

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345

**ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ КЛИМАТА**

**А.А. Васильев, Д.С. Дроздов, Н.Г. Москаленко**

*Институт криосферы Земли СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия, z\_v\_a\_a@dio.ru*

Представлены результаты изучения динамики среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на трех геофизиологических стационарах севера Западной Сибири (Марре-Сале, Уренгой и Надым) в условиях изменяющегося климата. Приведены данные о климатических параметрах. Установлено, что за последние 30 лет на всех стационарах наблюдается повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород. Минимальное повышение температуры характерно для ландшафтов болот, максимальное – для ландшафтов торфяников. Оценены пределы изменения среднегодовой температуры пород при повышении среднегодовой температуры воздуха на 1 °С. В зоне тундры это может составить 0,1–0,25 °С, в зоне лесотундры и северной тайги – 0,1–0,8 °С.

*Криолитозона, многолетнемерзлые породы, Западная Сибирь, среднегодовая температура многолетнемерзлых пород, климат*

**PERMAFROST TEMPERATURE DYNAMICS OF WEST SIBERIA  
IN CONTEXT OF CLIMATE CHANGES**

**A.A. Vasiliev, D.S. Drozdov, N.G. Moskalenko**

*Earth Cryosphere Institute SB RAS, 625026, Tyumen, Malygin str., 86, Russia, z\_v\_a\_a@dio.ru*

This paper presents data on the mean annual permafrost temperature dynamics at three monitoring sites in West Siberia (Marre-Sale, Urengoy, Nadym) in context of climate changes. Climatic data are also represented. It is found that during the last 30 years an increase in the mean annual permafrost temperature is well expressed. The minimum temperature increase has been recorded for bogs, the maximum – for peatlands. The limits of the mean annual permafrost temperature changes under the 1 °C annual air temperature increase. This rise can be about 0.1–0.25 °C in tundra zone, and 0.1–0.8 °C in forest tundra and north taiga zones.

*Cryolithozone, permafrost, West Siberia, mean annual permafrost temperature, climate*

**ВВЕДЕНИЕ**

В последние десятилетия в литературе активно обсуждается проблема изменений температуры пород в криолитозоне в связи с глобальным потеплением климата. Видимо, наиболее обстоятельные исследования в этом направлении выполнены А.В. Павловым [1997, 2001, 2003], а также О.А. Анисимовым, М.Н. Железняком, Н.Б. Какуновым, Н.Г. Оберманом, В.Е. Романовским, Л. Хизманом, Ф. Нельсоном, Т. Остеркампом и др. [Osterkamp, Romanovsky, 1999; Nelson et al., 2001, 2002; Оберман, 2001, 2006; Анисимов, Белолуцкая, 2002; Hinzman et al., 2005; Железняк и др., 2006; Романовский, 2006]. Установлено, что изменения климата во времени имеют колебательный характер на фоне общего потепления. В некоторых регионах потепление климата выражено слабо или практи-

чески не наблюдается, напротив, в других регионах потепление превышает 1,5 °С за последние 30 лет [Павлов, 2002; Павлов, Малкова, 2005]. В настоящее время прогнозные оценки изменения температуры пород криолитозоны получили новое развитие в связи с успехами в моделировании климата и развитием региональных климатических моделей. Климатические модели достаточно хорошо описывают динамику и пространственное распределение климатических изменений как в ретроспективе, так и для ближайших десятилетий и даже столетий. На их основе выполнены первые региональные прогнозные оценки изменения параметров криолитозоны [Анисимов и др., 2003; Малевский-Малевич и др., 2006; Романовский, 2006]. Однако различия в реакции ландшафтов криоли-

тозоны на климатические изменения во внимание не принимались. На основе климатического моделирования и данных мониторинговых наблюдений можно оценить реакцию многолетнемерзлых пород (ММП) на текущие климатические изменения и выработать новые подходы к прогнозным оценкам изменения температуры ММП и их пространственного распространения.

Цель настоящего исследования – выявление динамики температуры ММП как важнейшего показателя термического состояния криолитозоны в связи с климатическими изменениями на основе результатов многолетних наблюдений на площадках геоэкологического мониторинга.

Долговременные систематические наблюдения за температурой ММП в Западной Сибири проводятся авторами в районе Марре-Сале (Западный Ямал), на территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения (НГКМ) и в районе 8-го километра трассы газопровода Надым–Пунга. Некоторые из более ранних результатов мониторинговых наблюдений обсуждались и были опубликованы [Дроздов, Чекрыгина, 1998; Павлов, 2001, 2003; Павлов и др., 2002; Васильев и др., 2006; Антропогенные..., 2006]. В настоящей статье приводятся более полные данные и оценивается реакция ландшафтов криолитозоны севера Западной Сибири на климатические изменения.

### КЛИМАТ

В соответствии с климатическим районированием Арктики [Прик, 1971] север Западной Сибири относится к восточному району Атлантического сектора Северного Ледовитого океана. Район испытывает значительное влияние циркуляционных процессов средних широт, особенно Исландской депрессии. По климатическим особенностям территория севера Западной Сибири подразделяется на три зоны: северная тундра полуостровов Ямал и Гыданский характеризуется морским арктическим климатом; средняя и южная тундра среднего Ямала, Гыдана и Тазовский п-ов относятся к территории с морским субарктическим климатом; южная часть территории (лесотундра и северная тайга) характеризуются умеренно континентальным климатом.

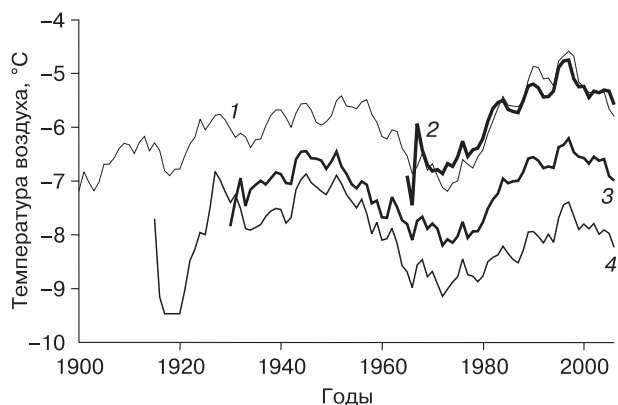
Важнейшими характеристиками климата, влияющими на динамику криолитозоны, являются температура воздуха, снежный покров и в меньшей степени – летние осадки.

В силу упоминавшихся особенностей климата разные территории севера Западной Сибири характеризуются существенно различными величинами среднегодовой температуры воздуха. На по-

бережье Карского моря наблюдается закономерное понижение среднегодовой температуры воздуха с запада на восток. Наиболее высокое значение среднегодовой температуры присуще западному сектору побережья Карского моря и составляет  $-7,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  в Усть-Каре. Наиболее низкая среднегодовая температура воздуха на побережье характерна для северо-восточного побережья Гыданского п-ова и достигает в Гыде  $-11,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  [Справочник..., 1966]. В континентальной части рассматриваемой области самая высокая среднегодовая температура воздуха наблюдается в районе г. Надыма и составляет  $-5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Особый интерес представляет анализ изменений температуры воздуха во времени, поскольку именно с этими изменениями можно увязать тенденции в динамике криолитозоны. Оценка динамики изменений температуры воздуха в Российской Арктике проведена А.В. Павловым [2001, 2002, 2003]. По общему мнению, потепление климата наблюдается в последние 30–35 лет. При этом максимальное потепление характерно для континентальных районов. На морских побережьях потепление выражено гораздо слабее [Павлов, 2001; Павлов, Аманьева, 2004].

Для анализа тенденций изменений температуры воздуха во времени рассмотрим ход температуры воздуха по метеостанции Салехард, на которой ведутся наиболее продолжительные наблюдения в регионе, а также по метеостанциям Марре-Сале, Надым и Уренгой\* (рис. 1). Как видно, начиная примерно с 1970-х гг. происходит повышение среднегодовых температур. При этом наблюдается совпадение фаз для разных метеостанций западного сектора Российской Арктики [Васильев, 2005],



**Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха (скользящие средние по 10 годам) во времени:**

1 – Салехард, 2 – Надым, 3 – Уренгой, 4 – Марре-Сале.

\* Данные по температуре воздуха в районе Уренгойского НГКМ взяты с сайта [http://climate.geog.udel.edu/~climate/html\\_pages/archive.html](http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/archive.html).

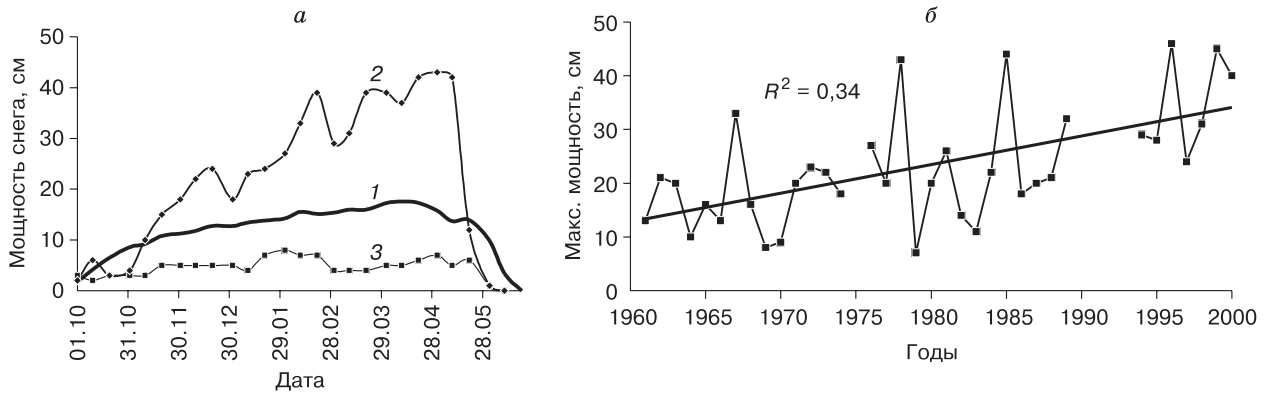


Рис. 2. Средние (1), максимальные (2, 1977/78 г.) и минимальные (3, 1968/69 г.) мощности снежного покрова (а) и изменение максимальной мощности снежного покрова по годам (б) по данным метеостанции Марре-Сале с 1960 по 2000 г.

т. е. потепление происходит в целом синхронно для всего региона, хотя и с некоторыми локальными отклонениями. Но амплитуда потепления различная. В разных районах севера Западной Сибири изменение климата и повышение температуры воздуха выражены неодинаково [Павлов, Ананьева, 2004]. За последние 30–35 лет максимальное потепление отмечается на Тазовском п-ове, включая территорию Уренгойского НГКМ, и в юго-западной части Гыданского п-ова. Здесь повышение температуры составило более 1,5 °С. Минимальное потепление характерно для арктических островов, северной части п-ова Ямал и севера Гыданского п-ова. Повышение температуры воздуха в этих районах менее 0,7 °С.

Исследования О.А. Анисимова [Анисимов и др., 2003] показали, что наблюдается смещение областей с разным уровнем потепления во времени.

Из анализа суточных значений температуры воздуха за многолетний период следует, что за последние 25 лет увеличилась продолжительность теплого периода в тундровой зоне на 5–6 дней, в зоне северной тайги – на 15–17 дней. Соответственно сократился период с отрицательными температурами воздуха.

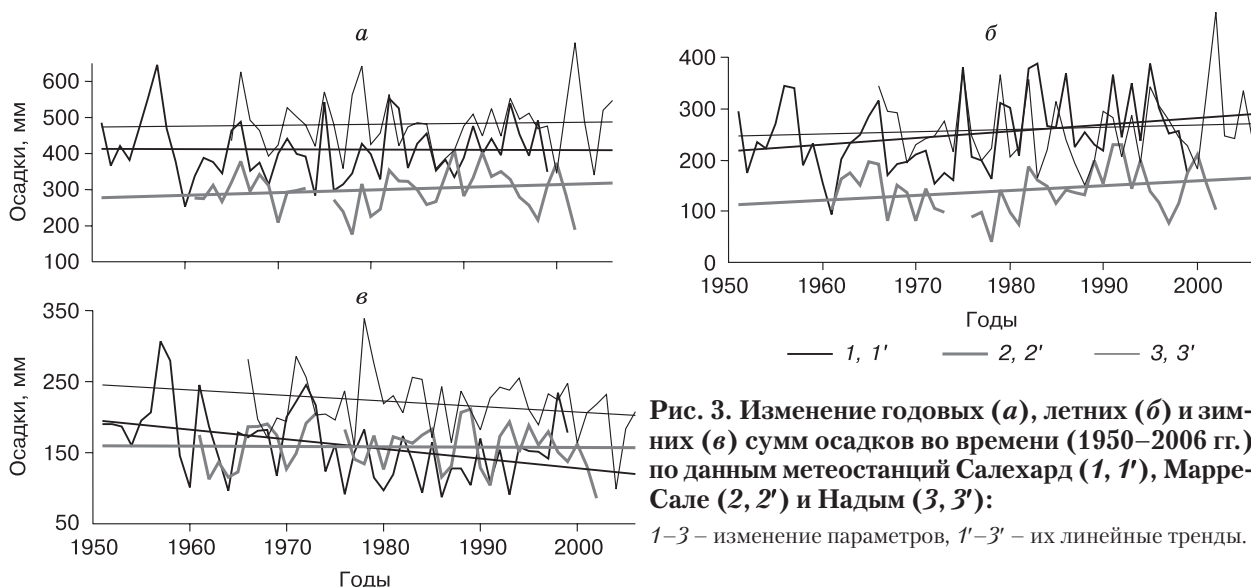
На формирование температурного режима криолитозоны большое влияние оказывает не только величина, но и динамика накопления снежного покрова. На рис. 2, а приведены средние, максимальные и минимальные мощности снежного покрова в динамике на метеостанции Марре-Сале с 1960 по 2000 г.\* При среднем многолетнем максимальном значении величины снежного покрова около 20 см в отдельные годы наблюдаются существенные отклонения от этого значения. Но в тундровой зоне такие отклонения бывают довольно редко – примерно один раз в 10 лет [Копанев,

1978]. Максимальная мощность снежного покрова имеет тенденцию к увеличению (см. рис. 2, б), причем количество зимних осадков остается примерно постоянным. Средняя плотность снежного покрова по данным многолетних наблюдений составляет около 300 кг/м<sup>3</sup>. В качестве первого приближения для оценок влияния снега на изменение температуры криолитозоны можно принять, что в тундровой зоне изменения величины и плотности снежного покрова от года к году незначительны. Напротив, в зоне лесотундры и северной тайги снежный покров (и его влияние на формирование температуры многолетнемерзлых грунтов) изменяется очень сильно.

Динамику величины осадков во времени наиболее наглядно можно проследить на примере метеостанций Салехард, Марре-Сале и Надым (рис. 3). На рис. 3, а видно, что изменения годового количества осадков за последние 50 лет на разных метеостанциях имеют различные тенденции. В Марре-Сале и Надыме годовое количество осадков в целом возрастает, а в Салехарде оно остается неизменным. Следует отметить, что увеличение суммы годовых осадков в Марре-Сале и Надыме подтверждается и повышением заболачивания территории, которое выявлено на основе многолетнего мониторинга растительного покрова. Со временем болотная растительность занимает все большее место в общей структуре растительного покрова.

Сумма летних осадков возрастает во всех районах (см. рис. 3, б). Количество зимних осадков в Марре-Сале практически не изменяется во времени, а в Салехарде и Надыме резко снижается (см. рис. 3, в). Таким образом, даже в пределах сравнительно небольшой территории наблюдаются разные тенденции в динамике осадков.

\* Часть данных о снежном покрове любезно предоставлена М.О. Лейбман (Институт криосферы Земли СО РАН).



**Рис. 3.** Изменение годовых (а), летних (б) и зимних (в) сумм осадков во времени (1950–2006 гг.) по данным метеостанций Салехард (1, 1'), Марре-Сале (2, 2') и Надым (3, 3'):

1–3 – изменение параметров, 1'–3' – их линейные тренды.

### ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Мониторинг температурного режима многолетнемерзлых пород организован во всех доминантных природных комплексах типичной тундры в Марре-Сале, южной тундры и лесотундры на территории Уренгойского НГКМ и северной тайги в районе Надыма (8-й км газопровода Надым–Пунга). Для анализа закономерностей изменения температуры ММП использованы данные наблюдений в 21 сухой скважине (в том числе Марре-Сале – 6 скважин, Уренгой – 9 скважин, Надым – 6 скважин) глубиной около 10 м, что примерно соответствует глубине годовых теплооборотов. Расположение наблюдательных скважин, приуроченность к определенным ландшафтам\*, продолжительность наблюдений, характеристика растительного покрова и геологическое строение приведены в таблице. Все скважины расположены в естественных условиях, поэтому полученные данные отражают естественную эволюцию криолитозоны севера Западной Сибири.

На разных участках мониторинга наблюдения проводились с разной периодичностью. На стационаре Марре-Сале с 1979 по 1995 г. наблюдения проводились с частотой один раз в 10–30 дней, а с 1995 г. – один раз в год (в августе–сентябре). На территории Уренгойского НГКМ температура ММП в скважинах измерялась однократно на рубеже лето–осень в 1974, 1975, 1977, 1978, 1992, 1994, 1997, 1999, 2005 и 2006 гг. В районе Надыма (8-й км трассы Надым–Пунга) измерения температуры ММП в 1972–1983 гг. выполнялись с периодичностью 10–30 дней, а с 1984 г. ежегодно, в конце теплого периода (август–сентябрь). Одна из

наблюдательных скважин в 2001 г. была оборудована логгерами LPC, выпускаемыми НИИ космического приборостроения [Дубровин, 2003]. Таким образом, участки мониторинга характеризуются неодинаковой обеспеченностью фактическими данными. Тем не менее полученные результаты позволяют выявить основные тенденции реакции криолитозоны севера Западной Сибири (выраженные в среднегодовой температуре ММП) на климатические изменения.

Летом 2006 г. в рамках проекта Thermal State of Permafrost (TSP) по программе Международного полярного года некоторые из наблюдательных скважин на стационарах были оборудованы 4-канальными логгерами типа НОВО U12. В качестве стандартных глубин измерения выбраны 1, 3, 5, 10 м, частота измерений – не менее двух раз в сутки.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

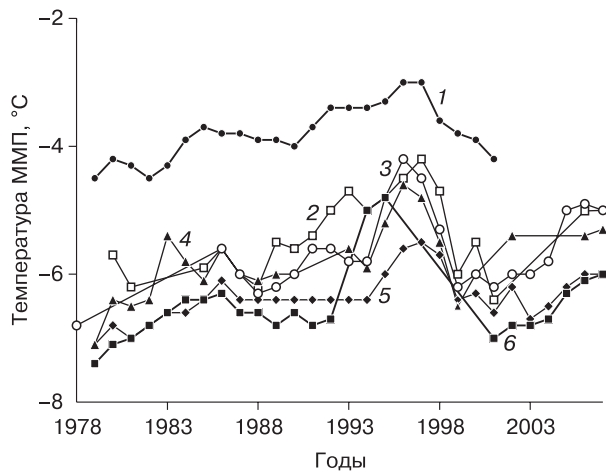
Динамика среднегодовой температуры ММП во времени для указанных стационаров приведена на рис. 4–6. В целом временной ход среднегодовой температуры ММП соответствует изменениям среднегодовой температуры воздуха. Вероятно, наблюдаемые отклонения объясняются влиянием снежного покрова, особенно сильным в зоне лесотундры и северной тайги. Как указывалось выше, в зоне тундры (Марре-Сале) изменчивость величины снежного покрова существенно ниже.

Как следует из рис. 4–6, изменение температуры ММП на разных стационарах имеет неодинаковую направленность. В то время как в районах Уренгоя и Надыма температура ММП устойчиво

\* Классификация ландшафтов в таблице дана по книге [Ландшафты..., 1983].

**Метаданные скважин мониторинговых исследований на севере Западной Сибири**

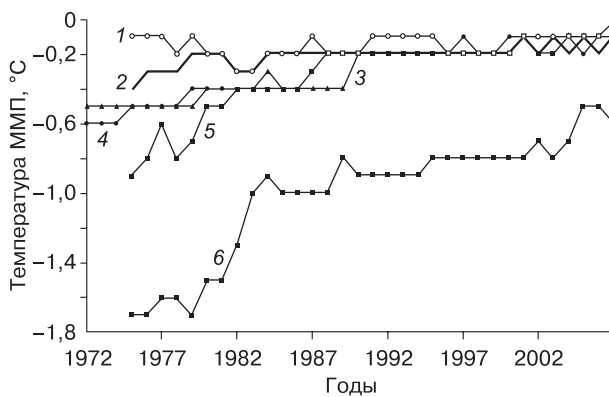
Регион	Природная зона	Тип мерзлоты	Номер скважины (период наблюдений)	Координаты	Ландшафт	Растительный покров	Состав грунтов
Марре-Сале (Западный Ямал)	Типичная тундра	Сплошная	1 (1978–2001, 2006)	69°43' с.ш., 66°49' в.д.	6а, 6б, тундра средней увлажненности	Кустарничково-мохово-лишайниковый, до 10 см	Супесь
			3 (1978–2006)	69°43' с.ш., 66°49' в.д.	6г, тундра слабодренированная	Кустарничково-лишайниково-моховой, до 20 см	Супесь, песок
			6 (1978–2006)	69°43' с.ш., 66°49' в.д.	6б, тундра дренированная	Кустарничково-мохово-лишайниковый, до 10 см	То же
			17 (1979–2000, 2006)	69°43' с.ш., 66°49' в.д.	4в, торфяник	Кустарничково-лишайниково-моховой, до 15 см	Торф до 1,6 м, супесь
			36 (1978–2001)	69°42' с.ш., 66°50' в.д.	3б, болото	Осоково-моховой, о 15 см	Органика до 0,3 м, песок
			43а (1978, 1987–2006)	69°42' с.ш., 66°50' в.д.	6, песчаный раздув	Пионерные травы, лишайники	Песок
Уренгой	Южная тундра	Сплошная	15-03 (1974–2006)	67°28' с.ш., 76°41' в.д.	6ж, волнистая поверхность речной террасы	Ерниково-моховая тундра с фрагментами торфяников и болот	Суглинок
			15-06 (1974–2006)	67°29' с.ш., 76°42' в.д.	6н, зарастающий эрозионно-осыпной склон	Ивняки и ольшаники высотой до 2,5 м с несплошным травяным покровом	Супесь, суглинок
			15-08 (1974–2006)	67°29' с.ш., 76°42' в.д.	6е, вершина холма	Кустарничково-моховая тундра с мочажинами	Суглинок
			15-20 (1974–2006)	67°29' с.ш., 76°41' в.д.	6е, вершина холма	То же	То же
	Южная лесотундра	Сплошная	5-01 (1975–2006)	66°19' с.ш., 76°54' в.д.	1б, 1д, бугристый склон к долине малой реки	Вырубленный лиственный лес с ерниками до 1,5 м	Супесь, суглинок
			5-08 (1975–2006)	66°19' с.ш., 76°54' в.д.	1д, 5б, вершина бугра пучения	Единичный подрост берез и лиственниц	То же
			5-09 (1975–2006)	66°19' с.ш., 76°55' в.д.	3б, 4б, заболоченная полоса стока	Ерnikово-багульниковые бугры и кочки, разделенные травяными мочажинами	Торф до 1 м, суглинок
		Прерывистая	5-25 (1975–2006)	66°18' с.ш., 76°56' в.д.	1а, развезженная ровная поверхность	Горелый развезженный лишайниковый березовый лес с подростом кустарников и березы	Песок
			5-28 (1977–2006)	66°18' с.ш., 76°56' в.д.	1д, нижняя часть склона, мелкобугристая и заболоченная	Лиственный лес с пятнами-медальонами	Песок, супесь
Надым (8-й км трассы Надым–Пунга)	Северная тайга	Островная	11-75 (1975–2006)	65°18' с.ш., 72°51' в.д.	4ж, крупнобугристый торфяник	Травяно-кустарничково-мохово-лишайниковый, до 40 см	Торф до 1 м, песок (1,0–3,7 м), суглинок
			14-72 (1972–2006)	65°18' с.ш., 72°51' в.д.	4а, плоскобугристый торфяник	Травяно-кустарничково-мохово-лишайниковый, до 50 см	Торф до 0,7 м, песок (0,7–7,0 м), суглинок
			23-75 (1975–2006)	65°18' с.ш., 72°51' в.д.	3б, плоское болото	Кустарничково-травяно-моховой, до 40 см	Торф до 0,5 м, песок (0,5–8,0 м), суглинок
			23а-75 (1975–2006)	65°18' с.ш., 72°51' в.д.	4а, плоскобугристый торфяник	Травяно-кустарничково-лишайниково-моховой, до 50 см	Торф до 0,7 м, песок (0,7–8,0 м), суглинок
			18-72 (1972–2006)	65°18' с.ш., 72°51' в.д.	5а, минеральный бугор	Кедровая кустарничково-лишайниковая редина, до 40 см	Песок до 4 м, суглинок
			1-71 (1971–2006)	65°18' с.ш., 72°47' в.д.	5в, торфяно-минеральный бугор пучения	Травяно-кустарничково-лишайниково-моховой, до 50 см	Торф до 0,3 м, песок (0,3–3,0 м), суглинок



**Рис. 4. Изменение температуры ММП на глубине 10 м во времени, Марре-Сале:**

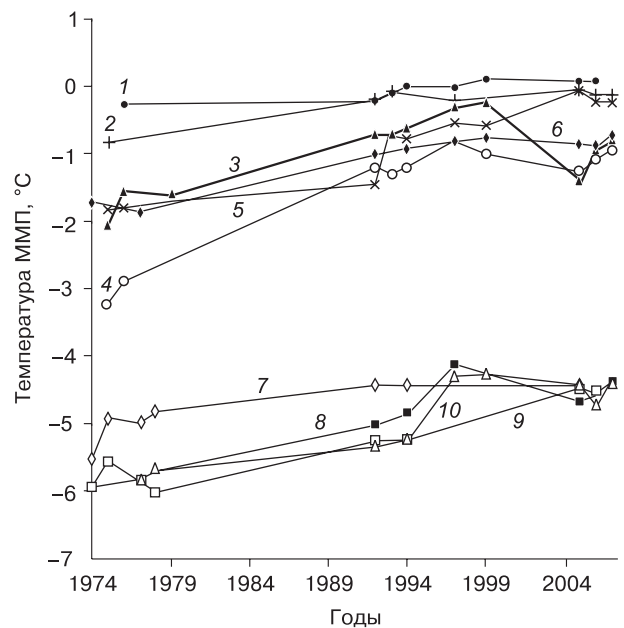
1 – скв. 36; 2 – скв. 1; 3 – скв. 43а; 4 – скв. 17; 5 – скв. 3; 6 – скв. 6.

возрастает, в Марре-Сале изменения температуры имеют колебательный характер с очень слабо выраженным трендом к росту. При выраженной тенденции к повышению температуры ММП в районах Уренгоя и Надыма переход температуры грунтов через  $0^{\circ}\text{C}$  на подошве слоя годовых теплооборотов не характерен. Лишь в одной из опробованных скважин (скв. 5-28), расположенной в южной лесотундре на территории Уренгойского НГКМ, среднегодовая температура стала положительной по всей глубине. Эта скважина расположена в краевой части пологой неглубокой ложбины, и деградация мерзлоты здесь наблюдается по крайней мере до глубины 10 м. В других режимных скважинах на Уренгое, где в 1970-х гг. среднегодовая температура ММП была выше  $-1,0^{\circ}\text{C}$  (например, скв. 5-01), современная температура на



**Рис. 5. Изменение температуры ММП на глубине 10 м во времени, Надым:**

1 – скв. 23-75; 2 – скв. 23а-75; 3 – скв. 18-72; 4 – скв. 1-71; 5 – скв. 13-72; 6 – скв. 11-75.



**Рис. 6. Изменение температуры ММП на глубине 10 м во времени, Уренгой:**

1 – скв. 5-28; 2 – скв. 5-01; 3 – скв. 5-08; 4 – скв. 5-09; 5 – скв. 5-25; 6 – скв. 15-06; 7 – скв. 15-20; 8 – скв. 15-03; 9 – скв. 15-08, 10 – скв. 15-21.

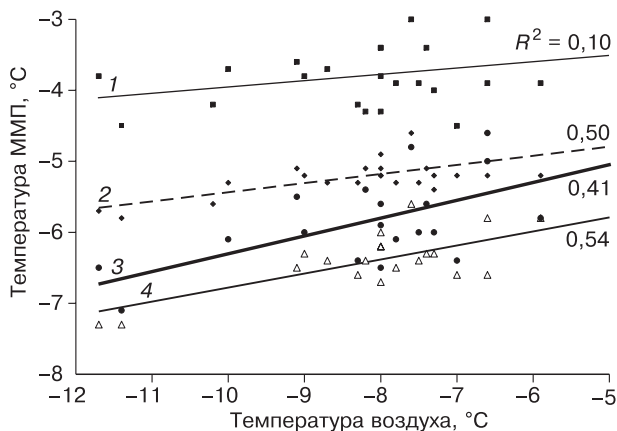
глубине нулевых сезонных амплитуд, приближаясь к  $0^{\circ}\text{C}$ , осталась отрицательной. В целом термометрические наблюдения в инженерно-геокриологических скважинах на территории Уренгойского месторождения свидетельствуют о повышении температуры ММП за последние десятилетия, причем в южной его части это повышение привело к деградации (оттаиванию) мерзлоты с поверхности до глубины нескольких метров, кроме участков с наиболее суровыми мерзлотными условиями (торфяники, бугры и гряды пучения, низкотемпературные болота, тундры).

Аналогичная ситуация наблюдается в районе Надыма по данным скв. 23-75 с наиболее высокотемпературной мерзлотой. Таким образом, можно утверждать, что за более чем 30-летний период наблюдений оттаивание мерзлоты и заметное сокращение ее площади инструментально зафиксировано в зоне южной лесотундры в районе Уренгойского НГКМ. В других районах такие изменения не отмечаются. Кроме того, начиная с середины 1990-х гг. наблюдается снижение температуры ММП в Марре-Сале и на Уренгойской площади.

Линейные тренды кривых изменения температуры во времени имеют разный наклон к оси времени. Следовательно, можно говорить о разной реакции природных комплексов криолитозоны, выраженной в среднегодовой температуре ММП, на климатические изменения. На всех стационарах минимальные изменения температуры ММП при

повышении температуры воздуха на 1 °С присущи болотам, максимальные – торфяникам. В остальных природных комплексах наблюдаются промежуточные изменения. Итак, в ряду доминантных природных комплексов севера Западной Сибири экстремальные реакции на климатические изменения характерны для болот и торфяников. Если рассматривать реакцию природных комплексов криолитозоны, выражаемую глубиной сезонного протаивания, то и здесь экстремальные изменения характерны для тех же природных комплексов [Vasiliev et al., 2003]. Однако в этом случае экстремумы меняются местами: минимальная реакция присуща торфяникам, максимальная – болотам.

На основе полученных данных можно попытаться количественно оценить приращение среднегодовой температуры ММП на 1 °С увеличения (уменьшения) температуры воздуха. Такая оценка позволит в первом приближении оценить изменения среднегодовой температуры ММП при изменениях климата, рассчитанных на основе локальных климатических моделей. На рис. 7 представлена зависимость среднегодовой температуры ММП от среднегодовой температуры воздуха в линейном приближении по данным наблюдений на стационаре Марре-Сале. Поскольку данные о среднегодовой температуре ММП, приведенной на рис. 4, получены в конце августа – начале сентября, то и соответствующая среднегодовая температура воздуха рассчитана для периода с сентября предшествующего года по сентябрь текущего года (когда были выполнены измерения). Коэффициенты корреляции не слишком велики, что, вероятно, объясняется влиянием снежного покрова, который здесь не принимается во внимание. Как видно на рис. 7, подтверждается предположение о том, что экстремальные изменения среднегодовой тем-



**Рис. 7. Зависимость температуры ММП от среднегодовой температуры воздуха, Марре-Сале:**

1 – болото, 2 – песчаный раздув, 3 – торфяник, 4 – дренированная тундра.

пературы ММП характерны для природных комплексов болот и торфяников [Васильев и др., 2006]. В зоне тундры, по данным стационара Марре-Сале, минимальное приращение среднегодовой температуры ММП на 1 °С увеличения температуры воздуха составит около 0,1 °С на болотах, максимальное – около 0,25 °С на торфяниках.

К сожалению, аналогичные расчеты для районов Уренгоя и Надыма будут некорректны, поскольку, как уже отмечалось, для этих районов очень велика изменчивость величины снежного покрова и ее влияния на формирование среднегодовой температуры ММП. Единственно возможным остается сравнение линейных трендов повышения температуры ММП и воздуха за период 1975–2005 гг. Расчет показывает, что диапазон возрастания среднегодовой температуры ММП на 1 °С увеличения температуры воздуха для Уренгоя составит от 0,2 до 0,7 °С. В Надыме минимальное изменение среднегодовой температуры ММП за 1972–2005 гг. наблюдалось в болотах и составило 0,12 °С, в плоскобугристых торфяниках – около 0,8 °С, при этом повышение температуры воздуха (по тренду) составило 1,1 °С. Таким образом, возрастание среднегодовой температуры ММП при повышении температуры воздуха на 1 °С составляет от 0,1 °С (болото) до 0,7 °С (плоскобугристый торфяник), что совпадает с оценками для Уренгоя.

## ВЫВОДЫ

Анализ данных мониторинговых наблюдений за динамикой температуры ММП севера Западной Сибири в связи с изменениями климата позволяет сделать следующие выводы.

- На всей территории севера Западной Сибири изменения климата во времени имеют колебательный характер на фоне общего потепления, начавшегося с 1970-х гг. Вблизи побережья Карского моря потепление климата выражено слабо, напротив, в континентальных районах повышение среднегодовой температуры воздуха достигает 1,5 °С за последние 30–35 лет. В зоне тундры в целом наблюдается сравнительно незначительное изменение величины снежного покрова, зона лесотундры и северной тайги характеризуется его высокой межгодовой изменчивостью. Изменение суммарных, летних и зимних осадков носит разнонаправленный характер.

- Для всех трех участков мониторинга наблюдается повышение среднегодовой температуры ММП, при этом в районе Марре-Сале его значение относительно невелико.

- Экстремальной реакцией на климатические изменения обладают природные комплексы болот и торфяников криолитозоны севера Западной Сибири. Для района Марре-Сале минимальное приращение среднегодовой температуры ММП на

1 °С увеличения температуры воздуха составляет 0,1 °С (для болот), максимальное – 0,25 °С (для торфяников). Для тех же природных комплексов в районе Уренгоя и Надыма соответствующие приращения составляют 0,1 и 0,7 °С.

- При климатических изменениях (потеплении) реакция мерзлотных ландшафтов может развиваться в двух направлениях: максимальное увеличение сезонного протаивания при минимальном изменении среднегодовой температуры, или наоборот, максимальное увеличение среднегодовой температуры при минимальном изменении величины сезонного протаивания. Не может быть одновременного максимума или минимума в изменениях этих параметров.

- Несмотря на потепление климата и наблюдающееся повышение температуры ММП, инструментально зафиксированы лишь единичные случаи перехода многолетнемерзлых пород в талое состояние по всей мощности слоя годовых теплооборотов (территория Уренгойского НГКМ). Более того, со второй половины 1990-х гг. в районе Марре-Сале и Уренгойского НГКМ отмечается понижение среднегодовой температуры ММП.

- В то же время опускание кровли УММП до глубины 5–7 м и более и формирование участков несливающейся мерзлоты массово обнаруживается в южной лесотундре и реже – в северной лесотундре.

Работа выполнена в рамках программы 16 РАН “Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы”, проект 16.4 “Природные и антропогенные факторы динамики криогенных геосистем Евразии”, при поддержке проекта Thermal State of Permafrost (TSP) Университета Аляски (Фербенкс, США) и проекта Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM; гранты NSF OPP-9732051, OPP-0225603), при поддержке Губернской Академии и губернатора Тюменской области.

### Литература

**Анисимов О.А., Белолицкая М.А.** Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России // Метеорология и гидрология, 2002, № 6, с. 15–22.

**Анисимов О.А., Белолицкая М.А., Лобанов В.А.** Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология, 2003, № 1, с. 18–30.

**Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газоносной провинции** / Под ред. Н.Г. Москаленко. Тюмень, ИКЗ СО РАН, 2006, 357 с.

**Васильев А.А.** Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 3, с. 64–72.

**Васильев А.А., Симонов С.А., Стрелецкий Д.А.** Оценка реакции криолитозоны на климатические изменения (на

примере Западного Ямала) // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 62–65.

**Дроздов Д.С., Чекрыгина С.Н.** Изменение инженерно-геокриологических условий территории Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения под влиянием техногенеза // Геоэкологическое картографирование. М., Геоинформмарк, 1998, ч. III, с. 92–94.

**Дубровин В.А.** Система геоэкологического обеспечения объектов недропользования осваиваемых арктических регионов криолитозоны // Разведка и охрана недр, 2003, № 7, с. 15–20.

**Железняк М.Н., Завадский Ф.Р., Митин Ф.В.** Динамика гидрогеологических и геокриологических условий Чульманской впадины Алданского щита // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 224–227.

**Копанев И.Д.** Снежный покров на территории СССР. Л., Гидрометеоздат, 1978, 181 с.

**Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газовой провинции** / Под ред. Е.С. Мельникова. Новосибирск, Наука, 1983, 185 с.

**Малевский-Малевич С.П., Молькентин Е.К., Надежина Е.Д. и др.** Проблемы валидации модельных оценок эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 78–82.

**Оберман Н.Г.** Внутривековая динамика мерзлой зоны европейского северо-востока России // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 2, с. 212–217.

**Оберман Н.Г.** Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны европейского северо-востока // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 93–96.

**Павлов А.В.** Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 1, с. 47–58.

**Павлов А.В.** Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения // Разведка и охрана недр, 2001, № 5, с. 8–14.

**Павлов А.В.** Вековые аномалии температуры воздуха на севере России // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 2, с. 75–81.

**Павлов А.В.** Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр., 2003, № 6, с. 22–29.

**Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С. и др.** Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 4, с. 30–39.

**Павлов А.В., Ананьева Г.В.** Оценка современных изменений температуры воздуха на территории криолитозоны России // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 2, с. 3–9.

**Павлов А.В., Малкова Г.В.** Современные изменения климата на севере России. Новосибирск, Академ. изд-во “Гео”, 2005, 54 с.



**Прик З.М.** Климатическое районирование Арктики // Тр. ААНИИ. Л., 1971, т. 304, с. 72–84.

**Романовский В.Е.** Температурный режим вечной мерзлоты Аляски последних 20 лет // Материалы Междунар. конф. “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”. Тюмень, ТюмГНУ, 2006, т. 1, с. 96–101.

**Справочник** по климату СССР. Вып. 24, ч. II. Температура воздуха и почвы. Л., Гидрометеиздат, 1966, 404 с.

**Hinzman L.D., Bettez H.D., Bolton W.R. et al.** Evidence and implication of recent climate change in Northern Alaska and other Arctic regions // Climatic Change, 2005, vol. 72, p. 251–298, DOI: 10.1007/s 10584-005-5352-2.

**Nelson F.E., Anisimov O.A., Shiklomanov N.I.** Subsidence risk from thawing permafrost // Nature, 2001, No. 410, p. 889–890.

**Nelson F.E., Anisimov O.A., Shiklomanov N.I.** Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions // Natural Hazards, 2002, No. 3, p. 203–225.

**Osterkamp T.E., Romanovsky V.E.** Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 1999, vol. 10(1), p. 17–37.

**Vasiliev A.A., Moskalenko N.G., Brown J.** A new approach for interpreting active layer observations in the context of climate change: a West Siberian example // Proc. of the Eighth Intern. Conf. on Permafrost (Zurich, Switzerland, 21–25 July, 2003). Zurich, Switzerland, Univ. of Zurich, 2003, p. 169–170.

*Поступила в редакцию  
12 ноября 2007 г.*