

ГЛАВА 8

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

*О. А. Анисимов, Ю. А. Анохин, С. А. Лавров, Г. В. Малкова, Л. Т. Мяч, А. В. Павлов,
В. А. Романовский, Д. А. Стрелецкий, А. Л. Холодов, Н. И. Шикломанов*

Криолитозона — верхний слой земной коры, характеризующийся отрицательной температурой пород и почв и наличием или возможностью существования подземных льдов. Широко распространен термин “многолетнемерзлые породы” (ММП), часто называемые многолетней или вечной мерзлотой, представляющей собой любое вещество, находящееся ниже поверхности земли, температура которого на протяжении двух или более последовательных лет остается отрицательной, и в котором хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние (лед). Многолетняя мерзлота встречается не только в Арктике, но и за ее пределами (например, в высокогорных районах с холодным климатом) и является частью криолитозоны (рис. 8.1). Помимо ММП, содержащих лед, в пределах криолитозоны встречаются морозные породы (имеют отрицательную температуру, но вследствие малой влажности не содержат лед) и криопэги (не промерзающие даже при отрицательной температуре горизонты сильноминерализованных подземных вод).

Основными характеристиками криолитозоны являются сомкнутость ММП, т. е. доля площади, которую они занимают в данной местности, среднегодовая температура пород, характер распространения ММП по разрезу (сливающиеся и несливающиеся толщи), глубина залегания верхней и нижней границ мерзлых пород (также называемых кровлей и подошвой), разность которых определяет вертикальную мощность ММП, а также мощность сезонно-талого слоя (СТС). В зависимости от

сомкнутости многолетнемерзлых пород различают области их сплошного (ММП занимают более 90% площади), прерывистого (50—90%), островного (10—50%) и редкоостровного (менее 10%) распространения, между которыми можно провести условные границы (Мельников, Кондратьева, 1998). Криолитозона охватывает 24% площади суши Северного полушария (около 22,8 млн. км²), в том числе более чем 11 млн. км² в России, занимая около 65% территории страны (Brown et al., 1997).

Практический интерес, особенно при строительстве сооружений, представляет также льдистость мерзлых грунтов, от которой в наибольшей степени зависит величина их просадки при оттаивании.

В России на площади в 7 млн. км² ММП имеют практически сплошное распространение, на 1,8 млн. км² — прерывистое распространение и на 2,5 млн. км² — островное и редкоостровное. Наибольшие мощности мерзлых толщ — до 1500 м — наблюдаются в центральных районах Таймыра (горы Бырранга) и Среднесибирского плоскогорья. Более характерные величины составляют 100—800 м в области сплошного распространения ММП, 25—100 м — прерывистого и 10—50 м — островного распространения. На юге Западной Сибири и на северо-востоке европейской части России распространены двухслойные мерзлые толщи — когда современная мерзлота островного распространения на глубине 100—200 м подстилается реликтовыми мерзлыми горизонтами, имеющими мощность до 250 м.

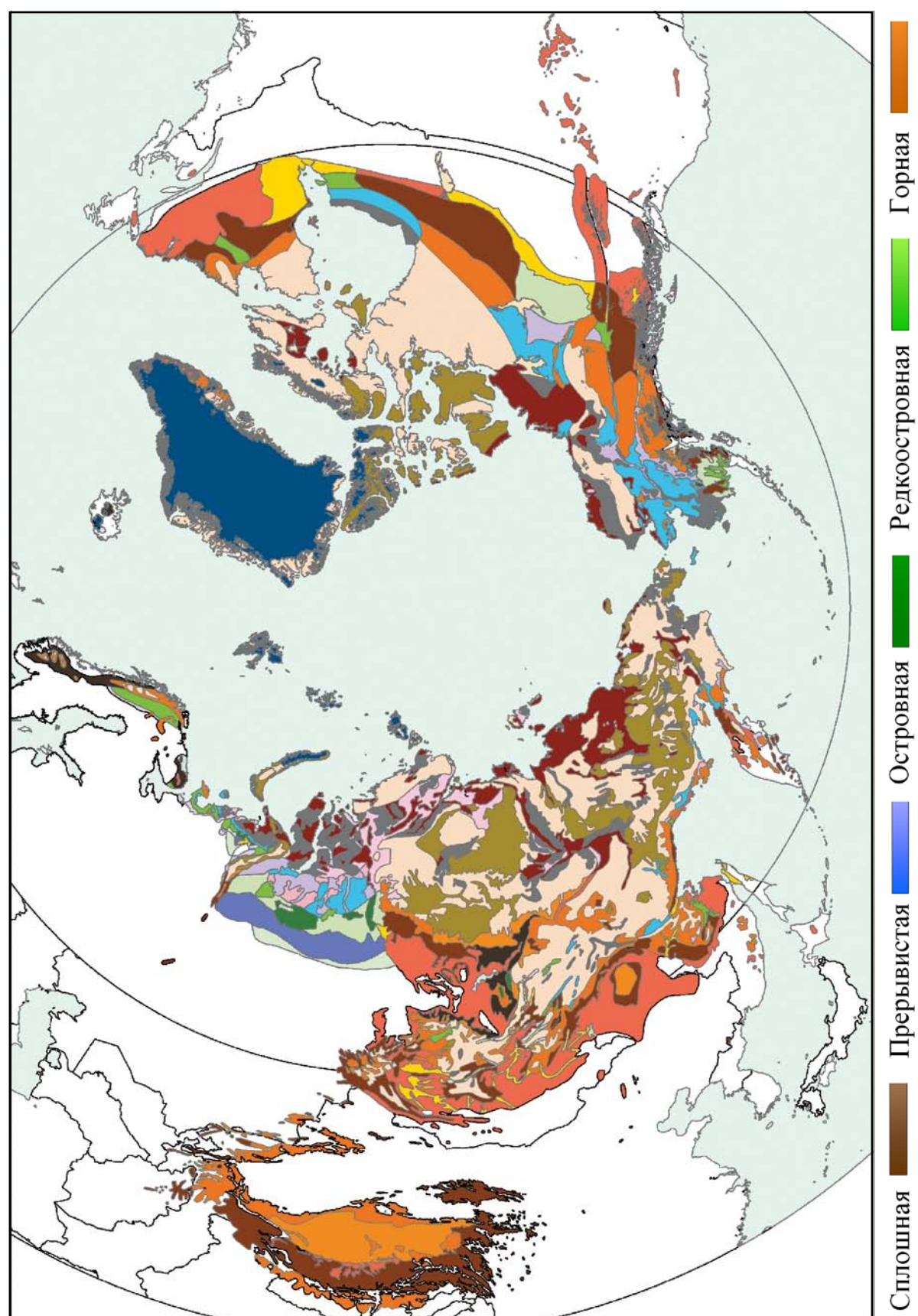


Рис. 8.1. Распространение многолетней мерзлоты в Северном полушарии. Карта подготовлена Международной ассоциацией мерзлотоведения на основе обобщения данных наблюдений (nsidc.org/data/docs/fgdc/fgdc318_map_circumarctic/brown.html).

Наиболее низкие среднегодовые температуры ММП на глубинах годовых теплооборотов могут быть примерно от -15 до -12°C . Они наблюдаются в горных районах Таймыра, Средней Сибири, на севере Якутии. Характерный диапазон среднегодовой температуры пород в области сплошного распространения ММП составляет $-3\ldots-9^{\circ}\text{C}$, в области прерывистого распространения $-1\ldots-3^{\circ}\text{C}$ и в области островного распространения $0^{\circ}\ldots-2^{\circ}\text{C}$. Годовые колебания температуры быстро затухают с глубиной и ощущаются лишь до глубины яруса годовых теплооборотов, которые в разных районах криолитозоны составляют 10—20 м (Гаврилова, 1981; Zhang et al., 2000).

В криолитозоне России сосредоточено свыше 30% разведанных и более 90% потенциальных запасов углеводородного сырья, значительная часть месторождений золота, олова, никеля, меди, каменного угля, торфа, леса, а также гидроресурсов и пресной воды. В контексте глобального изменения климата интерес к криолитозоне связан с двумя причинами. Во-первых, повышение температуры ММП приводит к целому ряду геоморфологических процессов, формированию термокарстовых просадок поверхности почвы, усилению береговой эрозии и иным деструктивным изменениям. Слабая устойчивость криолитозоны к изменениям климата и техногенным нагрузкам во многом обусловлена наличием подземных льдов. Б. И. Втюрин (1975) оценил их общие запасы на территории России в 19 тыс. км³. Деграция ММП, в особенности сопровождающаяся таянием подземных льдов, оказывает влияние на естественные ландшафты, разрушая леса и вызывая заболачивание территории, приводит к повреждениям инфраструктуры районов Крайнего Севера, а также порождает геополитические проблемы, ускоряя размыв берегов арктических морей и островов, в результате которого ежегодные потери территории в Российской Федерации достигают 30 км². Анализ этих проблем и прогнозу возможности развития таких процессов по-

священо достаточно большое число научных публикаций (АСИА, 2005; Анисимов, Лавров, 2004; Ильичев и др., 2003). Второй причиной является возможное увеличение эмиссии парниковых газов при таянии ММП. Этот процесс требует дополнительного изучения, поскольку, по одним оценкам, он может заметно усилить глобальное потепление к концу XXI в., в то время как другие исследования указывают на то, что воздействие на климат будет незначительным (Анисимов и др., 2005).

Материалы палеогеографических исследований отчетливо свидетельствуют о том, что в истории Земли происходила ритмическая смена теплых и холодных климатических эпох, которые определяли эволюцию криолитозоны. Мощные мерзлые толщи, являясь продуктом климата, хранят в себе информацию о его изменениях начиная со времени их первоначального формирования. Таким образом, криолитозона в значительной мере может служить летописью климатической и геологической истории Земли.

НАБЛЮДАТЕЛЬНЫЕ СЕТИ МОНИТОРИНГА КРИОЛИТОЗОНЫ

Наблюдения за многолетнемерзлыми грунтами в России имеют самую продолжительную в мире историю. В 1837 г. в Якутске впервые были проведены измерения температуры в скважине глубиной 116,4 м, которая названа именем служащего Русско-Американской компании Ф. Шергина. В 1844 г. А. Миддендорф в ходе своей экспедиции по Сибири установил термометры на различной глубине внутри скважины и организовал периодические (2—5 раз в месяц) измерения, которые продолжались вплоть до XX в. Эти измерения послужили основой для построения Г. Вильдом в 1882 г. термической модели, при помощи которой впервые было приближенно определено положение южной границы криолитозоны России (Вильд, 1882). История раннего пери-

ода изучения криолитозоны России подробно описана в работе (Shiklomanov, 2005).

В настоящее время сведения о состоянии криолитозоны пополняются из четырех основных источников:

- измерения температуры почвы на глубине до 3,2 м, проводимые на многих метеостанциях;

- геотермические измерения в скважинах разной глубины, от первых десятков до сотни метров;

- измерения мощности сезонно-талого слоя, проводимые с 1990-х годов в рамках международного проекта мониторинга криолитозоны;

- комплексные измерения на геоэкологических стационарах.

В последующих разделах обсуждается каждый из этих видов наблюдений.

Измерения температуры почвы на глубинах

На многих российских метеостанциях проводят измерения температуры почвы на глубине до 3,2 м ($T_{\text{г}}$), которые можно использовать для анализа термического состояния криолитозоны (Frauenfeld et al., 2004). Интерполируя профиль температуры, можно рассчитать глубину, на которой она равна 0°C и, тем самым, определить мощность СТС. В контексте рассматриваемых в данном разделе задач несомненным достоинством этого типа наблюдений на сети метеостанций является то, что они дают широкомасштабную пространственную картину термического режима криолитозоны. В то же время, в отличие от данных, получаемых в проекте мониторинга СТС, точечные измерения температуры грунта на метеостанциях не всегда репрезентативны в отношении ландшафтных условий и растительности.

Гидрометеорологической службой России за более чем столетний период наблюдений собран огромный массив данных о температуре почв на глубине до 3,2 м ($T_{\text{г}}$). Хотя

наблюдения за $T_{\text{г}}$ не входят в перечень стандартных метеорологических наблюдений, в 1970—1980-х годах на территории СССР они производились более чем на 1000 метеорологических станций. Основные этапы развития наблюдений за термическим режимом почв отражены в обзорах (Нездюров, 1969; Бедрицкий и др., 1997, 1999), в трудах климатологов, почвоведов и мерзловедов (Ваннари, 1897; Лоске, 1911; Перунова, 1952; Уль, 1961; Шульгин, 1972; Димо, 1972; Шкадова, 1979). Развитие методов наблюдений можно проследить по учебным пособиям (Кедроливанский, Стернзат, 1953; Стернзат, 1978), нормативным документам (Инструкции..., 1879—1912; Инструкции..., 1922; Руководство..., 1928—1940, 1983; Наставление..., 1946—1985) и информационно-справочным изданиям (Летописи..., 1873—1918; Метеорологические..., 1951—1965; Климатологический..., 1947—1950; Климатологический..., 1958—1964; Метеорологический..., 1961—1990; Справочник..., 1964—1966; Справочник..., 1969—1978), выпущенных Госкомгидрометом СССР. История наблюдений за температурой почвы на метеостанциях наиболее полно изложена в статье (Быховец и др., 2007).

В сложившейся метеорологической и климатологической терминологии общее понятие “температура почв” включает две относительно самостоятельных метеорологических величины: собственно “ $T_{\text{г}}$ на глубинах” и “температуру поверхности почвы” $T_{\text{поверх}}$. Точнее, последнюю следует называть температурой подстилающей поверхности (либо температурой поверхности почвы или снежного покрова), так как при наличии снежного покрова реально измеряется температура его поверхности, а вовсе не поверхности почвы.

Измерения $T_{\text{поверх}}$ были первым видом наблюдений за температурой почв на территории России и сохранились до настоящего времени в перечне стандартных наблюдений на метеорологических станциях. Измерения $T_{\text{г}}$ для разных диапазонов глубин часто проводились в

разных условиях подготовки участков для установки термометров. Эта особенность наблюдений требует особого внимания при совместной обработке рядов данных одной станции или нескольких, даже близко расположенных.

Можно выделить три основных вида участков:

- Участок с естественным покровом. Характеризуется ненарушенной структурой почвы и грунта, сохранением растительного покрова, характерного для окружающей местности, и ненарушенным снежным покровом зимой. Это основной вариант для измерения T_n на глубине более 20 см с конца XIX в.

- Участок без растительного покрова, или черный пар. Участок весной перекапывается, в течение лета растительность удаляется, снежный покров зимой сохраняется. С середины XX в. — это стандартный вариант для измерения $T_{\text{гн}}$ и T_n на глубине до 20 см, причем зимой вместо $T_{\text{гн}}$ фактически измеряется температура подстилающей поверхности, т. е. снега.

- Собственно оголенный участок. Удаляется как растительность летом, так и снежный покров зимой, при этом почва не перекапывается. Этот вариант был широко распространен в XIX в., но с середины XX в. встречается крайне редко как нестандартный.

Требования, предъявлявшиеся в разных методических материалах к выбору участков и к расположению резервуаров напочвенных термометров, менялись неоднократно. Лишь начиная с 1947 г. (Наставление..., 1946—1985) окончательно утвердилась рекомендация погружать резервуар наполовину в почву (снег).

Следует заметить, что под почвой обычно понимают приповерхностный слой, сформированный главным образом органическим материалом, ниже которого располагается грунт, имеющий минеральную основу.

В России измерения температуры почв и грунтов на глубине были начаты в 1830-х годах в созданной по инициативе Н. И. Лобачевского Метеорологической обсерватории Казанского университета. Наблюдения производились

по ртутным термометрам, вмонтированным в стенки специального колодца на разной глубине (1—3,2 м), а с 1841 г. использовался сконструированный им же дистанционный биметаллический термометр.

В 1834 г. в Санкт-Петербурге была основана Нормальная обсерватория (с этой даты отсчитывается история Российской гидрометеорологической службы), а в 1849 г. — Главная физическая обсерватория (ГФО), в последующем переименованная в Главную геофизическую обсерваторию им. А. И. Воейкова, ГГО). Одна из методических инструкций — “Прибавление к руководству для наблюдений”, — изданная в 1850 г., содержала рекомендации по включению геотермических наблюдений за T_n в программу дополнительных наблюдений на отдельных станциях (Нездюров, 1969). Методика измерений отличалась от современной и уже тогда признавалась несовершенной. Тем не менее эти наблюдения позволили сделать первые выводы о годовом ходе T_n .

Первые методические исследования и долговременные наблюдения по методикам, близким к современным, были начаты в 1870—1880-х годах по инициативе Г. И. Вильда в ГФО. В начале 1890-х годов под влиянием идей А. И. Воейкова (1889) наблюдения за T_n под естественной поверхностью (летом — травяная растительность, зимой — ненарушенный снежный покров) стали стандартным вариантом наблюдений. Помимо станций сети ГФО, наблюдения организовывались также на станциях Географического общества, Министерства земледелия, отдельных учебных заведений, других организаций и ведомств.

Для измерений использовались вытяжные термометры разных конструкций, некоторые из которых с незначительными изменениями сохранились до настоящего времени (например, ртутный термометр). Он заключен в медную (ныне винипластовую с металлическим колпачком) оправу. Пространство между резервуаром термометра и колпачком оправы заполняется медными опилками для обеспече-

ния теплового контакта и увеличения термической инерции. Оправа с термометром прикреплена к деревянному шесту, опускаемому в эбонитовую трубу с металлическим наконечником (первоначально к концу трубы крепился медный диск диаметром 11 см). Укрепленные на шесте суконные или фетровые кольца препятствуют воздухообмену внутри трубы. Первоначально на отдельных станциях термометры устанавливались в трубах из других материалов (дерева, глины, стекла, металла). С 1890-х годов рекомендуется использовать преимущественно эбонитовые трубы, а не металлические.

На сети станций ГФО был принят набор глубин 0,4, 0,8, 1,6, 3,2 м, реже — 0,1 и 0,2 м. На агрометеорологических станциях Министерства земледелия и ряде других станций — 0,1, 0,25, 0,5, 1,0 м, реже — 1,5, 2,0, 3,0 м. Коленчатые термометры Савинова стали использовать с 1900 г. для глубин 0,05 и 0,10 м. Они представляли собой стеклянные ртутные термометры, изогнутые под углом 135° вблизи резервуара с толстостенной капиллярной трубкой, на которую наносилась шкала. Впоследствии комплект был дополнен термометрами для 0,15 и 0,20 м, а сами термометры приобрели современный вид (с тонким капилляром и вставной шкалой в стеклянном корпусе).

К концу XIX в. общее число станций, измерявших T_n , превысило сотню. Располагались станции в сельскохозяйственных районах, на севере и востоке страны их почти не было. По мере накопления и обработки материала начался его анализ.

В начале XX в. были проанализированы закономерности формирования теплового режима почв во взаимосвязи с их свойствами, климатом и растительностью (Адамов, 1900, 1901; Воейков, 1904; Клоссовский, 1908; Любославский, 1909). Сеть станций продолжала расширяться в первую очередь в осваиваемых земледельческих районах юга Сибири, Приамурья и Приморья. Совершенствовались и методы наблюдений. Стало очевидным, что

вытяжные термометры на малой глубине (<40 см) не обеспечивали достаточной точности измерений вследствие искажающего влияния самой установки на тепловой режим. Для глубин 0,05, 0,1, 0,15, 0,2 и 0,4 м стали использоваться коленчатые термометры.

В 1936 г. было создано Главное управление гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР (ГУГМС), и сеть наблюдений за T_n стала интенсивно расширяться преимущественно на юге восточных районов страны, вдоль узкой полосы Транссибирской магистрали, где ранее T_n измерялась на немногих станциях.

В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова под руководством А. А. Каминского, а впоследствии М. И. Перуновой возобновилась обработка сначала архивных, а затем и текущих материалов, что стало залогом успехов, достигнутых в послевоенные годы. Расширение сети станций, наметившееся в 1920—1930-е годы, было прервано Великой Отечественной войной, и наблюдения за температурой почв на многих станциях возобновились не сразу после войны, а лишь спустя 5—10 лет.

К середине XX в. существенные изменения претерпела методика многих метеонаблюдений. В 1936 г. был введен ночной срок наблюдений, что увеличило точность вычисления средних суточных значений температуры. Это существенно для малых глубин и особенно для поверхности почвы. Уже на глубине 0,2 м суточный ход не столь значителен, и ошибка из-за отсутствия ночного срока невелика, а на глубине 0,8 м и более суточный ход отсутствует, а наблюдения производятся раз в сутки.

Наблюдения с использованием напочвенных, коленчатых (Савинова) и вытяжных термометров стали со временем все больше рассматриваться как самостоятельные виды наблюдений. С 1946 г. была введена обязательная установка трех напочвенных термометров: срочного, минимального и максимального, и к концу 1940-х годов в целом сложилась со-

временная программа наблюдений. В ее основе лежат наблюдения с помощью напочвенных и коленчатых термометров на участке с черным паром и с помощью вытяжных — под естественной поверхностью. Наблюдения за $T_{\text{пн}}$ вошли в состав основных метеорологических наблюдений и стали производиться практически на всех станциях. Наблюдения по коленчатым термометрам Савинова под черным паром также вскоре стали массовыми, по крайней мере в зоне развитого земледелия, а вне этой зоны были в 1960-х годах прекращены. В это же время были начаты широкомасштабные измерения глубины промерзания почв сначала по цементации образцов, а с конца 1950-х годов по мерзлотомеру Данилина.

Методика наблюдений за $T_{\text{пн}}$ на глубинах под естественной поверхностью (по вытяжным термометрам) не претерпела столь серьезных изменений. Произошла лишь замена цельнометаллический оправы термометра на пластмассовую с металлическим колпачком (это уменьшило погрешность измерений и позволило вернуться к использованию вытяжных термометров на глубине 0,2 м), а набор глубин

был стандартизован и приобрел вид, близкий к современному. Основные глубины — 0,2, 0,4, 0,8, 1,6 и 3,2 м, дополнительные — 0,6 м (в 1960-х годах вышло из употребления), 1,2 и 2,4 м.

В 1950—1960-е годы сеть наблюдений значительно расширилась и в 1970—1980-х годах достигла максимального охвата территории страны (рис. 8.2). Наметились тенденции к выравниванию плотности сети: в северных и северо-восточных районах число станций, производящих такие наблюдения, продолжало увеличиваться, а в регионах с более густой сетью число станций стабилизировалось или начало уменьшаться (центр европейской части России, Приморье).

Существенное изменение в методике наблюдений за $T_{\text{пн}}$ произошло в 1966 г., когда метеорологическая сеть СССР перешла с четырех сроков наблюдений (по местному времени) на 8-срочные наблюдения в единые сроки по московскому времени.

В настоящее время наблюдения по вытяжным термометрам на глубине 80—320 см производятся в течение всего года раз в сутки в



Рис. 8.2. Сеть метеорологических станций (в пределах современных границ России), производивших наблюдения за температурой почвы на глубинах с помощью вытяжных термометров в 1990 г. (Быховец и др., 2007).

срок, ближайший к 14 ч поясного декретного времени. Наблюдения на глубине 20 и 40 см в теплую половину года производятся в единые синхронные сроки. Зимой, когда высота снежного покрова достигает 15 см и более, наблюдения производятся раз в сутки в срок, ближайший к 14 ч поясного декретного времени. Наблюдения в единые синхронные сроки возобновляются весной при высоте снежного покрова менее 5 см.

Публикация материалов наблюдений за температурой почвы была возобновлена лишь в 1950-е годы в части III “Метеорологического ежегодника” (1951—1965), причем в конце 1950-х — начале 1960-х годов ежегодники были изданы и ретроспективно, по 1912 г. (год фактического прекращения издания “Летописей ГФО”) включительно. С 1961 по 1990 г. вместо ежегодников издавались “Метеорологические ежемесячники”.

Результатом полномасштабной обработки и анализа материалов наблюдений стало издание нескольких серий климатологических справочников, содержащих как результаты обобщения многолетних рядов наблюдений, так и сами эти ряды, прошедшие тщательную дополнительную проверку, анализ однородности и т. д. В 1940—1950-е годы был издан первый многотомный “Климатологический справочник СССР” (1947—1950), содержащий осредненные данные по T_n с начала наблюдений до середины 1940-х годов. В конце 1950-х — начале 1960-х годов ряды данных, собранные и проанализированные при подготовке этого справочника и продленные до 1950 г., были опубликованы в издании “Климатологический справочник СССР: Метеорологические данные за отдельные годы” (1958—1964). Во второй половине 1960-х годов был издан новый “Справочник по климату СССР” (1964—1966), содержащий многолетние средние значения за период 1891—1960 гг. В нем данные станций с короткими рядами, как правило, приводились к длинному ряду, что обеспечивало лучшую сравнимость средних вели-

чин. Подготовленные при этом ряды данных за 1951—1965 гг. были опубликованы в 1970-е годы как “Справочник по климату СССР: Метеорологические данные за отдельные годы” (1969—1978). Основные методы климатологической обработки и анализа рядов T_n и $T_{\text{глуб}}^*$, применявшиеся при составлении указанных справочников, были разработаны М. С. Перуновой, Е. П. Архиповой и Т. В. Покровской (Перунова, 1952; Перунова и др., 1957), а позднее развиты А. К. Шкадовой (1979). Исследованиями климата почв в этот период также занимались В. Р. Волобуев (1953, 1983), В. Н. Димо (1972), А. М. Шульгин (1972).

В конце XX столетия внимание климатологов к T_n несколько ослабло. В новом “Научно-прикладном справочнике по климату СССР” (1988—1993) приведены данные только напочвенных и коленчатых термометров. Отсутствие данных по вытяжным термометрам и глубине промерзания ограничивает ценность этого издания для характеристики температурного режима почв. Таким образом, основным источником данных за эти годы остается “Метеорологический ежемесячник”, а наиболее полным климатологическим обобщением по T_n — предыдущий “Справочник по климату СССР” (1964—1966). Значительный объем данных по вытяжным термометрам за последние десятилетия (причем 1960—1980-е годы — период самых массовых наблюдений), по существу, до сих пор не проанализирован.

Переходный период в экономике в 1985—1998 гг. негативно отразился на состоянии и возможностях всей гидрометеорологической службы. В первую очередь — это вынужденное сокращение наблюдательной сети, сокращение программы наблюдений (и по перечню, и по количеству сроков), это было вызвано отсутствием приборов для выполнения наблюдений. В конце 1980-х годов прекратилось серийное производство комплектов вытяжных термометров, а приемлемая модель электротермометра так и не была внедрена. С 1991 г. в течение длительного времени с большими за-

держками публиковались текущие материалы наблюдений в “Метеорологических ежемесячниках”.

В конце 1990-х годов эту тенденцию удалось переломить, и с 2000 г. наблюдается увеличение числа восстановленных и открытых вновь станций и постов. Публикацию “Метеорологического ежемесячника, часть 1” удалось восстановить достаточно быстро в виде “Метеорологического ежемесячника станций стран Содружества Независимых Государств, часть 1, ежедневные данные”. В отношении издания “Метеорологического ежемесячника, часть 2”, в котором публиковались обобщенные данные по $T_{\text{гн}}$ и $T_{\text{п}}$ на стандартных глубинах, до сих пор имеются значительные проблемы. Соответствующие учреждения Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), прежде всего Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД) как депозитарий изданий по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, прилагают усилия по восстановлению всех рядов данных по тем переменным, которые приводятся в “Метеорологическом ежемесячнике, часть 2”, для всей территории России.

Геотермические измерения в скважинах

Подробно порядок использования геотермических скважин для исследования реакции ММП на изменения климата описан в работе (Сергеев и др., 2007). При планировании Международного полярного года 2008—2009 гг. (МППГ) была составлена программа изучения термического состояния криолитозоны, которая предусматривает измерение температуры грунтов и горных пород преимущественно в ненарушенных условиях в существующих скважинах в течение трех лет по унифицированной методике и с использованием согласо-

ванного оборудования. Полученные данные становятся общественным достоянием посредством общедоступных сетей, таких как научные публикации и Интернет, не позднее чем через шесть месяцев после проведения измерений. Названная научная программа открыта для новых участников с целью расширения числа наблюдаемых объектов (скважин, площадок и т. п.) и удлинения существующих рядов наблюдений. Опыт реализации аналогичных по степени международного взаимодействия программ показал, что следует развивать подходы, позволяющие оценить, в какой степени результаты, полученные с помощью одинаковых методов измерения, зависят от территориальной специфики площадки наблюдения.

Температура ММП измеряется в воздушно-сухих или обсаженных и заполненных антифризом скважинах, закрывающихся сверху. Основное внимание уделено мелким и средним (в соответствии с классификацией, принятой в международной программе мониторинга многолетней мерзлоты GTN/P, The Global Terrestrial Network for Permafrost) скважинам глубиной 10—25 м, расположенным в ненарушенных условиях. Значительное количество таких скважин было пробурено и оборудовано для термометрических наблюдений в 1960—1980-е годы. В большинстве случаев на глубину 20 м сезонные колебания температуры не проникают, поэтому эти скважины представляются репрезентативными для исследования реакции ММП на краткосрочные колебания климатических условий. В 2007 г. для проекта TSP (Thermal State of Permafrost), проводимого в рамках МППГ, был разработан протокол проведения геотермических измерений в скважинах, регламентирующий глубину размещения датчиков в скважинах, характеристики используемого оборудования и временной режим измерений (http://www.gi.alaska.edu/snowice/Permafrost-lab/literature/TSP_manual.pdf).

В соответствии с протоколом, предлагается проводить наблюдения двух типов: долговременные, продолжительные на ключевых скважинах с большой частотой замеров (дневные, почасовые) и разовые периодические замеры на всех доступных скважинах (желательны ежегодные или сезонные замеры). Последний тип наблюдений используется, главным образом, в скважинах, глубина которых превышает мощность слоя годовых теплооборотов, т. е. при условии отсутствия значительных сезонных изменений температуры.

Использование современного высокоточного оборудования (точность до $0,02^{\circ}\text{C}$) позволяет регистрировать изменения температурного режима многолетнемерзлых пород даже при небольшом периоде наблюдений.

Были определены следующие нормативные глубины размещения датчиков. В скважинах глубиной менее 15 м: на 3, 5, 10 м и на максимально доступной глубине. В скважинах глубже 15 м: 5, 10, 15 м и на максимально доступной глубине. Измерения проводятся в автоматическом режиме каждые 2—4 ч в скважинах глубиной менее 10 м и каждые 4—6 ч в скважинах глубиной 10 м и глубже. Полученные результаты замеров осредняются до среднесуточных значений. Данные наблюдений доступны на интернет-портале CADIS (<http://aoncadis.ucar.edu>).

В 2010 г. был составлен реестр скважин глобальной наблюдательной сети, действующих в рамках проекта GTN-P под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО), куда были включены и российские скважины. По каждой точке наблюдений реестр содержит обширные метаданные, в том числе идентификационный номер скважины; регион (страну); контактное лицо, ответственное за проведение измерений; географические координаты; абсолютную отметку (м) устья скважины; глубину скважины; класс скважины (в соответствии с классификацией GTN-P); мощность мерзлоты в районе скважины; среднегодовую температуру пород; глубину и год,

для которых была определена среднегодовая температура; год бурения. Сводная таблица, содержащая всю эту информацию, доступна на сайте Национального центра данных по снегу и льду США (NSIDC), <http://nsidc.org/data/g02190.html>.

В настоящее время наблюдательная сеть в России, включающая в себя 161 скважину (рис. 8.3), охватывает все разнообразие мерзлотных условий, характерных для территории страны.

Сравнение результатов современных наблюдений в скважинах с литературными и архивными данными показывает устойчивый тренд повышения температуры многолетнемерзлых пород на подавляющем большинстве точек наблюдения в течение последних 20—30 лет. В разных регионах температура ММП на глубине нулевых годовых амплитуд повысилась на $0,5\text{—}2^{\circ}\text{C}$ (Romanovsky et al., 2010b).

Потепление происходило главным образом в 1970—1990-е годы. В начале XXI в. температура мерзлоты на большей части наблюдаемых регионов оставалась стабильной. Тенденция к повышению температуры многолетнемерзлых пород возобновилась только в последние 2—3 года. Единственным регионом, где в 1980—1990-е годы не отмечалось значительных изменений температурного режима многолетней мерзлоты, был север Восточной Сибири. Однако в последние годы и здесь отмечается повышение среднегодовой температуры ММП.

На европейской части России (Большеземельская тундра и Полярный Урал), а также в Западной Сибири в пределах некоторых типов ландшафтов в настоящее время повышение температуры ММП достигло критических значений, что привело к формированию новых несквозных таликов, а также к углублению уже существующих.

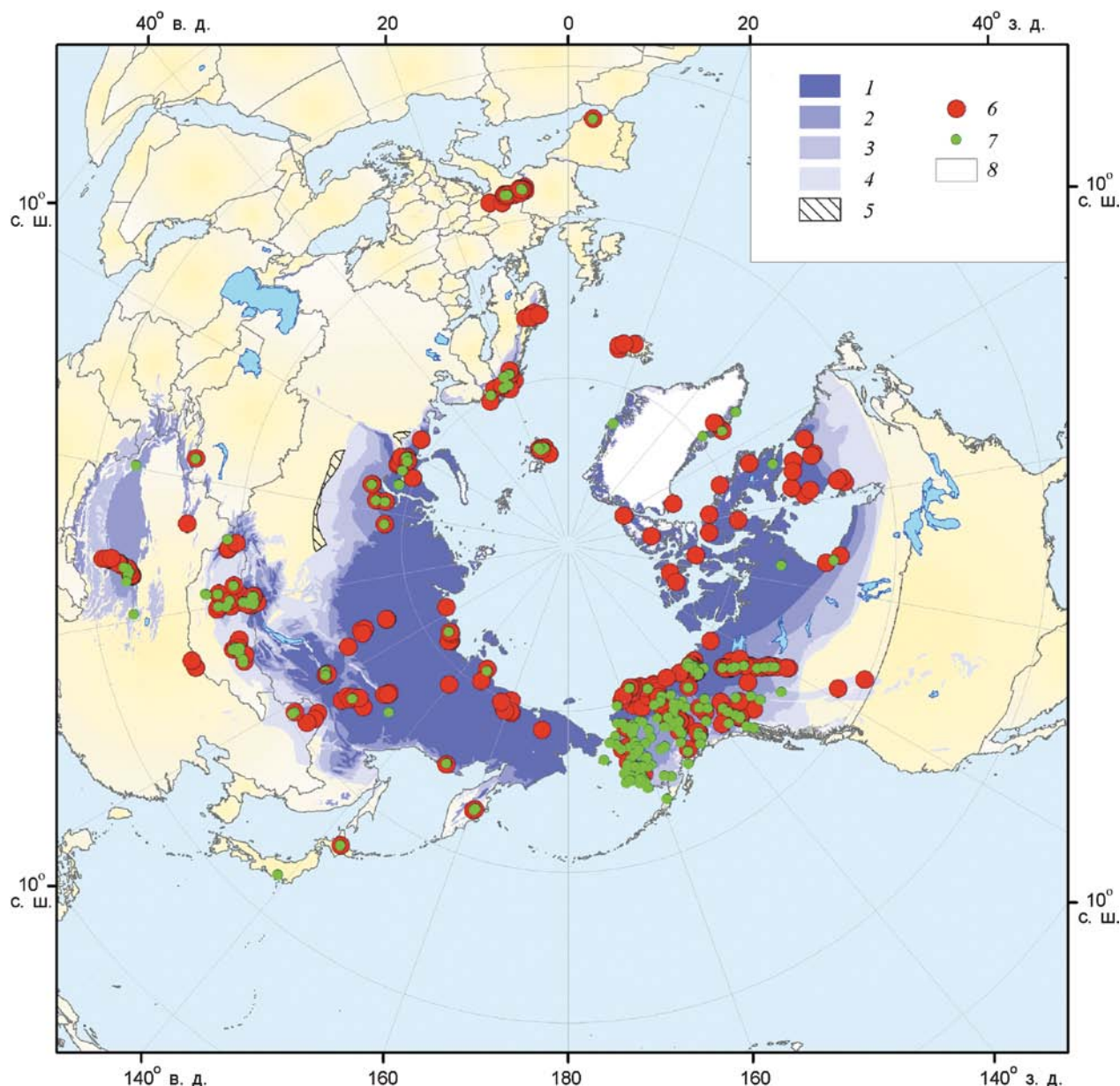


Рис. 8.3. Расположение точек наблюдения, включенных в глобальную сеть мониторинга температуры мерзлоты в рамках проекта Thermal State of Permafrost в Северном полушарии. Мерзлота: сплошная (1), прерывистая (2), островная (3), редкоостровная (4), реликтовая (5). Скважины: глубокая (6), мелкая (7), лед (8).

Мониторинг мощности сезонно-талого слоя

Полевые исследования областей криолитозоны в целом, и деятельного слоя в частности, сложны вследствие труднодоступности этих областей, а также из-за их суровых климатических условий. Поэтому таким важным становится

вопрос о выборе репрезентативных участков для проведения полевых исследований, результаты которых в дальнейшем могут быть экстраполированы на неисследованные территории. Таким образом, первоочередной задачей является анализ пространственно-временных закономерностей формирования деятельного слоя в разных ландшафтных условиях, а также

выявление взаимосвязей мощности деятельного слоя с микроклиматическими параметрами и характером растительности. Полученные корректным образом данные могут быть экстраполированы в пространстве, использованы для детальной оценки деятельного слоя на больших территориях, применены при составлении мерзлотного прогноза во времени, а также при валидации глобальных климатических моделей.

Для решения этой задачи в 1990 г. была создана программа циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active-layer Monitoring, CALM), которая является составляющей систем GTOS (Global Terrestrial Observing System) и GCOS (Global Climate Observing System). Эти системы работают под эгидой Всемирной метеорологической организации. Включение CALM в системы GTOS и GCOS сделало необходимым использование международных протоколов, в частности для выбора точек наблюдений. Для решения этой задачи были применены принципы глобальной иерархической стратегии наблюдений (Global Hierarchical Observing Strategy, GHOST). Они позволяют систематизировать разрозненные

знания о тех или иных ландшафтно-климатических составляющих во времени и в пространстве. Главной целью методики является такой выбор мест наблюдения, при котором будет получена целостная региональная и глобальная картины поля деятельного слоя при максимальном возможном использовании уже существующих мест проведения наблюдений. GHOST включает пять уровней (табл. 8.1).

Уровень 1 (глобальный). Представлен набором экспериментальных площадок в пределах значительных областей и регионов. Такие площадки должны являться объектом детальных исследований изменения во времени и в пространстве параметров CTC и факторов, влияющих на его глубину. Площадки при этом должны представлять весь спектр ландшафтного разнообразия в рамках исследуемой территории. Примерами являются бассейн р. Купарук на Аляске (США), бассейн р. Маккензи (Канада), низовье бассейна р. Колыма (Россия), профиль РАСЕ, проходящий через горы Европы и о. Шпицберген.

Уровень 2 (региональный). Стационары данного уровня должны располагаться в местах с типичными ландшафтными условиями пред-

Таблица 8.1. Виды наблюдений (мониторинга) по программе CALM

№	Уровень	Привязка	Назначение	Характеристика
1	Глобальный	Профили	Понимание пространственной структуры и процессов	Линейный профиль протяженностью > 100 км, с частым отбором проб
2	Региональный	Стационары и полигоны	Понимание процессов, эксперименты и синтез информации	Базовое инструментальное изучение экосистем и криосферы
3	Ландшафтный	Площадки со станциями	Непосредственные измерения и калибровка	Репрезентативность в рамках региона, частые измерения, долговременные наблюдения
4	Фациальный	Сетки	Непосредственные измерения и калибровка	Нерегулярные измерения (с периодом от года до десятилетия)
5	Дистанционный	Спутниковая съемка и азросъемка	Пространственно-временная интерполяция, временной масштаб — до суток, пространственный — до 30 м	Постоянный мониторинг, полное покрытие территории

ставляемых ими природных зон и провинций. Уровень представлен комплексом стационаров. По возможности должен использоваться весь комплекс инструментария для комплексного изучения деятельного слоя, при этом измерения должны проводиться постоянно. Существующие стационары во многом не соответствуют этому требованию, так как исторически возникли в местах уже проведенных по близким направлениям исследований. Часто они являются репрезентативными только в пределах небольших территорий. Из-за сложностей с логистикой организация новых геокриологических стационаров, которые были бы репрезентативными для характеристики еще не охваченных природных регионов, крайне затруднена. Примерами таких стационаров являются Тулик Лэйк и Барроу на Аляске, Абиско в Швеции, Закенберг в Гренландии. В России вопрос об организации геокриологических стационаров был поставлен еще в 1930-е годы.

Уровень 3 (зональный или ландшафтный). Данный уровень представлен площадками с автоматическими станциями, характеризующими спектр разных ландшафтных условий в пределах одной мерзлотно-климатической зоны или провинции. Данные площадки призваны охватить многообразие ландшафтных условий и отразить различия в рельефе, растительности и почвах в пределах одной подзоны. Примером таких площадок являются сетки площадью 1 км² системы ARCSS (Arctic System Science, см. <http://nsidc.org/arcss/>) на Аляске (Имनावит Крик, Вест Док, Барроу, Аткасок и др.). В российской Арктике километровые площадки есть на Ямале (Марре-Сале) и Колыме (Тикси).

Уровень 4 (фациальный). На данном уровне наибольшее значение имеет статистическая репрезентативность выбранных точек. Было бы ошибочно унифицировать методику наблюдений для всех площадок данного уровня. Примером являются площадки размером 1 га программы FLUXNET, основанной для того, чтобы оценить влияние разных типов естественных ландшафтов на количество парниковых

газов на планете. Несмотря на то, что площадки данной программы есть по всему миру, достаточно большое их число расположено в криолитозоне. На площадках FLUXNET, находящихся в таких районах, обязательным является измерение мощности СТС. Измерения производятся по трем осям (отрезкам, пересекающимся в центре) — широтной (З—В), меридиональной (С—Ю) и по оси, равноотстоящей от них обеих, например СВ—ЮЗ. Шаг измерений составляет 5 м. Площадками такого рода являются Вест Док и Хеппи Вэлли на Аляске.

Еще одним примером для данного уровня детализации можно назвать систему наблюдений CRREL (U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory) в Барроу (Аляска). Площадки CRREL представляют собой квадраты 10 × 10 м, на которых измерения мощности СТС производятся в его вершинах и в центре.

Еще одним примером являются российские площадки размером 1 га с шагом измерений 10 м. Такие измерения проводятся в пунктах Васькины Дачи на Ямале, Глухое Озеро и м. Чукочий на Колыме, м. Болванский на Гыдане. Измерения на площадках данного уровня должны проводиться ежегодно, по возможности в момент достижения деятельным слоем своей максимальной мощности.

Уровень 5 (дистанционный). Для мониторинга изменения ландшафтно-климатических и мерзлотных условий во времени и для экстраполяции полученных эмпирических данных наиболее успешным можно считать дистанционный метод спутникового зондирования и аэрозондирования. Данный метод позволяет производить интерполяцию поля деятельного слоя на обширных территориях при небольшом количестве полевых наблюдений. Быстрое развитие, в первую очередь, спутниковых технологий позволяет использовать этот метод для комплексного ландшафтного мониторинга с разрешением от сотен километров до метра.

Программа CALM охватывает точки в Арктике, Субарктике, а также в горных районах. Зонально и меридионально заложенные площадки

CALM расположены в Северной Америке, Скандинавии и России. Площадки в Европе, Китае, Монголии и Казахстане расположены в высокогорных районах (Shiklomanov et al., 2008). В настоящее время CALM является основным источником данных о межгодовой изменчивости мощности СТС, на основании которых можно изучать ее отклик на изменения климата.

По состоянию на 2010 г., измерения по этой программе проводятся в 168 пунктах наблюдений на территории 15 стран по всему земному шару. На территории России в разное время было организовано 49 площадок, осуществляющих наблюдения по стандартизированной методике. Однако сколько-нибудь продолжительные наблюдения (около 10 лет и более) имеются менее чем на 20 из них.

Измерения проводятся по стандартизированной методике, изложенной в работе (Brown et al., 2000). Наиболее распространенным является метод измерения СТС с помощью металлического щупа, основанный на разнице в плотности протаявшего и мерзлого грунта. Основным недостатком является ограниченность применения тонкодисперсными отложениями, так как даже сравнительно небольшое содержание обломочного материала в грунте может привести к заниженным значениям СТС. Например, ГОСТ 26262-84 рекомендует применять данный метод при глубине СТС до 1,2 м в песчаных, пылевато-глинистых и биогенных грунтах, не содержащих включений крупнообломочного материала более 10 мм (Методы..., 2004). Также не всегда представляется возможным четко проследить глубину СТС методом зондирования в пластично-мерзлых и засоленных грунтах (Leibman, 1998). Тем не менее данный метод позволяет произвести пространственную оценку СТС на сравнительно больших территориях в достаточно короткие сроки, что и объясняет его широкое применение. Существенным отличием способов обработки результатов измерений по программе CALM от установлений российских ГОСТ является осреднение данных в каждой точке измерений.

Согласно ГОСТ, рекомендуется производить три измерения в каждой точке, принимая за глубину оттаивания максимальное значение. Согласно методике CALM, данные группы измерений в каждой точке осредняются.

Глубина СТС может быть косвенно определена путем интерполяции температурных данных по глубине грунта. Систематические измерения температуры грунта с помощью заленивленных термометров проводились в России уже в 40-х годах XIX в. (это уже обсуждалось в данной главе). Развитие полупроводниковых технологий, особенно в последние двадцать лет, послужило импульсом к разработке миниатюрных температурных датчиков-логгеров. С помощью логгеров можно производить температурные измерения в заданных точках по глубине грунта с любым временным интервалом, ограниченным лишь емкостью батареи и объемом записывающего устройства. Интерполяция полученных температурных данных по глубине позволяет проследить динамику сезонного оттаивания и определить максимум мощности СТС. При том, что этим методом можно получить хороший временной ряд, данные представляют лишь точечное измерение в пространстве и, следовательно, не всегда репрезентативны. То же относится к определению СТС с помощью мерзлотомеров, которые, несмотря на простоту изготовления и широкое применение в инженерных изысканиях, не позволяют получить обоснованную пространственную оценку глубины сезонного оттаивания. Таким образом, наиболее предпочтительным является применение всего комплекса методов измерений, когда пространственная оценка СТС производится хотя бы раз за сезон с помощью зондирования щупом, а временная динамика (температура оттаивания) прослеживается посредством интерполяции температурного профиля в скважинах. Данная методика применяется на большинстве действующих площадок CALM. В случае засоленных отложений дополнительно проводятся измерения по мерзлотомерам.

Первичные данные представляют собой ежегодные измерения максимальной мощности СТС в 121 точке в узлах регулярной сетки с шагом 100 м на площадках размером 1 км² (1000 × 1000 м) или с шагом 10 м на меньших площадках размером 100 × 100 м. Ежегодно пополняемые данные доступны в Интернете на <http://www.udel.edu/Geography/calm/>. Там представлены фотографии площадок и метаданные с описанием ландшафтных и почвенных характеристик. Некоторые площадки имеют также данные по высоте снежного покрова и влажности грунта.

Глубокое оттаивание ММП в аномально теплые годы или при потеплении климата может затронуть переходный слой с повышенным содержанием сегрегационного льда (Shur, et al., 2005). Вытаивание сегрегационного льда при этом может вызвать просадку грунта и изменение рельефа. Если этот процесс не скомпенсирован сезонным пучением, наблюдается понижение рельефа, которое может привести к заболачиванию и развитию термокарста. Поэтому важной частью мониторинга слоя сезонного протаивания является определение пучения и просадки грунта. При этом могут быть использованы как точечные стационарные методы, например, пучиномеры, так и площадные нестационарные методы, например,

оптическое или лазерное нивелирование или спутниковое нивелирование с помощью высокоточных GPS (Стрелецкий и др., 2005). Все перечисленные методы опробованы на разных площадках CALM как в России, так и за рубежом. Долговременные наблюдения за осадкой грунтов ведутся на северо-востоке европейской части России (Мажитова, Каверин, 2007; Оберман, Шеслер, 2009). Кратковременные замеры также проводились в некоторых других областях криолитозоны России.

Циркумполярная база данных по программе CALM организована по регионам. Север европейской части России представлен тремя площадками (табл. 8.2), более чем десятилетние ряды наблюдений на которых указывают на скорость увеличения мощности СТС от 2 до 6 см/год. На некоторых площадках увеличение СТС сопровождается осадкой поверхности, что привело к изменению рельефа в районе Воркуты (Мажитова, Каверин, 2007).

Из восьми площадок, расположенных в Западной Сибири, только три имеют продолжительность наблюдений более 10 лет включая площадку Надым, наблюдения на которой проводятся с 1971 г. Увеличение СТС на площадках Западной Сибири составляет от 0 до 2 см/год. Семь площадок было организовано в разное время в Центральной Сибири. Тренды

Таблица 8.2. Координаты 35 российских площадок проекта CALM, данные о среднем значении мощности СТС за период с начала наблюдений до 2009 г. и дисперсии мощности СТС

№ пло- щадки п/п	Название площадки CALM и местоположение	Координаты		СТС _{ср} , см	δ ² , см ²
		с. ш.	в. д.		
Север европейской части России					
1	Аяч-Яха (окрестности г. Воркута)	67°35′	64°11′	78	62
2	Тальник (окрестности г. Воркута)	67°20′	63°44′	122	322
3	Болванский (дельта р. Печора)	68°18′	54°30′	112	117
Западная Сибирь					
4	Надым (левобережье р. Надым)	65°20′	72°55′	133	35
5	Марре-Сале (Западный Ямал)	69°43′	66°45′	111	54
6	Васькины Дачи (Центральный Ямал, Бованенково)	70°17′	68°54′	93	7

Центральная Сибирь					
7	Тикси (дельта р. Лена)	71°35′	128°47′	45	13
8	Быковский (дельта р. Лена, водораздельная поверхность)	71°47′	129°25′	34	41
9	Быковский (дельта р. Лена, озерная котловина)	72°47′	130°25′	34	44
10	Талнах (окрестности г. Норильск)	69°26′	88°28′	89	31
Северо-Восточная Сибирь					
11	м. Чукочий (бассейн р. Колыма, водораздельная поверхность)	70°05′	159°35′	44	55
12	м. Чукочий (бассейн р. Колыма, озерная котловина)	70°05′	159°55′	41	83
13	р. Чукочья (бассейн р. Колыма)	69°29′	156°59′	42	13
14	р. Коньковая (А) (бассейн р. Колыма)	69°23′	158°28′	39	145
15	р. Коньковая (В) (бассейн р. Колыма)	69°23′	158°28′	42	72
16	Пинго “Сегодня” (бассейн р. Колыма, бугор пучения)	69°05′	158°54′	50	277
17	протока Ахмело (бассейн р. Колыма)	68°49′	161°00′	52	23
18	гора Родинка (бассейн р. Колыма), площадка 1×1 км	68°45′	161°30′	80	20
19	гора Родинка (бассейн р. Колыма), площадка 100×100 м	68°45′	161°30′	98	19
20	оз. Глухое (бассейн р. Колыма)	68°48′	160°57′	85	126
21	протока Малчиловская (бассейн р. Колыма)	68°31′	161°26′	52	14
22	оз. Ахмело (бассейн р. Колыма)	68°50′	161°02′	98	156
23	р. Алазея (бассейн р. Колыма)	69°19′	154°59′	52	16
24	оз. Якутское (бассейн р. Колыма)	69°51′	159°30′	44	182
25	р. Аллаиха (бассейн р. Индигирка)	70°33′	147°26′	44	14
26	Андрюшкино (низовья р. Колыма)	69°10′	154°26′	40	10
27	гора Родинка, контрольная площадка	68°42′	161°33′	136	174
28	гора Родинка, площадка с выжженным напочвенным покровом	68°43′	161°32′	157	62
29	гора Родинка, основная площадка	68°44′	161°24′	79	17
Чукотка					
30	м. Рогожный (окрестности г. Анадырь)	64°47′	176°58′	50	48
31	м. Дионисий (окрестности г. Анадырь)	64°34′	177°12′	56	57
32	Лаврентий (южное побережье залива Лаврентия)	65°36′	171°03′	63	23
Камчатка					
33	Плоский Толбачик (А) (Толбачинская группа вулканов)	55°45′	160°17′	73	19
34	Плоский Толбачик (В)	55°45′	160°17′	54	5
35	Плоский Толбачик (С)	55°45′	160°19′	46	8

СТС составили около 2—3 см/год, однако ряды данных — короткие, что не позволяет получить достоверные оценки. Северо-Восточная Сибирь представлена сетью из 24 площадок, из которых 17 — действующие. Средняя продолжительность ряда наблюдений по действующим площадкам составляет около 10 лет, в некоторых пунктах — до 15 лет. Увеличение СТС по площадкам региона в среднем составляет 1,5 см/год. На трех площадках на Чукотке с продолжительностью ряда наблюдений более 10 лет изменение СТС составляет около 1 см/год. Измерения СТС, проводимые на Камчатке, показывают достаточно стабильный СТС (± 1 см/год). Таким образом, север европейской части России характеризуется наибольшим увеличением СТС за период наблюдений. В целом

тренд СТС уменьшается по мере продвижения в восточные районы российской криолитозоны.

В табл. 8.2 приведены координаты и названия 35 российских площадок (всего их в России 45), а также средние для них значения мощности СТС_{ср} за десятилетие (1999—2008 гг.), наиболее полно представленное измерениями; приведены также и дисперсии δ^2 мощности СТС. Данные этих измерений по всем российским площадкам приведены на сайте www.udel.edu/Geography/calm. Привлекает внимание достаточно большая дисперсия на многих площадках, указывающая на значительную межгодовую изменчивость мощности СТС, в особенности на севере европейской части России.

На рис. 8.4 приведена карта расположения российских площадок CALM. Различия в обоз-

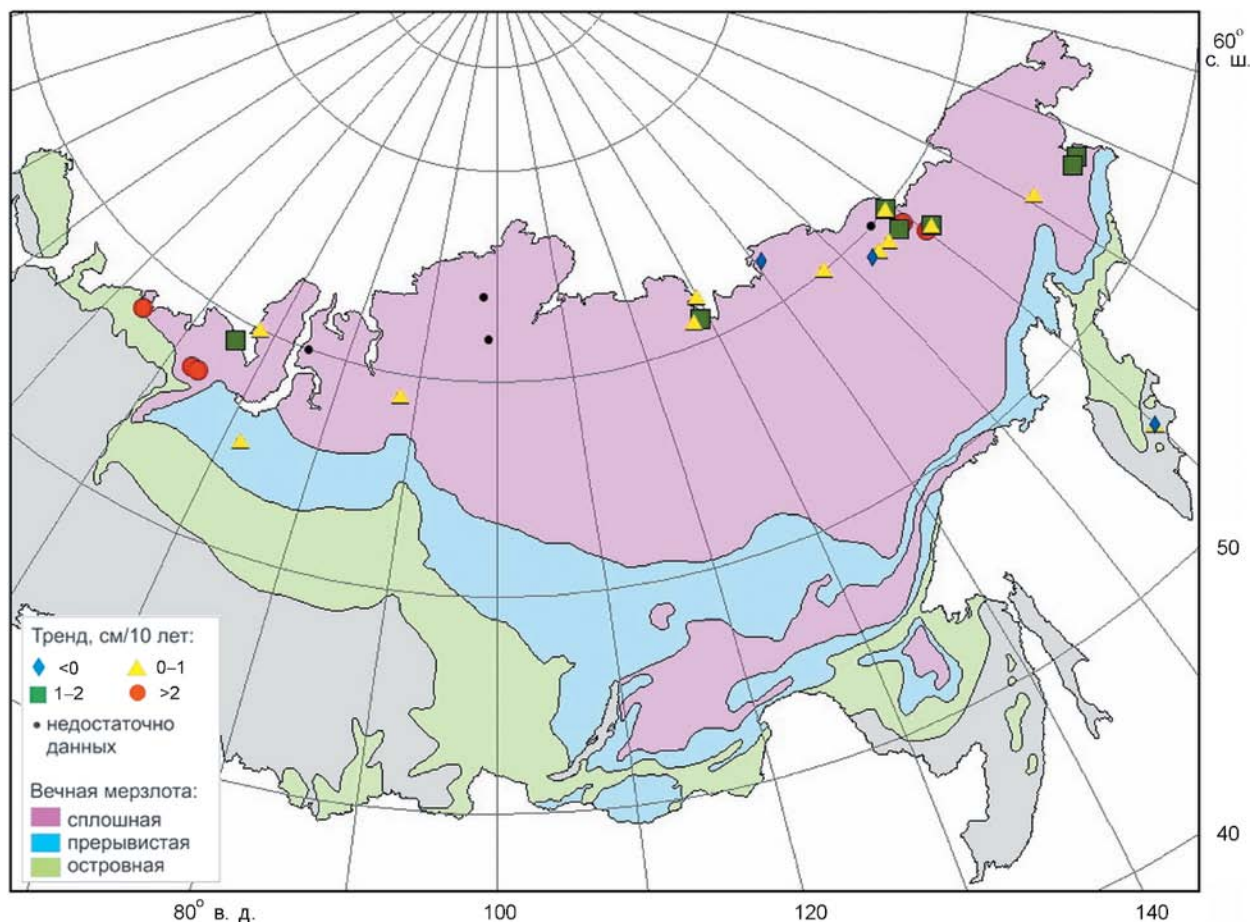


Рис. 8.4. Расположение российских площадок CALM с указанием значения тренда мощности сезонно-талого слоя (см/год), рассчитанного по данным за десятилетие 1999—2008 гг.

начающих их символах характеризуют тренд мощности СТС, рассчитанный по данным за десятилетие 1999—2008 гг. Из-за небольшой продолжительности рядов надежность этих оценок весьма мала. В то же время, проанализировав полный объем имеющихся данных (табл. 8.2), можно достаточно уверенно констатировать заметное увеличение мощности СТС в начале XXI в. по сравнению с серединой 1990-х годов, отмечавшееся на большинстве площадок.

Наблюдения на сети геокриологических стационаров

Вопрос об организации специальных стационаров для изучения динамики верхних горизонтов криолитозоны был поставлен еще в 1930-х годах М. И. Сумгиным. В период проведения III Международного геофизического года (1957—1959 гг.) П. Ф. Швецов, И. Я. Баранов и П. И. Мельников инициировали проведение комплексных геокриологических исследований. Наблюдения были осуществлены Институтом мерзлотоведения АН СССР на хребте Сунтар-Хаята (Республика Саха — Якутия) с многолетнемерзлыми породами (Граве и др., 1964) и в Загорске (Московская область) — с сезоннопромерзающими породами (Павлов, 1965). Почти одновременно были выполнены геокриологические наблюдения в Оймяконской впадине (Восточная Якутия) в 1957—1959 гг. (Гаврилова, 2003), в Воркуте в 1954—1963 гг. (Павлов, 1965), в районе будущего г. Мирный в 1956—1958 гг. (Балобаев, 1964). Это был относительно холодный климатический период, поэтому в исследованиях не уделялось достаточного внимания актуальной в наши дни проблеме возможной деградации криолитозоны в связи с глобальным потеплением. Основной целью были организация и проведение круглогодичных теплобалансовых наблюдений, позволяющих охватить разнообразие ландшафтных, климатических и геокриологических условий. Эти работы положили начало созданию научно-методических основ

и технической базы для изучения взаимодействия ММП с климатом и возможности применения метеорологической информации для анализа и прогноза геокриологических процессов.

В 1960—1980-е годы изучение криолитозоны получило в России широкое развитие в связи с открытием и разработкой уникальных месторождений углеводородного сырья на севере Западной Сибири и на севере европейской части России, сельскохозяйственным и промышленным освоением Якутии (в первую очередь разработкой россыпных месторождений алмазов и золота), строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (Павлов, 1996, 1997б). Основная цель исследований заключалась в количественной оценке процессов взаимодействия в системе криолитозона — естественные и нарушенные поверхностные покровы — приземный слой воздуха, в получении данных о тепловом режиме грунтов и развитии криогенных геологических процессов в сезонном, годовом и многолетнем цикле.

С начала 1990-х годов унифицированную систему наблюдений за состоянием геологической среды в зонах многолетнего и сезонного промерзания, оценки, контроля и прогноза ее изменений под воздействием природно-климатических и техногенных факторов стали определять как мониторинг криолитозоны (Павлов, 1996, 1997а, 2008а).

В результате проведения длительных геокриологических исследований в разных регионах севера России сформировалась определенная методология организации наблюдательной сети мониторинга криолитозоны, включающая в себя 3-уровневую иерархию наблюдательных объектов: региональные (фоновые) стационары, площадные стационары (площадки непосредственно на объектах интенсивного техногенеза) и пункты постоянного или периодического функционирования в пределах стационаров (площадки, профили, скважины

и закрепленные точки-реперы, пикеты) (Изучение..., 1992).

Региональный геокриологический стационар является основой наблюдательной сети мониторинга криолитозоны. При выборе опорного района размещения стационара необходимо учесть морфологию многолетнемерзлых пород (мощность, прерывистость), типы геологического разреза, активность проявления криогенных геологических процессов, размеры и доступность изучаемой территории, размещение ближайших метеостанций. Конкретизация места стационара и его экспериментальных объектов (площадки с равномерной разбивкой в виде сетки, профили разной протяженности с пикетами через равные промежутки, отдельные наблюдательные скважины) может быть осуществлена на основе маршрутных и аэровизуальных работ. По особенностям ландшафтных условий и задачам мониторинга оборудуют следующие типы наблюдательных площадок или профилей:

- естественные (фоновые) с ненарушенными природными комплексами, включая доминантный;

- с интенсивным проявлением криогенных геологических процессов;

- техногенные — на участках с нарушениями, имитирующими варианты развития ландшафта в будущем (удаление дерново-растительного слоя и торфянистого горизонта, вырубка кустарников и др.);

- экологические (наблюдаются сезонные и многолетние изменения растительности, естественное зарастание или биологическая рекультивация нарушенной поверхности).

На каждом из стационаров обычно оборудуется по 5—10 наблюдательных площадок (включая фоновые и техногенные) или профилей по 5—30 термометрических скважин глубиной 10—20 м. На этих объектах мониторинга изучают гидротермический режим грунтов в слое годовых теплооборотов, тепловой режим водоемов и донных отложений, развитие

криогенных геологических процессов, режим подземных вод.

Основными наблюдаемыми показателями для мониторинга криолитозоны являются температура и влажность грунтов, глубина сезонного протаивания (промерзания), параметры развития криогенных геологических процессов (вертикальные перемещения дневной поверхности, ширина раскрытия криогенных трещин, скорость смещения грунта по склону и др.). Дополнительными показателями являются температура воздуха, параметры снежного и растительного покровов.

Особенность проведения мониторинговых геокриологических наблюдений — их длительность, обычно измеряемая годами. Поэтому применяемая при измерениях аппаратура должна характеризоваться повышенной стабильностью показаний во времени, т. е. должна иметь хорошие метрологические характеристики.

Наибольшее развитие работ на геокриологических стационарах в России приходится на 1980-е годы, когда исследования организовывались и проводились по заказу и на средства предприятий нефтегазового комплекса. К концу 1980-х годов на территории криолитозоны России функционировало более 100 объектов мониторинга, а число отдельных пунктов наблюдений (площадка, профиль, скважина, закрепленная точка) превышало 600. Примерно на 60% общего числа стационаров выполнялись сезонные работы, на 40% — непрерывные круглогодичные наблюдения.

Общая схема расположения геокриологических стационаров на территории криолитозоны России дана в работе А. В. Павлова и Г. В. Малковой (2005); с небольшими изменениями она приведена на рис. 8.5. Общая характеристика каждого объекта мониторинга приведена в табл. 8.3. На схеме видно, что объекты мониторинга расположены весьма неравномерно. Наибольшее их число приурочено к северу европейской части России, северу Западной Сибири и Центральной Якутии.

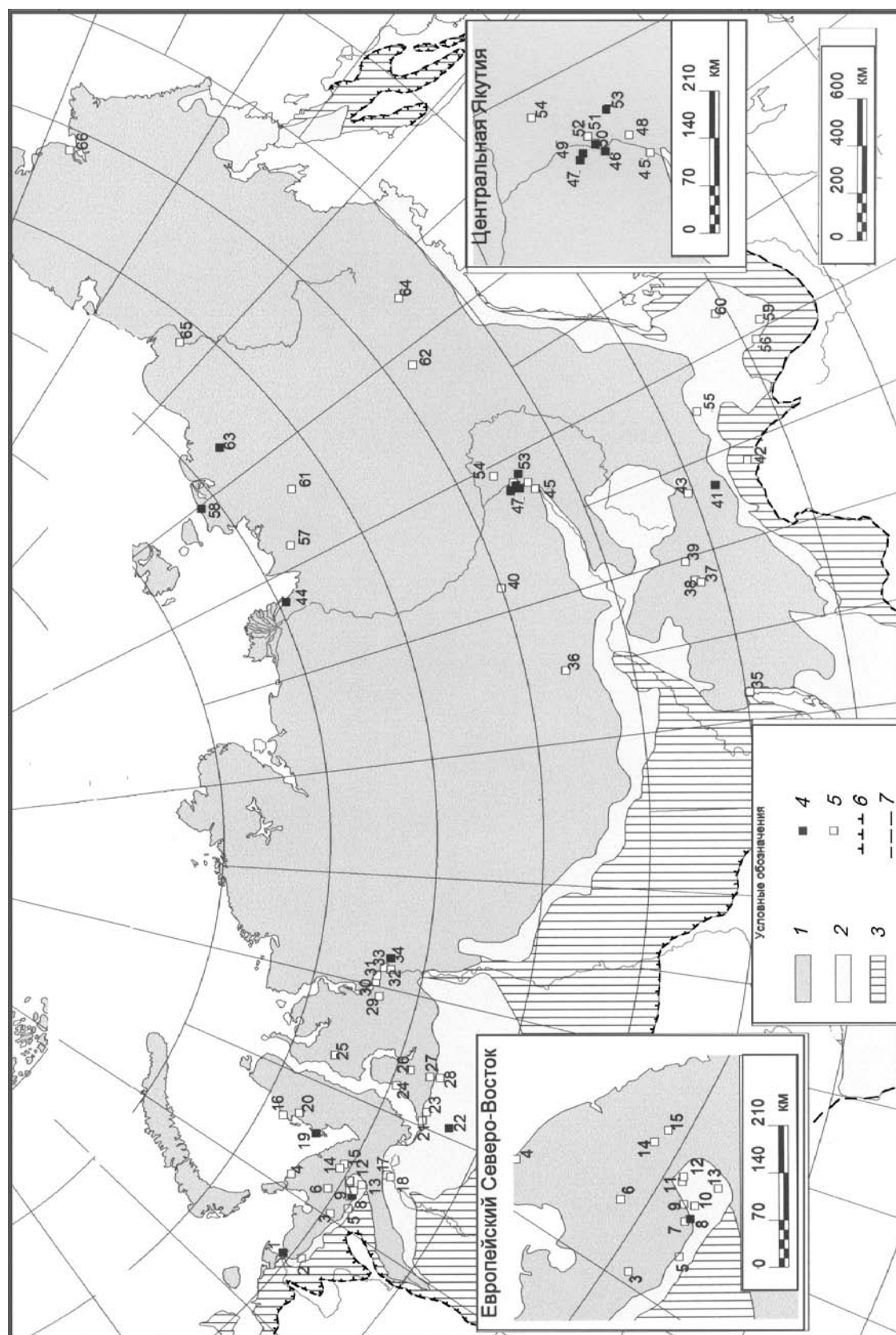


Рис. 8.5. Карта-схема размещения основных объектов (пунктов наблюдений) системы мониторинга криолитозоны на территории России. Распространение многолетнемерзлых пород: 1 — сплошное, 2 — прерывистое, 3 — островное и реликтовое. Объекты стационарных геокриологических наблюдений и их порядковый номер (в соответствии с табл. 8.3): 4 — действующие, 5 — закрытые, 6 — южная граница криолитозоны; 7 — административная граница.

Таблица 8.3. Описание основных объектов мониторинга криолитозоны в России. Объекты, функционирующие в настоящее время, отмечены звездочкой. Виды наблюдений в таблице кодируются цифрами: 1 — за сезонным протаиванием и температурой грунтов; 2 — за криогенными процессами; 3 — за гидрогеологическими процессами, в том числе наледными; 4 — за динамикой растительного покрова; 5 — за нарушенными поверхностными условиями. Номера объектов соответствуют номерам на рис. 8.5

№ объекта п/п	Объект мониторинга	Координаты	Ближайший населенный пункт	Организация, годы наблюдений	Ландшафтная зона	Тип мерзлоты	Вид (код) наблюдений
1	Болванский* стационар	68°18' с. ш.; 54°30' в. д.	Устье р. Печора 100 км к северу, от г. Нарьян-Мар	ВСЕГИНГЕО (1983—1993), ИКЗ (1999— 2009)	Южная тундра	Сплошная	1, 5, 2 (пучение, термокарст, термоабразия)
2	Шапкинский стационар	67°36' с. ш.; 55°10' в. д.	Поселок Лая-Вож, среднее течение р. Шапкино (правый берег)	ВСЕГИНГЕО, ПГО “Архангельск- геология” (1982—1993)	Южная тундра	Прерывистая	1, 5, 2 (пучение, термокарст, солифлюкция)
3	Ватгярский участок	67°44' с. ш.; 60°26' в. д.	Междуречье верховий рек Адздва и Морею	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2000), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1
4	Площадка Амдерма*	69°29' с. ш.; 61°24' в. д.	Поселок Амдерма	“Ленгипроарктика” (1952— 1954), ИКЗ (2000—2009)	Северная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия, солифлюкция), 5
5	Участок Роговой*	67°16' с. ш.; 61°48' в. д.	Верховья р. Большая Роговая (левый берег)	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Островная	1
6	Участок Кортаиха	68°20' с. ш.; 62°27' в. д.	Место слияния рек Хейяха и Намдею	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термокарст, пучение), 3
7	Яровожский полигон*	67°27' с. ш.; 63°07' в. д.	На широте г. Воркута, верховья р. Сеяда	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Островная	1
8	Воркутинский мерзлотно-гидрогеологический полигон*	67°24' с. ш.; 63°12' в. д.	В 35 км к юго-западу от г. Воркута	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1, 2 (пучение, термокарст), 3
9	Участок Западное крыло Воркутинского месторождения угля*	67°35' с. ш.; 63°26' в. д.	В 12 км к западу от г. Воркута	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1, 3

10	Воркутинский стационар	67°27' с. ш.; 63°35' в. д.	Юго-западная окраина г. Воркута	ИНМЕРО, НИИОСП (1952—1965)	Южная тундра	Прерывистая	1, 2 (пучение), 5
11	Участок Поднятие Чернова*	67°42' с. ш.; 64°02' в. д.	В 10 км к северо-западу от г. Воркута	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Сплошная	1
12	Участок Восточное крыло Воркутинского месторождения угля*	67°48' с. ш.; 64°05' в. д.	В 10 км к востоку от г. Воркута	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1, 3
13	Участок Усинское водохранилище	67°18' с. ш.; 64°30' в. д.	В 20 км от г. Воркута	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1, 3
14	Участок с температурными скважинами*	68°20' с. ш.; 64°50' в. д.	Предгорье и низкорельеф Заполярного Урала	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Горная область	Прерывистая	1
15	Участок Лядгей*	68°15' с. ш.; 65°26' в. д.	Правый берег среднего течения р. Кара	ПГО “Полярно-уралгеология” (1970—2009), ЗАО “Миреко”	Южная тундра	Прерывистая	1
16	Стационар Харасавэй	71°06' с. ш.; 65°48' в. д.	В 10 км от Харасавэй	ИМЗ (1978—1980)	Средняя тундра	Сплошная	1, 5
17	Стационар Лабитнанги	66°40' с. ш.; 66°28' в. д.	Близ г. Салехард	ПНИИИС (1967—1992)	Южная тундра	Прерывистая	1, 5
18	Участок Салехард	66°30' с. ш.; 66°30' в. д.	На окраине г. Салехард	“Главтюмен-геология” (1975—1995)	Лесотундра	Прерывистая	1, 3
19	Стационар Марре-Сале*	69°45' с. ш.; 66°50' в. д.	На берегу Карского моря, Западный Ямал	ВСЕГИНГЕО, ИКЗ (1978—2009)	Северная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия), 5
20	Стационар Тюринто, Васькины Дачи*	70°40' с. ш.; 68°00' в. д.	На берегу оз. Тюринто, Западный Ямал	“Главтюмен-геология” (1978—1986, 1987—2009)	Северная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия, солифлюкция, пучение)
21	Стационар Ныда	66°22' с. ш.; 72°36' в. д.	Север Западной Сибири, Ныда	ВСЕГИНГЕО, ГГО (1976—1982)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термокарст) (термоабразия)
22	Стационар Надым*	65°20' с. ш.; 72°55' в. д.	В 30—40 км от г. Надым	ВСЕГИНГЕО, ИКЗ (1972—2009)	Северная тайга	Островная	1, 2 (пучение, термокарст), 4, 5
23	Участок Медвежье	66°20' с. ш.; 73°30' в. д.	Газовое месторождение Медвежье	ВСЕГИНГЕО (1974—1980)	Лесотундра	Прерывистая	1, 2 (пучение), 5

Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота

Продолжение табл. 8.3

24	Ямбургский стационар	67°46' с. ш.; 73°50' в. д.	П-ов Тазовский (побережье Обской губы)	ПНИИС, “Главтюмен-геология” (1974—1991)	Северная тундра	Сплошная	1,3 (пучение), 5
25	Стационар Парисенто	70°20' с. ш.; 75°30' в. д.	П-ов Гыдан, среднее течение р. Юрибей	ВСЕГИНГЕО, (1985—1991)	Северная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия, солифлюкция), 5
26	Участок Хадутге*	67°29' с. ш.; 76°42' в. д.	Уренгойское газовое месторождение	ВСЕГИНГЕО, ИКЗ (1974—2009)	Южная тундра	Сплошная	1, 5
27	Участок Таб-Яха*	66°42' с. ш.; 76°43' в. д.	То же	ВСЕГИНГЕО, ИКЗ (1974—2009)	Северная лесотундра	Сплошная	1, 5
28	Участок УКПГ-5*	66°19' с. ш.; 76°57' в. д.	То же	ВСЕГИНГЕО, ИКЗ (1974—2009)	Южная лесотундра	Прерывистая	1, 5
29	Стационар Геологический	69°28' с. ш.; 82°58' в. д.	Поселок Геологический в юго-восточной части Гыдана	ИМЗ (1974—1976)	Южная тундра	Сплошная	1, 4, 5
30	Стационар Усть-Порт	69°40' с. ш.; 84°27' в. д.	Поселок Усть-Порт, на берегу р. Енисея	МГУ, кафедра криолитологии (1968—1972)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия)
31	Стационар Соленинский	69°42' с. ш.; 85°05' в. д.	Соленинское месторождение	ИМЗ (1973—1975)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термокарст, термоэрозия), 5
32	Стационар Игарка	69°13' с. ш.; 86°06' в. д.	Недалеко от г. Игарка	ИНМЕРО, ИМЗ (1936—1973)	Северная тайга	Островная и сезонная	1, 2 (термоэрозия), 5
33	Стационар Енисейский	69°29' с. ш.; 86°10' в. д.	На берегу р. Енисей, недалеко от г. Дудинки	МГУ, кафедра геокриологии (1968—1972)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия)
34	Полигон Норильск*	69°20' с. ш.; 87°10' в. д.	В окрестности г. Норильск	ВСЕГИНГЕО, ИМЗ, МГУ (1968—2009)	Лесотундра	Сплошная	1, 2, 3 (наледь), 5
35	Стационар Нижне-Ангарский	55°48' с. ш.; 109°26' в. д.	Нижне-Ангарск	ВСЕГИНГЕО, ПГО “Бурят-геология” (1978—1984)	Горная местность	Прерывистая	2 (пучение)
36	Стационар Иерелях	62°30' с. ш.; 114°00' в. д.	Западная Якутия, бассейн р. Малая Ботуобия	ИНМЕРО (1956—1959)	Средняя тайга	Прерывистая	1, 2 (пучение), 5
37	Стационар Чара*	56°46' с. ш.; 118°03' в. д.	Поселок Чара	ВСЕГИНГЕО, ПГО “Читагеология” (1979—1984), ИГЭ (2006—2009)	Горная местность	Прерывистая	1, 2 (пучение, термоэрозия, курумы)

38	Чаро-Ток-кинский	56°58' с. ш.; 118°18' в. д.	п. Чара, долина р. Хабекто	ИМЗ	Горная местность	Прерывистая	3 (наледные процессы)
39	Стационар Ингамакит	57°08' с. ш.; 119°44' в. д.	Северный склон хребта Удокан	ИМЗ (1963—1965)	Горная местность	Массивно-островная	1
40	Стационар Мугур-Тарын	64°00' с. ш.; 122°10' в. д.	Левый берег р. Виллой, в 80 км к северо-востоку от г. Виллойск	ИМЗ (1973—1974)	Средняя тайга	Сплошная	1
41	Участок Тында*	55°08' с. ш.; 124°05' в. д.	На окраине г. Тында	ПГО “Дальгеология”, ЦНИИС (1981—2009)	Хвойные горные леса	Сплошная	1, 2 (курумы), 5
42	Участок Сковородино	53°40' с. ш.; 124°52' в. д.	Сковородино	ВСЕГИНГЕО (1979—1985)	Южная тундра	Прерывистая	1, 2 (курумы, пучение)
43	Стационар Золотинка	56°12' с. ш.; 124°54' в. д.	Становой хребет, северный склон	ИМЗ (1975—1979)	Горная местность	Сплошная	1
44	Стационар Тикси*	71°42' с. ш.; 128°48' в. д.	Тикси	ИМЗ (1991—2009)	Типичная тундра	Сплошная	1
45	Полигон Умайбыт	61°25' с. ш.; 128°50' в. д.	Левый берег р. Лена, в 80 км к юго-западу от г. Якутск	ИМЗ (1981—2003)	Средняя тайга	Сплошная	1, 2 (термокарст, пучение), 4
46	Стационар Чабыда*	61°57' с. ш.; 129°24' в. д.	В 20 км от г. Якутск	ИМЗ (1980—2009)	Средняя тайга	Прерывистая	1, 3
47	Стационар Нелигер*	62°18' с. ш.; 129°29' в. д.	В 20 км к северо-западу от г. Якутск	ИМЗ (1999—2009)	Средняя тайга	Сплошная	1, 4
48	Стационар Улахан-Тарын	61°34' с. ш.; 129°32' в. д.	Центральная Якутия, побережье р. Лена	ИМЗ (1964—1967)	Средняя тайга	Прерывистая	1, 2, 3 (наледы)
49	Стационар Спасская Падь*	62°14' с. ш.; 129°37' в. д.	В 24 км от г. Якутск	ИМЗ (1996—2009)	Средняя тайга	Сплошная	1, 2 (пучение), 4
50	Стационар Якутск*	62°01' с. ш.; 129°43' в. д.	Окраина г. Якутск	ИМЗ (1963—2009)	Средняя тайга	Сплошная	1, 4, 5
51	Стационар Зеленый Луг	62°01' с. ш.; 129°44' в. д.	Окраина г. Якутск, пойма р. Лена	ИМЗ (1976—1979)	Средняя тайга	Прерывистая	1, 5
52	Створ температурных скважин	62°04' с. ш.; 130°00' в. д.	Правобережье р. Лена (на широте г. Якутск)	ИМЗ (1987—2009)	Средняя тайга	Сплошная	1, 2 (термоэрозия)
53	Полигон Юкэчи*	61°45' с. ш.; 130°28' в. д.	Правый берег р. Лена, в 50 км к юго-востоку от г. Якутск	ИМЗ (1987—2009)	Средняя тайга	Сплошная	1, 2 (термоэрозия), 4
54	Стационар Сырдах	62°38' с. ш.; 131°12' в. д.	Правый берег р. Лена, в 60 км к юго-западу от г. Якутск	ИМЗ (1969—1979)	Средняя тайга	Сплошная	1, 2 (термоабразия), 3, 5

Продолжение табл. 8.3

55	Стационар Зейский	54°22' с. ш.; 129°03' в. д.	Берег Зейского водохранилища	ПГО “Даль-геология” (1964—1966)	Горная местность	Прерывистая	1, 3 (наледь)
56	Стационар Этеркан	51°30' с. ш.; 131°32' в. д.	Осевая часть хребта Турана	ИМЗ	Горная местность	Сплошная	1
57	Стационар Кулар	70°35' с. ш.; 134°24' в. д.	Правобережье южной части р. Яна	МГУ (1966—1975), ИМЗ (1966—2009), замеры не постоянные	Северная тундра	Сплошная	1, 2 (курумы), 5
58	Участок Ойогосский Яр*	73° с. ш.; 144° в. д.	В 220 км от п. Чокурдах	ВСЕГИНГЕО (1977), ИМЗ (1993—2009)	Северная тундра	Сплошная	2 (термоабразия)
59	Стационар им. Полины Осипенко		Поселок им. Полины Осипенко	ПГО “Даль-геология” (1981—1988)	Горная местность	Сплошная	2 (пучение)
60	Стационар Ургал	51°03' с. ш.; 132°30' в. д.	Поселок Ургал	ПГО “Даль-геология” (1981—1988)	Горная местность	Островная	1
61	Стационар Депутатский	69°25' с. ш.; 139°34' в. д.	Поселок Депутатский	МГУ, кафедра геоэкологии (1967—1969)	Горная местность	Сплошная	1, 2 (курумы), 5
62	Стационар Сунтар-Хаята	63°05' с. ш.; 142°30' в. д.	Восточная Якутия, хребет Сунтар-Хаята, в 100 км от п. Томтор	ИНМЕРО (1957—1959)	Горная местность	Сплошная	1, 3 (наледные процессы)
63	Участок Чокурдах*	70°37' с. ш.; 147°53' в. д.	Поселок Чокурдах	ВСЕГИНГЕО, ИФХБП (1974—2009)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия)
64	Стационар Колымский*	61°51' с. ш.; 148°39' в. д.	Поселок Кулу, место слияния рек Кулу и Аллах-Юнь	ИМЗ (1998—2009)	Горная местность	Сплошная	1, 3
65	Участок Колымский	68°49' с. ш.; 158°55' в. д.	Низовья Колымы, в 95 км от п. Черский	ИМЗ (1993—1995)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (термоабразия)
66	Участок Анадырь, стационар Дионисий	64°47' с. ш.; 177°17' в. д.	Анадырь	ИНМЕРО, ИМЗ (1935—2009)	Южная тундра	Сплошная	1, 2 (пучение)

Примечание. Аббревиатура названий организаций:

ЗАО — закрытое акционерное общество;

ПГО — Производственное геологическое объединение;

МГУ — Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова;

ИМЗ — Институт криосферы Земли Сибирского отделения Российской академии наук;

ПНИИИС — Проектный научно-исследовательский институт изысканий для строительства;

ВСЕГИНГЕО — Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии;

ИФХБП — Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения;

ИМЗ — Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова;

ИНМЕРО — Институт мерзлотоведения им. В. А. Обручева.

Это основные промышленные районы севера России и регионы исследований таких крупных научных организаций, как “Полярноурал-геология”, ВСЕГИНГЕО, ПНИИИС, Институт мерзлотоведения СО РАН, ИКЗ СО РАН и др. На огромных пространствах криолитозоны с близким залеганием коренных пород или их выходами на поверхность стационарные наблюдения не проводились. Так, Средняя Сибирь осталась белым пятном в отношении изученности режима геокриологических условий. Для зоны тундры получен относительно высокий уровень стационарной изученности криолитозоны в сравнении с другими ландшафтными зонами севера России.

В 1990-е годы большая часть геокриологических стационаров и объектов мониторинга криолитозоны была закрыта (или законсервирована). Но именно в эти годы возрос интерес к продолжению мониторинга криолитозоны в связи с глобальным изменением климата. Соответствующее направление мониторинга начало развиваться, в том числе и на международном уровне.

Все же усилиями ряда организаций и отдельных специалистов к началу XXI в. в России удалось сохранить некоторые объекты геокриологического мониторинга. Среди них — геокриологический полигон в районе Воркуты, геокриологические стационары — м. Болванский на севере европейской части России, Марре-Сале и Васькины Дачи на Западном Ямале, стационар Надымский (на 8-м километре действующего магистрального газопровода Надым — Пунга). Сохранены также участки с повторными температурными наблюдениями в скважинах на площади Уренгойского газового месторождения на севере Западной Сибири, стационары Чабыдинский, Якутский, Юкэчи, полигон Умайбыт и северный участок трассы железной дороги Томмот — Якутск (между станциями Олень и Бестях) в Центральной Якутии (Павлов, 2003, 2008а; Скачков и др., 2007; Малкова, 2010; Москаленко, 2009; Какунов, Сулимова, 2005; Оберман, 2006).

Названные наблюдательные объекты мониторинга криолитозоны характеризуются продолжительными рядами наблюдений (до 35 лет), их наращивание имеет большое научное и практическое значение. В последние годы проведен цикл работ по воссозданию пунктов мониторинга криолитозоны на севере европейской части России (Оберман, Цыганов, 2009), приморских низменностей Якутии (Холодов и др., 2007; 2008), в горах северо-востока России (Михайлов, 2005) и Северного Забайкалья (Сергеев и др., 2007; Станиловская и др., 2007), на Чукотке (Рузанов, 2008).

В настоящее время действующих стационаров осталось около 30 (см. табл. 8.3). Большая часть этих наблюдательных объектов непрерывно функционирует на протяжении 25—35 лет и более, что в ряде случаев оказывается достаточным как для выполнения ретроспективных оценок, так и для построения прогнозов ожидаемых изменений термического состояния криолитозоны.

При ведении мониторинга криолитозоны на стационарах приоритетными являются наблюдения за быстро изменяющимися природными факторами — внешними и внутренними по отношению к геологической среде (Павлов, 2008а). К первой группе величин можно отнести метеорологические (температура воздуха, снежный покров, осадки), гидрологические (уровень воды в водотоках и водоемах, толщина льда) и биотические. Во вторую группу можно включить температуру и влажность грунтов в слое годовых теплооборотов, глубину сезонного промерзания (протаивания), деформации земной поверхности, вытаивание льдов и др. Выбор комплекса изучаемых величин зависит от уровня иерархии наблюдательных объектов (станций) мониторинга и целей исследования. Кроме перечисленных факторов на стационарах изучаются показатели наземных покровов: сроки установления и схода снежного покрова; видовой состав, влажность и плотность растительности; скорость естественного зарастания нарушенной поверхности.

Интеграция разных видов наблюдений

Проводя сопоставительный анализ разных методов наблюдений за термическим состоянием криолитозоны, можно отметить следующее. Очевидно, что методы наблюдений, проводимых на метеорологических станциях, принципиально не могут обеспечить полноту и качество данных о многолетнемерзлых грунтах, получаемых на геокриологических стационарах. Это объясняет некий скептицизм в отношении к ним профессионалов-мерзлотоведов.

Но не следует игнорировать и весьма значимые аргументы в пользу данных метеорологических станций. Во-первых, на станциях, ведущих наблюдения за температурой почв, всегда производится весь комплекс гидрометеорологических наблюдений (температура воздуха, характеристика и динамика снежного покрова и жидких осадков и т. д.), необходимых для расчетов и объяснения закономерностей формирования температурного поля почвогрунтов (слоя сезонного промерзания (оттаивания) и слоя годовых теплооборотов (Кудрявцев, 1954)). Во-вторых, глубины 2,4 м и тем более 3,2 м, как правило, находятся ниже подошвы деятельного слоя и в области сезонной, и в области многолетней мерзлоты. Результаты таких наблюдений всегда востребованы при мерзлотной съемке, особенно при мелкомасштабном картировании, поскольку они уже отражают различия в теплофизических характеристиках грунтов в мерзлом и талом состоянии и возникающую вследствие этого температурную сдвижку на подошве деятельного слоя (Методика..., 1979; Гиличинский, 1986).

Наиболее слабое место наблюдений на стационарах, на площадках мониторинга СТС и в геотермических скважинах — их негосударственный уровень. Они во многом связаны с возможностями того или иного научного учреждения проводить выдержанные по стан-

дартам и срокам круглогодичные наблюдения. Основываясь главным образом на отдельных научных проектах и энтузиазме исследователей, они часто ограничены несколькими десятками лет, поэтому сопоставимых с метеорологическими станциями длинных рядов наблюдений здесь быть не может. Не отрицая погрешностей и недостатков геокриологических данных сети Росгидромета, следует признать, что в настоящее время только она обеспечивает необходимые данные для анализа широкомасштабного отклика термического состояния сезонной и многолетней мерзлоты на изменения климата на огромном пространстве севера Евразии, которые можно использовать для валидации моделей и построения прогнозов.

БАЗЫ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В РОССИИ

В предыдущих разделах рассматривались разные источники информации о состоянии криолитозоны России, которые используются для составления баз геокриологических данных. В настоящее время разработка таких баз данных ведется параллельно в институтах Российской академии наук и в Росгидромете. Первые имеют большей частью геологическую направленность и специализируются на сборе и хранении разного рода данных, включающих литологию, гидрогеологию и термический режим верхних горизонтов криолитозоны, характеристики почвы и растительного покрова. Только в конце XX в. началось широкое внедрение компьютерных технологий в процессы сбора, обработки и хранения геокриологической информации. Значительная часть данных за прошлые годы хранится на бумажных носителях (полевые дневники, рабочие журналы и тетради, публикации, карты).

В конце 1980-х — начале 1990-х годов в России началась реализация крупных государственных и международных программ, связанных с потеплением глобального климата и его геоэкологическими последствиями.

Это потребовало изучения большого числа мерзлотно-геокриологических показателей в едином комплексе и создания автоматизированных геокриологических баз данных (Алексеева, Балобаев, 2002; Дроздов, 2004; Мельников, Минкин, 1998; Павлов, 1996). Характеристика некоторых баз геокриологических данных и общая методология их организации в России описаны в ряде работ (Алексеева, Балобаев, 2002; Мельников, Минкин, 1998; Павлов, 1997б).

В последние несколько лет в отдельных организациях (“Фундаментпроект”, ИМЗ СО РАН, ИКЗ СО РАН, Институт геоэкологии, ВСЕГИНГЕО) активизировались разработки автоматизированных систем сбора данных и локальных баз режимных геокриологических данных. Основная особенность формирования баз данных мониторинга криолитозоны — их преобладающее наполнение элементами быстро изменяющейся во времени информации (температура верхних горизонтов ММП, глубина и влажность СТС, морфометрические характеристики отдельных форм криогенного рельефа и пр.). Медленно изменяющиеся параметры (литологический состав и льдистость ММП, мощность мерзлых толщ, параметры повторно-жильных и пластовых льдов и пр.) там отражены в меньшей степени. В ИКЗ СО РАН приступили к составлению электронной базы данных по криогенным ресурсам. Базы данных, создаваемые усилиями институтов Росгидромета, ориентированы главным образом на описание термического режима верхнего горизонта криолитозоны, изменения которого определяются метеорологическими и климатическими факторами в большей степени, чем его геологическим строением. Данные аккумулируются во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации — Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД, <http://www.meteo.ru>). В контексте изучения криолитозоны из всего перечня метеоданных, обобщаемых

ВНИИГМИ-МЦД, наибольший интерес представляет температура почвы $T_{\text{п}}$.

В криолитозоне почвообразование ограничено глубиной слоя сезонного оттаивания, а многолетнемерзлый водоупор представляет собой материнскую породу (Достовалов, Кудрявцев, 1967). В области же сезонного промерзания грунтов почвообразовательные процессы не выходят за пределы слоя сезонного промерзания: на глубине более 3 м породы, как правило, ими не затронуты (Димо, 1972). С почвенных позиций качество данных наблюдений за $T_{\text{п}}$ на метеорологических станциях более чем достаточно для решения как теоретических, так и прикладных задач. В Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН совместно с ВНИИГМИ-МЦД создана база данных по $T_{\text{п}}$ и $T_{\text{м}}$ (Barry et al., 2001). Она охватывает средние месячные и годовые данные 430 метеорологических станций России и Казахстана с момента начала наблюдений по 2000 г. (частично эти данные представлены на сайте <http://nsidc.org/data/arcss078.html>).

В настоящее время в ВНИИГМИ-МЦД готовится массив суточных данных о температуре почвы на глубине до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации (Шерстюков, 2010). В связи с тем, что период наблюдений на станциях различен, самый ранний в массиве — 1963 г., а заканчивается текущая версия массива в 2008 г.

В рамках международного проекта мониторинга сезонно-талого слоя (CALM) была создана англоязычная база данных о динамике мощности СТС, доступ к которой осуществляется через сайт <http://www.udel.edu/Geography/calm/>. Параллельно в Государственном гидрологическом институте Росгидромета в рамках сотрудничества с CALM был организован независимый доступ к данным по площадкам на территории России через русскоязычный информационный Интернет-портал. Была произведена визуализация данных и построены карты мощности СТС. Данные, относящиеся к

криолитозоне России, стали доступны для потенциальных пользователей через созданный ранее в ГГИ специализированный русскоязычный Интернет-портал <http://www.permafrost.su>. Он содержит результаты измерений мощности СТС в виде карт и подробных графиков. Также приведены ссылки на первоисточники всех данных. В ряде случаев имеются полнотекстовые варианты статей, описывающих методы измерений и результаты. Отметим, что это единственный русскоязычный портал, на котором представлены все данные по российской части криолитозоны, полученные в рамках международного проекта мониторинга СТС.

ВЫЯВЛЕНИЕ ТЕНДОВ СОСТОЯНИЯ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ, СВЯЗАННЫХ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА, СТАТИСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Повышение температуры воздуха оказывает влияние на термическое состояние верхних горизонтов криолитозоны. Отклик многолетней мерзлоты на изменение климата существенно зависит от исходного термического состояния ММП и местного разнообразия ландшафтов.

Наряду с изменениями температуры воздуха характер трендов состояния многолетней мерзлоты во многом определяется изменением снежного покрова, поскольку он является хорошим теплоизолятором. Наибольшие современные термические изменения в верхних горизонтах криолитозоны происходят при одновременном повышении температуры воздуха и высоты снежного покрова. Если тенденции изменения температуры воздуха и толщины снега не однонаправленны, термическое состояние многолетней мерзлоты меняется не столь сильно или же вообще остается неизменным. Влияние других метеорологических факторов, в частности летних осадков,

на тепловое состояние криолитозоны менее выражено. Наибольшая чувствительность мерзлых пород к изменению климата обычно характерна для зоны тундры (Павлов, 1997а, 1997в), где формируется плотный и не очень глубокий (из-за выдувания ветром) снежный покров, который не обладает достаточно хорошими теплозащитными свойствами.

Отклик ММП на изменение климата зависит также от растительного покрова, который сам может изменяться в процессе потепления. Растительность, в особенности низший мохово-лишайниковый слой, является мощным теплоизолятором, свойства которого меняются в течение года. Обусловленное климатом изменение растительного покрова может как усилить, так и смягчить прямое влияние потепления на ММП, а в некоторых случаях даже изменить вектор этих изменений. При увеличении биомассы низших мохово-лишайниковых форм растительности усиливается ее теплоизолирующая функция в теплый период года, что приводит к понижению температуры расположенного под ней грунта. Более детально механизм такого взаимодействия описывается в публикации (Анисимов, Белолуцкая, 2004).

Представляют интерес результаты сравнительного анализа метеорологических данных и данных геокриологических наблюдений на геокриологических стационарах для семи крупных физико-географических регионов севера России: север европейской части России, север Западной Сибири, Средняя Сибирь, Якутия, юг Сибири, Прибайкалье и Забайкалье, северо-восток России. Число объектов наблюдений в каждом из них — от 3 до 10 (табл. 8.4).

Анализ данных наблюдений показал, что разброс в значениях современных локальных трендов среднегодовой температуры воздуха на севере России для разных метеостанций в целом весьма значителен: от 0,015 до 0,085°С/год, а для средних по региону значений (далее — региональных значений) от 0,033 до 0,046°С/год.

Таблица 8.4. Линейные тренды ($\alpha_{\text{в}}$ и $\alpha_{\text{п}}$) среднегодовых значений температуры воздуха и почвы (соответственно $T_{\text{в}}$ и $T_{\text{п}}$) за 1965—2007 гг. на севере России (Павлов, 2008б, с добавлениями автора)

Регион	Число пунктов наблюдений	Тренды $T_{\text{в}}$ и $T_{\text{п}}$, °C/год		$K_{\alpha} = \alpha_{\text{п}}/\alpha_{\text{в}}$
		$\alpha_{\text{в}}$	$\alpha_{\text{п}}$	
Север европейской части России	6	0,033	0,024	0,69
Север Западной Сибири	6	0,044	0,031	0,70
Средняя Сибирь	7	0,045	0,025	0,56
Якутия	10	0,046	0,033	0,72
Юг Сибири	4	0,045	0,022	0,49
Прибайкалье, Забайкалье	3	0,042	0,034	0,81
Северо-восток России	5	0,036	0,024	0,67
Север России в целом	41	0,044	0,030	0,68

Наименьшие коэффициенты регионально-го линейного тренда среднегодовых значений температуры воздуха $\alpha_{\text{в}}$ за 1966—2007 гг. (от 0,033 до 0,036°C/год) характерны для севера европейской части России и равнинных районов северо-востока, а наибольшие (от 0,042 до 0,046°C/год) — для севера Западной Сибири, Средней Сибири, Якутии, Прибайкалья и Забайкалья.

Для названных в табл. 8.4 регионов тренд температуры почвогрунтов $\alpha_{\text{п}}$ был положительным — от 0,022 до 0,034°C/год, — что подтверждает общую концепцию повсеместного проявления современных тенденций деградации криолитозоны. Однако сравнение $\alpha_{\text{в}}$ и $\alpha_{\text{п}}$ показало, что в современных условиях для всей криолитозоны России характерны более низкие значения положительных трендов среднегодовой температуры грунтов по сравнению с трендами температуры воздуха (Павлов, 2008а, 2008б). При этом в ряде регионов Севера (Центральная Якутия, Пур-Надымское междуречье), несмотря на сильное потепление приземного воздуха, термический режим грунтов меняется незначительно, демонстрируя высокую устойчивость криолитозоны.

Представленные выше результаты были получены по данным измерений $T_{\text{п}}$ на геокриологических стационарах. Их можно сравнить с независимыми результатами, полученными путем анализа наблюдений за температурой грунтов на сети метеостанций.

На рис. 8.6 представлено пространственное распределение трендов температуры грунтов на глубине 320 см, рассчитанных за период 1965—2006 гг. по полной сети метеостанций, на которых измеряется $T_{\text{п}}$ (Шерстюков, 2007; Израэль и др., 2008). Анализ трендов показал потепление грунтов на обширной территории. При этом наибольшие положительные тренды (0,2—0,4°C/10 лет) среднегодовой температуры на глубине 320 см обнаружены в центральной и южной частях Сибири.

Район наибольшего потепления грунтов частично совпадает с районом наибольшего повышения температуры воздуха. Некоторые пространственные различия можно объяснить несколькими причинами, в частности изменениями напочвенных покровов снега и растительности, механизм воздействия которых был рассмотрен выше. Так, например, в Центральной Якутии увеличение среднегодовой темпе-

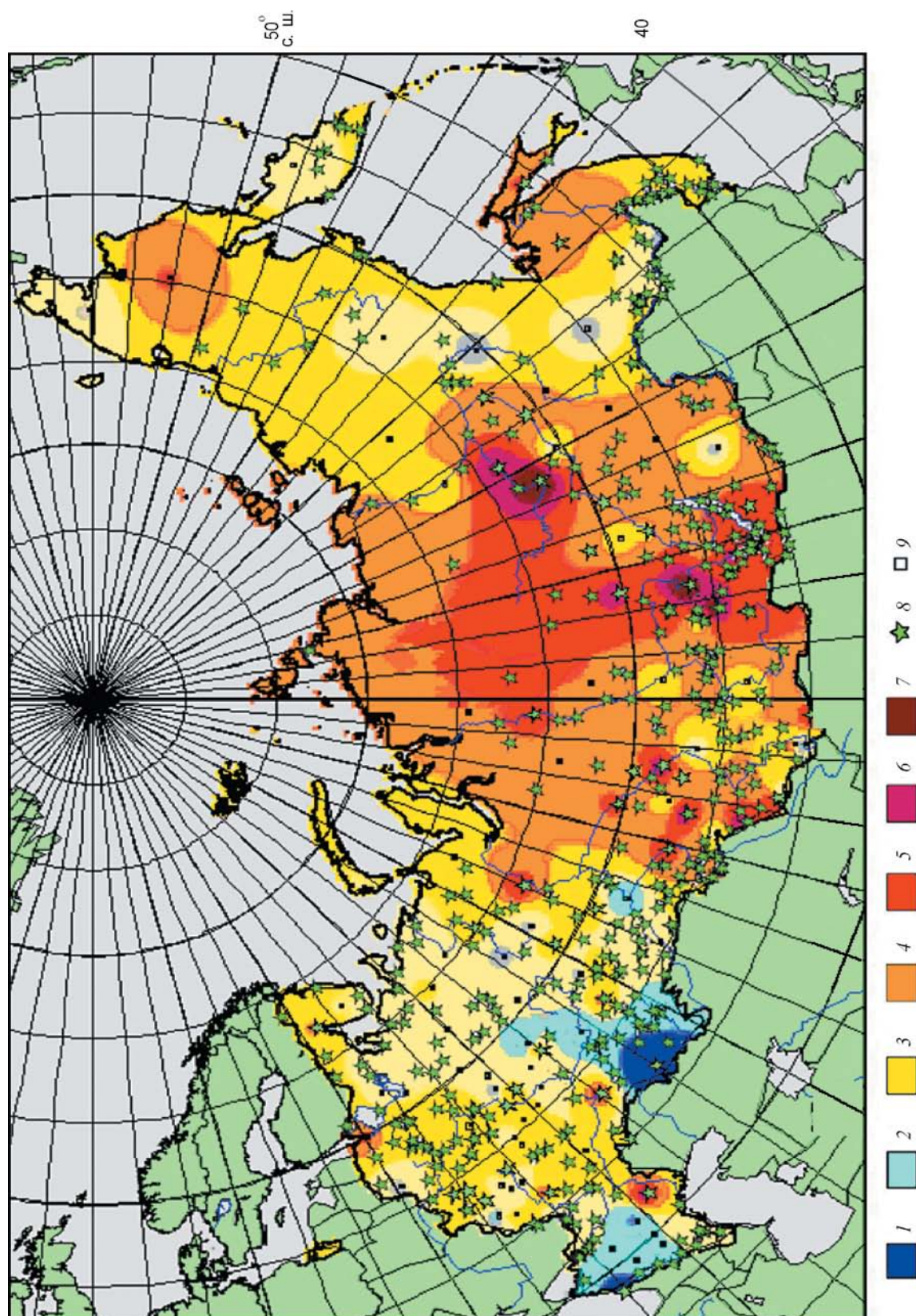


Рис. 8.6. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда α ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) среднегодовой температуры грунта на глубине 320 см в 1965—2006 гг., оцененное по данным сети метеорологических станций (Шерстюков, 2007): 1) $-0,3 \leq \alpha < -0,1$; 2) $-0,1 \leq \alpha < 0$; 3) $0 < \alpha \leq 0,1$; 4) $0,1 < \alpha \leq 0,2$; 5) $0,2 < \alpha \leq 0,3$; 6) $0,3 < \alpha \leq 0,4$; 7) $0,4 < \alpha \leq 0,6$; 8) $0,6 < \alpha \leq 0,8$; 9) $0,8 < \alpha \leq 1,0$ станции с достоверностью тренда $\geq 95\%$; 8) станции с незначимым трендом.

ратуры ММП заметно отстает от увеличения среднегодовой температуры воздуха. Это объясняется тем, что синхронно с потеплением климата в данном регионе в конце XX в. наблюдалось уменьшение высоты снежного покрова и, как следствие, уменьшение обогревающего влияния снега на термическое состояние пород (Скачков и др., 2007).

Следует принимать во внимание, что различия трендов температуры воздуха и ММП обусловлены также и затратами тепла на оттаивание ММП. Этот фактор особенно сильно проявляется в высокотемпературных (с температурой, близкой к 0°C) ММП в островной криолитозоне. Там при современном потеплении происходит постепенное оттаивание пород сверху и уменьшение площадей островов мерзлоты, на что расходуется значительная часть поступающей тепловой энергии.

Вклад изменений температуры воздуха и снежного покрова в наблюдаемые тренды температуры грунтов можно оценить методом статистического анализа. Результаты, приводимые в работе (Шерстюков, 2008), показаны на рис. 8.7. Они свидетельствуют о том, что многолетние изменения среднегодовой температуры грунтов на Восточно-Европейской равнине определяются в большей мере изменениями температуры воздуха (от 20 до 50%), чем изменениями высоты снежного покрова (от 0 до 10%). Обогревающее действие снежного покрова здесь ослаблено. В Сибири, напротив, изменения среднегодовой температуры грунтов определяются в большей мере изменениями высоты снежного покрова (до 50%), чем изменениями температуры воздуха (0—5%).

Тренды температуры воздуха ($\alpha_{\text{тв}}$) и почвогрунтов ($\alpha_{\text{тп}}$) могут существенно варьировать в зависимости от рассматриваемого интервала времени. Более устойчивым показателем современных мерзлотно-климатических изменений является соотношение между этими трендами — безразмерный коэффициент $K_\alpha = \alpha_{\text{тп}}/\alpha_{\text{тв}}$. Этот коэффициент позволяет рассчитывать тренды температуры почвогрунтов ис-

ходя из трендов температуры воздуха, которые лучше изучены. По данным работы (Израэль и др., 2006), значение K_α изменяется для условий севера России от 0,21 (Чита) до 1,6 (Жиганск). В среднем для севера России коэффициент K_α составил, по этим данным Гидрометслужбы, 0,78. Близкие оценки были получены по данным геокриологических стационаров, согласно которым K_α для разных регионов севера изменяется от 0,49 до 0,81; для всего севера России в целом он составил 0,68 (см. табл. 8.4) (Павлов, 2008б).

Коэффициент K_α можно считать одним из критериев чувствительности криолитозоны к изменениям климата. При значениях $K_\alpha \leq 0,50$ отмечается слабая чувствительность криолитозоны, при $0,50 < K_\alpha \leq 0,75$ — умеренная (средняя), а при $K_\alpha > 0,75$ — высокая чувствительность.

Характер пространственных вариаций коэффициента K_α отображает карта чувствительности криолитозоны РФ (рис. 8.8, Павлов, Малкова, 2009). Она наглядно подтверждает, в частности, то, что темпы повышения температуры грунтов заметно отстают от темпов потепления приземного воздуха, только на локальном участке вблизи Туруханска они сравнимы. В ряде регионов коэффициент K_α уменьшается до 0,4 и меньше. Сюда относятся территории Югорского п-ова, юга Западной Сибири, Якутии, Приамурья. Но большую часть территории криолитозоны можно отнести к категории умеренной (средней) чувствительности к изменениям климата.

Наряду с описанным выше упрощенным методом для оценки чувствительности криолитозоны к изменению климата можно использовать математические модели разной сложности, в которых последовательно рассчитываются значения температуры на разных уровнях (в приземном слое воздуха, снеге, растительном покрове, грунте).

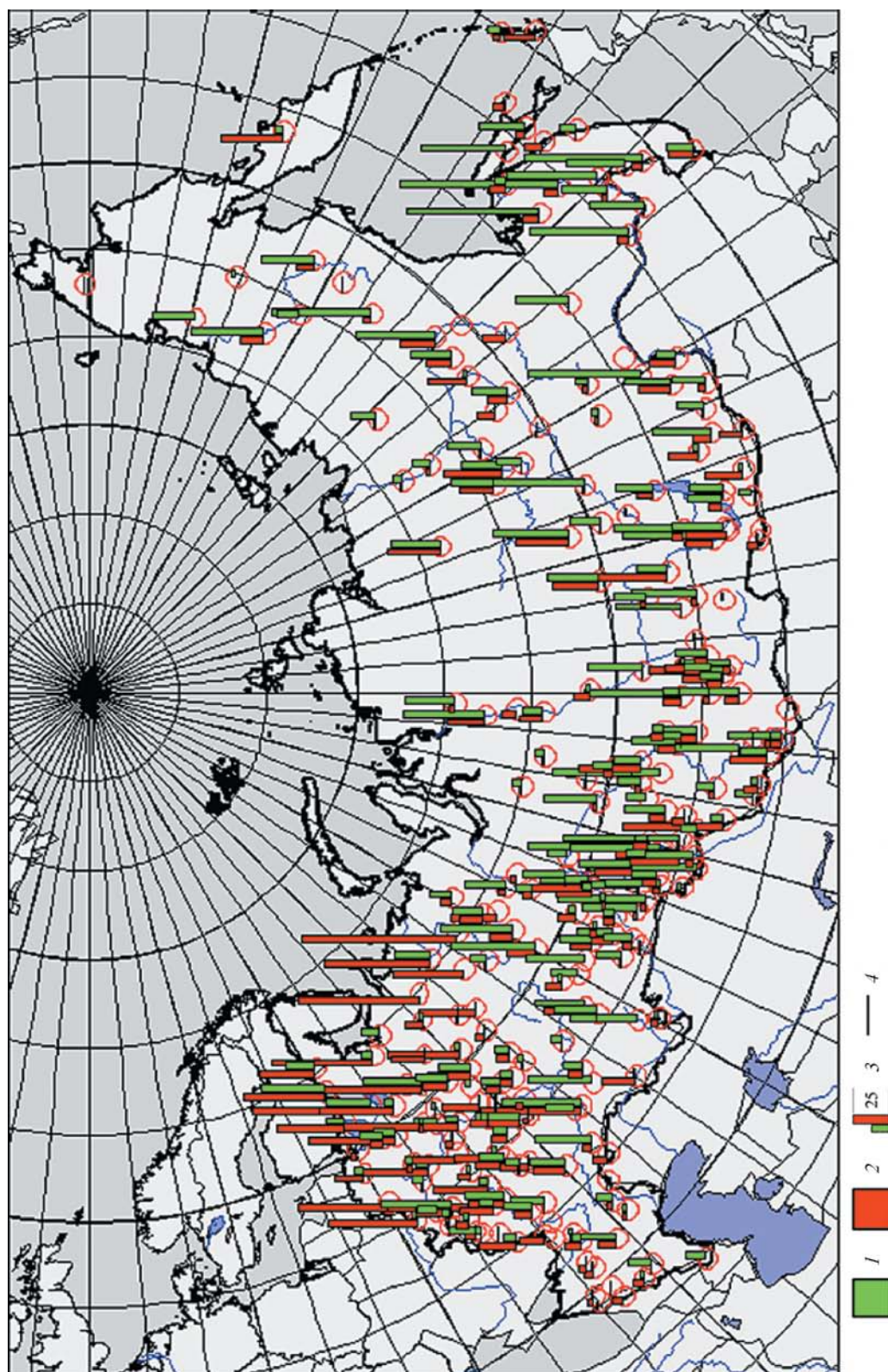


Рис. 8.7. Вклад (%) высоты снежного покрова (1) и среднегодовой температуры воздуха (2) в дисперсию среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 160 см. Указан масштаб 25% вклада исследуемого фактора (3); 4 — граница России.

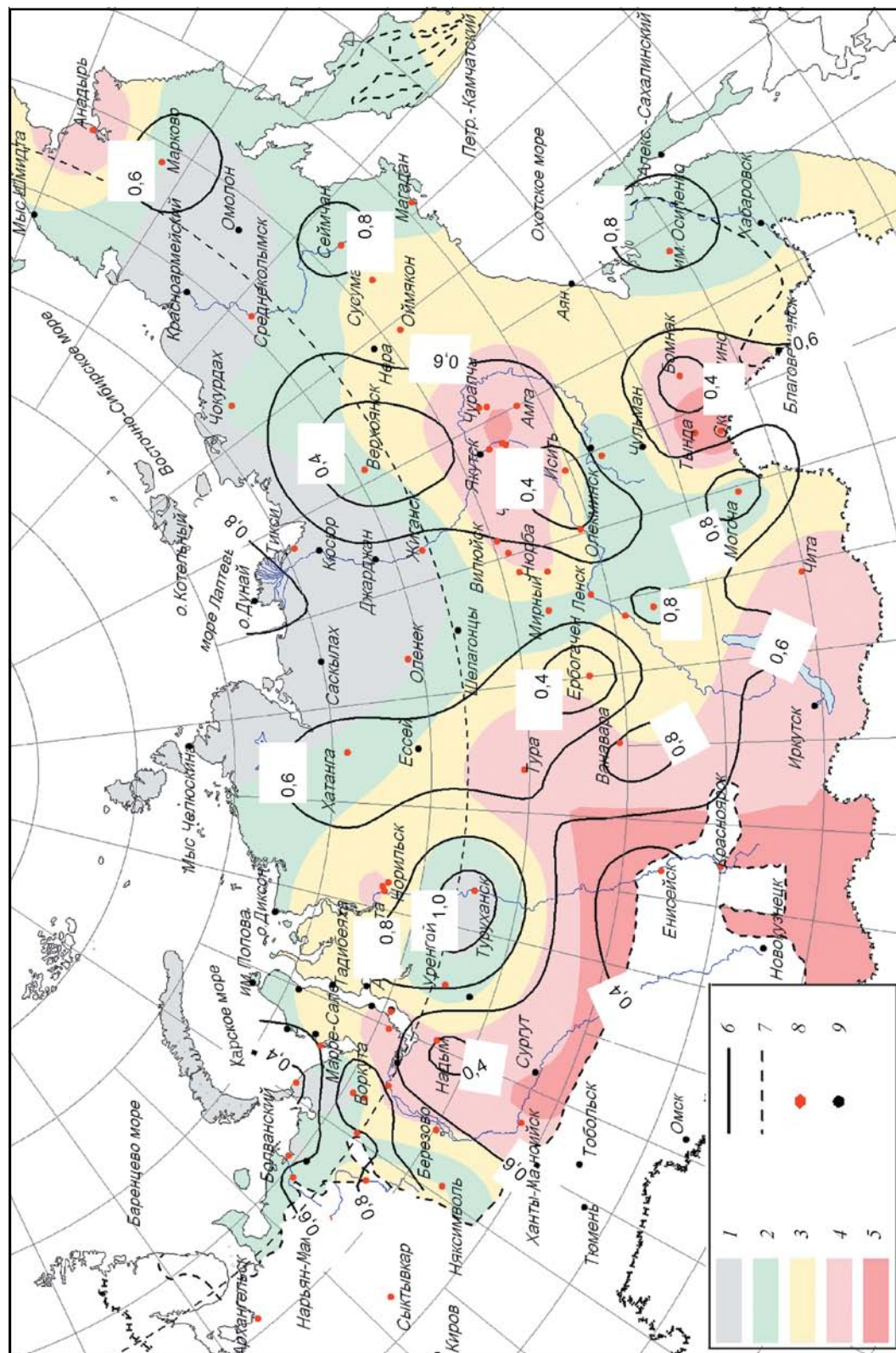


Рис. 8.8. Отношение тренда среднегодовой температуры грунта на глубине нулевого годового теплооборота к тренду среднегодовой температуры приземного воздуха на высоте метеорологических измерений. Тренды среднегодовой температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) за период с 1965 по 2007 г.: 1) $< 0,03$; 2) $0,03 - 0,04$; 3) $0,04 - 0,05$; 4) $0,05 - 0,06$; 5) $> 0,06$; 6) изолинии коэффициента $K_{\text{г}}$ и его значения; 7) южная граница криолитозоны; 8) пункты (метеостанции и стационары), на которых ведется наблюдение за температурой грунта; 9) прочие метеостанции.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МНОГОЛЕТНЮЮ МЕРЗЛОТУ

Расчет промерзания и протаивания грунтов основывается на математической задаче переноса тепла в сплошной среде с фазовыми переходами (Лукьянов, Головкин, 1957; Григорян и др., 1987 и др.). В начале этого раздела будет рассмотрен общий математический формализм этой задачи, основанный на ее классической постановке и методах решения (Павлов и др., 2010), а затем будут приведены несколько конкретных моделей, реализующих ее численное решение с разными упрощениями.

Общий математический формализм задачи Стефана

Классическая фронтовая задача Стефана включает уравнения теплопроводности в талой (Ω_t) и мерзлой (Ω_m) зонах и два граничных условия на подвижной поверхности $\Gamma(t)$ раздела фаз:

$$\rho_m c_m (T_m) \frac{\partial T_m}{\partial t} = \text{div}(\lambda_m (T_m) \nabla T_m), \quad x \in \Omega_m, \quad (8.1)$$

$$\rho_t c_t (T_t) \frac{\partial T_t}{\partial t} = \text{div}(\lambda_t (T_t) \nabla T_t), \quad x \in \Omega_t, \quad (8.2)$$

$$-\rho L V_n = \left[\lambda_t \frac{\partial T_t}{\partial n} - \lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial n} \right], \quad x \in \Gamma(t), \quad (8.3)$$

$$T_t = T_m = T_{кр}, \quad x \in \Gamma(t). \quad (8.4)$$

Здесь T — температура, здесь и далее — в °С, если не оговорено иное; t — время, с; $x = (x_1, x_2, x_3)$ — пространственные координаты; c — удельная теплоемкость, Дж/кг; ρ — плотность, кг/м³; λ — коэффициент теплопроводности, Вт/(м · К); V_n — скорость перемещения поверхности $\Gamma(t)$ в направлении нормали n ; $T_{кр}$ — температура кристаллизации поровой влаги, °С.

На верхней границе исследуемой области задают либо условие 1-го рода (условие Дирихле), т. е. температуру поверхности, либо условие 3-го рода, для которого тепловой поток в грунт определяется конвективным теплообменом между поверхностью пород и воздухом:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = \alpha_{кв} (T_{вз} - T_{пп}). \quad (8.5)$$

Здесь $T_{вз}$ и $T_{пп}$ — соответственно значения температуры воздуха и поверхности почвогрунта, $\alpha_{кв}$ — коэффициент конвективного теплообмена с воздухом, Вт/(м² · К).

На нижней границе чаще всего задают геотермический поток тепла q_∞ , т. е. условие Неймана:

$$-\lambda \frac{\partial T}{\partial n} = q_\infty, \quad x \in \Gamma_\infty. \quad (8.6)$$

В последнее время разрабатываются новые подходы для задания нижнего граничного условия, которые используют аналитическое решение линейного уравнения теплопроводности для глубины, заведомо превышающей область возможных фазовых переходов (Даниэлян, Ткаченко, 2005).

Для решения системы уравнений (8.1)—(8.4) необходимо задавать начальные условия:

$$T(x, 0) = T_0, \quad x \in \Omega. \quad (8.7)$$

Численные методы решения задач Стефана традиционно подразделяются на две группы: модели с явным выделением фронтов (Дарьин, Мажукин, 1987) и модели сквозного счета (Самарский, Вабищевич, 2003). В настоящее время для задач с подвижными границами активно разрабатываются методы сквозного счета, такие как метод фазового поля (Boettinger et al., 2002) и метод линий уровня (Level Set Method) (Chessa et al., 2002).

Обзор классических численных методов решения задач со свободными границами можно найти в работе (Вабищевич, 1987). Математические аспекты задачи Стефана рассматриваются в монографии А. М. Мейрманова (1986).

Достоверность решения задачи Стефана определяется в первую очередь корректным назначением верхних граничных условий. Это подразумевает использование комплекса климатических факторов, которые имеют региональный характер, т. е. практически не зависят от микроклимата конкретного участка. Как было показано в работе (Перлыштейн, 2002), из классического уравнения радиационно-теплого баланса (Будыко, 1956) следует, что плотность потока тепла q , поступающего в грунт, равна:

$$q = \frac{q_0 - \alpha T_{\text{пп}}}{\alpha R_{\text{п}} + 1}, \quad (8.8)$$

$$q_0 = Q_c (1 - A) + I_a - I_0 + \alpha_{\text{кв}} T_{\text{вз}} + \alpha_{\text{и}} (e_{\text{вз}} - e_0), \quad (8.9)$$

$$\alpha = \alpha_{\text{кв}} + \beta \alpha_{\text{и}} + \alpha_{\text{лч}}. \quad (8.10)$$

Здесь $R_{\text{п}}$ — термическое сопротивление наземного покрова (зимой — снега), зависящее от времени; β — коэффициент линейной аппроксимации для зависимости давления насыщающего пара от температуры, Па/К; $\alpha_{\text{лч}}$ — коэффициент в линейной аппроксимации закона излучения Стефана—Больцмана, Вт/(м² · К); Q_c — суммарный нисходящий поток коротковолновой радиации у земной поверхности, Вт/м²; A — альбедо, доли единицы; I_a — поток длинноволнового излучения атмосферы, Вт/м²; I_0 — поток длинноволнового излучения земной поверхности при температуре 0°C, ~288 Вт/м²; $\alpha_{\text{кв}}$ — коэффициент конвективного теплообмена земной поверхности с воздухом, Вт/(м² · К); $\alpha_{\text{и}}$ — коэффициент, характеризующий испарение, Вт/(м² · Па); e_0 и $e_{\text{вз}}$ — соответственно давление насыщающего пара при 0°C и парциальное давление водяного пара в воздухе, Па.

Приведенные выражения основаны на линеаризации составляющих уравнения радиационно-теплого баланса, которые описываются известными физическими законами: охлаждения (Ньютона), испарения (Дальтона) и излучения (Стефана—Больцмана). Для

расчета коэффициента конвективного теплообмена получен ряд эмпирических и полуэмпирических формул, учитывающих как динамическую, так и термическую стратификацию атмосферы (Куртнер, Чудновский, 1969; Павлов, 1979). При скорости ветра больше 1 м/с $\alpha_{\text{кв}}$ мало зависит от $T_{\text{пп}}$, поэтому при определении $\alpha_{\text{кв}}$ можно учитывать только влияние скорости ветра. Коэффициент испарения, согласно соотношению Боуэна, равен:

$$\alpha_{\text{и}} = 1,56 \cdot 10^{-2} \alpha_{\text{кв}}, \text{ К/Па}. \quad (8.11)$$

Как видно из формул (8.8)—(8.10), q_0 и α зависят только от региональных климатических характеристик (Q_c , I_a , $T_{\text{вз}}$, $e_{\text{вз}}$, $\alpha_{\text{кв}}$, $\alpha_{\text{и}}$) и физических констант (A , I_0 , e_0). Все необходимые данные для их расчета определяются на сетевых метеостанциях и содержатся в климатических справочниках. Физический смысл q_0 — суммарный тепловой поток, поступающий из атмосферы на поверхность с температурой 0°C и заданным альбедо. Интегральный коэффициент внешней теплоотдачи α показывает, насколько увеличиваются потери энергии в атмосферу (и, соответственно, уменьшается поток тепла в грунт) при повышении температуры поверхности на 1°C. Таким образом, наряду с термическим сопротивлением $R_{\text{п}}$ наземного покрова (зимой — снега) параметры q_0 и α являются количественными характеристиками, которые выражают результирующее влияние всего комплекса климатических условий региона на температурный режим почвогрунтов.

Помимо назначения верхнего граничного условия, весьма важными следует признать такие методические проблемы, как устойчивость и точность вычислительных алгоритмов, задание начального и нижнего граничного условий при недостатке исходной информации, верификация моделей.

Для оценки изменения состояния криолитозоны на первом этапе достаточно использовать одномерное представление задачи Стефана. Однако в ряде инженерных задач требуется

решение многомерной задачи. Для этого широкое распространение получил энтальпийный метод (Самарский, Моисеенко, 1965), в котором энтальпия $H(T)$ представляется в виде

$$H(T) = \int_0^T c(s) ds + L\Theta(T). \quad (8.12)$$

Здесь c — удельная теплоемкость; L — удельная теплота фазовых переходов; $\Theta(T)$ — функция Хевисайда, $\Theta(T) = \begin{cases} 0, & T \leq 0 \\ 1, & T > 0 \end{cases}$. Система уравнений (8.1)—(8.3) эквивалентна задаче отыскания обобщенного решения для квазилинейного уравнения теплопроводности (Олейник, 1960):

$$\rho(T) \frac{\partial H}{\partial t} = \operatorname{div}(\lambda(T) \nabla T), \quad x \in \Omega. \quad (8.13)$$

При численной реализации фронтовой модели в окрестностях точки фазового перехода используется сглаживание функции Хевисайда, а при моделировании температурного режима дисперсных или засоленных грунтов — кривая незамерзшей воды. Для дискретизации задачи Стефана в энтальпийной постановке (8.13) применяют сеточные и конечно-элементные модели, а также метод контрольных (конечных) объемов. В любом случае для обеспечения необходимой точности должны использоваться достаточно мелкие сетки во всей области, где происходит выделение скрытого тепла.

Характерной особенностью задачи (8.13) является особенность дельта-функции, требующая применения достаточно мелкой сетки. Для вычисления производной $\frac{dH}{dt}$ нужно использовать значения энтальпии в соседних узлах сетки (Сергеев и др., 2005). В силу существенной нелинейности задачи априорных оценок ошибки дискретизации не существует, поэтому необходимо оценивать устойчивость результатов расчетов путем увеличения числа узлов (независимость решения от размеров сетки).

Если имеется достаточное количество повторных измерений температуры на разной глу-

бине, то для калибровки модели применяются методы теории обратных задач (Алифанов, 1988). С их помощью можно восстанавливать, например, кривую незамерзшей воды и коэффициенты теплопроводности пород (Пермяков, 1989; Nicolsky et al., 2007).

При назначении начального условия используются результаты фактических наблюдений в термометрических скважинах. В случае их отсутствия приходится применять искусственные приемы нахождения исходной температуры. В качестве вспомогательного начального момента выбирается достаточно удаленный в прошлое момент времени, для которого, однако, уже имелись ряды метеорологических наблюдений. На их основе производятся повторные вычисления до выхода на периодический установившийся температурный режим. При этом минимальное время обычно составляет от 3 до 5 расчетных лет. Однако следует четко представлять, что начальное условие, полученное таким путем, может давать значительные ошибки, особенно на ранней стадии расчетного периода.

Таким образом, для обеспечения необходимой точности оценки термического режима почвогрунтов наряду с выбором численного метода решения задачи Стефана нужно проанализировать чувствительность модели к ошибкам задания входных данных (краевых, начальных условий, теплофизических свойств).

Упрощенные модели термического режима верхнего слоя ММП

На основе формализма описанной выше задачи Стефана были разработаны и получили широкое распространение упрощенные модели термического режима криолитозоны. Наиболее простые модели являются эмпирико-статистическими. Они связывают в формульном виде температуру и мощность СТС с параметрами климата атмосферы. Более сложные стационарные модели основаны на приближенном решении задачи Стефана. Они

рассматривают последовательные изменения амплитуды годовых колебаний температуры в растительном покрове, в слое снега, в верхнем органическом слое почвы и на глубине сезонного оттаивания.

В России первые шаги по разработке такого рода моделей были сделаны в 1970-х годах на кафедре геокриологии географического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Разработанный в тот период В. А. Кудрявцевым (Кудрявцев и др., 1974) полуэмпирический расчетный метод до сих пор находит широкое применение в решении многих задач, в том числе инженерной геокриологии. Приблизительно в это же время в Канаде была создана первая физически полная динамическая модель тепло- и влагообмена в многолетнемерзлых грунтах (Goodrich, 1982). В последующем динамические модели были разработаны и в России, они рассмотрены в следующем разделе.

Кратко опишем математический формализм базовых вариантов упрощенных моделей многолетней мерзлоты.

Одна из простейших статистических моделей основана на расчете почвенно-мерзлотного индекса F_n (Nelson, Outcalt, 1987):

$$F_n = \frac{\sqrt{\sum T_{nn}^-}}{\sqrt{\sum T_{nn}^-} + \sqrt{\sum T_{nn}^+}}. \quad (8.14)$$

В этой формуле $\sqrt{\sum T_{nn}^-}$ и $\sqrt{\sum T_{nn}^+}$ — суммы абсолютных среднесуточных значений температуры поверхности почвы ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{сут}$) за соответственно холодные и теплые дни календарного года. Их корректный расчет при наличии снежного покрова представляет собой достаточно сложную задачу.

Для решения этой задачи исходя из значения амплитуды годовых колебаний среднесуточной температуры воздуха A_v рассчитывается амплитуда годовых колебаний среднесуточной температуры в слое снега A_n (Анисимов, Белолуцкая, 2003):

$$A_n = A_v \exp\left(-h_{\text{сн}} \sqrt{\frac{\pi}{\alpha_{\text{сн}} P}}\right). \quad (8.15)$$

Здесь $h_{\text{сн}}$ — средняя за зиму высота снежного покрова, м; P — продолжительность календарного года в секундах; $\alpha_{\text{сн}}$ — коэффициент температуропроводности снега ($\text{м}^2/\text{с}$), рассчитываемый через коэффициент теплопроводности $\lambda_{\text{сн}}$, плотность $\rho_{\text{сн}}$ и теплоемкость $c_{\text{сн}}$ по следующей формуле:

$$\alpha_{\text{сн}} = \frac{\lambda_{\text{сн}}}{\rho_{\text{сн}} c_{\text{сн}}}. \quad (8.16)$$

Средняя за зиму высота снежного покрова рассчитывается как взвешенная сумма по месяцам:

$$h_{\text{сн}} = \sin^2 \varphi \frac{1}{k} \left\{ \sum_{i=1}^k \frac{r_i}{\rho_o} (k - (i - 1)) \right\}. \quad (8.17)$$

Здесь k — число месяцев со снегом; r_i — сумма осадков в месяце со снегом с порядковым номером i ; ρ_o — относительная (безразмерная) плотность снега; φ — географическая широта. Тригонометрический множитель дает поправку на уменьшение высоты снега из-за зимних оттепелей, приближающуюся к единице с увеличением широты.

Модель, математическую формулировку которой составляют формулы (8.14)—(8.17), позволяет оценивать термический режим поверхности почвы и прогнозировать распространение вечной мерзлоты, поскольку эмпирически установлено, что изолинии почвенно-мерзлотного индекса 0,50, 0,60 и 0,67 с высокой степенью точности соответствуют границам островной, прерывистой и сплошной криолитозоны (Анисимов, Нельсон, 1990, 1998; Nelson, Outcalt, 1987). На входе модели задаются среднемесячные значения температуры воздуха и осадков для всех месяцев года.

Первые серьезные шаги по развитию стационарной модели, использующей представление об экспоненциальном затухании с глубиной амплитуды периодических колебаний температуры, были сделаны в 1970-х годов на

кафедре геокриологии географического факультета МГУ (Кудрявцев и др., 1974).

Стационарная модель строится следующим образом (см. рис. 8.9). Рассчитываются изменения температурного режима в разных средах. При этом последовательно учитывается влияние снежного покрова, растительности и температурной сдвижки, т. е. разности среднегодовой температуры на поверхности почвы и на максимальной глубине оттаивания, обусловленной различием коэффициентов теплопроводности талого и мерзлого грунтов:

$$T_{\text{пп}} = T_{\text{в}} + \Delta T_{\text{сн}} + \Delta T_{\text{рп}}, \quad (8.18)$$

$$A_{\text{пп}} = A_{\text{в}} - \Delta A_{\text{сн}} - \Delta A_{\text{рп}}.$$

Здесь $T_{\text{пп}}$ и $A_{\text{пп}}$ — соответственно средняя годовая температура на поверхности почвы и амплитуда ее годовых колебаний, $T_{\text{в}}$ и $A_{\text{в}}$ — то же для приземного воздуха, $\Delta T_{\text{сн}}$, $\Delta A_{\text{сн}}$ и $\Delta T_{\text{рп}}$, $\Delta A_{\text{рп}}$ — поправки, учитывающие соответственно влияние снежного покрова и растительности на разность температур почвы и воздуха.

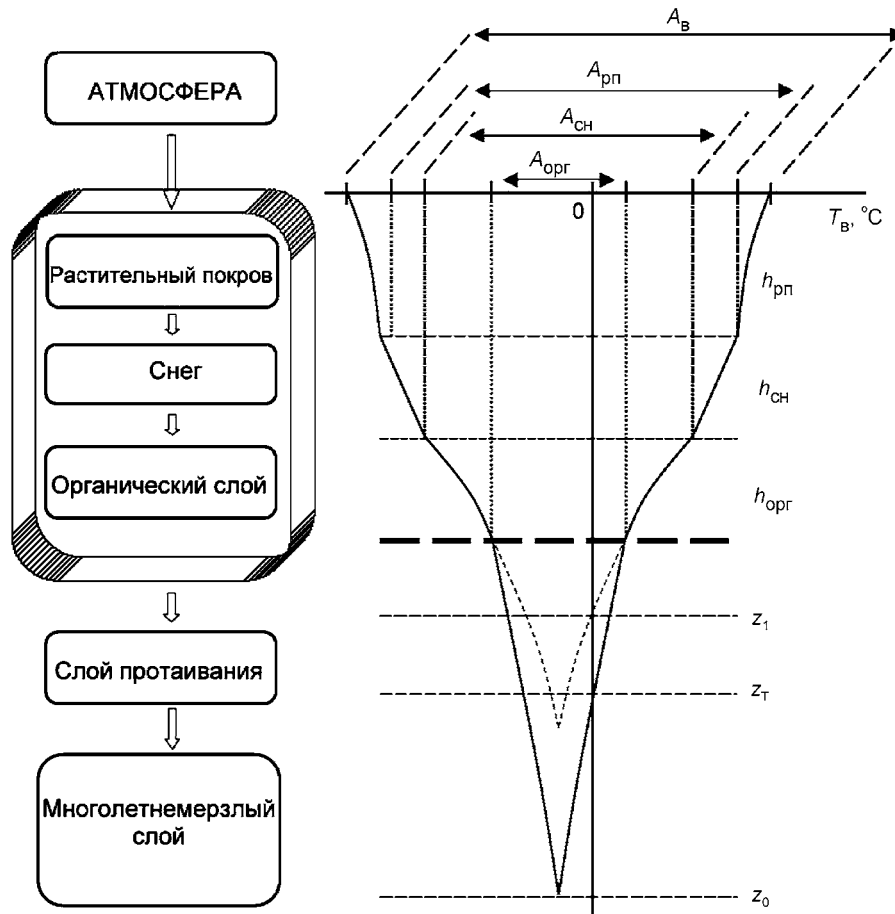


Рис. 8.9. Иллюстрация к расчету с помощью стационарной модели ММП. $A_{\text{в}}$, $A_{\text{рп}}$, $A_{\text{сн}}$, $A_{\text{орг}}$ — соответственно амплитуда годовых колебаний температуры в воздухе, под растительным покровом, под слоем снега и на нижней границе органического слоя; $h_{\text{рп}}$ — высота растительного покрова; $h_{\text{сн}}$ — высота снежного покрова; $h_{\text{орг}}$ — толщина органического слоя почвы; z_1 — расчетная глубина сезонного оттаивания органической почвы; $z_{\text{т}}$ — расчетная глубина сезонного оттаивания многолетнемерзлого грунта с учетом органического слоя; z_0 — глубина проникновения годовых колебаний температуры. Пунктиром показан диапазон годовых изменений температуры в случае однородного грунта, который состоит лишь из органического горизонта.

Поправки, связанные с отепляющим влиянием снежного покрова, рассчитываются по следующим формулам:

$$\Delta A_{\text{сн}} = A_{\text{в}} \left(1 - \exp \left(-h_{\text{сн}} \left(\frac{\pi c_{\text{сн}} \rho_{\text{сн}}}{P \lambda_{\text{сн}}} \right)^{1/2} \right) \right),$$

$$\Delta T_{\text{сн}} = A_{\text{в}} \left(1 - \exp \left(-h_{\text{сн}} \left(\frac{\pi c_{\text{сн}} \rho_{\text{сн}}}{P \lambda_{\text{сн}}} \right)^{1/2} \right) \right). \quad (8.19)$$

В этих соотношениях $h_{\text{сн}}$ — средняя за зиму высота снежного покрова; $c_{\text{сн}}$, $\rho_{\text{сн}}$ и $\lambda_{\text{сн}}$ — теплоемкость, плотность и коэффициент теплопроводности снега; P — продолжительность календарного года в секундах. Так же, как и в статистической модели, средняя высота снежного покрова рассчитывается через зимние осадки по формуле (8.17).

Для вычисления поправок $\Delta A_{\text{рп}}$ и $\Delta T_{\text{рп}}$, связанных с влиянием растительного покрова на температуру почвогрунта, были использованы следующие соотношения:

$$\Delta A_{\text{рп}} = \frac{\Delta A_1 \tau_1 - \Delta A_2 \tau_2}{P},$$

$$\Delta T_{\text{рп}} = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{P} \cdot \frac{2}{\pi}. \quad (8.20)$$

Поправки ΔA_1 и ΔA_2 определяются следующими выражениями:

$$\Delta A_1 = (A_{\text{рп}} - T_{\text{рп}}) \left(1 - \exp \left(-h_{\text{рп}} \left(\frac{\pi}{K_{\text{рп}}^- \cdot 2\tau_1} \right)^{1/2} \right) \right),$$

$$\Delta A_2 = (A_{\text{рп}} + T_{\text{рп}}) \left(1 - \exp \left(-h_{\text{рп}} \left(\frac{\pi}{K_{\text{рп}}^+ \cdot 2\tau_2} \right)^{1/2} \right) \right). \quad (8.21)$$

В этих формулах P , τ_1 и τ_2 — продолжительность года, а также его холодного и теплого периодов; $h_{\text{рп}}$ — высота растительного покрова; $K_{\text{рп}}^-$ и $K_{\text{рп}}^+$ — соответственно коэффициенты температуропроводности растительности в холодный и теплый периоды года, а $T_{\text{рп}}$ и $A_{\text{рп}}$ — соответственно средняя годовая температура и ее амплитуда на верхней границе

растительного покрова, определяемые соотношениями:

$$T_{\text{рп}} = T_{\text{в}} + \Delta T_{\text{сн}},$$

$$A_{\text{рп}} = A_{\text{в}} - \Delta A_{\text{сн}}. \quad (8.22)$$

Температура ММП на подошве СТС (на нижней границе сезонно-талого слоя) $T_{\text{м}}$ отличается от температуры поверхности почвы вследствие температурной сдвижки, возникающей из-за различия теплопроводности грунта в талом и мерзлом состоянии. Мерзлый грунт проводит тепло лучше, чем талый, поэтому даже при равной продолжительности холодного и теплого периодов теплопотери зимой будут больше, чем поступление тепла летом. Для расчета $T_{\text{м}}$ с учетом этого эффекта используется полуэмпирическое уравнение:

$$T_{\text{м}} = \frac{0,5T_{\text{п}}(\lambda_{\text{м}} + \lambda_{\text{т}}) + A_{\text{п}} \frac{\lambda_{\text{т}} - \lambda_{\text{м}}}{\pi} \left(\frac{T_{\text{п}}}{A_{\text{п}}} \arcsin \frac{T_{\text{п}}}{A_{\text{п}}} + \left(1 - \frac{T_{\text{п}}^2}{A_{\text{п}}^2} \right)^{1/2} \right)}{\lambda^*}. \quad (8.23)$$

В этой формуле $\lambda_{\text{т}}$ и $\lambda_{\text{м}}$ — коэффициенты теплопроводности талой и мерзлой почвы, а $\lambda^* = \lambda_{\text{м}}$, если числитель меньше нуля, и $\lambda^* = \lambda_{\text{т}}$, если числитель больше нуля.

И, наконец, глубина сезонного оттаивания $z_{\text{т}}$ рассчитывалась с использованием уравнения, предложенного В. А. Кудрявцевым (1974):

$$z_{\text{т}} = \frac{2(A_{\text{п}} - T_{\text{м}}) \left(\frac{\lambda P c}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_{\text{м}} c + Q_{\Phi}} + \frac{(2A_{\text{м}} c z_{\text{м}} + Q_{\Phi} z_{\text{т}}) Q_{\Phi} \left(\frac{\lambda P}{\pi c} \right)^{1/2}}{2A_{\text{м}} c z_{\text{м}} + Q_{\Phi} z_{\text{т}} + (2A_{\text{м}} c + Q_{\Phi}) \left(\frac{\lambda P}{\pi c} \right)^{1/2}}. \quad (8.24)$$

В этой формуле c — удельная теплоемкость грунта, Q_{Φ} — теплота фазовых переходов воды в единице объема почвы, а $A_{\text{м}}$ и $z_{\text{м}}$ определяются следующими уравнениями:

$$A_m = \frac{A_n - T_m}{\ln \left(\frac{A_n + \frac{Q_\phi}{2c}}{T_m + \frac{Q_\phi}{2c}} \right)} - \frac{Q_\phi}{2c}, \quad (8.25)$$

$$z_m = \frac{2(A_n - T_m) \left(\frac{\lambda P c}{\pi} \right)^{1/2}}{2A_m c + Q_\phi}. \quad (8.26)$$

Соотношения (8.18)—(8.26) позволяют рассчитать температуру и глубину сезонного протаивания многолетней мерзлоты. В качестве входных климатических данных используются среднемесячные поля температуры приземного воздуха и осадков, заданные в узлах регулярной сетки $0,5^\circ$ по широте и долготе. В случае если расчет проводится для условий будущего климата, к современным средним месячным нормам прибавляются их ожидаемые приращения, определяемые сценарием изменения климата.

Физически полные динамические модели гидротермического режима криолитозоны

В 1990-х годах в моделировании многолетней мерзлоты возникло новое направление, основной задачей которого стала разработка оптимальных по уровню сложности расчетных схем, пригодных для использования в гидродинамических моделях климата. Основное внимание было уделено описанию воздействия изменения климата на состояние многолетней мерзлоты. При этом многие важные геокриологические процессы не учитывались, равно как и влияние неклиматических факторов (например, ландшафтных, гидрологических). В рамках этих исследований были разработаны модели и методы расчетов пространственно-распределенных объектов криолитозоны, при помощи которых, несмотря на указанные выше существенные упрощения, было получено реалистичное общее представление о воздействии меняющегося климата на крио-

литозону в континентальном и циркумполярном масштабах, построены прогностические карты. Такие модели разной сложности были разработаны в Государственном гидрологическом институте Росгидромета (Анисимов, Нельсон, 1998; Анисимов и др., 1999) и в Главной геофизической обсерватории (Малевский-Малевиц и др., 2000, 2005), а впоследствии в РАН в Институте вычислительной математики (Дымников и др., 2005) и в Институте физики атмосферы (Аржанов и др., 2007). Аналогичные исследования проводились в США, прежде всего в Университете Фэрбенкса, Аляска (Sazonova, Romanovsky, 2003) и в Университете Колорадо (Lawrence, Slater, 2005; Zhang et al., 2005).

Все эти модели различаются, главным образом, методом численного решения уравнения теплопроводности; в остальном они имеют схожую структуру. Ниже приводится математический формализм динамической модели в ее базовом варианте, опубликованном в работе (Анисимов, Белолуцкая, 2004).

Основу модели составляют два блока, обеспечивающие совместное решение уравнения теплового баланса подстилающей поверхности, уравнения переноса тепла в слое снега и почве и уравнения баланса влаги. В первом блоке, который можно назвать гидрометеорологическим, на каждом временном шаге рассчитывается равновесная температура подстилающей поверхности, под которой понимается поверхность снега или же — при его отсутствии — поверхность почвы. В этом блоке также рассчитывается текущее значение влажности почвы, которое затем используется для уточнения значений ее основных теплофизических характеристик по полуэмпирическим соотношениям, предложенным А. В. Павловым (1979).

Во втором блоке решается задача переноса тепла в многослойной среде с меняющимися по глубине теплофизическими параметрами и подвижными фазовыми фронтами. В общем случае это среда, состоящая из снежно-

го покрова, растительности, органического слоя и двух слоев мерзлой почвы (почвогрунта), между которыми расположен протаявший слой. В этом блоке на каждом временном шаге рассчитываются вертикальный профиль температуры и глубина фронтов фазовых переходов или, иными словами, глубина протаивания или промерзания и мощность талого слоя, если он образовался в предшествующие годы. Основу гидрометеорологического блока составляют уравнения теплового и водного балансов.

Уравнение теплового баланса, в результате решения которого рассчитывается температура подстилающей поверхности T_d , имеет следующий вид:

$$Q(1 - \alpha) - E_{\text{эф}}(T_d) - P_t(T_d) - B(T_d) - LE(T_d) = 0. \quad (8.27)$$

В этом уравнении Q — приходящая солнечная радиация, α — альбедо, $E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение подстилающей поверхности, P_t — турбулентный поток тепла, B — поток тепла в почву, LE — затраты тепла на испарение. Не следует отождествлять подстилающую поверхность с поверхностью почвы, поскольку в первом случае подразумевается поверхность снега или растительного покрова. В некоторых работах ее называют дневной поверхностью, что отражено в выборе индекса T_d .

Для расчета эффективного излучения подстилающей поверхности в модели использовалась полуэмпирическая формула:

$$E_{\text{эф}}(T_d) = E_{\text{эф}}^0(T_d)(1 - 0,79n) + 4\delta\sigma T^3(T_d - T_v). \quad (8.28)$$

В этом выражении n — балл облачности (в долях единицы), δ — излучательная способность подстилающей поверхности (принимается равной 0,95), σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная $5,67 \cdot 10^{-8}$ Вт/(м² · К⁴), T_v — температура приземного воздуха, $E_{\text{эф}}^0(T_d)$ — эффективное излучение земной поверхности при безоблачном небе:

$$E_{\text{эф}}^0(T_d) = \delta\sigma T_d^4(0,39 - 0,058e^{1/2}), \quad (8.29)$$

где e — парциальное давление водяного пара, гПа. Соотношения (8.28) и (8.29) выведены эмпирическим путем, и их вид может несколько варьировать (Будыко, 1974; Brutsaert, 1982). Важно лишь, чтобы они учитывали имеющуюся зависимость эффективного излучения от влажности воздуха и облачности и удовлетворительно соответствовали данным измерений.

Турбулентный поток рассчитывается при помощи полуэмпирических формул, основанных на представлении о том, что турбулентный перенос пропорционален градиенту температуры в приземном слое, скорости ветра у поверхности и обратно пропорционален ее шероховатости:

$$P_t(T_d) = \rho_v c_v v D_t (T_d - T_v). \quad (8.30)$$

В этой формуле ρ_v и c_v — соответственно плотность, кг/м³, и удельная теплоемкость воздуха, Дж/(кг · °С), v — скорость ветра, м/с, а D_t — безразмерный коэффициент, который для типичных условий заснеженной равнинной местности принимается равным 0,0015 (Stull, 1988). М. И. Будыко предложил объединить коэффициент D_t со скоростью ветра в один параметр — коэффициент внешней диффузии D_v . Его значение к северу от 60-й параллели можно считать равным 0,0063 м/с (Будыко, 1974). Такой обобщенный коэффициент используется при расчетах в тех случаях, когда отсутствуют данные о скорости ветра.

Поток тепла в грунт $B(T_d)$ рассчитывается через градиент температуры в верхнем слое грунта. Градиент определяется в процессе итерационного совместного решения уравнения теплового баланса и переноса тепла в грунте:

$$B = \lambda \frac{dT}{dz}. \quad (8.31)$$

Здесь B , T и z — соответственно поток тепла в грунт, его температура и глубина под поверхностью грунта, а λ — коэффициент теплопроводности верхнего слоя грунта. В данном случае в обозначении температуры грунта отсутствует какой-либо индекс, поскольку, в отличие от температуры подстилающей по-

верхности, привязанной к определенному вертикальному уровню, она является переменной величиной, меняющейся с глубиной.

Затраты тепла на испарение рассчитываются исходя из предположения о том, что испарение E равно испаряемости E_0 (т. е. испарению с открытой водной поверхности), если влажность почвы превышает некоторую критическую величину w_k , и пропорционально влажности почвы в ином случае:

$$\begin{aligned} E &= E_0, \text{ если } w > w_k; \\ E &= E_0 w/w_k, \text{ если } w \leq w_k. \end{aligned} \quad (8.32)$$

Для почвы в области распространения многолетней мерзлоты величина критической влажности w_k принята равной 200 мм/м (Будыко, 1974).

Испаряемость E_0 рассчитывается по следующей формуле:

$$E_0 = \rho_v \nu D_T (e_0 - e), \quad (8.33)$$

где e_0 — парциальное давление водяного пара при насыщении, определяемое формулой Магнуса:

$$e_0 = 6,11 \exp((17,57T_d)/(241,9 + T_d)). \quad (8.34)$$

В момент времени t влажность почвы в верхнем протаявшем слое толщиной z_t на каждом временном шаге рассчитывается из уравнения баланса влаги. Оно имеет следующий вид:

$$z_t \frac{dw}{dt} = R - E - f. \quad (8.35)$$

Это уравнение отражает равенство изменения содержания воды в протаявшем слое грунта разности между суммой осадков R и суммы испарения и стока ($E + f$). Заметим, что в данном случае содержание жидкой влаги и льда в грунте трактуется как единое понятие, т. е. переход влаги из мерзлого состояния в талое и наоборот не изменяет общего влагосодержания при условии, что нет дополнительного стока или поступления влаги.

Для замыкания последнего уравнения используется эмпирическое соотношение, связывающее осадки со стоком:

$$\begin{aligned} f &= R \frac{w}{w_k} \sqrt{m^2 \left[1 - \left(1 - \frac{E_0}{R} \right)^2 \right] + \left(1 - \frac{E_0}{R} \right)^2}, \\ &\text{если } R > E_0; \\ f &= mRw/w_k, \text{ если } R \leq E_0. \end{aligned} \quad (8.36)$$

В этих уравнениях m — эмпирический множитель, значение которого для высоких широт можно принять равным 0,2. Соотношения (8.31)—(8.36) были впервые введены М. И. Будыко для расчета испарения в естественных условиях (Будыко, 1974).

Уравнения (8.27)—(8.35) составляют математическую основу метеорологического блока динамической модели. В результате их решения рассчитываются температура подстилающей поверхности T_d , которая является граничным условием для уравнения теплопроводности, и влажность грунта w , с использованием которой рассчитываются его теплофизические свойства, корректируемые на каждом временном шаге при расчете.

Математическую основу второго блока модели составляет уравнение теплопроводности, одномерный вариант которого имеет следующий вид:

$$\rho c \frac{dT}{dt} = \frac{d}{dz} \left(\lambda \frac{dT}{dz} \right). \quad (8.37)$$

Общий вид этого уравнения и входящие в него переменные были подробно рассмотрены ранее в этой главе. В данной модели граничными условиями для уравнения теплопроводности являются равенство нулю температуры на нижней границе (в грунте) многолетней мерзлоты и рассчитываемая в метеорологическом блоке температура подстилающей поверхности. В начальный момент времени задается также профиль температуры грунта.

При решении уравнения теплопроводности учитывается наличие в почве мерзлых и талых слоев и фазовых границ между ними, изменение глубины которых описывается следующим уравнением (аналог системы (8.1)—(8.4)):

$$\frac{dz_j}{dt} = (-1)^{j+1} \frac{1}{wL} \left(\lambda_{\tau} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j+0} - \lambda_{\text{м}} \frac{dT}{dz} \Big|_{z=z_j-0} \right). \quad (8.38)$$

В этом уравнении z_j — положение границы раздела фаз с номером j ; λ_{τ} и $\lambda_{\text{м}}$ — коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунта; w и L — соответственно влажность грунта и удельная теплота фазовых переходов. Уравнение отражает тот факт, что скорость движения границы раздела фаз пропорциональна разности потоков тепла в талом и мерзлом слое и обратно пропорциональна затрачиваемому теплу фазового перехода.

Динамически связанное моделирование разных процессов в криолитозоне

Следующим этапом разработки динамической модели криолитозоны является физически полный учет всех основных протекающих в ней процессов. К ним, помимо теплопереноса, относятся морозная миграция влаги, солеперенос, перенос парниковых газов (метана и диоксида углерода), а также детальное моделирование процессов формирования и таяния снежного покрова. В данном разделе рассмотрен комплекс подмоделей, объединенных общим подходом к описанию этих перечисленных процессов.

Для совместного описания процессов вертикального тепломассопереноса в мерзлых почвах используется система уравнений тепловлагопереноса в мерзлых почвах, дополненная уравнением солепереноса (Калюжный и др.; 1988, Лавров, Калюжный, 2005):

$$c_{\text{эф}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_{\text{в}} L \frac{\partial W}{\partial t} \vartheta - \rho_{\text{в}} L \frac{\partial W_{\text{нз}}}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial t} \vartheta, \quad (8.39)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right), \quad (8.40)$$

$$\frac{\partial (W_{\text{нз}} S)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_c \frac{\partial S}{\partial z} \right) + \frac{\partial (VS)}{\partial z}, \quad (8.41)$$

$$c = \rho_{\text{в}} c_{\text{в}} + \rho_{\text{л}} c_{\text{л}} + \rho_{\text{п}} c_{\text{п}} (1 - P), \quad (8.42)$$

$$c_{\text{эф}} = c + \rho_{\text{в}} L \frac{\partial W_{\text{нз}}(T)}{\partial T} \vartheta, \quad (8.43)$$

$$\vartheta = \begin{cases} 0 & \text{при } T \geq 0, \\ 0 & \text{при } T < 0 \text{ и } W \leq W_{\text{нз}}(T), \\ 1 & \text{при } T < 0 \text{ и } W > W_{\text{нз}}(T). \end{cases} \quad (8.44)$$

Здесь L — теплота фазового превращения вода — лед; T — температура почвы; W , $W_{\text{нз}}$ — общее влагосодержание и содержание незамерзшей влаги в почве; ψ — капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги; K , λ — коэффициенты влагопроводности и теплопроводности почв; c — удельная теплоемкость почвы; $c_{\text{в}}$, $c_{\text{л}}$, $c_{\text{п}}$ — соответственно удельная теплоемкость воды, льда и скелета почвы; $\rho_{\text{в}}$, $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{п}}$ — соответственно их плотности; S — концентрация раствора; D_c — эффективный коэффициент диффузии соли в почве; $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды; V — конвективный поток влаги в почве. Из уравнения (8.39) следует, что увеличение влажности в мерзлой зоне при наличии процесса миграции влаги приводит к повышению температуры, а увеличение концентрации порового раствора, наоборот, к понижению температуры почвы. Изменения влажности и концентрации рассчитываются по уравнениям (8.40) и (8.41). Таким образом, для описания процессов тепло-, влаго- и солепереноса в засоленных мерзлых почвах необходимо совместное решение системы трех дифференциальных уравнений (8.39)—(8.41).

Для проведения расчетов по уравнениям (8.39)—(8.44) необходимо определить ряд водно- и теплофизических свойств почв. Основные из этих свойств описываются параметрами ψ , K , λ , $W_{\text{нз}}$. Термодинамический потенциал почвенной влаги ψ является основной гидрофизической характеристикой, так как другие свойства почв могут быть определены посредством данной характеристики. В данном

случае термодинамический потенциал складывается из трех компонентов: $\psi_{\text{кк}}$ — капиллярно-сорбционный потенциал, $\psi_{\text{ос}}$ — осмотический потенциал, $\psi_{\text{г}}$ — гравитационный потенциал.

Для определения капиллярно-сорбционного потенциала можно воспользоваться формулами для незасоленных почв (Лавров, 1986а; Лавров и др., 1986; Лавров, 1986б).

$$\psi = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W_{\text{нз}}} \right)^{\gamma}, \quad (8.45)$$

$$K = K_0 \left(\frac{W}{P} \right)^{2\gamma+2,5}. \quad (8.46)$$

Здесь $\gamma = \ln(\psi_3 / \psi_2) / \ln(W_2 / W_3)$; W_2 — влажность соответствует потенциалу $\psi_2 = -1500$ Дж/кг; W_3 — влажность соответствует потенциалу $\psi_3 = -5000$ Дж/кг; P — пористость.

Осмотическая составляющая термодинамического потенциала определяется в соответствии с законом Вант-Гоффа для слабых растворов:

$$\psi_{\text{ос}} = \frac{S}{M_p} R (T + 273), \quad (8.47)$$

где M_p — молекулярный вес растворенного вещества; R — газовая постоянная, а S — молярная концентрация соли в растворе.

С термодинамическим потенциалом тесно связана еще одна из основных характеристик мерзлых грунтов, а именно зависимость содержания незамерзшей влаги от температуры и концентрации порового раствора. Основываясь на законе Клаузиуса — Клапейрона, термодинамический потенциал мерзлой почвы можно определить как

$$L \frac{T}{T_{\text{абс}}} = \psi_2 \left(\frac{W_2}{W_{\text{нз}}} \right)^{\gamma} + \frac{S_0 W}{W_{\text{нз}} M_p} R T_{\text{абс}}, \quad (8.48)$$

где S_0 — исходная молярная концентрация раствора.

Коэффициент теплопроводности можно рассчитать с помощью следующей формулы, связывающей λ (Вт/(м·град)) с плотностью

$\rho_{\text{п}}$ (г/см³), содержанием общей W и незамерзшей $W_{\text{нз}}$ влаги, а также с параметрами W_1 (влажности W_1 при потенциале $\psi_1 = -33$ Дж/кг) и P (дол. объема), соответствующим наименьшей влагоемкости и пористости почв:

$$\lambda = \left(2 - \frac{W_{\text{нз}}}{W} \right) \times \quad (8.49)$$

$$\times \exp \left[(1,2\rho_{\text{п}} - 2,9W_1 - 2,5) + (3,1 - 0,8\rho_{\text{п}}) \frac{W}{P} \right].$$

Для описания тепломассопереноса в криолитозоне необходимо учитывать процессы формирования снежного покрова.

Снег представляет собой многофазную систему, включающую три фазы воды и воздух. При описании динамики тепла и влаги в снежном покрове пренебрегаем влиянием движения воздуха на эти процессы. В этом случае уравнения сохранения массы и энергии можно записать в следующем виде (Лавров, 2006):

$$\frac{\partial(\rho_{\text{л}} L_c)}{\partial t} = \frac{P_N}{\eta_c} + M_{\text{вл}} + M_{\text{пл}}, \quad (8.50)$$

$$\frac{\partial(\rho_{\text{в}} W)}{\partial t} = \frac{\partial q_{\text{в}}}{\partial z}, \quad (8.51)$$

$$c_c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_c \frac{\partial T}{\partial z} + R_c \right) + q_{\text{в}} \rho_{\text{в}} c_{\text{в}} \frac{\partial T}{\partial z} - L_{\text{в}} M_{\text{вл}}, \quad (8.52)$$

$$c_c = \rho_{\text{л}} W_{\text{л}} c_{\text{л}} + \rho_{\text{в}} W_{\text{в}} c_{\text{в}}. \quad (8.53)$$

Здесь $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{в}}$ — соответственно плотность льда и воды, г/см³; L_c , W_c — объемное содержание твердой и жидкой фаз воды, доли объема; $c_{\text{л}}$, $c_{\text{в}}$ — удельные теплоемкости льда и воды, Дж/(г·°C); $q_{\text{в}}$ — поток жидкой влаги, см/с; $M_{\text{вл}}$ — масса фазового превращения воды в лед в единице объема, г/(см³·с); $M_{\text{пл}}$ — масса фазового превращения пара в лед в единице объема, г/(см³·с); P_N — давление вышележащих слоев снега, г/см²; λ_c — эффективная теплопроводность снега, Вт/(см·°C); R_c — поглощенная радиация, Вт/см²; η_c — коэффициент вязкости снега, см·с.

Два источника скрытого тепла, связанные с конденсацией и испарением льда и воды, в

уравнение (8.52) не входят. Здесь присутствуют, однако, коэффициент эффективной теплопроводности, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Уравнение (8.50) описывает изменения плотности твердой фазы воды в снеге в процессах замерзания — таяния, конденсации — испарения и оседания. Второе уравнение данной системы служит для описания потока жидкой влаги в зрелом снеге. Уравнение (8.52) является уравнением сохранения энергии; оно приведено в универсальном виде для расчета потоков тепла в сухом, зрелом и слоистом снеге.

Для решения системы уравнений (8.50)—(8.53) необходимо задать ряд параметров, характеризующих физические свойства снежного покрова (D_c — коэффициент диффузии пара в снеге, $\text{см}^2/\text{с}$) (Николенко, 1987).

$$D_c = \frac{0,87}{1-T} + 0,27, \quad (8.54)$$

$$\lambda_c = 4,8 \exp(-9,37 + 5,2\rho_c) \times \left[1 + \left(\frac{1}{\rho_c + 0,37} - 1 \right) \exp(0,1T) \right], \quad (8.55)$$

$$c_{\text{л}} = 0,093 + 0,0074(273,16 + T). \quad (8.56)$$

Для моделирования эмиссии диоксида углерода из почвы воспользуемся следующим уравнением одномерной диффузии данного ингредиента (Лавров, Курбатова, 2005):

$$\frac{dC_{\text{CO}_2}}{dt} = \frac{d}{dz} \left[D_{\text{CO}_2} \frac{dC_{\text{CO}_2}}{dz} \right] + P_{\text{CO}_2}, \quad (8.57)$$

$$C_{\text{CO}_2} = C_{\text{CO}_2g}(P - W) + C_{\text{CO}_2w}W = C_{\text{CO}_2g}[P - W(1 - \alpha_{\text{CO}_2})], \quad (8.58)$$

$$D_{\text{CO}_2} = [D_{\text{CO}_2a}(P - W) + D_{\text{CO}_2w} \alpha_{\text{CO}_2} W] / \tau, \quad (8.59)$$

$$\alpha = 1,8 \exp(-0,04T), \quad (8.60)$$

$$D_{\text{CO}_2a} = 1,39 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T + 273}{273} \right)^{1,75}, \quad (8.61)$$

$$D_{\text{CO}_2w} = 1,7 \cdot 10^{-9} \left(\frac{T + 273}{298} \right). \quad (8.62)$$

Здесь C_{CO_2} , C_{CO_2g} , C_{CO_2w} — соответственно общая концентрация CO_2 на глубине z от поверхности почвы и концентрация CO_2 в газообразной и жидкой фазах; P , W — соответственно общая пористость и объемная влажность; D_{CO_2a} , D_{CO_2w} — соответственно коэффициенты диффузии CO_2 в воздухе и воде; α_{CO_2} — растворимость CO_2 в воде; τ — извилистость порового пространства; P_{CO_2} — интенсивность производства CO_2 .

Интенсивность производства диоксида углерода P_{CO_2} задается в виде функции температуры и влажности

$$P_{\text{CO}_2} = a \exp(bT)(1 - W/P)^n, \quad (8.63)$$

где a , b , n — коэффициенты, определяемые в результате экспериментальных исследований.

Для описания эмиссии метана с поверхности почвы используется следующее уравнение одномерной диффузии данного ингредиента в почве (Анисимов и др., 2005):

$$\frac{dC_{\text{CH}_4}}{dt} = \frac{d}{dz} \left[D \frac{dC_{\text{CH}_4}}{dz} \right] + P_{\text{CH}_4} - O_{\text{CH}_4} + B_{\text{CH}_4}, \quad (8.64)$$

$$C_{\text{CH}_4} = C_{\text{CH}_4g}(P - W) + C_{\text{CH}_4w}W = C_{\text{CH}_4g} \{ P - W(1 - \alpha) \}, \quad (8.65)$$

$$D = \{ D_a(P - W) + D_w \alpha W \} / \tau. \quad (8.66)$$

Здесь C_{CH_4} , C_{CH_4g} , C_{CH_4w} — соответственно общая концентрация метана на глубине z от поверхности почвы, концентрация метана в газообразной и жидкой фазах; D_a , D_w — соответственно коэффициенты диффузии метана в воздухе и воде; α — растворимость метана в воде; τ — извилистость порового пространства почвы; P_{CH_4} , O_{CH_4} — соответственно интенсивность производства и окисления метана; B_{CH_4} — интенсивность поглощения метана корневой системой; Q_b — поток метана в виде пузырьков газа.

Для задания основных параметров и характеристик модели используются следующие соотношения (Анисимов и др., 2005):

$$D_a = 1,9 \cdot 10^{-5} \left(\frac{T + 273}{273} \right)^{1,82}, \text{ м}^2/\text{с}, \quad (8.67)$$

$$D_w = 1,5 \cdot 10^{-9} \left(\frac{T + 273}{298} \right), \text{ м}^2/\text{с}, \quad (8.68)$$

$$\alpha = 0,013 + 0,042 \exp(-0,042T), \quad (8.69)$$

$$B_{\text{CH}_4} = \frac{D_a \varepsilon \rho_k}{\tau_k} \left(\frac{C_{\text{CH}_4 a} - C_{\text{CH}_4}}{z} \right), \quad (8.70)$$

$$\rho_k = b_k \rho_{k0} \exp(k_k z). \quad (8.71)$$

Здесь ε — параметр, характеризующий воздушную пористость корней; ρ_k — плотность корневой системы; ρ_{k0} — максимальная плотность корневой системы у поверхности почвы; b_k — эмпирический коэффициент, учитывающий степень распространения сосудистых растений на исследуемой территории; k_k — эмпирический коэффициент; $C_{\text{CH}_4 a}$ — концентрация метана в атмосфере; τ_k — извилистость порового пространства корней.

Окисление метана рассчитывается с помощью уравнения Michaelis–Menten:

$$O_{\text{CH}_4} = V_{\text{CH}_4 o} \left(\frac{C_{\text{CH}_4}}{K_{\text{CH}_4} + C_{\text{CH}_4}} \right) \left(\frac{C_{\text{O}_2}}{K_{\text{O}_2} + C_{\text{O}_2}} \right), \quad (8.72)$$

где K_{CH_4} , K_{O_2} — константы Michaelis для метана и кислорода; C_{O_2} — концентрация кислорода в торфе; $V_{\text{CH}_4 o}$ — потенциальная скорость окисления метана.

Производство метана рассчитывается с использованием уравнения

$$P_{\text{CH}_4} = \frac{V_{\text{CH}_4 p}}{1 + \eta C_{\text{O}_2}}, \quad (8.73)$$

где η — параметр, определяющий чувствительность скорости производства метана к концентрации кислорода; $V_{\text{CH}_4 p}$ — потенциальная скорость производства метана.

Потенциальные скорости окисления и производства метана, как показывают экспериментальные исследования, являются функциями влажности и температуры почвы. Причем с увеличением влажности производство увеличивается, а окисление — уменьшается. Для

задания этих характеристик использовались следующие соотношения:

$$V_{\text{CH}_4 o} = a_o \{ \exp(b_o T) - 1 \} \times \\ \times (1 - W/P)^{n_1}, \quad (8.74)$$

$$V_{\text{CH}_4 p} = a_p \{ \exp(b_p T) - 1 \} (W/P)^{n_2}. \quad (8.75)$$

Здесь a_o , b_o , n_1 , a_p , b_p , n_2 — коэффициенты, определяемые в результате экспериментальных исследований или тестирования модели.

Поток метана, обусловленный пузырьковым механизмом передвижения, в общем случае пропорционален скорости подъема пузырьков и концентрации метана. Основным лимитирующим фактором скорости подъема является проводимость среды, в данном случае — влагопроводность почвы. Поэтому для расчета данной характеристики использовалась следующая формула:

$$Q_b = k_b K c_{\text{CH}_4}, \quad (8.76)$$

где K — коэффициент влагопроводности почвы; k_b — коэффициент, значение которого подбирается в процессе моделирования по имеющимся данным.

Для решения представленной выше системы уравнений в момент времени $t = 0$ следует задать соответствующие начальные профили влажности, температуры, засоленности, концентрации метана и диоксида углерода. В качестве краевых условий на верхней и нижней границах расчетного слоя можно задать либо ход температуры, влажности и концентрации во времени (граничные условия 1-го рода), либо значения потоков тепла, влаги, солей и парниковых газов (граничные условия 2-го рода). Выбор задаваемых граничных условий определяется конкретной задачей и наличием необходимой информации.

Для алгоритмического решения исходной системы уравнений обычно используется метод конечных разностей. Поскольку уравнения переноса являются нелинейными и связанными, применяются последовательные и перекрестные итерации. Для оптимизации ре-

шения системы разностных уравнений разработаны алгоритмы с переменными значениями шагов по пространству и времени.

Организация ансамблевых расчетов

Описанные выше модели дают удовлетворительные оценки температуры ММП и мощности СТС, осредненных по достаточно большой однородной территории. Общей проблемой данного подхода, отмечаемой многими авторами, является то, что с его помощью невозможно описать мелкомасштабную изменчивость основных параметров состояния ММП. В то же время, как показывают данные наблюдений, их основные характеристики, в особенности мощность СТС, подвержены значительной пространственной изменчивости даже на относительно небольших площадях порядка нескольких сотен квадратных метров. В реальных полевых условиях глубина оттаивания в точках, находящихся на относительно небольшом расстоянии друг от друга, может отличаться на десятки сантиметров. Такие вариации во многом определяются локальной топографией, а также иными случайными факторами, учесть которые в явном виде не представляется возможным. Важную роль играют естественные вариации высоты снежного покрова, влажности (льдистости) грунта, растительности и в особенности толщины верхнего органического слоя почвы.

Для воспроизведения в модельных расчетах естественной изменчивости характеристик ММП можно использовать ансамблевый метод. Теоретические основы вероятностно-статистического моделирования температуры ММП и мощности СТС во многом аналогичны ансамблевому методу прогнозирования климата с использованием разных гидродинамических моделей или же одной модели с разными начальными условиями. В климатологии преимущества ансамблевого метода оказались столь велики и неоспоримы, что отдельно взятые модели сейчас крайне редко используются

для построения прогнозов, а в случае, если это все же происходит, такие прогнозы считаются мало достоверными. Несомненно, это касается и прогностической геоэкологии.

Алгоритмически ансамблевый метод с использованием одной модели состоит в том, что в каждой ячейке пространственной сетки проводится несколько расчетов с разными комбинациями значений параметров, варьируемых вокруг средних, которые описывают свойства снежного покрова, растительности и почвы. В случае, если известна погрешность климатических характеристик в данной точке, их также можно включить в число варьируемых параметров. В результате получаются выборки значений исследуемых величин (например, температуры ММП или мощности СТС), по которым можно оценить их функции распределения.

Ансамблевый метод в данном случае имеет естественную интерпретацию и согласуется с принципом иерархии природных геосистем, согласно которому крупные геосистемы, такие как ландшафты и местности, разделяются на более мелкие — урочища и фации, характеризующиеся значительной однородностью слагающих их компонентов (в частности, растительности) и литологического строения грунтов (определяющего их способность к промерзанию и протаиванию), а также однородностью локальных климатических условий. Расчеты проводятся для таких элементарных геосистем, причем различия между ними, проявляющиеся в свойствах почвы, растительности, снежного покрова, описываются явным образом, в то время как мелкомасштабная неоднородность в пределах каждой из них учитывается статистически, посредством генерации ансамбля.

Важным вопросом является пространственная детализация расчетов, проводимых для узлов регулярной сетки, охватывающей криолитозону. Она во многом обусловлена наличием и детализацией данных о климате, почве и растительности, а также пространственной сеткой прогнозов изменения температуры и осадков в условиях будущего климата. В на-

стоящее время данные позволяют проводить расчеты в пространственной сетке с шагом $0,5^\circ$ по широте и долготе. Месячные значения температуры воздуха и осадков используются для расчета средней за зиму высоты снега, после чего с привлечением данных о растительности рассчитываются среднее значение и амплитуда температуры грунта в соответствии с уравнениями, рассмотренными ранее. Далее по типу грунта определяются его теплофизические свойства и рассчитываются температура ММП и мощность СТС. Для расчета теплофизических свойств грунта, снежного покрова и растительности используются полуэмпирические формулы, полученные путем обобщения данных измерений.

Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·°C), минерального грунта рассчитывается в зависимости от его влажности и фазового состояния по следующей эмпирической формуле (Павлов, 1979):

$$\lambda = k (0,001\rho_{\text{ск}} + 10w/\rho_{\text{ск}} - 1,1) - 11,6w/\rho_{\text{ск}}. \quad (8.77)$$

Здесь $\rho_{\text{ск}}$ — плотность сухого грунта (скелета), кг/м³; w — влажность (льдистость в случае мерзлого грунта), мм/м; k — эмпирический коэффициент, принимающий разные значения для мерзлого и талого грунтов. Характерные значения коэффициента k приведены в табл. 8.5.

Для расчета коэффициента теплопроводности верхнего органического слоя (торфа) λ , Вт/(м·°C), используются эмпирические формулы, полученные на основе обобщения данных измерений:

$$\lambda_{\text{м}} = 0,08 \exp(0,00388w_{\text{м}}), \quad (8.78)$$

$$\lambda_{\text{т}} = (0,615w_{\text{т}} + 22,2) \cdot 10^{-3}. \quad (8.79)$$

Объемный коэффициент теплоемкости всех типов грунтов c_v , Дж/(м³·°C), рассчитывается через удельную теплоемкость скелета $c_{\text{ск}}$, Дж/(кг·°C), плотность скелета $\rho_{\text{ск}}$, кг/м³, и влажность w , мм/м, по следующим формулам:

$$c_{v, \text{м}} = c_{\text{ск}} \rho_{\text{ск}} + 4180w_{\text{н}} + 2090(w_{\text{м}} - w_{\text{н}}), \quad (8.80)$$

$$c_{v, \text{т}} = c_{\text{ск}} \rho_{\text{ск}} + 4180w_{\text{т}}. \quad (8.81)$$

В этих формулах $w_{\text{м}}$ и $w_{\text{т}}$ — льдистость и влажность грунта, $w_{\text{н}}$ — незамерзшая влага, мм/м, 4180 и 2090 — удельная теплоемкость воды и льда, Дж/(кг·°C). Характерные значения теплофизических характеристик различных грунтов приведены в табл. 8.6.

Коэффициент теплопроводности и теплоемкость снежного покрова принимались следующими: $\lambda_{\text{сн}} = 0,23$ Вт/(м·°C); $c_{\text{сн}} = 2090$ Дж/(кг·°C).

Теплофизические свойства низших растений — мохового и лишайникового покрова — близки к свойствам торфа. Моховой покров обычно подстилается торфяным слоем, образующимся в результате отмирания и разложения самого мха. Поскольку трудно четко разграничить эти два слоя, часто рассматривают свойства всего мохово-торфяного покрова. В целом его теплофизические характеристики ближе к торфу, чем к минеральным грунтам; характерной особенностью является значительно более высокая (в 2—3 раза) теплопроводность в мерзлом состоянии, чем в талом. В большей степени теплофизические свойства мохово-торфяного покрова определяются влажностью, которая может изменяться в значительных пределах. Характерные значения коэффициента теплопроводности талых покровов, соответствующие разной влажности,

Таблица 8.5. Значения эмпирического коэффициента k для мерзлых и талых минеральных грунтов (Павлов, 1979)

Почва	Песок	Супесь, суглинок	Глина
Мерзлая	1,95	1,75	1,60
Талая	1,75	1,60	1,50

Таблица 8.6. Характерные значения параметров грунтов

Параметр	Песок	Супесь	Суглинок	Глина	Торф
$\rho_{ск}$, кг/м ³	1300	1400	1500	1500	200
$c_{ск}$, Дж/(кг·°C)	690	730	775	920	2000
W , min/max, мм/м	150/500	150/500	100/400	100/150	450/900
λ_m , Вт/(м·°C)	1,25/2,65	1,25/2,35	1,15/2,05	1,10/2,00	0,80/2,60
λ_r , Вт/(м·°C)	1,05/2,15	1,05/1,90	0,90/1,70	0,85/1,60	0,30/0,55
w_n , мм/м	1—5	5—10	10—15	15—20	0

Таблица 8.7. Характеристики напочвенных растительных покровов в талом состоянии

Покров	$\rho_{ск}$, кг/м ³	w , мм/м	λ_r , Вт/(м·°C)
Лишайник	70—140	10—30	0,15—0,35
Мох бурый	40—240	5—800	0,10—0,35
Сфагнум	100—270	10—650	0,15—0,40

приведены в табл. 8.7. Отметим, что в зимнее время при наличии снега слой низшей растительности оказывает малое влияние на термический режим нижележащего грунта, поскольку его теплопроводность мало отличается от теплопроводности снега.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПОКАЗАТЕЛИ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Важнейшие региональные последствия прогнозируемых изменений криолитозоны связаны с опасностью ослабления и повреждения фундаментов зданий и технических сооружений при ослаблении прочностных свойств ММП. Многие промышленные и жилые здания, нефтяные вышки, насосные станции и трубопроводы, дороги, мосты, взлетно-посадочные полосы в северных регионах страны построены на многолетнемерзлых грунтах и рассчитаны на эксплуатацию в определенном диапазоне изменения климатических условий.

Изменения параметров природной среды, выходящие за рамки расчетного диапазона, могут вызвать повреждение объектов инфраструктуры, их частичное или полное разрушение, что может иметь опасные, в том числе катастрофические, последствия.

Разные сочетания изменений климатических величин во времени и в пространстве способствуют изменению ряда региональных геокриологических характеристик мерзлых толщ, приводят к активизации или затуханию криогенных процессов. Для таких криогенных процессов, как сезонное протаивание, термокарст, термоденудация, термоабразия, солифлюкция, курумообразование, первостепенное значение имеет летняя группа климатических характеристик. Соответственно, именно их изменчивость в первую очередь влияет на состояние многолетней мерзлоты. Напротив, развитие таких процессов, как сезонное промерзание, криогенное растрескивание, сезонное и многолетнее пучение, наледообразование, определяется зимней группой климатических характеристик.

Нередко особенности изменения морфометрических параметров криогенных явлений можно объяснить, только анализируя весь комплекс климатических характеристик и их внутригодовые вариации. Так, например, интенсивность сезонного пучения (отношение величины поднятия поверхности к глубине деятельного слоя, выражается в долях единицы) и суммарная величина пучения (наибольшая величина поднятия поверхности на момент завершения промерзания в данной точке) определяются не только ходом зимней температуры воздуха, но и количеством накопленной за лето влаги в деятельном слое (что зависит от количества осадков), а также самой глубиной деятельного слоя. Для активизации курумов необходимо сочетание малоснежной зимы, обильных осадков весной, высокой температуры и глубокого протаивания летом. Годовая амплитуда температуры воздуха оказывает существенное влияние на характер морозобойного растрескивания (на размер полигонов, глубину трещин, толщину жил льда и пр.). Задача прогнозирования изменения криогенных процессов под воздействием климатических изменений оказывается весьма сложной именно по причине необходимости всестороннего учета многих климатических факторов.

Анализ изменений температуры воздуха и осадков в теплый и холодный периоды года по данным с середины 1960-х годов до 2008 г. позволил составить карту потенциальных геокриологических опасностей, возникающих при современном потеплении климата (рис. 8.10). На карте выделены территории с сильной, умеренной и слабой степенью активизации криогенных геологических процессов в летний и зимний периоды.

Видно, что территории со значительной активизацией криогенных процессов одновременно как в теплый, так и в холодный периоды занимают малую долю. В ряде регионов сочетается значительная активизация процессов в теплый период и умеренная активизация в зимний (Таймыр), а также значительная активизация в зимний период и умеренная в теплый (Западная Сибирь, юг Якутии и Приамурье).

Кроме того, отмечается пересечение территорий с умеренной активизацией процессов как в теплый, так и в холодный периоды года (Западная Сибирь, Дальний Восток, Забайкалье).

Долговременное стабильное состояние криогенных процессов доминирует на севере европейской части России, на Яно-Индигирской низменности, на северо-востоке страны включая Чукотку. В отношении развития криогенных процессов наиболее неблагоприятное сочетание изменений климатических условий наблюдается в Западной Сибири, на северо-западе Таймыра, а также в Южной Якутии и Приамурье. Эти неблагоприятные области выделены на карте красными овалами.

В целом в пределах криолитозоны России на 25% площади сохраняются стабильные климатические условия и слабое проявление геокриологической опасности. Для 10% территории характерно наиболее неблагоприятное сочетание климатических факторов и, следовательно, значительное проявление геокриологической опасности; на остальной площади (65%) отмечается умеренная степень геокриологической опасности.

Для прогноза геокриологической опасности на более длительную перспективу до середины XXI в. и выявления областей, в которых построенные на ММП сооружения будут подвержены наибольшей опасности при изменении климата, был разработан достаточно простой метод, основанный на применении расчетного индекса (Анисимов, Белолуцкая, 2002; Анисимов, Лавров, 2004; Анисимов и др., 2010; Nelson et al., 2002; Anisimov, Reneva, 2006):

$$I_r = k_s \Delta Z w_m. \quad (8.82)$$

Здесь I_r — индекс геокриологической опасности; k_s — коэффициент, учитывающий засоленность грунта; ΔZ — относительное изменение глубины сезонного протаивания ММП, рассчитанное для заданного сценария изменения

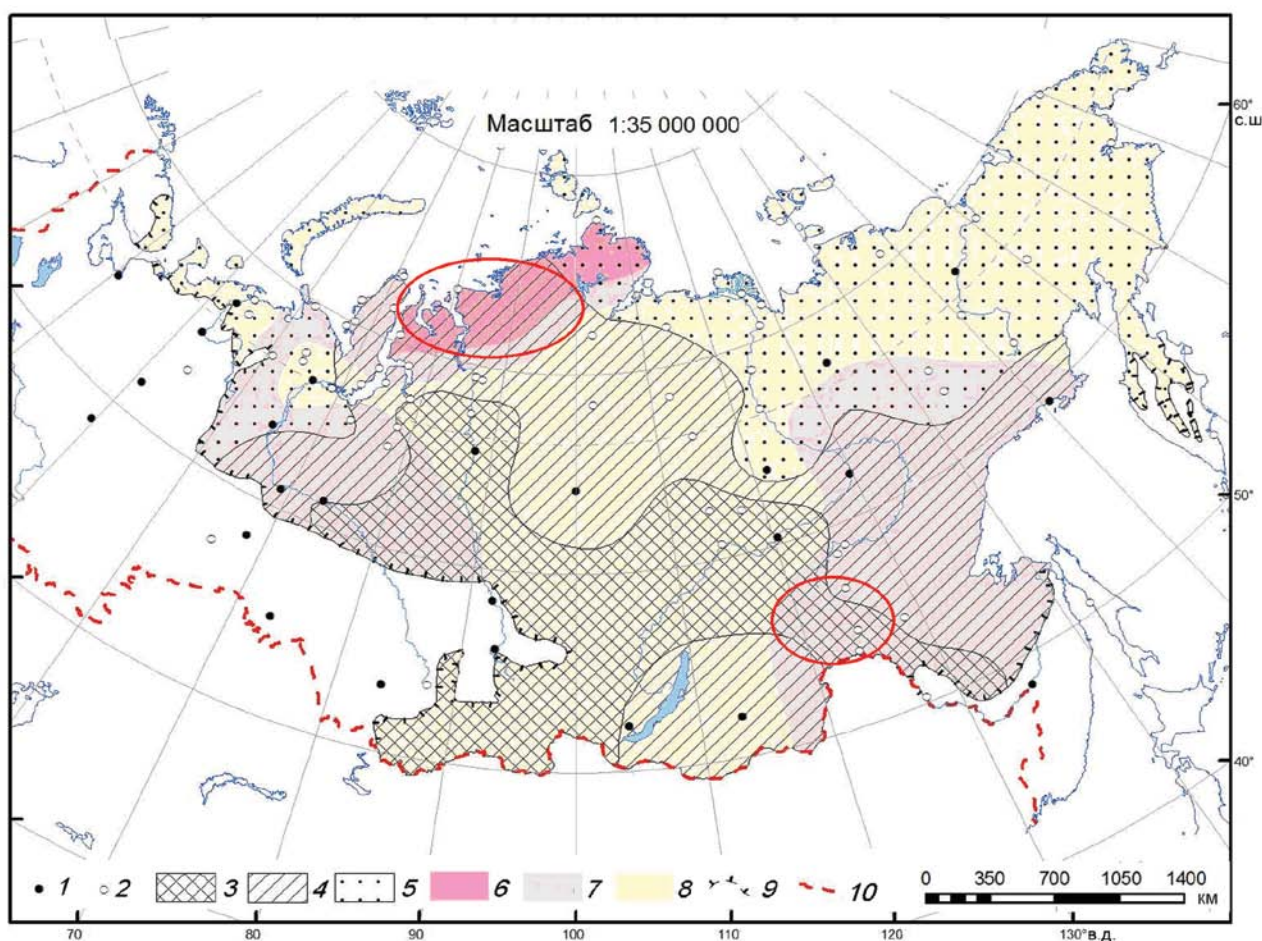


Рис. 8.10. Карта потенциальных геокриологических опасностей, обусловленных современным изменением климата. Метеостанции с периодом наблюдений >100 (1) и <100 лет (2), степень активизации криогенных процессов в холодный период: сильная (3), средняя (4) и слабая (5); в теплый период: сильная (6), средняя (7) и слабая (8). Указаны южная граница криолитозоны (9) и граница России (10).

климата и выраженное в долях от современной нормы; w_m — льдистость (т. е. относительная доля льда) в мерзлом грунте. Согласно формуле (8.82), вероятность развития деструктивных геокриологических процессов больше для тех мерзлых грунтов, где льда больше. Для таких грунтов ожидаемое потепление климата может вызвать значительное увеличение глубины сезонного протаивания. В таких районах возможны осадки оттаивающего грунта вследствие интенсивного термокарста. Изменение температуры грунта, которое является главным фактором, влияющим на его несущую способность, неявно учитывается при расчете изменения глубины протаивания.

На рис. 8.11 показано районирование территории России по геокриологической опасности, построенное для середины XXI в. с использованием сценария B1 (Special Report on Emission Scenarios, 2000) и климатической модели GFDL (http://www.mad.zmaw.de/IPCC_DDC/html/SRES_AR4/index.html). При использовании других климатических сценариев и других моделей получаются близкие результаты.

В области наибольших значений индекса геокриологического риска попадают Чукотка, бассейны верхнего течения Индигирки и Колымы, юго-восточная часть Якутии, значительная часть Западно-Сибирской равнины, по-

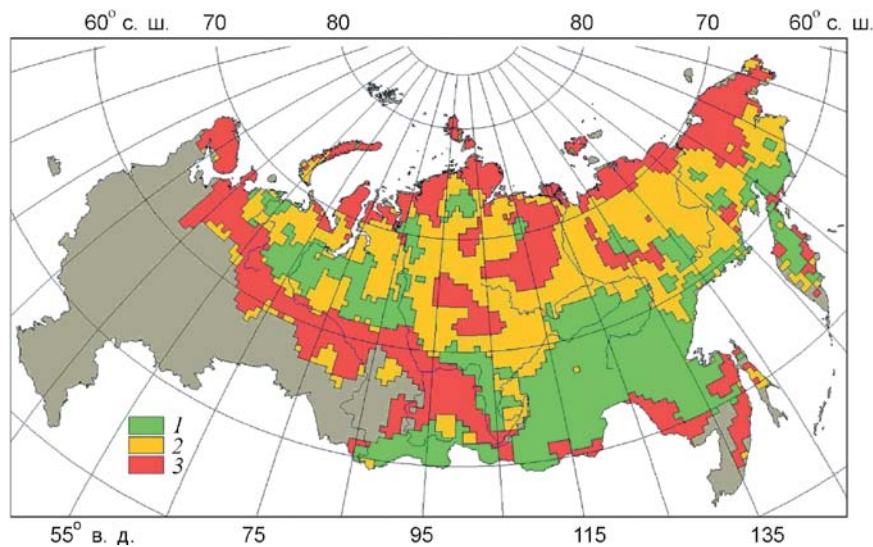


Рис. 8.11. Карта геокриологической опасности в условиях изменения климата. 1 — устойчивая область; 2 — зона умеренного риска; 3 — зона высокой геокриологической опасности.

бережье Карского моря, Новая Земля, а также часть островной мерзлоты на севере Европейской России. В этих районах имеется развитая инфраструктура, в частности газо- и нефтедобывающие комплексы, система трубопроводов Надым — Пур — Таз на северо-западе Сибири, Билибинская атомная станция и связанные с ней линии электропередач от Черского на Колыме до Певека на побережье Восточно-Сибирского моря. Деградация мерзлоты на побережье Карского моря может привести к значительному усилению береговой эрозии, из-за которой в настоящее время берег отступает ежегодно на 2—4 м. Особую опасность представляет ослабление вечной мерзлоты на Новой Земле в зонах расположения хранилищ радиоактивных отходов. В то же время на обширных территориях Якутии и Западной Сибири запас надежности инженерных сооружений и построек на многолетней мерзлоте, рассчитанных на эксплуатацию в современных климатических условиях, уменьшится незначительно.

Районирование геокриологической опасности позволяет заранее оценить риск возникновения аварийных ситуаций и принять необходимые меры для минимизации возможных негативных и катастрофических последствий.

В инженерной геокриологии разработано достаточно много методов стабилизации фундаментов и оснований зданий, а также технических сооружений на многолетнемерзлых грунтах. Такие методы могут быть предложены как часть общей стратегии адаптации к предстоящим изменениям климата в северных регионах, направленной на минимизацию негативных последствий потепления климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамов Н. П., 1900.** Температура чернозема, Почвоведение, т. 2, № 2, с. 83—98; № 4, с. 282—294.
- Адамов Н. П., 1901.** Температура чернозема, Почвоведение, т. 3, № 2, с. 157—174.
- Алексеева О. И., Балобаев В. Т., 2002.** Информационные модели криосферы Земли, Криосфера Земли, т. VI, № 1, с. 62—71.
- Алифанов О. М., 1988.** Обратные задачи теплообмена, М., Машиностроение, 280 с.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2002.** Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России, Метеорология и гидрология, № 6, с. 15—22.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2003.** Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности, в сб.:

- Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, под ред. Ю. А. Израэля, СПб, Гидрометеиздат, т. XIX, с. 21—38.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2004.** Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности, Метеорология и гидрология, № 11, с. 73—81.
- Анисимов О. А., Лавров С. А., 2004.** Глобальное потепление и таяние вечной мерзлоты: оценка рисков для производственных объектов ТЭК, Технологии ТЭК, № 3, с. 78—83.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., 1990.** О применении математических моделей для исследования взаимосвязи климат — вечная мерзлота, Метеорология и гидрология, № 10, с. 13—20.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., 1998.** Прогноз изменения мерзлотных условий в северном полушарии: применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы, Криосфера Земли, № 2, с. 53—57.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., Павлов А. В., 1999.** Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке, Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 15—25.
- Анисимов О. А., Лавров С. А., Ренева С. А., 2005.** Оценка эмиссии метана из многолетнемерзлых болот криолитозоны России при изменении климата, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирование экосистем, СПб, Гидрометеиздат, т. XX, с. 124—141.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., Григорьев М. Н., Инстанес А., Кокорев В. А., Оберман Н. Г., Ренева С. А., Стрельченко Ю. Г., Стрелецкий Д., Шикломанов Н. И. 2010.** Основные природные и социально-экономические последствия изменения климата в районах распространения многолетнемерзлых пород: прогноз на основе синтеза наблюдений и моделирования, сб. статей под ред. О. А. Анисимова, М., Гринпис, 44 с.
- Аржанов М. М., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Мохов И. И., 2007.** Моделирование изменений температурного и гидрологического режимов приповерхностной мерзлоты с использованием климатических данных (реанализа), Криосфера Земли, т. XI, № 4, с. 65—69.
- Балобаев В. Т., 1964.** Теплообмен мерзлых горных пород с атмосферой при наличии растительного покрова, в кн.: Тепловые процессы в мерзлых горных породах, М., Наука, с. 39—52.
- Бедрицкий А. И., Борисенков Е. П., Коровченко А. С., Пасецкий В. М., 1997.** Очерки по истории гидрометеорологической службы России, СПб, Гидрометеиздат, т. 1, 343 с.
- Бедрицкий А. И., Богданов К. Т., Борисенков В. М. и др., 1999.** Очерки по истории гидрометеорологической службы России, СПб, Гидрометеиздат, т. 2, 263 с.
- Будыко М. И., 1956.** Тепловой баланс земной поверхности, Л., Гидрометеиздат, 254 с.
- Будыко М. И., 1974.** Изменения климата, Л., Гидрометеиздат, 280 с.
- Быховец С. С., Сороковиков В. А., Мартуганов Р. А. и др., 2007.** История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций России, Криосфера Земли, т. XI, № 1, с. 7—30.
- Ваннари П. И., 1897.** О температуре почвы в некоторых местностях Российской Империи, Зап. Императорской Академии наук, т. V, № 7, с. 1—58.
- Вабищевич П. Н., 1987.** Численные методы решения задач со свободной границей, М., Изд-во МГУ, 164 с.
- Вильд Г. И., 1882.** О температуре воздуха в Российской Империи, СПб, вып. 2, ч. IV, 359 с.
- Воейков А. И., 1889.** Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования, Записки Императорского Русского географического общества по общей географии, СПб, т. XVIII, № 2, 213 с.
- Воейков А. И., 1904.** Распределение тепла в земной коре. Метеорология, СПб, Изд-во Картографического заведения А. Ильина, ч. I, гл. VI—VIII, с. 73—151.
- Волобуев В. Р., 1953.** Почвы и климат, Баку, Изд-во АН АзССР, 320 с.
- Волобуев В. Р., 1983.** Соотношение между тепловым режимом почв и климатом приземного слоя воздуха, Почвоведение, № 2, с. 52—63.
- Втюрин Б. И., 1975.** Подземные льды СССР, М., Наука, 214 с.
- Гаврилова М. К., 1981.** Современный климат и вечная мерзлота на континентах, Новосибирск, Наука, 112 с.
- Гаврилова М. К., 2003.** Теплобалансовые исследования в мерзлотоведении, в кн.: Итоги гео-криологических исследований в Якутии в XX веке и перспективы их дальнейшего развития (Доклады Республиканской научной конференции 9—11 октября 2001 г.), Якутск, Изд-во ИКЗ СО РАН, с. 13—33.
- Гиличинский Д. А., 1986.** Сезонная криолитозона Западной Сибири, М., Наука, 143 с.

- Граве Н. А., Гаврилова М. К., Гравис Г. Ф. и др., 1964. Промерзание земной поверхности и оледенение хребта Сунтар-Хаята, М., Наука, 143 с.
- Григорян С. С., Красс М. С., Гусева Е. В., Геворкян С. Г., 1987. Количественная теория геокриологического прогноза, М., Изд-во МГУ, 268 с.
- Даниэлян Ю. С., Ткаченко Е. И., 2005. Значение нижнего граничного условия при решении задач инженерной геокриологии, в кн.: Тезисы докладов международной конференции “Приоритетные направления в изучении криосферы Земли”, Пущино, с. 106—107.
- Дарьян Н. А., Мажукин В. И., 1987. Математическое моделирование задачи Стефана на адаптивной сетке, Дифференциальные уравнения, т. 23, № 7, с. 1154—1160.
- Димо В. Н., 1972. Тепловой режим почв СССР, М., Колос, 359 с.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А., 1967. Общее мерзлотоведение, М., Изд-во МГУ, 403 с.
- Дроздов Д. С., 2004. Информационно-картографическое моделирование природно-техногенных сред в геокриологии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Тюмень, 49 с.
- Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М., Галин В., Глазунов А. В., Грицун А. С., Дианский Н. А., Толстых М. А., Чавро А. И., 2005. Моделирование климата и его изменений, в сб.: Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования, М., Наука, с. 36—173.
- Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А. и др., 2006. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 5, с. 27—38.
- Израэль Ю. А., Анохин Ю. А., Шерстюков А. Б., Мяч Л. Т., Колесниченко Р. А., 2008. Динамико-статистический подход к прогнозированию термического режима многолетнемерзлых пород на территории России, в кн.: Материалы международной конференции “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения”, Тюмень, Экспресс, с. 235—236.
- Изучение инженерно-геологических и гидрогеологических условий верхних горизонтов пород в нефтегазоносных районах криолитозоны (Методическое руководство), 1992. Под ред. Е. С. Мельникова, С. Е. Гречищева, А. В. Павлова, М., Недра, 288 с.
- Ильичев В. А., Владимиров В. В., Садовский А. В., Замараев А. В., Гребенец В. И., Кутвицкая М., 2003. Перспективы развития современных северных поселений, М., Российская архитектурная академия, 152 с.
- Инструкции, данные Императорской Академией наук в руководство метеорологическим станциям, 1879—1912. СПб, Изд-во Императорской Академии наук.
- Инструкции метеорологическим станциям II разряда, 1922. Вып. 2. Дополнительные наблюдения, Пг., Гос. изд-во, 84 с.
- Какунов Н. Б., Сулимова Е. И., 2005. Результаты наблюдений за температурой грунтов на Европейском Северо-Востоке России в период потепления климата 1970—2003 гг., в кн.: Материалы третьей конференции геокриологов России, М., Изд-во МГУ, т. 2, с. 84—90.
- Калужный И. Л., Лавров С. А., Павлова К. К., 1988. Гидрофизические исследования при мелиорации переувлажненных земель, Л., Гидрометеоздат, 250 с.
- Кедроливанский В. Н., Стернзат М. С., 1953. Метеорологические приборы, Л., Гидрометеоздат, 454 с.
- Климатологический справочник СССР. Вып. 1—27, 1947—1950. Л., Гидрометеоздат.
- Климатологический справочник СССР: Метеорологические данные за отдельные годы, 1958—1964. Вып. 1—27. Ч. VII. Температура почвы, Л., Гидрометеоздат.
- Клоссовский А. В., 1888. Температура почвы на юго-западе России, Одесса, Тип. Л. Нитче, 23 с.
- Кудрявцев В. А., 1954. Температура вечномерзлой толщи в пределах СССР, М., Изд-во АН СССР, 182 с.
- Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С., Кондратьева К. А., Меламед В. Г., 1974. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях, М., Наука, 431 с.
- Куртнер Д. А., Чудновский А. Ф., 1969. Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте, Л., Гидрометеоздат, с. 184—226.
- Лавров С. А., 1986а. Определение основной гидрофизической характеристики по данным о почвенно-гидрологических константах, Труды ГГИ, вып. 308.
- Лавров С. А., 1986б. Экспериментальные методы определения влагопроводности мерзлых почв, Труды ГГИ, вып. 322, с. 74—82.
- Лавров С. А., 2006. Математическое моделирование формирования и таяния снежного покрова, в кн.: VI Всероссийский гидрологический

- съезд, И. А. Шикломанов (ред.), секция 5, ч. 1, М., Метеоагентство Росгидромета, с. 88—93.
- Лавров С. А., Калюжный И. Л., 2005.** Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей, в кн.: Материалы III Конференции геокриологов России, 2005, 1—3 июня, МГУ им. М. В. Ломоносова, т. 1, с. 71—77.
- Лавров С. А., Курбатова Ю. А., 2005.** Математическое моделирование теплообмена и потоков CO₂ на поверхности верхового болота, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 41, № 5, с. 631—642.
- Лавров С. А., Морозова Н. С., Павлова К. К., 1986.** К вопросу определения параметров влагопереноса мерзлых почв, Труды ГГИ, вып. 308.
- Летописи Николаевской Главной физической обсерватории за 1872—1911 гг., 1873—1918.** СПб.
- Лоске Э. Г., 1911.** Обзор работ по сельскохозяйственной метеорологии и вопросам, с нею связанным. Ч. 1. Отношение почвы к метеорологическим факторам, Труды по сельскохозяйственной метеорологии, СПб, вып. VIII, 104 с.
- Лукьянов В. С., Головкин М. Д., 1957.** Расчет глубины промерзания грунтов. Труды ВНИИ транспортного строительства, вып. 23, М., Трансжелдориздат, 164 с.
- Любославский Г. А., 1909.** Влияние поверхностного покрова на температуру и обмен тепла в верхних слоях почвы, Известия Императорского лесного ин-та, СПб, вып. XIX, с. 65—156.
- Мажитова Г. Г., Каверин Д. А., 2007.** Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России, Криосфера Земли, т. XI, № 4, с. 20—30.
- Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д. и др., 2000.** Модельные расчеты мощности многолетнемерзлых пород и глубины сезонного протаивания суглинков при современном климате, Криосфера Земли, т. IV, № 4, с. 49—56.
- Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., 2005.** Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 36—44.
- Малкова Г. В., 2010.** Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский, Криосфера Земли, т. XIV, № 3, с. 3—15.
- Мейрманов А. М., 1986.** Задача Стефана, Новосибирск, Наука, 239 с.
- Мельников Е. С., Кондратьева К. А., 1998.** Циркумарктическая карта многолетнемерзлых пород и грунтовых льдов (масштаб 1:10 000 000), Криосфера Земли, т. II, № 4, с. 58—61.
- Мельников Е. С., Минкин М. А., 1998.** О стратегии разработки электронных геоинформационных систем (ГИС) и баз данных в геокриологии, Криосфера Земли, т. 2, № 3, с. 70—76.
- Метеорологические ежегодники за 1912—1960 гг., 1951—1965.** Ч. 3, Л., ГГО.
- Метеорологический ежемесячник, 1961—1990.** Вып. 1—36. Ч. 2, Л., № 1—13.
- Методика мерзлотной съемки, 1979.** Под ред. В. А. Кудрявцева, М., Изд-во МГУ, 358 с.
- Методы геокриологических исследований, 2004.** Под ред. Э. Д. Ершова, М., Изд-во МГУ, 512 с.
- Михайлов В. М., 2005.** Пойменные талики северо-востока России. Автореферат на соискание ученой степени доктора географических наук, Якутск, 42 с.
- Москаленко Н. Г., 2009.** Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири, Криосфера Земли, т. XIII, № 4, с. 18—23.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1946—1985.** Вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеиздат.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР, 1988—1993.** Сер. 3. Многолетние данные. Вып. 1—35, ч. 1—6, Л., Гидрометеиздат.
- Нездюров Д. Ф., 1969.** Очерки развития метеорологических наблюдений в России, Л., Гидрометеиздат, 224 с.
- Николенко А. В., 1987.** Лабораторные определения характеристик диффузии водяного пара в снежном покрове, Материалы гляциологических исследований, № 63, с. 48—54.
- Оберман Н. Г., 2006.** Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны Европейского северо-востока, в кн.: Материалы Международной конференции “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”, Тюмень, Изд-во Тюменского НГУ, т. 1, с. 93—101.
- Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., 2009.** Прогнозирование деградации многолетнемерзлых пород

- (на примере Европейского Северо-Востока страны), Разведка и охрана недр, т. 7, с. 20—30.
- Павлов А. В., 1965.** Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой, М., Наука, 254 с.
- Павлов А. В., 1979.** Теплофизика ландшафтов, Новосибирск, Наука, 285 с.
- Павлов А. В., 1996.** Современное состояние мониторинга криолитозоны России и проблемы его развития, в кн.: Материалы Первой конференции геокриологов России, кн. 3, М., Изд-во МГУ, с. 327—336.
- Павлов А. В., 1997а.** Прогноз эволюции криолитозоны на севере Западной Сибири (по данным мониторинга), в кн.: Итоги фундаментальных исследований криолитозоны Земли в Арктике и Субарктике (Материалы Международной конференции — Пущино, 1996), Новосибирск, Наука, с. 94—102.
- Павлов А. В., 1997б.** Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз, Криосфера Земли, т. I, № 1, с. 47—58.
- Павлов А. В., 1997в.** Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата, Известия АН СССР, сер. геогр., № 4, с. 61—75.
- Павлов А. В., 2003.** Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз, Известия РАН, серия геогр., № 6, с. 39—50.
- Павлов А. В., 2008а.** Мониторинг криолитозоны, Новосибирск, Гео, 229 с.
- Павлов А. В., 2008б.** Тренды современных изменений температуры почвы на севере России, Криосфера Земли, т. XII, № 3, с. 22—27.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005.** Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт, Новосибирск, Гео, 54 с.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2008.** Изменения климата в 1965—2005 годах на севере России и геокриологические последствия, в кн.: Материалы международной конференции “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзловедения”, 21—24 апреля 2008 г., Тюмень, Экспресс, с. 263—266.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2009.** Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России, Криосфера Земли, т. XIII, № 4, с. 32—39.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., Скачков Ю. Б., 2007.** Современные тенденции в эволюции термического состояния криолитозоны при изменениях климата, в кн.: Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, Материалы, т. I, с. 34—38.
- Павлов А. В., Перльштейн Г. З., Типенко Г. С., 2010.** Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата, Криосфера Земли, т. XIV, № 1, с. 3—11.
- Перльштейн Г. З., 2002.** Теплообмен деятельного слоя с атмосферой, Криосфера Земли, т. VI, № 1, с. 25—29.
- Пермяков П. П., 1989.** Идентификация параметров математической модели тепловлагопереноса в мерзлых грунтах, Новосибирск, Наука, 86 с.
- Перунова М. С., 1952.** Температура почвы в СССР. Климат СССР, Л., Гидрометеиздат, ч. VI, 349 с.
- Перунова М. С., Архипова Е. П., Покровская Т. В., 1957.** Температура почвы, в кн.: Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений, под ред. О. А. Дроздова, Л., Гидрометеиздат, с. 289—317.
- Рузанов В. Т., 2008.** Геокриологический стационар Дионисия (Чукотка): результаты 20-летнего мониторинга температуры и сезонного протаивания грунтов, в кн.: Материалы Международной конференции “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов”, Тюмень, Изд-во Тюменского НГУ, с. 269—271.
- Руководство метеорологическим станциям II разряда, 1928—1940.** Л., ГГО.
- Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений: 51-е изд., 1983.** ВМО № 8. Женева, Секретариат Всемирной метеорологической организации, 550 с.
- Самарский А. А., Вабищевич П. Н., 2003.** Вычислительная теплопередача, М., Едиториал УРСС, 784 с.
- Самарский А. А., Моисеенко Б. Д., 1965.** Экономичные схемы сквозного счета в многомерной задаче Стефана, Журнал вычислительной математики и математической физики, № 5, с. 816—827.
- Сергеев Д. О., Типенко Г. С., Романовский В. Е. и др., 2005.** Влияние горного рельефа и вертикальной геокриологической поясности на эволюцию мощностей многолетнемерзлых толщ Южной Якутии, Криосфера Земли, т. IX, № 2, с. 33—42.
- Сергеев Д. О., Ухова Ю. А., Станиловская Ю. В., Романовский В. Е., 2007.** Температур-

- ный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах Северного Забайкалья (возобновление стационарных наблюдений), Криосфера Земли, т. XI, № 2, с. 19—26.
- Скачков Ю. Б., Скрыбин П. Н., Варламов С. П., 2007.** Результаты 25-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре Чабыда (Центральная Якутия), в кн.: Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, июнь 2007 г. Материалы, т. I, с. 167—170.
- Справочник по климату СССР, 1964—1966.** Вып. 1—34. Ч. II. Температура воздуха и почвы, Л., Гидрометеиздат.
- Справочник по климату СССР: Метеорологические данные за отдельные годы, 1969—1978.** Вып. 1—34. Ч. VIII. Температура почвы, Л., Гидрометеиздат.
- Станиловская Ю. В., Ухова Ю. А., Сергеев Д. О., Романовский В. Е., 2007.** Температурный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах Северного Забайкалья (реализация программы TSP), Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, июнь 2007 г., Материалы, т. I, с. 176—177.
- Стернзат М. С., 1978.** Метеорологические приборы и измерения, Л., Гидрометеиздат, 392 с.
- Стрелецкий Д. А., Шикломанов Н. И., Нельсон Ф. Е., 2005.** Использование системы дифференциального глобального позиционирования для оценки осадки вечномерзлых грунтов при сезонном протаивании, в кн.: Материалы III конференции геокриологов, 2, 3: Динамическая геокриология, М., Изд-во МГУ, с. 163—169.
- Уль Е. Ф., 1961.** Итоги обзора работ по исследованиям температуры и сезонного промерзания почв в СССР, в сб.: Очерки по региональной и исторической криологии. Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР, т. XVII, с. 94—102.
- Холодов А. Л., Гиличинский Д. А., Федоров-Давыдов Д. Г., Остроумов В. Е., Сорокинов В. Е., Абрамов А. А., 2007.** Температурный режим мерзлоты приморских низменностей Якутии (современное состояние и создание сети мониторинга), в кн.: Международная конференция “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, июнь 2007 г. Материалы, т. I, с. 181—183.
- Холодов А. Л., Железняк М. Н., Гиличинский Д. А., Григорьев М. Н., Русаков В. В., Абрамов А. А., Краев Г. Н., Романовский В. Е., 2008.** Динамика среднегодовой температуры криолитозоны приморских низменностей Якутии в конце XX и начале XXI веков, в кн.: Материалы Международной конференции, “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения”, 21—24 апреля 2008 г., Тюмень, Экспресс, с. 286—287.
- Шерстюков А. Б., 2007.** Температура почвогрунтов России на глубинах до 320 см в условиях изменяющегося климата, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 173, с. 72—88.
- Шерстюков А. Б., 2008.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России, Криосфера Земли, т. XII, № 1, с. 78—86.
- Шерстюков А. Б., 2009.** Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России, Труды ВНИИГМИ-МЦД, с. 127.
- Шерстюков А. Б., 2010.** Массив суточных данных о температуре почвы на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации, <http://www.meteo.ru/climate/descrip8.htm>.
- Шкадова А. К., 1979.** Температурный режим почв на территории СССР, Л., Гидрометеиздат, 240 с.
- Шульгин А. М., 1972.** Климат почвы и его регулирование, Л., Гидрометеиздат, 341 с.
- Шульгин А. М., 1957.** Температурный режим почвы, Л., Гидрометеиздат, 242 с.
- ACIA. Arctic Climate Impact Assessment, 2005.** Cambridge University Press, 1042 p.
- Anisimov O. A. and Reneva S. A., 2006.** Permafrost and changing climate: The Russian perspective, Ambio, No. 4, pp. 169—175.
- Barry R., Zhang T., and Gilichinsky D., 2001.** Russian Historical Soil Temperature Data. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, Digital media (<http://nsidc.org/data/arcss078.html>).
- Boettinger W. J., Warren J. A., Beckermann C., and Karma A., 2002.** Phase-field simulation of solidification, Annual. Rev. Mater. Res., vol. 32, pp. 163—194.
- Brown J., Ferrians O. J., Heginbottom J. A., and Melnikov E. S., 1997.** Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions, Circum-Pacific Map Series.
- Brown J., Hinkel K. M., and Nelson F. E., 2000.** The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Research designs and initial results, Polar Geography, vol. 24, No. 3, 258 p.

- Brutsaert W., 1982.** Evaporation into the Atmosphere, D. Reidel, Hingham, Mass, 299 p.
- Chessa J., Smolinski P., and Belytschko T., 2002.** The extended finite element method (X-FEM) for solidification problems, *Intern. J. Numerical Methods in Engineering*, vol. 53, pp. 1959–1977.
- Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions (scale 1:4 500 000), 1997.** J. Brown, O. J. Fenians, J. A. Heginbottom, and E. S. Melnikov (eds.), *Int. Permafrost Assoc. U. S. Geol. Surv.*
- Frauenfeld O. W., Zhang T., Barry R. G., and Gilichinsky D., 2004.** Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, No. D5, D05101, doi: 10.1029/2003JD004245.
- Goodrich L. E., 1982.** The influence of snow cover on the ground thermal regime, *Can. Geotechn. J.*, vol. 19, pp. 421–432.
- Lawrence D. M. and Slater A. G., 2005.** A projection of severe nearsurface permafrost degradation during the 21st century, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L24401, doi: 10.1029/2005GL025080.
- Leibman M. O., 1998.** Active-layer depth measurements in marine saline clayey deposits of Yamal Peninsula, Russia: Procedure and interpretation of results, in: *Proceedings of the Seventh Permafrost Conference*, Yellowknife, Canada, pp. 635–639.
- Nelson F. E. and Outcalt S. I., 1987.** A computational method for prediction and regionalization of permafrost, *Arctic and Alpine Res.*, vol. 19, No. 3, pp. 279–288.
- Nelson F. E., Anisimov O. A., and Shiklomanov N. I., 2001.** Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature*, No. 410, pp. 889–890.
- Nelson F. E., Anisimov O. A., and Shiklomanov N. I., 2002.** Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions, *Natural Hazards*, No. 3, pp. 203–225.
- Nicolsky D. J., Romanovsky V. E., and Tipenko G. S., 2007.** Using in-situ temperature measurements to estimate saturated soil thermal properties by solving a sequence of optimization problems, *Cryosphere*, No. 1, pp. 41–58.
- Pavlov A. V. and Malkova G. V., 2008.** Regional geocryological dangers associated with contemporary climate, in: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, University of Alaska Fairbanks, June 29–July 3. D. L. Kane and K. M. Hinkel (eds.), vol. 2, pp. 1375–1381.
- Romanovsky V. E., Smith S. L., and Christiansen H. H., 2010a.** Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: A synthesis, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, pp. 106–116.
- Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., and Vasiliev A. A., 2010b.** Thermal state of permafrost in Russia, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, pp. 136–155.
- Sazonova T. S. and Romanovsky V. E., 2003.** A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 14, No. 2, pp. 125–140.
- Shiklomanov N. I., 2005.** From exploration to systematic investigation: Development of geocryology in 19th- and Early-20th-Century Russia, *Physical Geography*, No. 4, pp. 249–263.
- Shiklomanov N. I., Nelson F. E., Streletskiy D. A., Hinkel K. M., and Brown J., 2008.** The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data collection, management, and dissemination strategies, in: *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, 2008, vol. 2, pp. 1647–1652.
- Shur Y., Hinkel K. M., and Nelson F. E., 2005.** The transient layer: Implications for geocryology and global-change science, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 16, No. 1, pp. 5–17.
- Special Report on Emission Scenarios (N. Nakicenovic et al. (eds.)), 2000.** A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 599 p.
- Stull R. B., 1988.** An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Acad., Norwell, Mass, pp. 6–66.
- Zhang T., Heginbottom J. A., Barry R. G., and Brown J., 2000.** Further statistics of the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere, *Polar Geography*, No. 2, pp. 126–131.
- Zhang T., Barry R., Gilichinsky D., et al., 2001.** An amplified signal of climatic change in ground temperatures during the last century at Irkutsk, Russia, *Climatic Change*, vol. 49, No. 1/2, pp. 41–76.
- Zhang T., Frauenfeld O. W., Serreze M. C., et al., 2005.** Spatial and temporal variability in active layer thickness over the Russian Arctic Drainage Basin, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, No. D16, D16101, doi: 10.1029/2004JD005642.