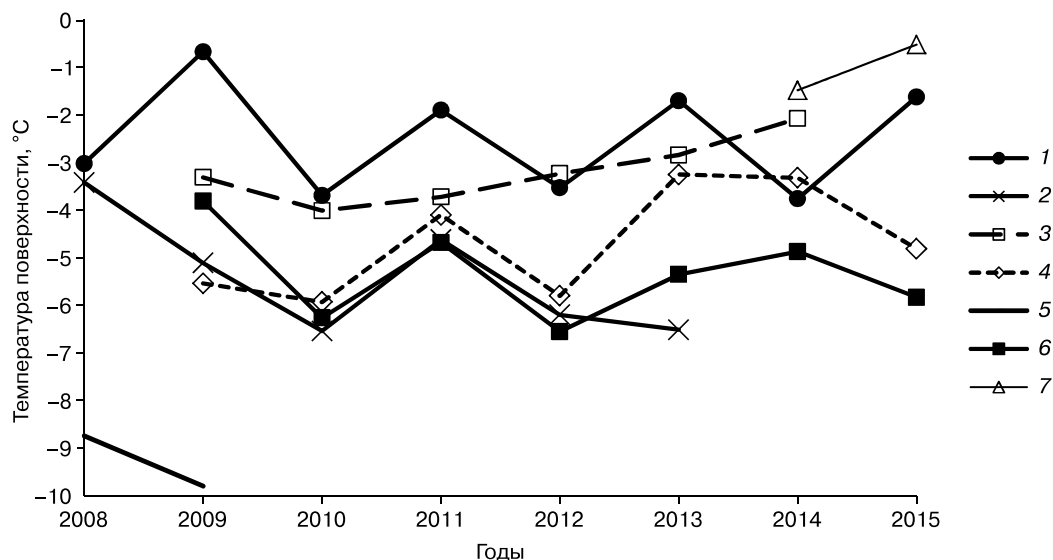


Рис. 4. Среднегодовые температуры поверхности почвы на площадках фонового геокриологического мониторинга:
 1 – “Беленький”; 2 – “Шурф Загрязкина”; 3 – метеостанция Наминга; 4 – “Ущелистый”; 5 – “Азарова”; 6 – “Мост”; 7 – “Вера-23”.

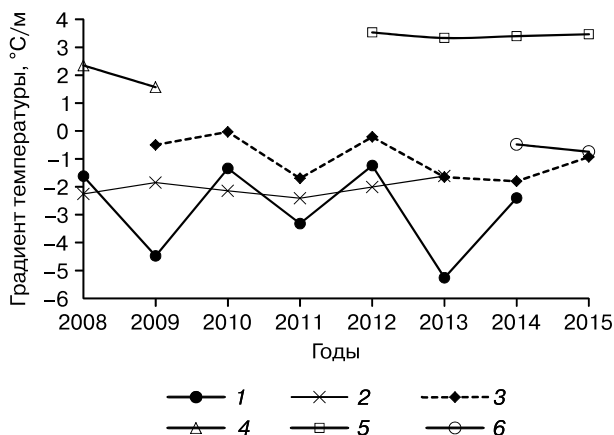


Рис. 5. Приращение среднегодовой температуры грунта на метр глубины деятельного слоя:

1 – “Беленький”; 2 – “Шурф Загрязкина” (скв. 37); 3 – “Ущелистый”; 4 – “Азарова”; 5 – “Пески”; 6 – скв. 41.

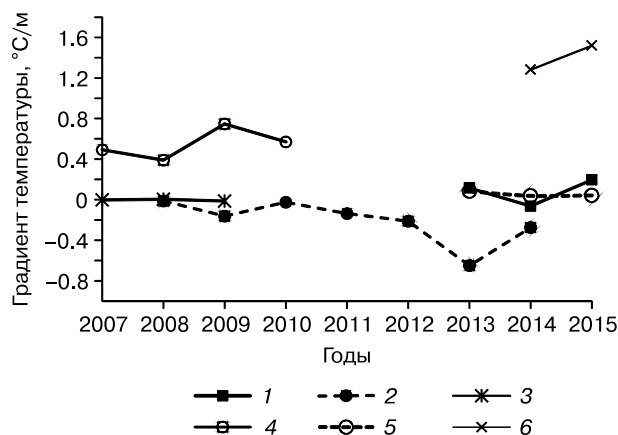


Рис. 6. Приращение среднегодовой температуры грунта на метр глубины в прикровлевой части многолетнемерзлой толщи:

1 – “Мост”; 2 – “Беленький”; 3 – скв. 38; 4 – скв. 6; 5 – “Вега-23”; 6 – скв. 37.

+3.5 °С/м. Это объясняется различиями таких характеристик, как механизм теплообмена, величина фазовых переходов в деятельном слое, суммарный тепловой поток от поверхности в грунт.

Значительная отрицательная сдвигка на площадке “Шурф Загрязкина” объясняется зимней плотностной конвекцией воздуха в курумах. Что касается положительной сдвигки на площадках “Пески” и “Азарова”, то она, очевидно, связана с малой влажностью и высокой водопроницаемостью отложений, которые сильно выхолаживаются зимой, но быстро оттаивают и прогреваются при инфильтрации летних осадков.

Динамика среднегодовых температур в нижней части деятельного слоя близка к таковой в верхней части ММТ и может быть использована как одна из базовых характеристик состояния и тенденции изменения геокриологических условий. Эту динамику авторы описывают с помощью

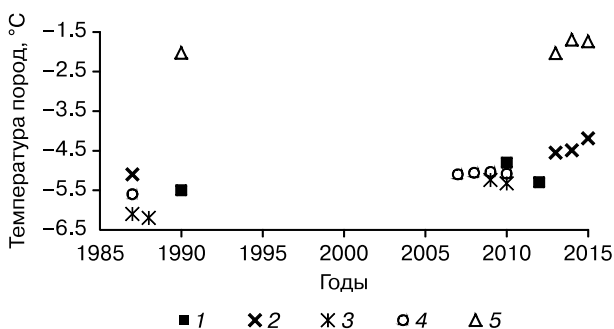


Рис. 7. Среднегодовая температура грунта на глубине 19 м:

1 – “Мост”; 2 – “Шурф Загрязкина”; 3 – скв. 38; 4 – скв. 6; 5 – “Вега-23”.

приведенной разности среднегодовых температур в рассматриваемых интервалах глубин (рис. 5, 6). Отрицательный градиент температур соответствует общей тенденции прогрева массива пород сверху, положительный – наоборот, потере тепла из глубины к поверхности. Абсолютная величина градиента легко интерпретируется только для областей без фазовых переходов в течение года. Этот показатель представляется более информативным, чем сама температура горных пород, отслеживаемая на определенной глубине.

Наблюдения за температурой пород на глубине 19 м свидетельствуют о некотором потеплении верхней части ММТ за последние 30 лет (рис. 7). С 1987 по 2015 г. изменения температуры на глубине проникновения годовых колебаний не превысили 1 °С. Эта тенденция несколько ослаблена временным похолоданием 2009–2012 гг., а также влиянием локального минимума температур на глубине от 40 до 100 м, сформировавшегося в период последнего климатического минимума [Железняк, 2005].

МОНИТОРИНГ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ

Главным результатом геотемпературного мониторинга являются ряды сопоставимых данных о глубине сезонного оттаивания или промерзания грунта в условно ненарушенных ландшафтах горной страны.

За период с 2005 по 2012 г. на площадках геотемпературного мониторинга нами были проведены единичные определения мощности СТС с помощью металлического щупа. Летом 2013 г. на участках “Мост” и “Беленький” были оборудованы две площадки для расширенных наблюдений

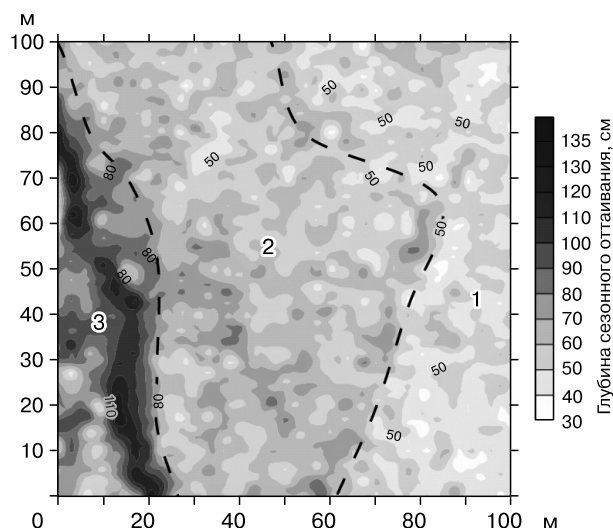


Рис. 8. Глубины сезонного оттаивания и районирование условий теплообмена через поверхность на площадке “Беленький”:

1 – лес; 2 – кустарник; 3 – дорога (см. табл. 2). Штриховые линии – границы участков.

по программе CALM Международной геоэкологической ассоциации. Каждая площадка представляет собой квадрат со стороной 100 м, внутри которого разбита ортогональная сеть с шагом 10 м. В узлах этой сети в конце теплого сезона измерялись мощности СТС (проведено более 3000 замеров).

Площадка “Мост” находится в центральной части Чарской впадины на высокой пойме р. Чара. Поверхность исследуемого участка ровная, покрыта кочкарником, местами заболочена. Верхняя часть разреза представлена аллювиальными песками, перекрытыми супесью и торфом. В августе 2009 г. на площадке “Мост” глубина сезонного оттаивания составила от 0.3 м (в лесу) до 0.7 м (на сухой открытой поверхности старицы).

Наблюдательный участок “Беленький” расположен в предгорьях хр. Удокан, на первой надпойменной террасе р. Чара. Сверху залегает слой (от 0.2 до 2.0 м) слаборазложившегося торфа, подстилаемый супесью, мощностью до 1.0 м, и ниже – аллювиальными крупнозернистыми гравелистыми песками. В пределах данного участка широко развиты повторно-жильные льды, вскрываемые в эрозионном склоне террасы р. Чара. Высота жил достигает 7 м, ширина – 1.5 м. Наличием жильного льда обусловлено развитие термокарста.

На площадке “Беленький” средняя мощность СТС составляет около 0.6 м, с разбросом от 0.3 до 1.3 м по всей площадке. В связи с неоднородностью поверхностных условий потребовалось увеличить густоту сети наблюдений, вплоть до шага 1 м. По характеру растительности и степени нарушенности поверхности площадка была разделена на три участка (рис. 8, табл. 2). Первый участок (условное название “Лес”) отличается наиболее густой растительностью, представленной лиственничным лесом, кустарниковыми зарослями и мохово-лишайниковым покровом различной толщины. Глубины оттаивания здесь наименьшие (0.3–0.5 м). На втором участке (“Кустарник”) растительность более редкая, представлена преимущественно кустарником и моховым покровом толщиной до 30 см. Встречены локальные следы старых заросших дорог. Мощность СТС меняется от 0.4 до 1.0 м. На третьем участке (“Дорога”) зафиксированы максимальные глубины сезонного оттаивания, местами достигающие 1.3 м. Напочвенный покров представлен угнетенной мохово-травянистой растительностью, а зачастую вообще отсутствует. На различных фрагментах участка степень нарушенности поверхности различна, что отражено в выделении подучастков Дорога А, Дорога Б и Дорога В (см. табл. 2).

На площадке “Мост” зафиксированы глубины оттаивания от 0.4 до 0.8 м, со средним значением для всей площадки 0.55 м. Северо-восточная часть

Таблица 2. Глубины сезонного оттаивания на площадке “Беленький”

Условия	Растительность	Частота распространения*	N	Глубина сезонного оттаивания, м				
				сред.	мин.	макс.	δ	к, %
Условно ненарушенные	Лес	Густой	501	0.48	0.31	0.72	7.4	15.5
		Редкий	642	0.53	0.31	0.79	8.7	16.6
	Кустарник	Редкий	357	0.69	0.32	0.10	11.6	16.8
		Средний	778	0.62	0.33	0.89	9.8	15.9
		Частый	265	0.62	0.33	0.92	10.3	16.7
Нарушенные	Дорога А	Средняя	71	0.83	0.58	0.11	11.8	14.2
	Дорога Б	Сильная	279	0.93	0.60	0.13	16.6	17.8
	Дорога В	Слабая	189	0.68	0.39	0.94	8.9	13.2

Примечание. N – количество замеров; δ – стандартное отклонение; к – коэффициент вариации, %.

* Для нарушенных условий – степень воздействия.

площадки захватывает небольшой участок леса, где глубина оттаивания минимальная. Наиболее обводнены центральная и северная области участка, а наиболее сухими являются его южная, юго-западная и северо-западная части.

ВЫВОДЫ

Как показал имеющийся опыт, для анализа динамики геокриологических условий целесообразно использовать градиент среднегодовой температуры сезонных температурных колебаний многолетнемерзлых пород в качестве показателя итогового теплового потока. Установленный характер динамики температуры грунтов поможет типизировать изучаемую территорию по направленности геокриологических процессов. В связи с этим ФГМ следует расширить наблюдения за распространением и интенсивностью геокриологических процессов, таких как термокарст, термоэрозия, наледеобразование, пучение и др.

Правильная интерпретация результатов термометрических наблюдений важна для выявления причин активизации геокриологических процессов и расширения наших представлений об их механизме. Так, на поверхности речной террасы, где обустроена площадка “Беленький”, в течение последнего десятилетия развивается термокарст по повторно-жильным льдам. В 2011 г. на многих участках террасы появилось множество новых просадок, хотя этот год не отличался экстремальными значениями летней температуры воздуха, суммы атмосферных осадков и т. д. Этот всплеск активности еще требует объяснения.

Таким образом, геотемпературный мониторинг, сам по себе, не дает исчерпывающих сведений о направленности изменения многолетнемерзлых толщ и должен дополняться другими видами мониторинга. Каждый из наблюдаемых геокриологических процессов следует рассматривать в контексте территориальной (фоновой) и локальной изменчивости условий окружающей среды. Например, авторами ранее выполнена оценка роли геокриологических условий в формировании водного стока территории [Сергеев и др., 2009; Sergeev et al., 2012]. Предварительный анализ динамики площадей ледниково-термокарстовых озер близ р. Средний Саукан в Чарской котловине продемонстрировал неоднозначность реакции озер на изменение гидролого-климатических условий [Sergeev et al., 2014]. Результаты этих смежных исследований должны анализироваться совместно с данными ФГМ для более глубокого понимания и прогноза природных процессов.

В отношении мониторинга сезонного оттаивания стала очевидной целесообразность дополнительных наблюдений за положением поверхности для учета сезонного и многолетнего пучения

грунтов. В результате наблюдений выявлена сложная структура кровли мерзлых пород, не всегда соответствующая микрорельефу, причем скорость прироста глубины оттаивания также различна на разных микроландшафтах и должна стать предметом регулярных наблюдений.

При изучении роли геокриологических условий в эволюции ландшафта необходимо учитывать, что с расширением площади нарушенных (производных или вторичных) лесов увеличивается период восстановления коренных лесов [Галанин, 2014]. При значительных изменениях физико-географических условий и невозможности возвращения биотопа в первоначальное состояние образуются условно коренные сообщества (близкие по структуре к коренным) или коренные сообщества не восстанавливаются вовсе [Сукачев, 1930]. При обширных, многократно повторяющихся антропогенных нарушениях, в условиях глобальных климатических изменений конца XX – начала XXI вв., когда климат региона изменяется быстрее, чем длится цикл трансформации коренной растительности, остро встает вопрос определения порога “невозврата” ситуации [Черногаева и др., 2009; Лосев, 2010; Галанин, 2014]. Особенно уязвимы для антропогенных изменений горные мерзлотные регионы юга Сибири. В связи с этим возрастает значение мониторинга растительности как важного фактора изменения геокриологических условий почв, в свою очередь важных для понимания динамики экосистем.

Авторы выражают глубокую признательность В.Г. Подгорбунскому за постоянную методическую, техническую и организационную помощь в проведении исследований, а также благодарят М.Н. Железняку, Д.М. Шестернёву, К. Йошикаву, И.В. Чеснокову, В.К. Васильчука и В.В. Самсонову за разнообразную поддержку, оказанную на разных этапах работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 4, направление 7 “Оценка геоэкологических опасностей и рисков; снижение их негативных последствий на основе изучения адаптационных процессов”, а также при поддержке Геофизического института Университета Аляски (Фэрбенкс) в рамках международной программы GTN-P, в рамках РФФИ (проект № 13-05-00462а), “Мой первый грант” (№ 14-05-31510) и РНФ (грант 14-17-00357).

Литература

Галанин А.В. Лекции по экологии. Мониторинг растительного покрова: состояние проблемы, основные понятия [Электронный ресурс]. URL: <http://botsad.ru/ru/menu/activity/articles/galanin-v/lekcii-eco-11/monit/> (дата обращения: 26.06.2016).

- Железняк М.Н.** Геотемпературное поле и криолитозона Юго-Востока Сибирской платформы / М.Н. Железняк. Новосибирск, Наука, 2005, 227 с.
- Заболотник С.И., Климовский И.В.** Сезонное протаивание и промерзание грунтов в Чарской котловине // Геокриологические условия Забайкальского Севера. Новосибирск, Наука, 1966, с. 162–171.
- Караушева А.И.** Климат и микроклимат района Кодар–Чара–Удокан / А.И. Караушева. Л., Гидрометеиздат, 1977, 125 с.
- Климовский И.В.** Геокриологическая характеристика массива развееваемых песков Чарской котловины // Геокриологические условия Забайкальского Севера. Новосибирск, Наука, 1966, с. 181–186.
- Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири** / Отв. ред. В.П. Мельников. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 207 с.
- Кудрявцев В.А.** Исходные положения теплофизических (геофизических) основ мерзлотоведения // Проблемы геокриологии. М., Наука, 1983, с. 21–27.
- Лосев К.С.** Мифы и заблуждения в экологии / К.С. Лосев. М., Науч. мир, 2010, 223 с.
- Медведев Ю.О.** Состав и сложение мохового покрова гольцово-горно-таежного Удокана // Вопросы биогеографии Сибири. Иркутск, Изд. СО АН СССР, 1979, с. 70–82.
- Некрасов И.А., Шасткевич Ю.Г.** Некоторые данные о многолетнемерзлых породах хребта Кодар // Геокриологические условия Забайкальского Севера. Новосибирск, Наука, 1966, с. 100–106.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны / А.В. Павлов. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 229 с.
- Перльштейн Г.З., Сергеев Д.О., Мерзляков В.П. и др.** Отчет о научно-исследовательской работе по проекту 7.3: “Изменения криолитозоны России, вызванные глобальным потеплением: природные опасности и современные геологические проблемы” программы фундамент. исслед. Президиума РАН № 4П, направление 7 / Ин-т геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН. М., 2012, 30 с.
- Романовский Н.Н.** Курумы гольцового пояса гор / Н.Н. Романовский, А.И. Тюрин, Д.О. Сергеев и др. Новосибирск, Наука, 1989, 150 с.
- Сергеев Д.О., Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Булдович С.Н., Типенко Г.С., Йошикава К., Романовский В.** Влияние динамики климата и геокриологических условий на режим регионального стока и наледообразования горных водосборов бассейна реки Лена // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 29–35.
- Сергеев Д.О., Ухова Ю.А., Станиловская Ю.В., Романовский В.Е.** Температурный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах Северного Забайкалья (возобновление стационарных наблюдений) // Криосфера Земли, 2007, т. XI, № 2, с. 19–26.
- Сочава В.Б.** Принципы и задачи геоботанической картографии // Вопросы ботаники. М.; Л., Изд. АН СССР, 1954, т. I, с. 259–272.
- Сукачев В.Н.** Руководство к исследованию типов леса / В.Н. Сукачев. М.; Л., Сельхозгиз, 1930, 318 с.
- Черногаева Г.М., Безделова А.П., Кухта А.Е.** Изменение структуры растительного покрова средней тайги европейского севера России во второй половине XX века // Использование и охрана природ. ресурсов в России, 2009, № 6 (108), с. 29–31.
- Шасткевич Ю.Г.** Многолетнемерзлые породы высокогорной части хребта Удокан и условия формирования их температурного режима // Геокриологические условия Забайкальского Севера. Новосибирск, Наука, 1966, с. 24–43.
- Drozdov D.S., Malkova G.V., Ukraintseva N.G., Korostelev Yu.V.** Permafrost monitoring of southern tundra landscapes in the Russian European North and West Siberia // Proc. of the 10th Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publ., 2012, vol. 2, p. 65–70.
- Guglielmin M., Cannone N.** A permafrost warming in a cooling Antarctica? // Climatic Change, 2012, vol. 111, No. 2, p. 177–195, doi: 10.1007/s10584-011-0137-2.
- Leibman M.O., Khomutov A.V., Orekhov P.T., Khitun O.V., Epstein H.E., Frost G., Walker D.A.** Gradient of seasonal thaw depth along the Yamal Transect. 2012. Proc. of the 10th Intern. Conf. on Permafrost (Salekhard, Russia, June 25–29, 2012). Salekhard, The Northern Publ., 2012, vol. 2, p. 237–242.
- Ponomareva O.E., Gravis A.G., Berdnikov N.M., Blyakharchuk T.A.** Climate change, frost action and permafrost-related processes in the Northern Taiga Region of West Siberia // Ibid., p. 343–347.
- Romanovskiy N.N., Zaitsev V.N., Volchenkov S.Yu., Zagryazkin D.D., Sergeev D.O.** Alpine permafrost temperature zonality, Northern Trans-Baikal Region, USSR // Permafrost and Periglacial Processes, 1991, vol. 2, p. 187–195.
- Romanovsky V.E., Kholodov A.L., Marchenko S.S., Oberman N.G., Drozdov D.S., Malkova G.V., Moskalenko N.G., Vasiliev A.A., Sergeev D.O., Zheleznyak M.N.** Thermal state and fate of permafrost in Russia: First results of IPY // Proc. of the 9th Intern. Conf. on Permafrost (Fairbanks, June 29–July 3, 2008), Fairbanks, Univ. of Alaska Fairbanks, 2008, vol. 2, p. 1511–1518.
- Romanovsky V.E., Sergeev D.O., Osterkamp T.E.** Temporal variations in the active layer and near-surface permafrost temperatures at the long-term observatories in northern Alaska // Proc. of the 8th Intern. Conf. on Permafrost. Lisse, A.A. Balke-ma, 2003, vol. 2, p. 989–994.
- Sergeev D.O., Romanovskiy N.N., Tipenko G.S., Buldovich S.N., Gavrilo A.V., Yoshikawa K., Romanovsky V.E.** The influence of the changing climate and geocryological conditions on the regime of regional discharge and icing in the upper part of Lena River’s Basin // Geography, Environment, Stability, 2012, vol. 5, No. 1, p. 41–51.
- Sergeev D.O., Perlshtein G., Stanilovskaya J., Utkina I., Alekseyutina D., Bezdelova A., Kapralova V., Makaricheva E.** Chara permafrost monitoring results: local variability and regional trends // Book of Abstr. of EUCOP4 – 4th Europ. Conf. on Permafrost (Évora, June 18–21, 2014). Évora, Portugal, Lisboa Univ., 2014, p. 503.
- Sharkhuu N., Sharkhuu A.** Effects of climate warming and vegetation cover on permafrost of Mongolia. In Eurasian steps // Ecological Problems and Livelihoods in a Changing World Plant and Vegetation Netherlands, Springer, 2012, vol. 6, pt 3, p. 445–472, doi: 10.1007/978-94-007-3886-7_17.
- Tarnocai C., Nixon F.M., Kutny L.** Circumpolar-active-layer-monitoring (CALM) sites in the Mackenzie Valley, northwestern Canada // Permafrost and Periglacial Processes, 2004, vol. 15, No. 2, p. 141–153.

Поступила в редакцию
16 декабря 2014 г.