

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРНОЙ АЛЯСКИ

Т. Жанг

*Национальный центр данных по снегу и льду, Объединенный институт по исследованиям окружающей среды,
Университет Колорадо, Кампус, а/я 449, Болдер, Колорадо 80309-0449, США*

Климат северной Аляски подвержен сильному воздействию океана не только в летние месяцы, как отмечалось в более ранних работах, но также и на протяжении зимних месяцев в результате большего теплового потока от морского льда в атмосферу над океаном по сравнению с сушей. Количество атмосферных осадков растет по мере удаления от океана и с возрастанием высоты.

Глубина сезонного оттаивания возрастает при переходе от Арктического побережья к подножию хр. Брукса и прямо пропорциональна величине летней температуры воздуха и сумме положительных температур. Изменения длительности периода сезонного оттаивания и суммы положительных температур являются главными факторами, оказывающими воздействие на температуру мерзлых пород летом. Взаимодействие ветра, микрорельефа, растительности и снежного покрова, а также изменение физических (таких, как плотность и структура) и теплофизических свойств снега оказываются главными факторами воздействия на температуру многолетнемерзлых пород в зимний период. Изолирующее действие снежного покрова может быть как положительным, так и отрицательным в течение дня в зависимости от синоптических погодных процессов, а на протяжении месяца — от времени года.

Глубина сезонного оттаивания, длительность периода оттаивания, сумма положительных температур воздуха, снежный покров, глубинный иней

CLIMATE AND PERMAFROST CONDITIONS IN NORTHERN ALASKA, USA

T. Zhang

*National Snow and Ice Data Center Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences University
of Colorado Boulder, CIRES Campus Boulder, Colorado 80309-0449, USA*

The climate of northern Alaska is strongly influenced by the ocean not only during the summer months, as reported in the early literature, but also during the winter months as a result of the increased heat flux to the atmosphere from sea ice and leads over the ocean compared to the land. Precipitation increases with distance from the ocean and with elevation.

The thickness of the active layer increases from the Arctic Coast to the foothills of the Brooks Range and is directly proportional to summer air temperatures and thawing index. Variations in the length of thaw season and thawing index are the major factors which influence permafrost temperatures during the summer. Interactions of wind, microrelief, vegetation and seasonal snow cover and variations of physical (such as density and structure) and thermal properties of snow are the major factors affecting permafrost temperatures during the winter. The insulating effect of the seasonal snow cover could be either positive or negative on a daily basis depending upon the synoptic weather processes and on a monthly basis depending upon the time of a year.

The thickness of the active layer, thaw season and thawing index, snow cover, depth hoar

ВВЕДЕНИЕ

Вечная мерзлота — продукт холодного климата, но в настоящее время температура мерзлых пород повышается во многих районах земного шара [Gravis et al., 1988; Haeberli et al., 1993; Pavlov, 1994; Wang, French, 1994]. За последние 100 лет температура пород верхней части мерзлой толщи в северной Аляске повысилась приблизительно на 2—4 °С [Lachenbruch and Marshall, 1986; Lachenbruch et al., 1988; Clow et al., 1994], хотя температура воздуха за тот же период не испытывала такого рез-

кого повышения [Hansen, Lebedeff, 1987; Zhang, Osterkamp, 1993]. Прогнозируемое потепление климата, обусловленное увеличением концентрации парникового газа в атмосфере, будет больше в Арктике и Субарктике, чем где-либо еще. Возможные изменения мощности сезонного слоя и многолетнемерзлых пород, связанные с климатическим потеплением, все еще не до конца выяснены. Изменения температуры воздуха могут по-разному влиять на температуру поверхности многолетнемерзлых пород, что связано с

влиянием изменяющегося в течение сезона снежного покрова, растительности, глубины оттаивания и воздействия других климатических параметров, таких как дожди и снегопады. Знание существующей зависимости между климатом и геокриологическими условиями позволит лучше понять физические закономерности, определившие повышение температуры мерзлых пород в прошлом и возможное повышение ее в будущем.

Климатические условия Северной Аляски изучены недостаточно, что связано с малым количеством метеостанций и прерывающимся рядом наблюдений [Zhang et al., 1996a]. Т. Д. Гамильтон [Hamilton, 1965] в 1965 г. установил, что изменение температуры воздуха за период с 1921 по 1962 гг. на мысе Барроу подчиняется такой же закономерности, как и на других основных метеостанциях Аляски. Исследования показывают, что климат Северной Аляски в летний период подвержен влиянию моря в значительно большей степени, чем зимой [Johnson, Hartman, 1971; Searby, Hunter, 1971; Walker, 1980]. Г. Вендлер и др. [Wendler et al., 1974] проводили метеорологические наблюдения на леднике Макал в восточной части хр. Брукса, которые показали, что температура воздуха, осадки и ветровой режим во внутренних долинах существенно отличаются от таких же характеристик на Арктическом побережье. С. Л. Дингман и др. [Dingman et al., 1980] провели всестороннее исследование микроклимата тундры, особенно по энергетическому балансу на поверхности и водному балансу. В 70-х гг. службой обслуживания аляскинского трубопровода, КРРЕЛ (CRREL) и национальной службой погоды (NWS) была проведена серия совместных метеорологических исследований на большей части строительных объектов, военных баз и удаленных участках вдоль Хол Роуд [Haugen, 1982]. Данные были собраны и проанализированы Р. Г. Хогеном и Дж. Брауном [Haugen and Brown, 1980] и Д. А. Уолкером [Walker, 1980]. С середины 80-х гг. на Северном Склоне Аляски была организована сеть научных стационаров, данные которых были обобщены многими исследователями [Hinzman et al., 1991; Zhang, 1993; Zhang et al., 1996a].

Исследования многолетнемерзлых пород в северной Аляске имеют относительно длинную историю. Геологическая служба США (USGS) проводила полевые исследования и измерения в конце 50-х — начале 90-х гг. [Lachenbruch et al., 1962]. В 60-х гг., комплексные исследования микроклимата, сезонноталого слоя и экосистем были проведены около мыса Барроу [Brown, Johnson, 1965; Brown, 1966]. Начиная с 70-х гг. Геологическая служба США осуществила детальные температурные измерения мерзлых пород в глубокой скважине, пробуренной на северном склоне Аляски [Lachenbruch et al., 1982c;



Рис. 1. Географическое положение стационаров и исследовательских площадок.

Lachenbruch and Marshall, 1986; Lachenbruch et al., 1988; Clow et al., 1994]. Непрерывные температурные измерения с использованием автоматической системы сбора данных начались в середине 80-х гг. на нескольких площадках Северной Аляски, таких как оз. Тулик [Nelson et al., 1988; Kane et al., 1991], Вест Док, Дэдхос, Франклин Блаффс [Osterkamp et al., 1987; Zhang, 1993; Zhang and Osterkamp, 1993; Zhang et al., 1997]. Несколько новых стационаров были оборудованы в течение последних лет в западном Вест Фиш Крик [Clow and Saltus, 1994], Барроу, Прудо Бэй и Хэппи Вэли [Everett and Nelson, 1994]. Ф.Е.Нельсон и другие [Nelson et al., 1994] опубликовали детальный обзор проведенных метеорологических и геокриологических исследований.

Цель настоящей статьи — анализ взаимосвязи температурного режима в сезонноталых и многолетнемерзлых породах с современными климатическими условиями северного склона Аляски; в процессе анализа использованы все доступные данные. Географическое положение стационаров и площадок наблюдений, данные которых были использованы в работе, показано на рис. 1.

ИСТОЧНИК ДАННЫХ

Метеорологические данные: температура воздуха, осадки, снег, сезонная мощность снеж-

ного покрова, используемые в этом исследовании, подробно описаны Ч.Жангом и др. [Zhang et al., 1996a]. Температура на поверхности, в сезонноталом слое и в многолетнемерзлых породах была детально описана в [Zhang, 1993; Zhang, Osterkamp, 1993; Osterkamp et al., 1994; Romanovsky, Osterkamp, 1995; Zhang et al., 1997]. Значения мощности многолетнемерзлых пород для района от Арктического побережья к Сегвану брались из работ Остеркампа и Пейна [Osterkamp, Payne, 1981; Osterkamp et al., 1985], а для района южнее Сегвана, у А. Х. Лахенбруха [Lachenbruch et al., 1982].

ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА

Температура воздуха Северной Аляски остается ниже 0 °С в течение приблизительно 9 мес. в году. Самое холодное время года декабрь—март, а июль — самый теплый месяц. Количество осадков колеблется от 200 до 320 мм/год, из которых приблизительно 40—50% выпадает в виде снега. Снежный покров лежит около 7—10 мес. Климат Северной Аляски подвержен сильному воздействию океана не только в летние месяцы, как на это указывалось в более ранних работах, но также и на протяжении зимних месяцев в результате возрастания над океаном теплового потока от морского льда в атмосферу [Zhang et al., 1996a]. Существующие к настоящему времени данные позволяют разделить Северный склон Аляски на три основные климатические зоны: арктическое побережье, арктическая внутренняя территория и арктическое предгорье [Zhang et al., 1996a].

Арктическое побережье. Эта зона включает область, расположенные в пределах 20 км от берега. Благодаря действию океана и морского льда преобладают прохладное лето и относительно теплые зимы с низким коэффициентом континентальности. И суточные и годовая амплитуды температур воздуха относительно небольшие по сравнению с их значениями в зоне арктической внутренней территории. Количество осадков здесь самое низкое и более чем 50% из них выпадает в виде снега. Снежный покров держится 8—9 месяцев в году.

Арктическая внутренняя территория. Эта зона расположена к югу от зоны арктического побережья и распространяется приблизительно на 100 км от арктического побережья вдоль Хол Роуд. На западе это расстояние может достигать более 200 км из-за низких отметок поверхности. Для этой зоны характерны такая же среднегодовая температура воздуха, как и для зоны арктического побережья, но с чрезвычайно холодными зимами и относительно теплым летом и с самым высоким коэффициентом континентальности в регионе. Суммы положительных и отрицатель-

ных значений температуры воздуха также самые высокие в регионе. И суточные, и годовая амплитуды температуры воздуха возрастают по сравнению с амплитудами в зоне арктического побережья. Количество осадков немного выше, чем на арктическом побережье, но ниже, чем в зоне арктического предгорья. В среднем, снежный покров держится 8—9 мес. в году. Благодаря удаленности от океана его влияние несколько ограничено.

Арктическое предгорье. Эта зона включает стационары и площадки от Калбрайта до Сегвана. Отличие этой зоны от арктического побережья и арктической внутренней территории на севере обусловлено ее более высокими отметками и большей удаленностью от океана. Среднегодовая температура воздуха в этой зоне на 2—4 °С выше, чем в северных зонах. Летняя температура выше, чем в прибрежной зоне, но несколько ниже, чем во внутренней зоне, в то время как зимняя температура значительно выше из-за слабой атмосферной инверсии в этом районе, которая также определяет самый низкий коэффициент континентальности среди всех трех зон. Количество осадков самое высокое в регионе; около 40% выпадает в виде снега.

СЕЗОННО-ТАЛЫЙ СЛОЙ

На рис. 2 показана зависимость между мощностью сезонно-талого слоя и суммами положительных значений температуры воздуха (А) и поверхности пород (Б) за период с 1987 по 1992 г. в Вест Доке, в Дедхосе и Франклин Блаффс на северном склоне Аляски. Мощность сезонно-талого слоя прямо пропорциональна суммам положительных значений температуры и поверхности пород, причем корреляция с суммой положительных температур поверхности пород несколько выше (см. рис. 2, Б), чем с суммой положительных температур воздуха (см. рис. 2, А). Р. Маккей [Mackay, 1995], В. Романовский и Т. Е. Остеркамп [Romanovsky, Osterkamp, 1997] показали, что влияние суммы положительных значений температуры воздуха на мощность сезонно-талого слоя зависит от особенностей площадки, изменяясь в течение сезона оттаивания и год от года. Соответственно на рис. 2, где сгруппированы данные по всем трем площадкам за все года наблюдений, показаны пространственные и временные средние значения. Для конкретных условий площадок уравнение В.А.Кудрявцева [Romanovsky, Osterkamp, 1997] дает лучшее согласование натуральных данных с расчетными, чем оценка с использованием сумм положительных значений температуры воздуха. Эти данные также демонстрируют обратную связь, которая может существовать между мощностью сезонно-талого слоя и суммой

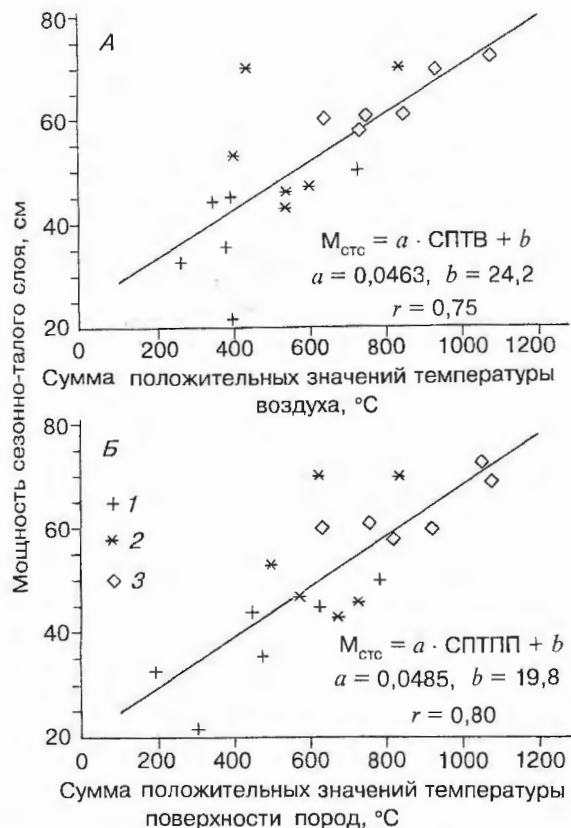


Рис. 2. Корреляция сумм положительных значений температур воздуха (А) и поверхности пород (Б) с мощностью сезонно-талого слоя за период с 1987 г. по 1992 г. на северном склоне Аляски в Вест Доке (1), Дедхосе (2), Франклин Блаффс (3).

$M_{\text{стс}}$ — мощность сезонно-талого слоя, СПТВ — сумма положительных значений температуры воздуха, СПТПП — сумма положительных значений температуры поверхности пород.

отрицательных значений температуры поверхности пород [Zhang et al., 1997].

На рис. 2 также видно, что при одной и той же сумме положительных значений температуры наблюдались значительные вариации в мощности сезонно-талого слоя. Например, для суммы положительных температур воздуха, равных приблизительно 400 град/дней, мощность сезонно-талого слоя изменяется от 22 до 70 см (см. рис. 2, А). С другой стороны, при мощности сезонно-талого слоя около 45 см, суммы положительных значений температуры воздуха изменяются от 370 до 600 град/дней и более. Используя данные наблюдений за десятки лет, Дж.Браун и др. установили, что средняя мощность сезонно-талого слоя составляет от 23 до 44 см на площадке КРРЕЛ и от 13 до 27 см на площадке ИВР (мыс Барроу, Аляска). Они также отмечали, что, как

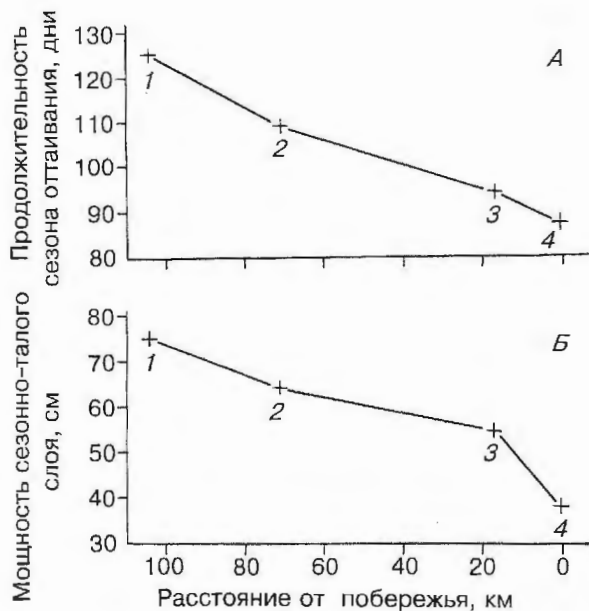


Рис. 3. Изменение продолжительности сезона оттаивания (А) и мощности сезонно-талого слоя (Б) в зависимости от расстояния от арктического побережья за период 1987 г. до 1992 г. на северном склоне Аляски в Сегване (1), Франклин Блаффс (2), Дедхосе (3), Вест Доке (4).

в теплые — сухие, так и в теплые — влажные летние сезоны, возможно как глубокое, так и мелкое сезонное протаивание [Brown et al., 1994]. Эти различия следует еще объяснить.

Рисунок 3 иллюстрирует изменения продолжительности сезона протаивания (А) и мощности сезонно-талого слоя (Б) в зависимости от удаленности от Арктического побережья за период с 1987 по 1992 г. Сезон оттаивания определялся как период, когда средняя суточная температура воздуха выше 0 °С, а на поверхности отсутствует снежный покров. На рисунке видно, что вдоль арктического побережья сезон оттаивания короткий — менее 90 дней, и в южном направлении его продолжительность постоянно увеличивается до 125 дней в Сегване (см. рис. 3, А). Различия в продолжительности сезона оттаивания и температуре воздуха в зависимости от удаленности от арктического побережья существенно влияют на мощность сезонно-талого слоя. Вдоль побережья с коротким и прохладным летом сезонно-талый слой маломощный (в среднем 38 см), в то время как во внутренних частях материка с более продолжительным и теплым летом, его мощность увеличивается до 75 см в Сегване (см. рис. 3, Б).

ТЕМПЕРАТУРА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Рисунок 4 иллюстрирует изменения среднемесячных температур воздуха (А), поверхности пород (Б) и поверхности многолетнемерзлых пород (В) за период с 1987 по 1992 г. в Вест Доке, в Дедхосе и Франклин Блаффсе на севере Аляски. Согласно сообщениям Ч.Жанга и др. [Zhang et al., 1996a], летняя температура воздуха вдоль побережья ниже, чем во внутренних территориях, в то время как зимняя температура воздуха выше, чем во внутренних территориях, из-за влияния океана. Среднемесячные температуры на поверхности пород и на поверхности многолетнемерзлых пород в Вест Доке были на 5°C ниже по сравнению с Франклин Блаффс (см. рис. 4, Б и В).

На рис. 5 показаны изменения среднегодовых значений температуры воздуха (А), поверхности пород (Б, 1), поверхности многолетнемерзлых пород (Б, 2) и мощности мерзлоты (В) в зависимости от расстояния до арктического побережья на северном склоне Аляски. Среднегодовые температуры воздуха и на поверхности пород были взяты из работы Ч.Жанга и др. [Zhang et al., 1996a]. Значения

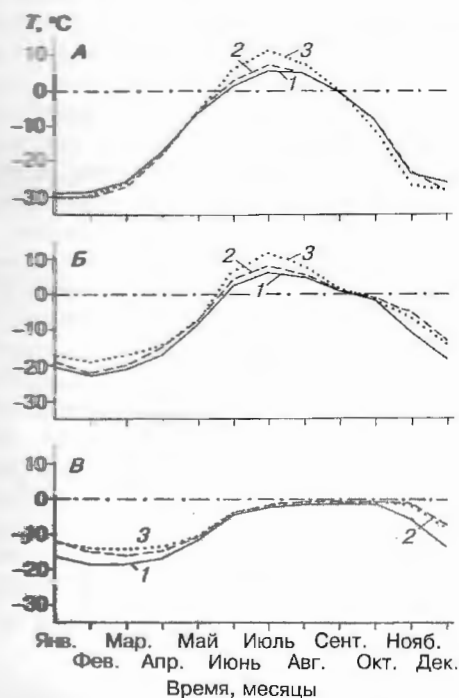


Рис. 4. Изменения среднемесячных значений температуры воздуха (А), на поверхности пород (Б) и поверхности многолетнемерзлых пород (В) в Вест Доке (1), Дедхосе (2) и Франклин Блаффс (3) за период с 1987 г. до 1992 г. на северном склоне Аляски.

температуры на поверхности многолетнемерзлых пород в Вест Доке, Дедхосе и Франклин Блаффс были взяты из работы Ч.Жанга и др. [Zhang et al., 1996b]. Для Хэппи Вэли и оз. Калбрайт данные по температуре на поверхности многолетнемерзлых пород были взяты из температурного профиля в глубокой скважине, пробуренной в мерзлоте.

На рисунке видно, что в пределах 120-километровой зоны арктического побережья среднегодовая температура воздуха постоянна и составляет около $-12,4^{\circ}\text{C}$, в то время как среднегодовая температура на поверхности мерзлоты изменяется от $-9,1^{\circ}\text{C}$ в Вест Доке до $-5,0^{\circ}\text{C}$ в Хэппи Вэли, повышаясь на $4,1^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура воздуха возрастает быстро от $-12,3^{\circ}\text{C}$ в Умиате до приблизительно $-8,0^{\circ}\text{C}$ на оз. Тулик, в то время как среднегодовая температура на поверхности многолетнемерзлых пород от Хэппи Вэли к оз. Тулик возрастает менее, чем на 1°C .

Из рис. 4 и 5 следует, что только изменения значений среднегодовой температуры воздуха не могут объяснить колебания среднегодовой температуры поверхности пород и поверхности многолетнемерзлых пород на северном склоне Аляски. Многолетнемерзлые породы — продукт холодного климата и теплообмена между атмосферой и поверхностью земли. Поэтому все факторы, из-

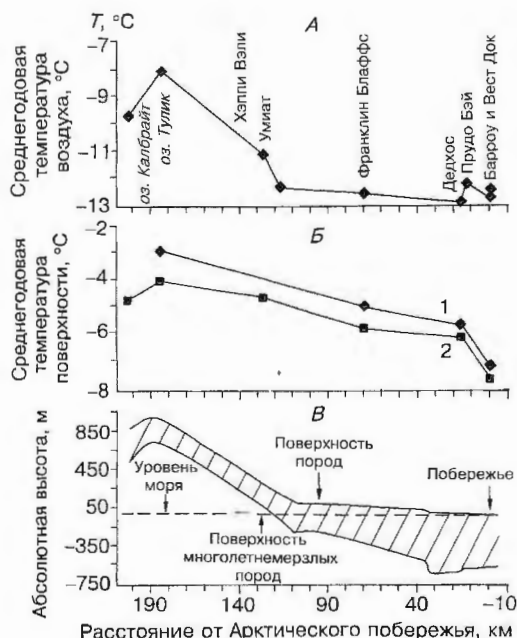


Рис. 5. Изменения среднегодовых значений температуры воздуха (А), поверхности пород (Б, 1), поверхности многолетнемерзлых пород (Б, 2) и мощности мерзлоты (В) в зависимости от расстояния от арктического побережья на северном склоне Аляски.

меняющие тепловой баланс поверхности, влияют на температуру многолетнемерзлых пород и их формирование. Температура многолетнемерзлых пород связана с температурой поверхности многолетнемерзлых пород и климатом через сезонно-талый слой, состав поверхностных отложений, растительный и снежный покровы.

Снежный покров как и температура воздуха, — основной фактор, контролирующий температурные условия многолетнемерзлых пород на Северной Аляске. На основании многомесячных наблюдений установлено, что в зависимости от времени года снежный покров может как отеплять, так и охлаждать поверхность. Рисунок 6 иллюстрирует разницу между среднемесячными температурами воздуха и поверхности пород (А), а также между среднемесячными температурами воздуха и поверхности многолетнемерзлых пород (Б) за период с 1987 г. по 1992 г. в Вест Доке, в Дедхосе и Франклин Блаффс. Изменение среднемесячных значений температуры воздуха и поверхности пород (см. рис. 6, А) в течение зимних месяцев (октябрь—апрель) было больше во Франклин Блаффс, по сравнению с Вест Доком, следовательно, теплоизолирующий эффект снежного покрова больше во внутренних территориях, чем вдоль побережья. Самые большие температурные отличия между среднемесячными значениями температуры воздуха и поверхности пород -12°C в Вест Доке и 20°C во Франклин Блаффс отмечались в ноябре. Хотя

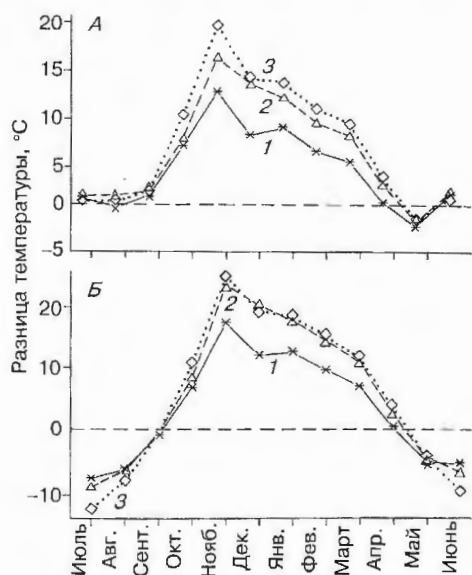


Рис 6. Разница между среднемесячными значениями температуры воздуха и поверхности пород (А) и между среднемесячными значениями температуры воздуха и многолетнемерзлых пород (Б) в Вест Доке (1), Дедхосе (2) и Франклин Блаффс (3) за период с 1987 г. до 1992 г. на северном склоне Аляски.

снежный покров в ноябре относительно тонок, он является хорошим теплоизолятором из-за его низкой плотности и теплопроводности. Скрытая теплота, образующаяся при промерзании сезонноталого слоя, также препятствует понижению температуры на поверхности пород. В мае разница между среднемесячными значениями температуры воздуха и поверхности пород была отрицательной. Другими словами, в мае температура на поверхности пород была ниже, чем температура воздуха, так как таявший снег сохранял температуру на поверхности около 0°C , в то время как температура воздуха поднималась выше точки таяния.

Можно утверждать, что в годовом разрезе снежный покров повышает температуру поверхности пород. Полевые измерения показывают, что разница среднемесячных значений температуры поверхности пород и воздуха изменяется от 3 до 8°C (рис. 7, А), а среднегодовых значений температуры многолетнемерзлых пород и воздуха — от 2 до 7°C (см. рис. 7, Б). Если мы принимаем, что разница температур между среднегодовыми значениями температур поверхности пород и воздуха составляет $1,1^{\circ}\text{C}$, что является средней разницей между этими параметрами на

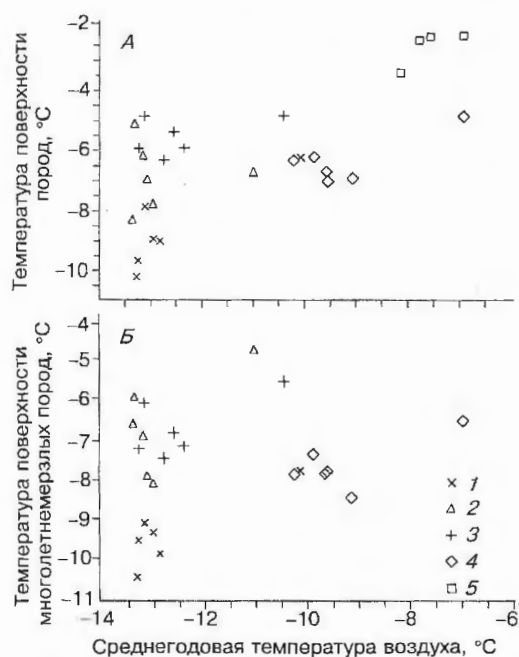


Рис. 7. Зависимость между среднегодовыми значениями температуры воздуха и поверхности пород (А) и между среднегодовыми значениями температуры воздуха и поверхности многолетнемерзлых пород (Б) за период с 1987 г. до 1992 г. в Вест Доке (1), Дедхосе (2), Франклин Блаффс (3), Сегване (4) и на озере Тулик (5) на северном склоне Аляски.

северном склоне Аляски в течение бесснежного периода, то снежный покров может повышать температуру поверхности с 2 до 7 °С.

Различия в величине теплоизолирующего влияния снежного покрова определяется началом и продолжительностью периодов его накопления и таяния, его мощностью, плотностью и структурой [Goodrich, 1982; Zhang, 1995; Zhang et al., 1996]. Взаимодействие ветра, рельефа и растительности со снежным покровом также оказывают значительное воздействие на тепловой режим пород Северной Аляски [Zhang et al., 1997]. Характер ветра, рельеф поверхности и растительность меняются от арктического побережья и подошвы хр. Брукса. Вдоль побережья поверхность плоская и занята в основном полигонально-валиковым рельефом с полигонами размером от нескольких до десятков метров. Растительность скудная, с преобладанием моховых и лишайниковых сообществ высотой около 0,1 м. Для прибрежных районов в зимние месяцы также характерны высокие скорости ветра [Haugen, 1982]. На таких участках снег выдувается или хорошо уплотнен и, следовательно, теплоизолирующий эффект уменьшен. Во внутренних частях материка поверхность рельефа становится неровной, а растительность разнообразнее, из-за более теплого лета. Во Франклин Блаффс ветровые сообщества достигают в высоту 0,5 м — 1,1 м, а в некоторых защищенных понижениях рельефа и до 1,5 м [Walker, Webber, 1980]. Флора во Франклин Блаффс также богаче и включает много дополнительных видов древовидной растительности. На обрывах кочки достигают высоты 0,45 м [Koranda, 1960], и кочка становятся больше и выше. Ложбины и понижения между кочками занимают более 50% поверхности. Ветер перераспределяет снег, который скапливается в ложбинах и понижениях рельефа и задерживается более высоким растительным покровом, характерным для внутренних частей материка в отличие от побережья. Таким образом, скопления снега усиливают теплоизолирующее влияние на тепловой режим сезонноталого слоя и многолетнемерзлых пород. Натурные измерения М.Стурм [Sturm, 1992] показали, что разница между среднесуточной температурой поверхности пород и воздуха составляет от 6 до 30 °С в зависимости от микрорельефа на расстоянии нескольких метров.

Вариации мощности слоя глубинного инея также могут значительно влиять на теплоизолирующие свойства снежного покрова. Теплопроводность двух основных характерных для тундры горизонтов снежного покрова (ветровая доска и глубинный иней) различаются в пять—десять раз [Sturm, Johnson, 1992]. Моделированием установлено, что в этом районе одно только изменение доли глубинного инея в разре-

зе снежного покрова от 0 до 60% может изменить температуру на поверхности пород на 7 °С [Zhang, 1995; Zhang et al., 1996]. Точный анализ показал, что суммарная мощность снежного покрова и доля глубинного инея в его разрезе — два самых важных фактора, определяющих теплоизолирующее влияние снежного покрова на тепловой режим сезонно-талого слоя и многолетнемерзлых пород [Zhang, 1993]. Результаты моделирования также показывают, что доля глубинного инея в снежном покрове изменяется от 0,31 на побережье до 0,57 во внутренних частях материка. Полевые измерения подтверждают, что доля глубинного инея арктических внутренних территорий действительно больше, чем вдоль арктического побережья [Sturm et al., 1996].

ВЫВОДЫ

Температурный режим сезонноталого слоя и многолетнемерзлых пород на северном склоне Аляски был исследован на основании анализа данных, собранных более чем 6 лет. В 120-км зоне арктического побережья среднегодовая температура воздуха постоянна и составляет около -12,4 °С, в то время как среднегодовая температура на поверхности многолетнемерзлых пород изменяется от -9,1 °С в Вест Доке до ~-5,0 °С в Хэппи Вэли, то есть на 4,1 °С выше. Очевидно, изменения только среднегодовой температуры воздуха не могут объяснить различия в температурном режиме сезонноталого слоя и многолетнемерзлых пород на северном склоне Аляски.

Единственного фактора, который может объяснить увеличение температуры многолетнемерзлых пород от побережья к внутренним районам, не существует. Влияние ветра, рельефа и растительности на снежный покров и различия физических (таких как плотность и структура) и тепловых свойств сезонного снежного покрова — основные факторы, влияющие на температуру многолетнемерзлых пород в течение зимы (8—9 мес.) на севере Аляски. Здесь сезонный снежный покров может увеличивать среднегодовую температуру на поверхности пород с 2 до 7 °С. Более низкие температуры многолетнемерзлых пород вдоль арктического побережья, видимо, связаны с относительно коротким и холодным летом, сильно уплотненным снегом, содержащим небольшой горизонт глубинного инея, что, в свою очередь, определяется сильным ветром, слабо развитой растительностью и плоской поверхностью. Относительно более высокие температуры многолетнемерзлых пород во внутренних районах, видимо, обусловлены более длинным и теплым летом, менее уплотненным снегом и более мощным горизонтом глубинного инея из-за относительно слабого ветра, хорошо развитой

растительности и неровной поверхности. Температура многолетнемерзлых пород в районе оз. Тулик, возможно, самая высокая. Кроме выше изложенных факторов, характерных для внутренних районов, другим важным фактором являются теплые зимы (благодаря относительно слабой атмосферной инверсии), которые приводят к более высоким среднегодовым значениям температуры воздуха и многолетнемерзлых пород. В направлении хр. Брукса, например, у оз. Калбрайт, температура многолетнемерзлых пород понижается в связи с увеличением абсолютной высоты поверхности.

Проведенные исследования поддержаны Министерством энергетики США (DOE), Национальным институтом по изучению глобальных изменений среды (NIGEC) через его западный региональный центр в Университете Калифорнии, в Зевисе (совместное DOE соглашение No. DE-FC03-90ER61010) и Программой по динамике климата, отделения Атмосферных исследований, национального научного фонда (NSF грант ATM-9528007).

Литература

- Brown J. and Johnson P.L. Pedo-ecological investigations, Barrow, Alaska // CRREL Technical Report 159. 1965.
- Brown J. Ecological investigations of the tundra biome in the Prudhoe Bay region, Alaska // Biological Papers of the University of Alaska, Special Report No. 2, University of Alaska Fairbanks, 1975, 215 p.
- Brown J., Nelson F.N. and Shur Y. Active layer fluctuations: a multi-decade record, Barrow, Alaska // EOS, Trans. Am. Geophys. Union, 1994, 75, 44 (abstract).
- Clow G.D. and Saltus R.W. USGS program for reconstruction of climate variations in the Alaskan Arctic from borehole temperature measurements - current progress and plans // EOS, Transactions, American Geophysical Union, 1994, 75, 85 (abstract).
- Dingman S.L. et al. Climate, snow cover, microclimate, and hydrology // An Arctic Ecosystem: The Coastal Tundra at Barrow, Alaska, Brown J., Miller P.C., Tieszen L.L. and Bunnell F. eds. 1980, 30—71.
- Everett K. R. and Nelson F.E. Active layer/landscape interactions: a retrospective and contemporary regional approach in Arctic Alaska // 1994 Progress Report, NSF Grant number OPP-9318528, 1994, p. 9.
- Goodrich L.E. The influence of snow cover on the ground thermal regime // Can. Geotech. J., 19, 1982, p. 421—432.
- Gravis G.F., Moskalenko N.G. and Pavlov A.V. Perennial changes in natural complexes of the cryolithozone // Senneset K., ed. Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost, vol. 1, Trondheim: Tapir Publishers, 1988, p. 165—169.
- Haerberli W., Cheng G., Gorbunov A.P. and Harris S.A. Mountain permafrost and climatic change // Permafrost and Periglacial Processes, 1993, 4, p. 165—174.
- Hamilton T.D. Alaskan temperature fluctuations and trends: an analysis of recorded data // Arctic, 1965, 18, 2, p. 105—117.
- Hansen J. and Lebedeff, S. Global trends of measured surface air temperature // J. Geophys. Res., 1987, 92(D11): 13,345—13,372.
- Haugen R.K. and Brown J. Coastal-inland distributions of summer air temperature and precipitation in northern Alaska // Arctic and Alpine Res., 1980, 12, 4, p. 403—412.
- Haugen R.K. Climate of remote areas in north-central Alaska 1975-1979 Summary // CRREL Report 82-35, 1982.
- Hinzman L.D., Kane D.L., Gieck R.E. and Everett K.R. Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic // Cold Region Science and Technology, 1991, 19, p. 95—110.
- Johnson P.R. and Hartman C.W. Environmental atlas of Alaska // Institute of Water Resources Research, 1971, University of Alaska Fairbanks.
- Kane D.L., Hinzman L.D. and Zarling J.P. Thermal response of the active layer to climatic warming in a permafrost environment // Cold Region Science and Technology, 1991, 19, p. 110.
- Kersten M.S. Thermal properties of soils // University of Minnesota Experiment Station Bulletin, 1949, No. 28.
- Koranda, J.J. The plant ecology of the Franklin Bluffs area, Alaska. Ph.D. thesis, University of Tennessee, 1960, p. 235.
- Lachenbruch A.H. and Marshall B.V. Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic // Science, 234, 1986, p. 689—696.
- Lachenbruch A.H., Brewer M.C., Greene G.W. and Marshall B.V. Temperatures in permafrost // Temperatures — Its Measurement and Control in Science and Industry, 1962, 3(1), p. 791—803.
- Lachenbruch A.H., Cladouhos T.T. and Saltus R.W. Permafrost temperatures and the changing climate // Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, 1988, Trondheim, Norway.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Lawver L.A., et al. Temperature and depth of permafrost on the Arctic Slope of Alaska // U.S. Geological Survey Professional Paper 1399, 1982, p. 645—656.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V. and Moses T.H. Permafrost, heat flow, and thermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res., 1982, 87, B11.
- Mackay J.R. Active layer changes (1968-1993) following the forest-tundra fire near Inuvik, N.W.T., Canada // Arctic and Alpine Research, 1995, 27, 4, p. 323—336.
- Nelson F.E., Outcalt S.L., Hinkel K.M., et al. Microtopographic thermal contracts, northern Alaska // Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost, 1988, vol. 1, Trondheim, Norway, p. 819—823.
- Nelson F.E., Lachenbruch A.H., Woo M.K., et al. Permafrost and climate change // Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, 1994, vol. 2, Beijing, China, p. 987—1005.
- Osterkamp T.E. and Payne M.W. Estimates of permafrost thickness from well logs in northern Alaska // Cold Region Sci. Technol., 1981, 5, p. 13—27.
- Osterkamp T.E., Peterson J.K. and Collett T.S. Permafrost thickness in the Oliktok Point, Prudhoe Bay and Milkkelsen Bay areas of Alaska // Cold Regions Sci. and Tech., 1985, 11, p. 99—105.
- Osterkamp T.E., Gosink J.P. and Kawasaki K. Measurements of permafrost temperatures to evaluate the consequences of recent climate warming, Final Report // Report No. AK-RD-88-05, State of Alaska, Department of Transportation and Public Facilities, 1987.
- Osterkamp T.E., Zhang T. and Romanovsky V.E. Evidence for a cyclic variation of permafrost temperatures in Northern Alaska // Permafrost and Periglacial, 1994, 5, p. 137—144.
- Pavlov A.V. Current changes of climate and permafrost in the Arctic and Subarctic of Russia // Permafrost and Periglacial Processes, 1994, 5, p. 101—110.
- Romanovsky V.E. and Osterkamp T.E. Interannual variations of the thermal regime of the active layer and near-surface permafrost in Northern Alaska // Permafrost and Periglacial Processes, 1995, 6, p. 313—335.
- Romanovsky V.E. and Osterkamp T.E. Thawing of the active layer on the Coastal Plain of the Alaskan Arctic. Permafrost and Periglacial Processes, 1997.

- Storby H.W. and Hunter M.** Climate of the North Slope Alaska // *National Oceanic and Atmospheric Administration, Technical Memorandum*, 1971, AR-4, 54 p.
- Sturm M.** Snow distribution and heat flow in the taiga // *Arctic and Alpine Research*, 1992, 24(2), p. 145—152.
- Sturm M. and Johnson J.B.** Thermal conductivity measurements of depth hoar // *J. Geophys. Res.*, 1992, 97(B2), p. 2,129-2,139.
- Sturm M., Holmgren J.A. and Yankielun N.E.** Using FM-CW radar to make extensive measurements of arctic snow depth: problems, promises and successes // *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 1996, 77(12), 197, (abstract).
- Walker D.A.** „Climate“ Geobotanical Atlas of the Prudhoe Bay region, Alaska. 1980, CRREL, Hanover, NH, USA.
- Walker D.A. and Webber P.J.** „Vegetation“ // *Geobotanical Atlas of the Prudhoe Bay region, Alaska*. 1980, CRREL, Hanover, NH, USA.
- Wang B. and French H.M.** Climate controls and high-altitude permafrost, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1994, 5, p. 87—100.
- Weller G. and Holmgren B.** The microclimates of the Arctic Tundra. // *J. Appl. Meteorol.*, 1974, 13, p. 854—862.
- Wendler G., Ishikawa N. and Streten N.** The climate of the McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, in relation to its geographical setting // *Arctic and Alpine Research*, 1974, 6, p. 307—318.
- Zhang T.** Climate, Seasonal Snow Cover and Permafrost Temperatures in Alaska North of the Brooks Range. Ph. D. dissertation, University of Alaska, Fairbanks, 1993, p. 232.
- Zhang T.** Impact of the seasonal snow cover on the ground thermal regime // *Proceedings of 1995 ASME International Mechanical Engineering Congress and Exposition*, San Francisco, Nov. 12-17, 1995, Paper No. 95-WA/HT-47.
- Zhang T. and Osterkamp T.E.** Changing climate and permafrost temperatures in the Alaskan Arctic // *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, 1993.
- Zhang T., Osterkamp T.E. and Stamnes K.** Some characteristics of the climate in northern Alaska // *Arctic and Alpine Res.*, 1996a, 28(4), p. 509—518.
- Zhang T., Osterkamp T.E. and Stamnes K.** Influence of the depth hoar layer of the seasonal snow cover on the ground thermal regime // *Water Resources Res.*, 1996b, 2(7), p. 2,075-2,086.
- Zhang T., Osterkamp T.E., and Stamnes K.** Effects of climate on the active layer and permafrost on the North Slope of Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1997.

Поступила в редакцию
16 сентября 1997 г.