

Задание на 24.11.2020 г. (С.23-48) Важно: адрес моей электронной почты weral0606@yandex.ru. Со всеми вопросами обращаться в рабочее время Работы на проверку представляем в рукописном сканированном варианте или в Word, затем после получения разрешения, размещаем в личном кабинете, предварительно переводим графику и текст в PDF.

СЕЗОННОЕ ПРОМЕРЗАНИЕ И СЕЗОННОЕ ОТТАИВАНИЕ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОРОД

9.1 Физическая сущность процессов сезонного промерзания и оттаивания пород и основные понятия

Тепловое состояние верхних слоев горных пород и нижних слоев атмосферы определяется радиационно-тепловым балансом поверхности Земли. В высоких и средних широтах радиационно-тепловой баланс формирует такие теплороты в поверхностной зоне почв и горных пород, при которых совершаются годовые периодические колебания температуры пород с переходом через 0°C . Промерзание горных пород связано с сокращением приходящей солнечной радиации и с превышением эффективного излучения над поглощенной радиацией в холодный период года, т. е. с отрицательным радиационным балансом за этот полупериод, в результате чего на поверхности почвы устанавливаются отрицательные температуры. Основное значение приобретает теплота фазовых переходов воды в лед, которые совершаются при 0°C , поэтому и температура почв и грунтов некоторое время устанавливается близкой к 0°C («нулевая завеса», по М. И. Сумгину). В весенне-летний период, наоборот, увеличение приходящей солнечной радиации, превышающей эффективное излучение, вызывает протаивание почв и горных пород. К слоям сезонного промерзания и сезонного оттаивания приурочены и почвообразовательные

процессы (физико-геологические, физико-химические, химические и биологические).

9.2 Сезонное промерзание пород

Процесс сезонного промерзания пород и формирование сезонно-мерзлого слоя (СМС) происходят за счет охлаждения в зимнее время верхней части немерзлого (или талого) массива горных пород. Сезонномерзлый слой подстилается тальми породами. Среднегодовая температура массива пород как на подошве промерзающего слоя, так и в подстилающей толще в течение многолетнего периода формируется положительной. Сезонное промерзание пород является следствием теплооборотов, совершающихся в холодный полупериод года, т. е. следствием расходной части теплового баланса. Сезонное промерзание развито в европейской части РФ и в пределах распространения талых массивов пород в азиатской части страны. По времени оно может быть сезонным (в течение зимы) и кратковременным (в течение части сезона или даже нескольких дней) в зависимости от широтного и высотного положения территории и расположения ее в пределах материковой суши. Территория, где наблюдается преимущественно сезонное промерзание почв и горных пород, называется областью сезонной мерзлоты.

9.3 Сезонное оттаивание пород

Сезонное оттаивание (или сезонноталый слой - СТС) формируется в результате оттаивания верхних горизонтов мерзлого массива горных пород. Следовательно, понятие «сезонное оттаивание» предполагает длительное (долгие годы) существование мерзлой толщи пород, верхний слой которой

оттаивает только в летнее время. Отсюда следует, что сезонноталый слой обязательно подстиляется многолетнемерзлой толщей горных пород. Среднегодовая температура на подошве СТС и в подстилающих мерзлых породах формируется отрицательной (ниже 0°C).

Сезонное оттаивание горных пород является результатом приходной части радиационно-теплового баланса, за счет которой совершаются положительные теплообороты в СТС в теплый полупериод года. В силу этого сезонное оттаивание почв и горных пород может наблюдаться только в области распространения многолетнемерзлых пород при условии, что СТС при промерзании зимой сливается с многолетнемерзлой толщей.

9.4 Потенциальное сезонное промерзание и потенциальное сезонное оттаивание пород. Перелетки

В области сезонной мерзлоты теплообороты при положительных температурах (в теплый полупериод) больше теплооборотов при отрицательных температурах (в холодный полупериод). В этом случае существуют теплофизические предпосылки для полного проявления сезонного промерзания пород, т. е. промерзнет столько, сколько может промерзнуть при теплооборотах, идущих при отрицательных температурах. Оттаивает же только то, что промерзло, а могло бы осуществиться оттаивание на большую глубину.

Возможное оттаивание горных пород в области сезонной мерзлоты, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов, идущих при положительных температурах, называется потенциальным сезонным оттаиванием. Поскольку оттаивание ограничено мощностью СМС, то одна часть теплооборотов теплого полупериода расходуется на оттаивание СМС, а другая - на нагревание пород всего слоя годовых колебаний температур.

В области распространения многолетнемерзлых пород, наоборот, теплообороты при положительных температурах меньше теплооборотов при отрицательных температурах. В этом случае существуют теплофизические предпосылки для полного проявления процесса сезонного оттаивания пород, т. е. оттаять может такой верхний слой мерзлой толщи, который обеспечивается полным использованием теплооборотов теплого полупериода. Промерзает же только оттаявший летом слой породы, а она могла бы промерзнуть и на большую глубину (потенциальное сезонное промерзание), поскольку теплообороты холодного полупериода больше таковых теплого полупериода. Следовательно, часть теплооборотов, идущих при отрицательных температурах, расходуется на промерзание сезонноталого слоя, а другая часть - на охлаждение пород всего слоя годовых колебаний температур. Поэтому *возможное сезонное промерзание горных пород в области многолетней мерзлоты, которое наблюдалось бы при полном использовании теплооборотов, идущих при отрицательных температурах, называется потенциальным сезонным промерзанием пород.*

Знание глубины потенциального сезонного промерзания и глубины потенциального сезонного оттаивания пород необходимо и для практических целей, так как с их помощью можно выявить направленность мерзлотного процесса и его динамику. Допустим, в области распространения многолетнемерзлых пород летом возводится насыпь по методу сохранения многолетней мерзлоты. В этом случае надо знать, промерзнет насыпь за зиму или в ней останется талое ядро, т. е. надо определить (рассчитать) глубину потенциального сезонного промерзания. Обусловлено это тем, что талое ядро насыпи рано или поздно промерзнет, а при промерзании могут возникнуть нежелательные деформации, которые осложнят хозяйственную эксплуатацию насыпи. С целью выявления этих деформаций в первую же зиму необходимо ее проморозить до глубины

установленного потенциального промерзания. Это достигается комплексом мероприятий (затенением поверхности летом, снятием снежного покрова и др.). Обнаруженные дефекты, вызванные пучением грунтов при их промерзании, дают возможность их устранения до начала эксплуатации насыпи.

Наоборот, при строительстве насыпи в зимнее время в области сезонной мерзлоты ее высота не должна превышать глубину потенциального сезонного оттаивания, иначе останется ядро, которое сохранится на некоторое время и в результате постепенного оттаивания с просадкой может привести к деформации сооружения.

По мере движения с юга на север область сезонного промерзания сменяется областью многолетнемерзлых пород, т. е. сезонное промерзание при переходе от положительных среднегодовых температур горных пород через 0°C к отрицательным перейдет в сезонное оттаивание (рис. 9.1).

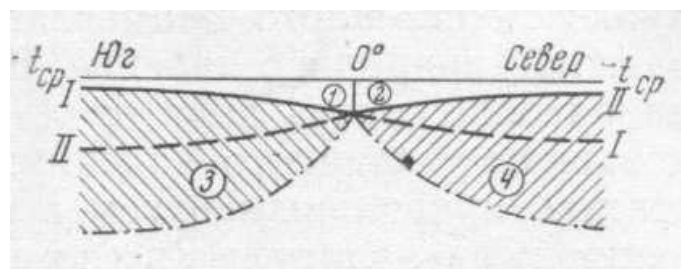


Рис. 20. Схема перехода слоя сезонного промерзания пород в многолетнемерзлую толщу со слоем их сезонного оттаивания при движении с юга на север:

- 1 - слой сезонного промерзания; 2 - слой сезонного оттаивания;
- 3 — слой сезонных колебаний положительной температуры пород;
- 4 — слой сезонных колебаний отрицательной температуры пород

В этом же направлении возрастает глубина сезонного промерзания пород (кривая 1), которая вблизи южной границы области распространения мерзлых пород является наибольшей. При переходе через 0° линия глубины сезонного промерзания становится уже линией глубины потенциального

сезонного промерзания в области многолетнемерзлых пород, которая могла бы наблюдаться, если бы породы были талыми.

Подобно изложенному, кривая *II* на рис. 9.1 показывает изменение глубины сезонного оттаивания пород. При движении с севера на юг она возрастает, а затем при переходе t_{cp} через 0° в сторону положительных температур изображает глубину потенциального сезонного оттаивания в области сезонного промерзания, которая могла бы иметь место, если бы породы были мерзлые.

При среднегодовых температурах горных пород, равных 0°C , глубины сезонного промерзания и сезонного протаивания пород максимальны и равны друг другу. К югу и северу от этой изотермы они уменьшаются, Глубины потенциального сезонного промерзания и потенциального сезонного оттаивания пород при $t_{cp}=0^\circ\text{C}$ равны глубинам сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород. К югу от этой границы резко увеличивается глубина потенциального сезонного оттаивания, а к северу - глубина потенциального сезонного промерзания пород. Одновременно с этим при $t_{cp} = 0^\circ\text{C}$ - слой годовых колебаний температур минимален и равен мощности СМС и СТС.

Перелетки. В том случае, когда потенциальное сезонное промерзание проявляется на свою полную глубину, в течение одного - пяти лет, то не протаявшие полностью в летний период мерзлые слои как бы перелетывают. Мерзлые слои грунта не представляют собой многолетнемерзлые горные породы и поэтому называются перелетками. Обычно они распространены в зоне южной границы области распространения многолетнемерзлых пород. Мощность их колеблется в пределах 0,5-2 м. Льдистость перелетков обычно незначительная, так как теплообороты в них невелики. В летний период температуры перелетков близки к 0° .

9.5 Классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания почв и горных пород

В изучении сезонного промерзания и оттаивания почв и горных пород исторически развиваются три направления

Первое направление - географическое, которое ставило своей задачей изучение сезонного промерзания и оттаивания почв с учетом зависимости глубины СМС и СТС от комплекса природной географической среды (снежный и растительный покровы, заболоченность поверхности, экспозиция склонов и т. п.).

Второе направление - теплофизическое, которое рассматривало сезонное промерзание и оттаивание почв как чисто теплофизический процесс, без учета влияния на него геологической и географической среды. Основной целью этого направления было получение математических зависимостей между глубинами промерзания и оттаивания почв, температурой воздуха и теплофизическими свойствами пород.

Третье направление - техническое, которое представляло собой попытку разработки методов определения глубины промерзания и оттаивания грунтов (включая почву) в строительных целях.

Теория и практика показали, что единственно правильным путем в изучении сезонного промерзания и оттаивания почв является увязка теплофизической, географической и геологической сторон указанных процессов и изучение закономерностей формирования глубин промерзания и оттаивания пород в зависимости от условий теплообмена на поверхности земли, литологических и влажностных особенностей пород и всего комплекса природных условий.

Первая попытка объединения теплофизического и геолого-географического направлений была предпринята П. И. Колосковым (1946), когда он предложил классификационную схему, в которой разновидности

мерзлой почвы выделялись «в зависимости от влияния на нее климата, субстрата, местных условий и внешних воздействий». Эта классификация была развита В. А. Кудрявцевым в 1951 г. Прежде всего было четко разделено сезонное промерзание пород и сезонное оттаивание естественной границей, по линии которой среднегодовые температуры почв и пород равны 0°C.

В зоне положительных среднегодовых температур выделяются типы сезоннопромерзающих почв, а в зоне отрицательных - типы сезоннооттаивающих почв и грунтов. В основу выделения обеих групп типов положены четыре параметра: 1) среднегодовая температура пород, 2) амплитуда колебания температуры воздуха на поверхности земли, 3) литологические особенности грунтов, 4) влажность (льдистость) грунтов.

Первые два признака определяются величиной полугодовых теплооборотов грунтов, связанных с их промерзанием и оттаиванием. На их основе выделяются географические типы, отражающие широтную зональность и высотную поясность теплообмена на поверхности земли. Вторые два признака отражают региональную неоднородность литолого-влажностных условий в пределах каждого географического типа сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород. Каждый из этих четырех параметров служит градацией для разделения на типы и разновидности типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунтов. При этом устанавливаются пределы изменения указанных признаков или параметров для каждого типа и их отличие от соседних типов.

Первые два признака, являясь зональными, т. е. географическими, легко картируются и могут быть отражены при мерзлотной съемке на карте в любом масштабе. Третий и четвертый признаки являются геолого-генетическими, следовательно, на базе геологических и

ландшафтно-геоморфологических исследований в итоге мерзлотной съемки также могут быть отражены на карте.

По первым двум признакам классификация типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунтов представлена в виде таблицы (рис. 9.2).

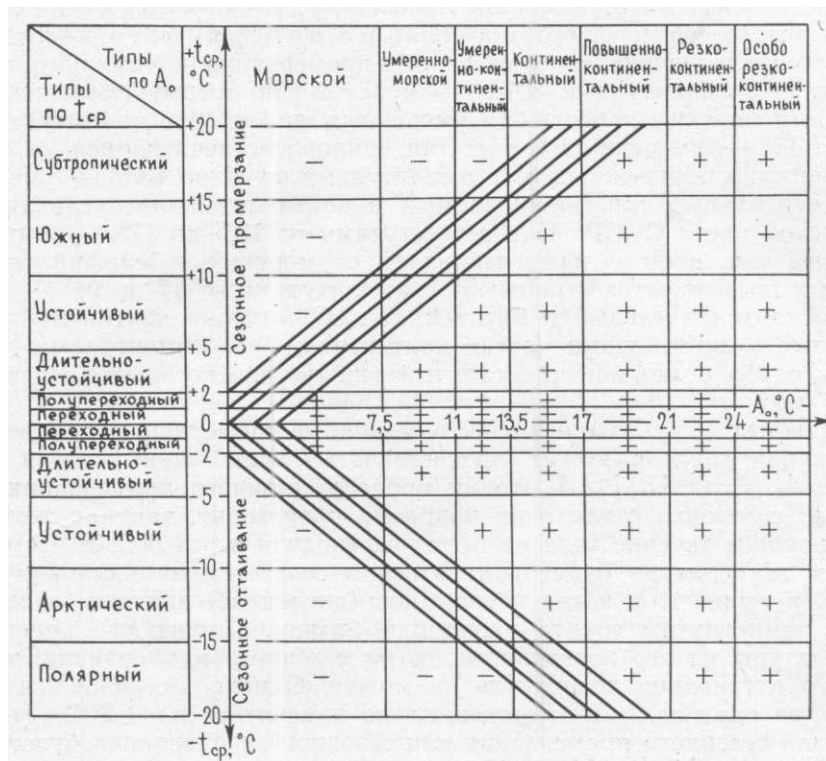


Рис. 21. Классификация типов сезонного промерзания и оттаивания пород по среднегодовым температурам и амплитудам температур на поверхности

При обосновании выделения градаций температур географических типов принято положение, что среднегодовая температура воздуха и почвы в любой местности не остается постоянной, а из года в год меняется в определенных пределах. В районах, прилегающих к естественной границе разделения зон сезонного промерзания и сезонного оттаивания (где $t_{cp} = 0^\circ$), колебания среднегодовой температуры пород совершаются с переходом через $0^\circ C$. Наиболее частые периодические колебания температуры наблюдаются в интервале среднегодовых температур $\pm 1^\circ$, поэтому в этих подзонах выделяются *переходные* типы сезонного промерзания и сезонного

оттаивания пород. В пределах t_{cp} от $+1$ до $+2^\circ$ и от -1 до -2° выделены *полупереходные* типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунтов, поскольку в этих подзонах переходы среднегодовой температуры грунтов через 0° совершаются эпизодически. В подзонах с t_{cp} от ± 2 до $\pm 5^\circ$ подобные переходы связаны с длительными периодами или существенными изменениями условий теплообмена на поверхности земли. Поэтому выделенные здесь типы промерзания и оттаивания грунтов названы *длительноустойчивыми*. В областях, где t_{cp} пород изменяется в пределах от $+5$ до $+10^\circ$ и от -5 до -10° и маловероятны ее переходы через 0°C даже при длительных изменениях теплооборотов, выделены *устойчивые* типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунтов.

За пределами этих областей выделяются: к югу - *южный тип*, t_{cp} пород изменяется от $+10$ до $+14^\circ$, *субтропический* с t_{cp} от $+14$ до $+18^\circ$ и *тропический* тип сезонного промерзания почвы, когда среднегодовая температура почвы выше $+18^\circ\text{C}$; к северу - *арктический* тип сезонного оттаивания, если t_{cp} пород колеблется в пределах от -10 до -15° , и *полярный*, если t_{cp} пород составляет от -15 до -20°C . В последнем случае верхний слой литосферы, вероятно, не протаивает даже в середине лета, т. е. здесь вечная мерзлота начинается прямо с дневной поверхности.

В зависимости от величины амплитуды колебания температуры (ее физического значения) на поверхности почвы выделяются следующие типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания: 1) с амплитудами $<7,5^\circ$ - морской тип, преимущественно свойственный морским побережьям умеренных широт; 2) с амплитудами от $7,5$ до 11° - умеренно морской тип, широко встречающийся на северных морских побережьях; 3) с амплитудами от 11 до $13,5^\circ$ - умеренно континентальный тип, наблюдаемый в континентальных условиях европейской части РФ; 4) с амплитудами от $13,5$ до 17° - континентальный тип, широко развитый вдали от морских побережий на обширных низменностях страны; 5) с

амплитудами от 17 до 21° - повышенно континентальный и б) от 21 до 24° - резко континентальный, развитые в центральных частях континента; 7) с амплитудами свыше 24° - особо резко континентальный тип на плоскогорьях азиатского материка.

Каждый из указанных типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунтов может существовать лишь при условии, что $|t_{cp}| \ll A_0$. Если $|t_{cp}| \gg A_0$, то ни процесс сезонного промерзания, ни процесс сезонного оттаивания пород не происходит, так как температура пород в течение года не будет переходить через 0°C. В этом случае их температура будет изменяться в соответствии с сезоном года от 0°C и выше, т. е. когда абсолютное (численное) значение среднегодовой температуры грунта равно или больше амплитуды колебания температуры на его поверхности, то ни сезонного промерзания, ни сезонного оттаивания возникнуть не может. Однако учитывая, что t_{cp} грунта за один год может максимально изменяться на $\pm 2^\circ\text{C}$, устойчивый слой сезонного промерзания или сезонного протаивания будет наблюдаться при $|t_{cp}| < A_0 - 2$. Наоборот, условию, исключающему процесс сезонного промерзания или протаивания грунтов, будет соответствовать соотношение $|t_{cp}| > A_0 + 2$.

Между указанными пределами, т. е. когда $A_0 - 2 < |t_{cp}| < A_0 + 2$, выделяются неустойчивые типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания грунта, которые подразделяются на следующие подтипы:

при $A_0 - 2 < |t_{cp}| < A_0 - 1$ - эпизодически исчезающий,

при $A_0 - 1 < |t_{cp}| < A_0$ - периодически исчезающий,

при $A_0 < |t_{cp}| < A_0 + 1$ - периодически появляющийся,

при $A_0 + 1 < |t_{cp}| < A_0 + 2$ - эпизодически появляющийся.

Из рис. 9.1 видно, что всего выделяется 85 типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород. Если же неустойчивые 8 типов подразделить в зависимости от континентальности климата, то число типов увеличится до 133.

Внутри каждого географического типа необходимо различать разновидности сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород по составу и влажности в зависимости от генезиса и возраста пород. Последнее имеет особо важное значение для рыхлых отложений.

По составу пород можно выделить следующие разновидности: 1) скальные грунты (породы с жесткими связями) — магматические, метаморфические, осадочные, подразделяемые по степени выветрелости и трещиноватости; 2) дисперсные несвязные — обломочные породы, подразделяемые по генезису, крупности обломков и зерен (валуны, галька, гравий; камни, дебель, дресва; пески чистые различной зернистости и пески пылеватые), а также по содержанию и составу заполнителя (для крупнообломочных разновидностей); 3) дисперсные связные — глинистые и пылеватые (лессовые) породы и илы (современные осадки водоемов), подразделяемые по генезису, содержанию глинистых частиц — супеси, суглинки, глины; легкие, средние (для глин и суглинков) и тяжелые, а также по особенностям химико-минерального состава и характеру пористости (для пылеватых пород); 4) биогенные — торфа, подразделяемые по степени разложения; 5) искусственные грунты: а) скальные (с жесткими связями) — упрочненные естественные скальные и дисперсные грунты, подразделяемые по методу закрепления (цементация, силикатизация и др.); б) дисперсные связные — упрочненные естественные песчаные, пылеватые и глинистые грунты, подразделяемые по методу закрепления (битумизация, обработка поверхностно-активными веществами и др.); уплотненные (разрыхленные) и насыпные пылеватые и глинистые грунты, подразделяемые по способу уплотнения и укладки; производственные и бытовые отходы (культурный слой); в) дисперсные несвязные — разрыхленные скальные грунты, насыпные обломочные грунты, промышленные отвалы.

Глубина сезонного промерзания и сезонного оттаивания перечисленных разновидностей пород убывает от скальных грунтов к суглинкам и торфам, и чем плотнее рыхлые (дисперсные) породы, тем на большую глубину они промерзают и оттаивают.

По влажности пород выделяются три основные разновидности типов - соответственно для сезонного промерзания и для сезонного оттаивания в зависимости от количества влаги, участвующей в фазовых переходах при замерзании и оттаивании пород. Это обусловлено тем, что связанная вода в дисперсных грунтах, особенно прочносвязанная, при наблюдаемых в природе температурах горных пород не замерзает или замерзает частично. В соответствии с этим, если w - естественная влажность грунта, определенная на момент промерзания, w_n - полная влагоемкость грунта, w_w - количество незамерзшей воды в грунте при среднезимней температуре, выделяются следующие разновидности типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания:

1) при $w_w < w < w_w + 1/3(w_n - w_w)$ — глубокое промерзание или оттаивание,

2) при $w_w + 1/3(w_n - w_w) < w < w_w + 2/3(w_n - w_w)$ — среднее по глубине промерзание или оттаивание.

3) при $w > w_w + 2/3(w_n - w_w)$ — мелкое по глубине промерзание или оттаивание. В последнем случае имеется много свободной воды в грунтах, требующей больших теплооборотов в связи с фазовыми переходами, поэтому горная порода не может промерзнуть и протаивать глубоко.

Несмотря на то что количество сочетаний основных характеристик, по которым определяется тип сезонного промерзания и сезонного оттаивания, велико (более 2000), однако на практике при производстве мерзлотной съемки в конкретном районе их бывает немного: в зависимости от сложности района и масштаба съемки их может быть не более 1-2 десятков. Самое главное заключается в том, что в разных районах

возможны одинаковые глубины сезонного промерзания и оттаивания пород при различных условиях формирования этих глубин. Поэтому изменение этих условий при освоении той или иной территории может вызвать различные последствия в изменениях первоначально одинаковых глубин сезонного промерзания и сезонного оттаивания, что необходимо учитывать при составлении мерзлотного прогноза.

Выводы из классификации:

1) глубину сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород внутри каждого географического типа и разновидности можно вычислить по любой расчетной формуле, если она учитывает основные классификационные параметры. Это среднегодовая температура пород, амплитуда колебания температуры на поверхности земли, состав и влажность пород;

2) возможно картировать типы сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород в любом масштабе, если к картам будут приложены номограммы для расчета глубин, учитывающие любые конкретные условия;

3) возможно определять динамику изменения типов и глубин сезонного промерзания и оттаивания пород во времени в зависимости от изменения конкретных условий;

4) все классификационные параметры: среднегодовая температура пород, амплитуда колебания температуры на поверхности, состав и влажность пород, их теплофизические характеристики определяются в поле и в лаборатории.

9.6 Влияние различных факторов на формирование температурного режима и глубину сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород

Влияние различных факторов геологических и географических условий на характер сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород проявляется главным образом через среднегодовые температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания (t_{ξ}) и амплитуды температур на поверхности (A_0). Общая закономерность изменения глубины сезонного промерзания ($\xi_{пр}$) и глубины сезонного оттаивания ($\xi_{от}$) пород в зависимости от t_{cp} (t_{ξ}) и A_0 при всех прочих равных условиях может быть иллюстрирована схемой (рис. 9.3).

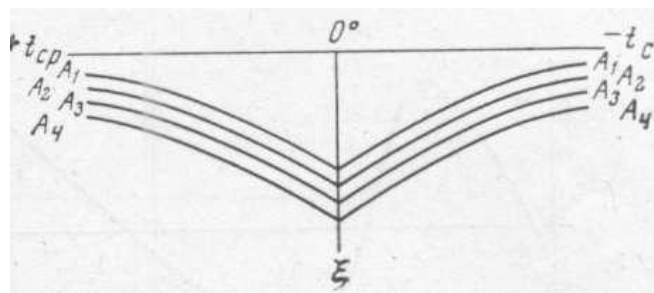


Рис. 9.3 Изменение глубины сезонного промерзания и оттаивания пород (ξ) в зависимости от среднегодовых температур пород (t_{cp}) и амплитуд температур на их поверхности A_i ; ($A_1 < A_2 < A_3 < A_4$)

Схема показывает, что при одной и той же амплитуде колебания температуры на поверхности земли глубина сезонного промерзания и оттаивания пород наиболее резко изменяется с приближением их среднегодовой температуры к 0°C . Чем больше t_{cp} пород отлична от нуля, тем меньше изменения $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$. В то же время чем больше амплитуда колебания температуры на поверхности почвы при неизменной t_{cp} пород, тем больше $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$. Следовательно, для районов с морским климатом, где амплитуды невелики, характерна незначительная глубина промерзания и оттаивания почв, а для районов с резко континентальным климатом - более значительная.

Формирование температурного режима пород (среднегодовых температур и амплитуд температур на поверхности) в пределах каждого

географического типа сезонного промерзания и сезонного оттаивания происходит под влиянием следующих основных факторов природной среды: радиационно-теплого баланса на (поверхности почв и горных пород, всех его составляющих и его взаимосвязи с комплексом природной среды, а также зависит от всех частных характеристик и условий, как, например, от характера покровов (снежного, растительного и искусственных), рельефа и экспозиции склонов, характера водоемов и донных отложений, заболоченности, состава, сложения и залегания пород, их свойств и теплофизических характеристик, гидрогеологических характеристик поверхностных отложений, инфильтрации летних осадков, конденсации паров воды из воздуха и т. д.

1. Влияние радиационно-теплого баланса на t_{ξ} , $\xi_{\text{пр}}$ и $\xi_{\text{от}}$

Зависимость $\xi_{\text{пр}}$ пород от радиационно-теплого баланса поверхности может быть выражена следующим образом:

$$\xi_{\text{пр}} = \frac{R - t_{\xi} \sqrt{\frac{2\lambda T C}{\pi}}}{(nA_{\text{ср}}C + Q_{\phi})}, \quad (9.1)$$

где R - сумма отрицательного радиационного баланса за период охлаждения поверхности (при расчете $\xi_{\text{пр}}$ R берется без знака); остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

Зависимость $\xi_{\text{от}}$ пород радиационно-теплого обмена на поверхности следует из уравнения

$$\xi_{\text{от}} = \frac{\left(R - LE - P - t_{\xi} \sqrt{\frac{2\lambda T C}{\pi}} \right)}{(nA_{\text{ср}}C + Q_{\phi})}, \quad (9.2)$$

где R , LE и P определяются для полупериода нагревания поверхности.

Связь процессов промерзания и оттаивания пород и теплооборотов в них с радиационно-тепловым балансом поверхности указывает на существование обратной зависимости и о влиянии геологических факторов на процессы формирования температурного режима пород. Помимо этого уравнения (9.1) и (9.1) могут использоваться при радиационно- и водно-тепловой мелиорации грунтов и территорий, при палеогеографических реконструкциях и т. д.

2. Влияние снежного покрова на t_{ξ} , $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$

Снежный покров в значительной степени изменяет характер радиационно-теплого баланса на поверхности. При этом влияние его многообразно. Прежде всего, снег резко изменяет альбедо поверхности, повышая ее отражательную способность (до 0.7-0,85 по сравнению с 0,1-0,3 растительных покровов), в результате чего сокращается количество поглощенной солнечной радиации в почвенных горизонтах. Отсюда вытекает охлаждающее действие снежного покрова. Большая доля участия в радиационно-тепловом балансе принадлежит фазовым переходам воды, таянию снега под действием солнечных лучей и его испарению, что приводит к существенному сокращению приходной части теплового баланса поверхности почвы. Одновременно с этим в зимний период почва отдает полученное летом тепло, и снег, как теплоизолятор, предохраняет почву от зимних теплопотерь. В этом случае снег выступает как фактор, отепляющий почву.

В весенний период, во время таяния снега, благодаря поглощению тепла на фазовые переходы воды, задерживается поступление солнечной радиации в почву до полного оттаивания снега. Следствием этого является некоторое охлаждение почвы в годовом цикле. В то же время талые воды, проникая в трещины мерзлого грунта, нагревают его до 0°C и приводят к

некоторому теплению по сравнению с участками, где происходит только кондуктивный теплообмен.

Таким образом, влияние снега на формирование t_{ξ} , $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$ сложно и многогранно. Но если взять хотя бы две основные стороны этого процесса - охлаждающую роль снега за счет его высокого альбедо по сравнению с поверхностью почв и его теплоизолирующую роль, то можно вскрыть зависимость, которая характеризуется следующим графиком (рис. 9.4).

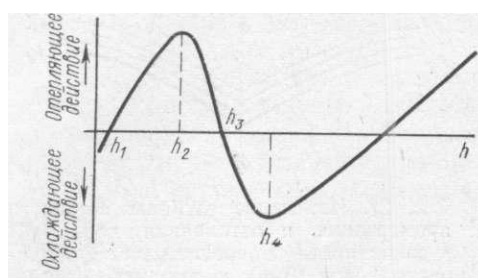


Рис. 9.4 Изменение влияния снежного покрова на температурный режим подстилающих пород в зависимости от его мощности

На рис. 9.4 видно, что если снег имеет малую мощность (до h_1), то преобладает его роль как отражателя солнечных лучей, а термоизолирующие свойства незначительны. Снег в этом случае является охлаждающим фактором. При увеличении мощности снега от h_1 до h_2 преобладает его тепляющее влияние. С увеличением мощности снега от h_2 до h_3 большое количество тепла идет на его таяние и значительная часть солнечных лучей отражается его поверхностью. Кроме того, мощный слой снега требует продолжительного периода для полного таяния, в течение которого держится на поверхности земли нулевая температура. В итоге снег в этом случае является охлаждающим фактором для пород. Если мощность слоя снега достигает величины h_4 , то он не успевает растаять в летний период. Образуются снежники и ледники, поверхность которых круглый год отражает значительную часть солнечных лучей, в результате чего верхний слой литосферы еще более охлаждается. Дальнейшее

накопление снега водит к образованию значительных толщ фирнизированных снежников и межледникового льда, температурный режим которых на поверхности и на подошве зависит от принадлежности ледника к области абляции или области аккумуляции, от мощности фирна и льда, от характера ложа ледника, от теплопотока снизу и от конкретной климатической и геоморфологической обстановки участка ледника.

В средней полосе РФ и в северных районах, где наблюдается нормальный снежный покров и своевременный его сход, снег суммарно является обогревающим фактором. Качественную сторону влияния снега на глубину сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород можно определить при помощи графика (рис. 9.5).

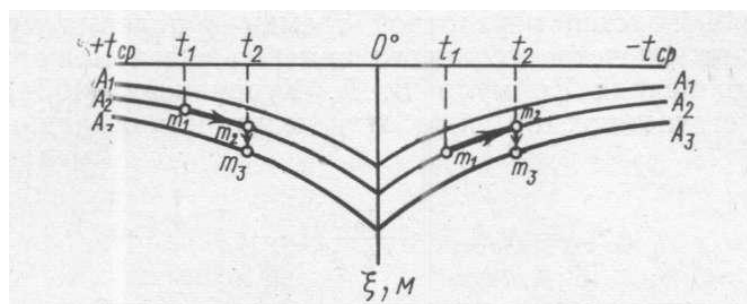


Рис. 9.5. Схема влияния снежного покрова на глубину сезонного промерзания и оттаивания пород (ξ): 1—среднегодовая температура пород при наличии снежного покрова; 2 — то же при снятии снежного покрова; $A_1 < A_2 < A_3$ — амплитуда среднемесячных температур на поверхности породы

Из анализа рис. 9.5 видно, что снежный покров существенно влияет на глубину сезонного промерзания и почти не оказывает влияния на глубину сезонного оттаивания пород. Это вытекает из того, что в области сезонного промерзания грунтов без снежного покрова (левая часть схемы) происходит: 1) увеличение глубины сезонного промерзания пород от m_1 до m_2 за счет понижения среднегодовой температуры от t_1 до t_2 , 2) увеличение глубины промерзания пород от m_2 до m_3 за счет возрастания амплитуды колебания температуры на ее поверхности от A_2 до A_3 . В этом случае

годовые теплообороты в грунте увеличиваются за счет зимней их части, по существу определяя глубину промерзания пород.

В итоге в области сезонного промерзания при снятии (очистке) или отсутствии снежного покрова (малоснежная зима) наблюдается значительное увеличение глубины сезонного промерзания пород.

В области распространения многолетнемерзлых пород (правая часть схемы) при наличии сливающейся мерзлоты глубина протаивания при отсутствии снега изменяется: 1) в сторону уменьшения от m_1 до m_2 за счет понижения среднегодовой температуры почвы от $-t_1$ до $-t_2$, 2) в сторону некоторого увеличения от m_2 до m_3 а счет возрастания амплитуды колебания температуры на ее поверхности от A_2 до A_3 .

Таким образом, здесь наблюдается два противоположных процесса, которые в итоге компенсируют друг друга и тем самым сглаживают влияние снежного покрова на глубину сезонного оттаивания грунтов. Своеобразие указанного влияния связано с тем, что снятие или отсутствие снежного покрова мало изменяет летние теплообороты в грунте, которые, по существу, и определяют глубину их сезонного оттаивания.

Кроме качественной оценки закономерностей формирования температурного режима пород и глубины их сезонного промерзания и сезонного оттаивания под влиянием снежного покрова необходима оценка этого влияния в количественном выражении. При производстве мерзлотной съемки в полевых условиях для приближенных расчетов теплового влияния снега может быть использована сокращенная формула В. А. Кудрявцева (1954), выведенная на основе статистической обработки фактических данных. Формула имеет вид

$$\Delta t_{\text{сн}} = \Delta A_{\text{сн}} = \frac{A_{\text{в}}}{2} \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{a^2 T}}} \right),$$

где $\Delta A_{\text{сн}}$ - уменьшение амплитуды годовых колебаний температуры (физическое значение) под снегом, °С; z - высота снежного покрова, м; a^2 —

коэффициент теплопроводности снега, м²/ч; T — период, равный году, ч; A_e - метеорологическая амплитуда годовых колебаний температуры воздуха на поверхности снега (с учетом радиационной поправки), °С.

Для удобства расчетов по указанной формуле В. А. Кудрявцевым(1954) составлена таблица изменений величины $1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{a^2 T}}}$ которая записана в виде $1 - \frac{1}{f}$ в зависимости от различных мощности и плотности снега (табл. 9.1). Этот метод широко используется в практике различных мерзлотных исследований как экспресс-метод.

Таблица 2

Значение величины $1 - \frac{1}{f}$ - в зависимости от мощности, плотности и коэффициента теплопроводности снежного покрова (по В. А. Кудрявцеву, 1954)

Плотность снежного покрова, кг/м ³	Кэфф. температу- ропроводно- сти снега, а10 ⁵ . м ² /ч	Мощность (z) снежного покрова, м									
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
75	0,36	0,094	0,181	0,259	0,329	0,398	0,451	0,503	0,551	0,597	0,632
110	0,54	0,081	0,155	0,224	0,288	0,345	0,400	0,447	0,491	0,532	0,572
150	0,72	0,071	0,136	0,197	0,253	0,306	0,355	0,400	0,442	0,482	0,518
190	0,90	0,064	0,123	0,178	0,230	0,279	0,324	0,367	0,407	0,445	0,480
225	1,08	0,058	0,113	0,164	0,213	0,259	0,302	0,343	0,381	0,416	0,450-
250	1,26	0,054	0,105	0,153	0,198	0,242	0,282	0,321	0,357	0,392	0,425
300	1,44	0,051	0,098	0,143	0,186	0,227	0,267	0,303	0,338	0,371	0,403
340	1,62	0,048	0,093	0,136	0,178	0,216	0,254	0,289	0,323	0,356	0,386
380	1,80	0,045	0,088	0,130	0,169	0,206	0,242	0,277	0,309	0,341	0,371
415	1,98	0,043	0,081	0,124	0,161	0,197	0,232	0,265	0,297	0,327	0,356

Основной закономерностью формирования температурного режима пород под снежным покровом является то, что его отепляющее влияние зависит от теплооборотов почвы для данного района. Чем больше теплообороты почвы, тем при всех прочих равных условиях отепляющее

влияние снега больше и наоборот. Следовательно, все те факторы и условия, которые определяют теплообороты пород или оказывают то или иное влияние на них, определяют и величину отепляющего влияния снежного покрова. Отсюда отепляющее влияние одного и того же снежного покрова (по мощности, плотности, теплофизическим свойствам и прочим характеристикам) на различных участках в пределах одного и того же района будет различно в зависимости от состава пород и их влажности. На сухих грунтах оно будет минимальным, а на водонасыщенных, наоборот, максимальным.

За счет теплооборотов, идущих на фазовые переходы воды, годовые теплообороты в породе могут изменяться в 1,5-2 раза. Следовательно, и отепляющее влияние снежного покрова может за счет этого изменяться в 1,5-2 раза. Интересно, что в условиях резко континентального климата теплообороты в породах всегда больше, чем в условиях морского климата, а отсюда и отепляющее действие снежного покрова также должно быть больше в первом случае.

Как известно (Кудрявцев, 1965), теплообороты пород максимальны у южной границы области распространения многолетнемерзлых пород,; т. е. при средних годовых температурах пород, равных 0° . С изменением последних в сторону их повышения и понижения (к югу и к северу от этой границы) теплообороты уменьшаются тем больше, чем больше среднегодовые температуры пород будут отличаться от 0° . В соответствии с этим здесь будет максимальным и отепляющее влияние снежного покрова, которое будет уменьшаться к югу и к северу от этой границы. В этом проявляется широтная зональность отепляющего влияния снежного покрова на формирование температурного режима пород. Аналогичная закономерность отмечается и в отношении высотной поясности.

Однако указанное проявление широтной зональности и высотной поясности в рассматриваемом явлении справедливо только для влажных

пород, в которых при замерзании существенное значение имеют теплообороты, совершающиеся за счет фазовых переходов воды. В сухих (например, в скальных) породах эта закономерность не имеет места, так как в этом случае величина теплооборотов в породе, а следовательно, и отепляющее влияние снега будут определяться годовой амплитудой температур на поверхности и не будут зависеть от средних годовых температур. Амплитуды не подчиняются широтной зональности и в каждом конкретном случае зависят от удаленности изучаемого района от моря, от высотного положения участка и других условий.

Общая закономерность широтной и высотной зональности влияния снега конкретизируется проявлением частных закономерностей, таких, как, например, различие в отепляющем влиянии снежного покрова на склонах различной экспозиции и крутизны, на участках с различным растительным покровом в зависимости от характера проявления зимней температурной инверсии и т. д.

3. Влияние растительного покрова на t_{ξ} , $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$

Зональный характер уровней тепло- и влагообмена между атмосферой и литосферой лежит в основе распределения климатических факторов, которые со своей стороны обуславливают зональное распределение почв и типов растительности на земном шаре, а последние, в свою очередь, влияют друг на друга. Растительность, находясь на границе атмосферы и литосферы, значительно влияет на обмен тепла и влаги между ними, а в конечном итоге и на температурный режим почв и горных пород.

Влияние растительного покрова на температурный режим грунтов и глубину их промерзания и оттаивания очень сложно. Учет этого влияния осложняется многообразием растительных сообществ и ассоциаций. Степная, лесная и тундровая растительность по-разному влияет на обмен

тепла и влаги между почвой и воздухом. Различия растительности обуславливают разницу в альбедо поверхности, что создаст своеобразие в отражении и поглощении лучистой энергии солнца. Даже одна и та же растительность в различные сезоны и погодные условия различно влияет на указанные процессы в течение года.

Органические растительные остатки (лесная подстилка, торф) еще больше осложняют процесс обмена тепла и влаги между атмосферой и литосферой. Влажные моховой и торфяной покровы, обладая большой влагоемкостью, имеют высокую теплопроводность в мерзлом состоянии. Это вызывает понижение $t_{ср}$ почвы на 1-3%, за исключением районов с мощным снежным покровом, где наблюдается обратная зависимость, т. е. отепляющее действие растительного покрова зимой будет больше, чем охлаждающее летом. Сокращение годовых амплитуд колебания температуры почвы под моховым и торфяным покровами может достигать 50-60%, а при мощном моховом покрове и торфе - даже 80-90%.

В общем же случае растительный покров, как правило, предохраняет почву от летнего прогревания и зимнего охлаждения, тем самым сокращая амплитуду колебания ее температуры. На юге сокращение летних амплитуд колебания температур будет больше, чем зимних, поскольку лето здесь продолжительнее, чем зима. На севере, наоборот, в силу более продолжительной зимы растительность сильнее влияет на зимние теплообороты, т. е. больше сокращает зимние амплитуды колебания температуры почвы. Несомненно, что такое сопоставление возможно при прочих равных условиях. В основе этого явления лежит различие в радиационно-тепловом балансе поверхности для различных растительных покровов. В летний период различие альбедо для различных покровов является решающим. Не меньшее значение имеют величина испарения и транспирация влаги для различных типов растительности. Различно будет и эффективное излучение, а также турбулентный теплообмен и, самое

существенное, затенение поверхности будет приводить к различию поглощенной солнечной радиации. Все это обуславливает сложность влияния растительного покрова на формирование температурного режима грунтов и глубин их сезонного промерзания и оттаивания.

Мерзлые толщи и растительные покровы развиваются обычно параллельно, реагируя на изменения друг друга. Это обстоятельство является основой для суждения о взаимодействии между мерзлотными, почвенными и геоботаническими условиями. Поэтому растительность в известной мере может служить индикатором при мерзлотной съемке. Часто уничтожение растительности способствует повышению ξ_{om} и возникновению термокарста, вызывающего образование озер, болот и других просадочных форм рельефа. Значение смены одних видов растительности другими усиливается с севера на юг и особенно велико в районах, примыкающих к южной границе области многолетнемерзлых пород.

Для количественной оценки влияния растительности на глубину сезонного промерзания и оттаивания почв можно воспользоваться графиком (рис. 9.6).

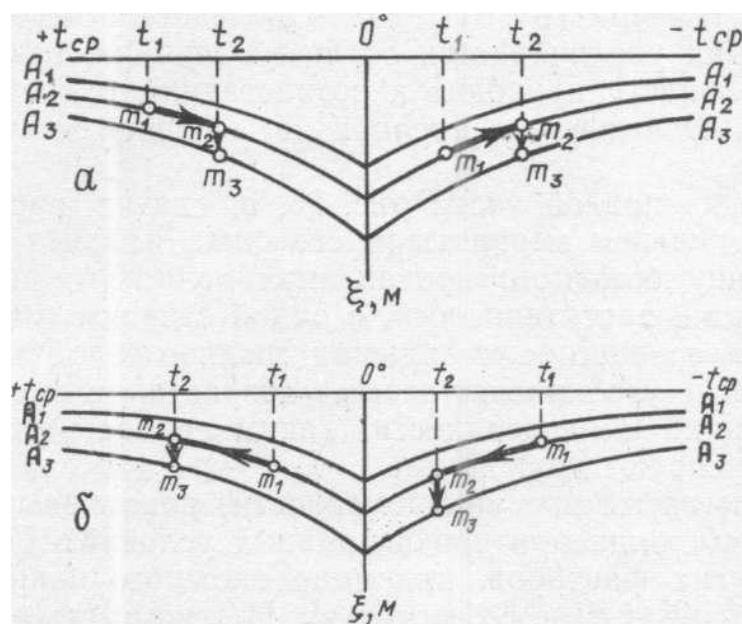


Рис. 9.6 Схема качественного определения влияния растительного покрова на глубину сезонного промерзания и оттаивания пород в северных (а) и южных (б) районах: 1 —

среднегодовая температура пород с растительным покровом; 2 — то же, без растительного покрова

Поскольку в южных районах сильнее проявляется охлаждающее влияние растительного покрова, а в северных - отепляющее, то следует рассмотреть эти влияния отдельно для южных и для северных районов. Как в первом, так и во втором случаях растительность влияет на глубину сезонного промерзания и оттаивания путем изменения среднегодовой температуры почвы и амплитуды температур на ее поверхности.

В южных районах на участках залегания немерзлых и талых пород глубина сезонного промерзания почв (левая часть рис. 9.6) при снятии растительного покрова изменяется: 1) в сторону уменьшения от m_1 до m_2 за счет повышения ее среднегодовой температуры от t_1 до t_2 ; 2) в сторону некоторого увеличения от m_2 до m_3 за счет возрастания амплитуды температур от A_2 до A_3 . Таким образом, здесь наблюдается два противоположных процесса, сглаживающих влияние растительного покрова на глубину сезонного промерзания.

Наоборот, как видно из правой части рис. 9.6, на участках распространения многолетнемерзлых толщ снятие растительного покрова значительно изменяет глубину сезонного оттаивания почв. Это происходит потому, что в результате указанной операции, во-первых, повышается среднегодовая температура от t_1 до t_2 и вследствие этого увеличивается глубина протаивания от m_1 до m_2 , во-вторых, возрастает амплитуда температур от A_2 до A_3 , вызывая увеличение протаивания от m_2 до m_3 . Таким образом, снятие растительного покрова в южных районах области распространения многолетнемерзлых пород приводит к увеличению сезонного оттаивания почв за счет повышения их среднегодовой температуры и возрастания амплитуды колебания температур на поверхности земли.

В северных районах области многолетнемерзлых пород наблюдается обратная зависимость. Снятие растительного покрова приводит к резкому

изменению глубины сезонного промерзания и незначительному изменению глубины сезонного оттаивания почв, поскольку здесь растительность является утепляющим фактором. Снятие ее нарушает зимний мерзлотный режим и почти не изменяет летний (рис. 9.6 а). На рис. 9.6, а (левая часть) показано, что в пределах таликовых зон и на участках немерзлых пород удаление растительного покрова понижает среднегодовую температуру от t_1 до t_2 , вследствие чего глубина сезонного промерзания увеличивается от m_1 до m_2 . Одновременно с этим снятие растительности приводит к возрастанию годовой амплитуды от A_2 до A_3 , что в свою очередь увеличивает глубину сезонного промерзания от m_2 до m_3 .

Как видно из правой части рис. 9.6, а, снятие растительности на участках сливающейся мерзлоты в северных районах незначительно изменяет глубину сезонного протаивания почв. Это происходит потому, что отсутствие растительности, с одной стороны, уменьшает глубину протаивания вследствие понижения среднегодовой температуры пород, а с другой - увеличивает за счет возрастания амплитуды колебания температур на их поверхности. Таким образом, первое и второе влияния компенсируют друг друга.

Следует отметить, что закономерности, показанные на рис. 9.6, а и б, справедливы лишь при прочих равных условиях. При воздействии каких-либо других факторов, например снежного покрова, указанные закономерности могут и не соблюдаться. Нужно иметь в виду, что влияние растительного покрова на мерзлотные процессы весьма сложно и еще недостаточно изучено.

Для количественной оценки влияния растительного покрова на сокращение годовых амплитуд колебания температур организуются специальные исследования на площадках в пределах распространения каждого типичного растительного сообщества. На площадках устанавливаются минимальные и максимальные термометры на поверхности

растительного покрова и под ним или на оголенном участке и на покрытом растительностью. Затем определяется сокращение амплитуды суточных колебаний температуры под влиянием растительности, которые дают возможность определить сокращение годовых амплитуд температур на поверхности растительного покрова. Для области сезонного промерзания в качестве экспресс-метода при полевых исследованиях может быть использована следующая зависимость

$$\frac{1}{19} \ln \frac{A_{\text{сут}}}{A_{0 \text{сут}}} = \ln \frac{A_{\text{год}}}{A_{0 \text{год}}}$$

где $A_{\text{сут}}$ - суточная амплитуда температурных колебаний на поверхности растительного слоя; $A_{0 \text{сут}}$ суточная амплитуда колебания температуры под растительным слоем; $A_{\text{год}}$ и $A_{0 \text{год}}$ — соответственно годовые амплитуды температур на поверхности растительного слоя и под растительностью.

Для северных районов, где зимний период значительно продолжительнее летнего, сокращение годовых амплитуд температур под влиянием растительности можно рассчитать по следующим приближенным формулам (Ершов, 1971)

$$\Delta A_{\text{раст}} = \frac{\Delta A_1 \tau_1 + \Delta A_2 \tau_2}{T}$$

$$\Delta t_{\text{раст}} = \frac{\Delta A_1 \tau_1 - \Delta A_2 \tau_2}{T} \frac{2}{\pi}$$

где ΔA_1 и ΔA_2 - разница в среднесуточных температурах воздуха на поверхности растительного покрова и под ним за холодное и теплое время года, °С; τ_1 и τ_2 — продолжительность существования отрицательных и положительных температур воздуха, ч; T - период, равный году (ч):

$$\Delta A_1 = A_1 \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{K_M 2 \tau_1}}} \right), A_1 = A_{\text{раст}} - t_{\text{раст}}$$

$$\Delta A_2 = A_2 \left(1 - e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{K_T 2 \tau_2}}} \right), A_2 = A_{\text{раст}} + t_{\text{раст}}$$

где z - высота растительного покрова, м; K_M и K_T — коэффициенты температуропроводности растительного покрова в мерзлом (K_M) и талом состояниях, $A_{\text{раст}}$ и $t_{\text{раст}}$ - годовая амплитуда колебания температуры воздуха и средняя годовая температура на поверхности растительного покрова под снегом, т. е. с учетом $\Delta t_{\text{сн}}$. При расчете A_1 и A_2 учитывается знак величины $t_{\text{раст}}$.

4. Влияние рельефа и экспозиции склонов на t_{ξ} , $\xi_{\text{пр}}$ и $\xi_{\text{от}}$

Положение того или иного участка местности в рельефе существенно влияет на формирование температурного режима пород и глубин их сезонного промерзания и сезонного оттаивания. Известно, что среднегодовая температура пород изменяется в зависимости от высоты местности. С повышением отметки над уровнем моря на каждые 100 м среднегодовая температура воздуха понижается на 1-1,2°C. В зависимости от этого понижаются и $t_{\text{ср}}$ пород и изменяются $\xi_{\text{пр}}$ и $\xi_{\text{от}}$.

С изменением высоты местности также изменяются амплитуда колебания температуры пород, литологические особенности и влажность. Чем выше отметки местности, тем меньше амплитуда колебаний температуры воздуха и пород, тем грубее становится гранулометрический состав рыхлых отложений, уменьшается при прочих равных условиях и влажность пород. Изменяются и другие природные факторы (снежный и растительный покровы). В результате температура пород с повышением высоты местности может понижаться на 10° и более. С высотой местности увеличивается $\xi_{\text{пр}}$ и уменьшается $\xi_{\text{от}}$ пород, что отражает высотную зональность теплообмена на поверхности. Расположение участков относительно стран света, т. е. экспозиция склонов, также сильно влияет на теплообмен в почве и на глубину ее промерзания и оттаивания.

На южных склонах t_{cp} выше, чем на северных, так как южные склоны интенсивнее обогреваются солнцем. По этой же причине и A_0 , на южных склонах больше. Следовательно, и $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$ пород должны быть различной на склонах южной и северной экспозиций. Действительно, в области распространения многолетнемерзлых пород глубина оттаивания почв на склонах южной экспозиции больше, чем на северных. Однако в области сезонной мерзлоты глубина сезонного промерзания почти одинакова на склонах южной и северной экспозиции. Объяснить это можно следующим образом. В области распространения многолетнемерзлых пород (рис. 9.7, правая часть) на склонах южной экспозиции (Ю) наблюдается более глубокое протаивание пород, чем на склонах северной экспозиции (С), от m_1 до m_2 за счет повышения на южных склонах среднегодовой температуры от t_1 до t_2 и от m_2 до m_3 за счет возрастания амплитуды колебания температуры на поверхности почвы от A_2 до A_3 . В итоге наблюдается значительное увеличение глубины оттаивания пород на склонах южной экспозиции по сравнению с северными склонами. Экспозиция склонов способствует различию летних теплооборотов, которые в конечном счете и определяют глубину сезонного оттаивания пород.

В области сезонного промерзания на склонах разных экспозиций порода промерзает почти на одну и ту же глубину, поэтому зимние теплообороты на склонах любой экспозиции остаются почти одинаковыми, а они как раз и определяют глубину промерзания грунтов. Указанные зависимости можно объяснить с помощью рис. 9.7 (левая часть), на котором видно, что на склонах южной экспозиции (Ю) среднегодовая температура пород (t_2 выше, чем t_1 на северных (С)), соответственно и глубина на них меньше (m_2 по сравнению с m_1). В то же время на южном склоне по сравнению с северным амплитуда температур увеличивается от A_2 до A_3 , а глубина промерзания — от m_2 до m_3 . Сравнивая глубины m_1 и m_3 ,

видно, что эффекты влияния среднегодовой температуры и амплитуды температур на глубину сезонного промерзания компенсируют друг друга.

Влияние экспозиции склонов на глубину сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород может осложниться влиянием других природных факторов (снега, растительности, погодных условий и др.). Например, на Европейском Севере в некоторых местах господствующие ветры южных румбов зимой оголяют южные склоны от снега и способствуют переотложению его на склонах северной экспозиции. В итоге влияние экспозиции склонов на температурный режим пород компенсируется противоположным влиянием снега, что приводит к выравниванию температуры почв на склонах всех экспозиций.

5. Влияние водного покрова на t_{ξ} , ξ_{np} и ξ_{om}

Влияние речных потоков. При изучении влияния речных потоков на температурный режим и на глубину сезонного промерзания и оттаивания грунтов необходимо учитывать некоторые общеизвестные положения:

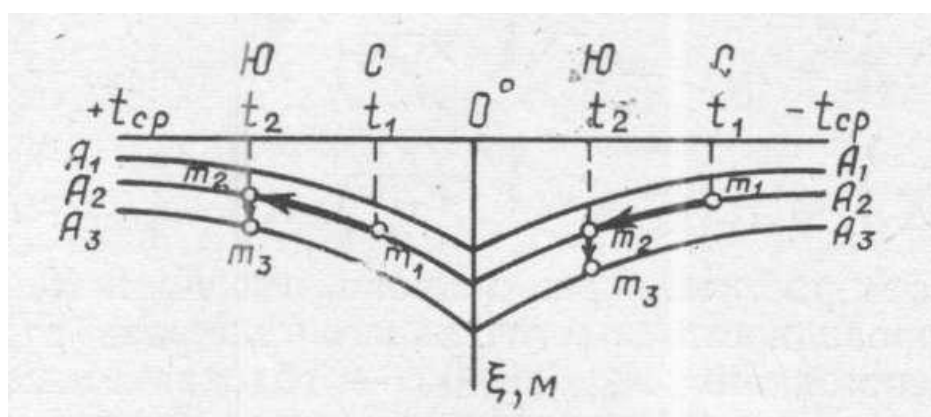


Рис. 9.8 Изменение среднегодовых температур пород и амплитуд среднемесячных температур на склонах северной и южной экспозиции

а) в долинах крупных рек горные породы имеют разную температуру на одной и той же глубине в зависимости от удаленности тех или иных участков от русла реки. Горные породы, слагающие водоразделы, могут

иметь температуру на 1-2° и более ниже, чем породы террас и пойм, или выше (в районах развития инверсии температур воздуха и пород);

б) под руслами крупных рек, непромерзающих зимой до дна, породы обычно талые и температура их может быть на несколько градусов выше, чем температура пород на водоразделе. Если ширина реки больше мощности окружающей многолетнемерзлой толщи, то под руслом наблюдается сквозной талик, если же ширина реки меньше этой мощности, то талик может быть несквозным или его может совсем не быть;

в) на равнинных участках при меандрировании реки в результате возникновения многолетнего промерзания таликов в пойме может образоваться слоистая многолетнемерзлая толща. Слоистая «мерзлота» в пойме и на террасах может возникать и по другим причинам; одной из них является неоднородность пород в разрезе по литологическим особенностям. Крупнообломочные галечные отложения, имея большой коэффициент фильтрации, при боковом подтоплении в период подъема воды в реке оттаивают, а глинистые слои, залегающие выше и ниже галечников и не фильтрующие воду, остаются в мерзлом состоянии. Под мелкими реками, промерзающими до дна, донные отложения всегда мерзлые.

Влияние пресных озер. Если глубина пресного озера больше толщины льда, то под ним образуется талик. При ширине озера большей, чем мощность толщи мерзлых пород, талик является сквозным. При меньшей ширине вероятно образование несквозного талика.

Температурный режим донных отложений в мелких озерах, промерзающих до дна, можно рассмотреть, используя нижеследующую схему (рис. 9.9), на которой t_{min} - минимальная температура (зимой) под снегом на поверхности льда водоема; t_{max} - максимальная температура воды в водоеме летом; t_{cp} - среднегодовая температура донных отложений или воды; H

-глубина водоема.; H_n - глубина промерзания воды в водоеме или воды и донных отложений; H_I — глубина, на которой среднегодовая температура (воды или грунта) равна нулю.

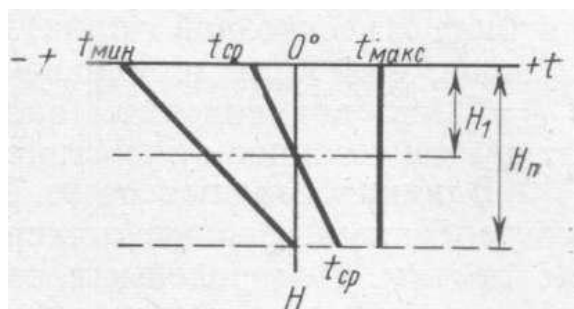


Рис. 9.9. Схема распределения минимальных, максимальных и среднегодовых температур в ледяном покрове водоема

На этой схеме принято, что при небольших глубинах водоемов вода в них в летний период в результате конвективного и турбулентного перемешивания будет иметь одинаковую температуру по всей глубине (в данном случае t_{max}). Второе допущение — температура в толще льда изменяется линейно от t_{min} до 0° . На рисунке видно, что среднегодовая температура (t_{cp}) на некоторой глубине (H) равна

$$t_{cp} = \frac{1}{2} \left[t_{max} + \left(1 - \frac{H}{H_{III}} \right) t_{min} \right]$$

Из этой зависимости следует, что при, глубине водоема (H), равной глубине сезонного промерзания (H_I), $t_{cp} = t_{max}/2$. Отсюда вытекают следующие выводы:

1) если средняя годовая температура донных отложений положительная, то под водоемом не может быть многолетнемерзлых пород или они залегают глубоко;

2) поскольку температура донных отложений изменяется в течение года от 0° до t_{max} , то под водоемом не будет даже сезонного промерзания донных отложений, т. е. температура последних не снижается ниже 0° .

Кроме того видно, что при глубине водоема, меньшей глубины залегания сезонного промерзания, но большей глубины, где $t_{cp}=0^\circ$, т. е. $H < H_1$ но $H > H_{п}$, t_{cp} будет положительная, но t_{min} - отрицательная, поэтому возникнет сезонное промерзание донных отложений. Многолетнемерзлых пород не будет или они могут залегать на значительной глубине (несквозной талик). Если глубина водоема H очень мала, меньше, чем h_1 , т. е. меньше мощности слоя, на подошве которого $t_{cp}=0^\circ$, то под водоемом залегают многолетнемерзлые породы и наблюдается сезонное оттаивание донных отложений.

Влияние соленых озер. Температурный режим донных отложений под солеными озерами может не подчиняться указанным выше закономерностям. Под солеными озерами, особенно при высокой концентрации рассола, донные отложения могут промерзать даже при глубине водоема (h), значительно превышающей толщину льда в водоемах данного района. Дело в том, что в соленых озерах на дне температура рапы может быть отрицательной не только зимой, но и летом. Известно, что максимальная плотность рапы наблюдается при температуре от -15 до -20°C . Конвекционный обмен в таких случаях не имеет места, а теплопроводность рапы очень мала, поэтому и в летнее время температура рассола в глубине озера может быть отрицательной в результате опустившегося на дно плотного, охлажденного зимой слоя этого рассола. В результате под соленым озером донные отложения могут быть многолетнемерзлыми (если содержат пресную воду) или «морозными» (если насыщены солевым раствором, не замерзающим при данной температуре). Может наблюдаться и сезонная мерзлота в донных отложениях, если температура соленых вод в озере колеблется с (переходом через 0°C (мелкое озеро). В прибрежной части северных морей, на отмелях, где вода не замерзает до $-1,9^\circ\text{C}$, на дне

может происходить сезонное промерзание осадка, если он насыщен менее минерализованной водой.

6. Влияние заболоченности на t_{ξ} , ξ_{np} и ξ_{om}

Процесс заболачивания существенно влияет на температурный режим горных пород. В районах с малоснежной зимой болота являются охлаждающим фактором. Летом много тепла идет на испарение влаги, поэтому заболоченные породы менее нагреваются, чем сухие. Зимой, при малом снежном покрове в процессе быстрого промерзания в переувлажненных почвах образуется много льда, они становятся более теплопроводными и охлаждаются на значительную глубину. А весной много тепла идет на фазовые переходы воды при таянии этих почв. В итоге среднегодовая температура переувлажненных почв становится ниже, чем сухих.

В районах с мощным снежным покровом болота являются отепляющим фактором. При медленном замерзании переувлажненных почв выделяется большое количество тепла при фазовых переходах воды. Снег экранирует это тепло как термоизолятор. Поэтому грунт промерзает на небольшую глубину, а иногда совсем не промерзает. Весной мерзлый слой после схода снега быстро протаивает, а затем солнечная энергия идет на нагревание грунта. В итоге среднегодовая температура пород на заболоченных участках бывает выше, чем на сухих, поэтому они при значительном снежном покрове промерзают на меньшую глубину в области сезонной мерзлоты и протаивают на большую глубину в области многолетней мерзлоты. Однако в средней полосе, где заболоченные почвы промерзают на меньшую глубину, чем сухие, и среднегодовая температура их выше, чем сухих, они считаются «холодными» почвами и не все сельскохозяйственные культуры на них могут произрастать. Связано это с

тем, что заболоченные почвы, несмотря на их повышенную среднегодовую температуру, имеют более низкую температуру в вегетационный период, что существенно сказывается на сроках созревания этих культур.

7. Влияние состава, влажности и теплофизических характеристик

пород на t_{ξ} , ξ_{np} и $\xi_{от}$

Общеизвестно, что более грубозернистые породы (пески) промерзают и протаивают на большую глубину по сравнению с тонкодисперсными (суглинками и глинами). Это явление связано с тем, что более грубозернистые рыхлые породы являются более теплопроводными, но менее теплоемкими. С повышением дисперсности породы ее коэффициент теплопроводности уменьшается, а теплоемкость возрастает. Из формулы расчета глубины промерзания и протаявания пород следует, что эти глубины прямо пропорциональны корню квадратному из теплопроводности. Известно, что теплофизические свойства пород существенно изменяются с изменением плотности породы и ее пористости. Возрастает также теплопроводность с увеличением объемного веса породы: более плотные породы имеют большую теплопроводность.

При рассмотрении теплофизических характеристик горных пород следует учитывать также минеральный состав и свойства отдельных составляющих глинистых и песчаных пород. Для примера приведем некоторые величины коэффициента теплопроводности (кДж/м • ч • °С): кварца - 96,4; глинистых минералов - 29,3; органического вещества (гумуса) - 25; воды - 6,0; льда - 2,3; снега плотного - 2,1; снега рыхлого - 1,0; песка сухого - 3,4; песчаника - 1,3.

Влияние литологических особенностей на глубину сезонного промерзания и протаивания пород необходимо рассматривать одновременно с влажностью пород. С изменением влажности существенно изменяются

теплофизические характеристики пород. Коэффициент теплопроводности пород возрастает с увеличением их влажности. Наиболее резкое увеличение теплопроводности талых пород наблюдается в диапазоне малых влажностей (до максимальной молекулярной влагоемкости) и продолжает увеличиваться при увеличении влажности до полной влагоемкости. Дальнейшее увеличение влажности приводит к нарушению контактов между минеральными частицами, к уменьшению плотности породы, поэтому и к снижению теплопроводности.

Изменение теплопроводности мерзлых пород в связи с изменением влажности характеризуется несколько иной зависимостью. При малых влажностях (близких к максимальной молекулярной влагоемкости) наблюдается уменьшение теплопроводности мерзлых пород, когда образующие отдельные кристаллы льда ухудшают тепловые контакты между минеральными частицами. Во всех остальных случаях увеличение влажности (льдистости) мерзлых дисперсных пород приводит к увеличению их теплопроводности.

В песчаных породах теплопроводящим элементом являются минеральные частицы и содержащаяся в них вода. Теплопроводность основного минерала в песке - кварца - довольно высокая. При промерзании песчаных пород почти вся содержащаяся в них вода переходит в лед с образованием равномерной монолитной текстуры. Так как теплопроводность льда значительно выше теплопроводности воды (почти в 4 раза), то теплопроводность мерзлых песчаных пород выше, чем талых.

В глинистых грунтах теплопроводящими элементами также являются вода и минеральные частицы, но теплопроводность глинистых минералов более чем в 3 раза меньше теплопроводности кварца. Кроме того, обычно в естественных условиях в верхних горизонтах присутствуют органические соединения (гумус), теплопроводность которых еще меньше, чем

глинистых минералов. Поэтому вполне понятно, что теплопроводность глинистых пород ниже теплопроводности песчаных.

При замерзании глинистых пород происходит перераспределение влаги и частиц породы, сегрегация. Образуются ледяные микрослои, разобщенные друг от друга. Влажность образовавшихся минеральных агрегатов и микрослоев уменьшается. Возникают поры замерзания (микротрещины), в которых сосредоточивается незамерзшая вода. В итоге теплопроводность мерзлых глинистых пород во многих случаях оказывается меньше, чем теплопроводность этих же пород в талом состоянии.

Общая зависимость изменения глубины сезонного промерзания и оттаивания пород от влажности последних представлена на рис. 9.10.

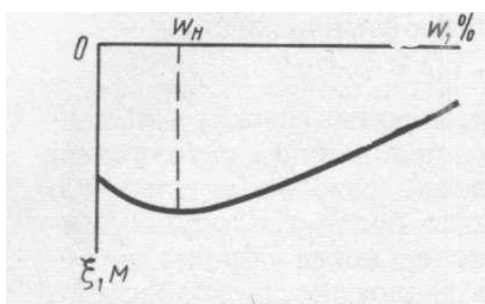


Рис. 9.10 Изменение глубины сезонного промерзания и оттаивания в зависимости от влажности

Из графика видно, что при увеличении влажности от 0 до w_w глубина охлаждения породы до отрицательной температуры увеличивается, так как теплопроводность ее увеличивается больше, чем теплоемкость. В этом интервале влажности вся влага в породе при отрицательной температуре остается в жидком виде и породы имеют отрицательную температуру без льда (т. е. являются морозными). С увеличением влажности свыше w_w резко возрастает доля фазовых переходов в общем теплообороте породы и глубина их промерзания и оттаивания уменьшается.

При замерзании влажных дисперсных грунтов возникает температурная сдвигка, величина которой зависит от литологических

особенностей пород и их влажности. Она представляет собой разность в величинах средней годовой температуры поверхности почвы и среднегодовой температуры на подошве слоя сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород за многолетний период. Температурная сдвигка возникает за счет изменения коэффициента теплопроводности породы при переходе ее из талого состояния в мерзлое в процессе сезонного промерзания за рассматриваемый период. Величина температурной сдвигки пропорциональна величине годовых теплооборотов в породе. Известно, что чем больше льдистость породы, тем больше коэффициент теплопроводности мерзлой породы отличается от коэффициента теплопроводности талой. При этом чем дисперснее порода (при одинаковой w), тем коэффициент теплопроводности ее меньше и в мерзлом и в талом состояниях. Одновременно с этим с повышением дисперсности отношение $\frac{\lambda_m}{\lambda_t}$ уменьшается, и у глинистых пород оно меньше единицы.

Понижение среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного промерзания и сезонного оттаивания приводит к увеличению глубины сезонного промерзания и к сокращению глубины сезонного оттаивания пород. Однако суммарное влияние влажности пород на глубину сезонного промерзания оказывается несколько меньшим по сравнению с влиянием ее на глубину сезонного оттаивания. В первом случае увеличение глубины сезонного промерзания, связанное с температурной сдвигкой, несколько компенсируется за счет затрат тепла на фазовые переходы воды в породе, т. е. выделившееся тепло фазовых переходов тормозит промерзание пород (нулевая завеса). Во втором случае влияние влажности оказывается максимальным, потому что и температурная сдвигка и теплота фазовых переходов с увеличением влажности породы приводят к сокращению глубины сезонного оттаивания, т. е. оба фактора действуют в одном направлении. Знак сдвигки будет определяться величиной отношения $\frac{\lambda_m}{\lambda_t}$.

При $\frac{\lambda_m}{\lambda_T} > 1$ сдвигка на подошве СМС и СТС будет в сторону отрицательных температур, а при $\frac{\lambda_m}{\lambda_T} < 1$ - в сторону положительных, т. е. в первом случае температура от поверхности до подошвы слоя сезонного промерзания и слоя сезонного оттаивания будет понижаться, а во втором случае - повышаться.

Это значит, что в мерзлых влажных крупнодисперсных породах (пески, легкие супеси) на подошве СТС и СМС будет формироваться нулевая или отрицательная среднегодовая температура, в то время как среднегодовая температура на поверхности будет положительной (отличаться на величину Δt_λ). В мерзлых влажных суглинках и глинах, наоборот, среднегодовая температура на поверхности может формироваться отрицательной, а многолетнемерзлых пород образовываться не будет, так как t_ξ будет равна 0° или иметь положительное значение, также отличающееся на величину Δt_λ . Этот фактор имеет большое значение в зоне южной границы.

8. Влияние инфильтрации летних осадков и конвекции воздуха на t_ξ , ξ_{np} и ξ_{om}

Породы могут изменять свою температуру под влиянием конвективного теплообмена, который может совершаться тремя путями: 1) путем миграции влаги к фронту промерзания, 2) путем инфильтрации в породы воды, 3) путем поступления в породы воздуха.

Отепляющее влияние воды, мигрирующей к фронту промерзания,, изучено недостаточно. Известна качественная сторона этого процесса: чем больше влаги мигрирует к фронту промерзания в дисперсных грунтах, тем на меньшую глубину они промерзают, и наоборот, сухие грунты (в которых миграция мала) промерзают на большую глубину. Даже влажные дисперсные (глинистые) грунты в условиях закрытой системы (замерзание

без подтока воды извне) промерзают глубже, чем дисперсные грунты, замерзающие в открытой системе (с подтоком воды извне). Тепло, содержащееся в воде, мигрирующей к фронту промерзания, задерживает этот процесс, а главное, тепло фазовых переходов воды задерживает фронт промерзания на месте до тех пор, пока не иссякнет поток мигрирующей влаги или пока не наступит значительное похолодание на поверхности земли. В последних случаях фронт промерзания быстро дойдет до глубины, где количество влаги будет первоначальным и тепло фазовых переходов станет равным количеству тепла, отводимого в атмосферу.

Интенсивность привноса тепла в породы путем инфильтрации атмосферных осадков различна в зависимости от температуры осадков и от фильтрационных свойств породы. Например, в районе Алданского плоскогорья водоразделы сложены коренными трещиноватыми породами, перекрытыми крупнообломочным элювием, коэффициент фильтрации которых очень высок. Кроме того, на водоразделах до высот 1000-1100 м в летний период выпадает осадков более половины годовой нормы, которые, инфильтруясь через крупнозернистые породы верхнего слоя и через трещиноватую зону коренных пород, обогревают их. В итоге здесь породы имеют положительную среднегодовую температуру по сравнению с низинами и водораздельными склонами.

Привнос тепла в слой сезонного оттаивания за счет инфильтрующихся атмосферных осадков можно определить по следующей приближенной формуле («Общее меозлотовеление», 1978):

$$\Delta t = \frac{C_B V t_{oc}}{\lambda_{пр} T},$$

где V - количество летних осадков, инфильтрующихся в грунт, $\text{кг}/\text{м}^2$;
 t_{oc} — температура летних осадков, $^{\circ}\text{C}$; C_B - теплоемкость воды, при-

нимаемая за 1; T - год, ч; $\lambda_{\text{пр}}$ — приведенный коэффициент теплопроводности.

$$\lambda_{\text{пр}} = [\lambda_{\text{T}}(A_o + t_o) + \lambda_{\text{M}}(A_o - t_o)]/2A_o$$

где λ_{T} и λ_{M} — коэффициенты теплопроводности талого и мерзлого грунтов, кДж/м•ч•°С; A_o - годовая амплитуда колебания температур и t_o - средняя годовая температура на поверхности грунта.

Из формулы следует, что повышение температуры грунта за счет инфильтрации теплых атмосферных осадков прямо пропорционально количеству инфильтрующихся осадков, их температуре, мощности слоя сезонного промерзания и оттаивания и обратно пропорционально приведенному коэффициенту теплопроводности.

Отепляющее влияние на породы оказывает и конденсация пара, содержащегося в воздухе и циркулирующего в порах породы. Опытные данные показывают, что конденсация 100 дм³ на 1 м² поверхности грунта оказывает такое же отепляющее действие, как инфильтрация 300 мм осадков (при прочих равных условиях), и может быть оценена в 1,5- 2°С.

При большой скважности пород большое значение при формировании температурного режима и глубин СТС и СМС имеют конвективные токи воздуха, возникающие вследствие разностей давлений и температур на поверхности пород и в глубине их: холодный и более тяжелый атмосферный воздух зимой вытесняет более теплый (и легкий) воздух из полостей и охлаждает породы. Сам он при этом нагревается и снова вытесняется более холодным воздухом. Вследствие этого породы могут охлаждаться на значительную глубину.

9. Влияние надмерзлотных вод на t_{ξ} , ξ_{np} и ξ_{om}

Интенсивность влияния надмерзлотных вод на формирование температурного режима пород и глубин СТС в значительной мере зависит от характера рельефа участка. На водоразделах и террасах (при условии стока избыточных вод) выпадающие дождевые воды создают периодически появляющийся водоносный горизонт атмосферного питания, способствующий в период дождей глубокому оттаиванию мерзлых пород и формированию несливающейся мерзлоты. На склонах вследствие быстрого стока дождевых вод и длительного - грунтовых и сильно охлажденных отепляющее их действие практически невелико. В днищах долин, где развиты постоянно существующие надмерзлотные воды грунтового питания, охлажденные подстилающими низкотемпературными мерзлыми породами, атмосферные осадки совсем не влияют на температуру и глубину СТС. В последних двух случаях глубины СТС меньше, а t_{cp} ниже, чем на водоразделах.

10. Влияние хозяйственного освоения территории t_{ξ} , ξ_{np} и ξ_{om}

Влияние хозяйственного освоения территории на мерзлотный режим горных пород непрерывно возрастает, поэтому увеличивается потребность в совершенствовании методов мерзлотного прогноза и методов управления мерзлотными процессами.

Влияние производственной деятельности человека на мерзлотные условия многогранно. Например, при сооружении больших искусственных водохранилищ коренным образом меняется микроклимат, что влечет за собой смягчение его континентальности (т. е. сокращение амплитуды колебания температуры воздуха) и уменьшение глубин СМС и СТС. Вспашка почвы приводит к увеличению поглощения солнечной энергии, т. е. к уменьшению альбедо поверхности земли и к повышению t_{cp} пород, увеличению A_0 и глубин СТС и меньше - СМС. В городах и населенных

пунктах зимой снег утаптывается или счищается, что также влияет на температуру пород и на глубину их сезонного промерзания.

На глубину СМС и СТС в значительной степени влияет загрязнение снега (угольной пылью), консервация его бытовыми отбросами, накопление отвалов, сброс горячих и засоленных промышленных вод. Такое влияние искусственно созданных факторов проявляется обычно локально и требует индивидуального учета.

9.7 Динамика процесса сезонного промерзания и сезонного оттаивания горных пород

Известно, что среднегодовая температура воздуха в любой точке земного шара не остается постоянной, а изменяется из года в год, колеблясь около определенной средней многолетней величины. В соответствии с измененной t_{cp} воздуха изменяется и t_{cp} горных пород. Наиболее частые, т. е. периодические изменения t_{cp} пород совершаются в пределах температур $0 \pm 1^\circ\text{C}$ (VII-5). В отдельные годы изменения t_{cp} пород происходят в интервалах температур от ± 1 до $+2^\circ\text{C}$. В связи с этим при многолетних средних годовых температурах почвы, близких к 0°C , т. е. вблизи южной границы распространения многолетней мерзлоты, наблюдаются непрерывные переходы пород через нуль как в сторону положительных, так и в сторону отрицательных ее значений. Таким образом совершаются взаимные переходы (динамика) сезонного промерзания и сезонного оттаивания почв, позволяющие объяснить существование и различие между перелетками мерзлых горных пород и несливающейся со слоем сезонного промерзания многолетнемерзлой толщей. Так, различия между ними следующие:

- 1) несливающиеся многолетнемерзлые толщи - результат перехода сезонного оттаивания пород в сезонное промерзание. Слой,

разобшающий ММТ с СМС, возникает периодически в результате закономерных изменений теплообмена в сторону увеличения в слое ξ теплооборотов при положительных температурах;

2) перелеток мерзлых пород - результат перехода сезонного промерзания пород в сезонное оттаивание. Появляется перелеток эпизодически в связи с локальными изменениями теплообмена в слое ξ в сторону увеличения теплооборотов при отрицательных температурах.

9.8 Широтная и высотная зональность сезонного промерзания и сезонного оттаивания горных пород

Широтная и высотная зональность сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород связаны с двумя основными классификационными характеристиками типов СТС и СМС - среднегодовой температурой пород и амплитудой температур на поверхности пород. В естественных природных условиях широтная зональность типов сезонного промерзания и типов сезонного оттаивания и соответствующих им глубин может заметно изменяться вследствие наложения на нее высотной поясности или широко распространенных мощных аazonальных факторов — речных долин, межгорных впадин и т. д. По этим причинам, в частности, наблюдается иногда вклинивание зоны сезонного промерзания в зону сезонного оттаивания или значительное смещение к югу последней в горах. Так, в районе Урала сезонное оттаивание вклинилось на юг на 250-300 км в зону сезонной мерзлоты, а в Западной Сибири по Оби далеко на север сместилась зона сезонного промерзания пород. Известно, например, что на Европейском Севере СССР граница многолетнемерзлых пород расположена почти по Полярному кругу ($66^{\circ}33'$), а в бассейне Енисея она опускается на юг почти до 50° с. ш. В первом случае на положении южной границы мерзлоты сказались влияние западных теплых морских течений

(Гольфстрим) и влияние крупной реки Печоры, текущей с юга, а во втором - большая континентальность климата.

Особенно сильно широтная зональность сезонного промерзания и сезонного оттаивания осложняется высотной поясностью. На это накладывается зимняя температурная инверсия воздуха и т. п.

9.9 Научное и практическое значение изучения температурного режима пород и сезонного промерзания и сезонного оттаивания

В результате целесообразного (экономного или оптимального) выбора классификационных характеристик типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания был установлен принципиально отличный от прежних представлений научный подход к указанному природному явлению (Кудрявцев, 1958). Было установлено основное различие между сезонным промерзанием и сезонным оттаиванием горных пород. Глубокий научный анализ процессов сезонного промерзания и оттаивания позволил подметить динамику этих процессов, их взаимное единство и переход одного явления в другое, дал возможность обнаружить и изучить влияние различных природных факторов на температурный режим и мощность СТС и СМС горных пород. Последнее обстоятельство позволило разработать обоснованную методику расчета глубин промерзания и глубин оттаивания пород и дать формулы для этого расчета, которые, несмотря на то, что являются приближенными, служат экспресс-методом при мерзлотной съемке.

Одним из важных положений практического применения детального изучения сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород является разработка методики прогноза изменения мерзлотных условий того или иного района и методики управления этими изменениями («Основы мерзлотного прогноза...», 1974). Полевое и камеральное изучение закономерностей формирования температурного режима пород и глубин

сезонного промерзания и сезонного оттаивания целесообразно завершать составлением сводной таблицы, в которой дается характеристика геологических и ландшафтно-климатических условий по выделенным микрорайонам, количественная оценка влияния основных природных факторов на A_0 и t_{cp} , $\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$ и сравнение с натурными данными (табл. 2). Данная таблица служит основой при составлении карты типов сезонного промерзания и сезонного оттаивания пород.

Описание ландшафтных условий	Влияние температурной структуры атмосферы на коэффициент теплопроводности талого и мерзлого грунтов на t_{ξ} и A_0
Состав и генезис пород слоя h	Влияние инфратермии летних осадков на t_{ξ} и A_0
Влажность пород слоя h	Влияние конденсации паров в слое ξ на t_{ξ} и A_0
Объемная масса мерзлой и талой породы слоя h	Влияние верховодки и надмерзлотных вод на t_{ξ} и A_0
Объемная масса скелета грунта слоя h	Температурный режим на подошве слоя сезонного оттаивания (сезонного промерзания) t_{ξ} и A_0
Теплопроводность талой и мерзлой породы слоя h	Глубина сезонного оттаивания пород $\xi_{от}$ и сезонного промерзания $\xi_{пр}$
Теплопроводность талой и мерзлой породы слоя h	Потенциальная глубина сезонного промерзания пород $\xi_{пр}$ и сезонного оттаивания пород $\xi_{от}$
Температурный режим воздуха (среднегодовая температура — t_{θ} и амплитуда среднемесячных температур — A_{θ})	Глубины $\xi_{от}$ и $\xi_{пр}$ при широте φ
Радиационная поправка на t_{θ} и A_{θ}	A_{ξ} и A_0
Мощность, плотность снега и его влияние на t_{θ} и A_{θ}	$\xi_{пр}$ и $\xi_{от}$
Влияние растительного покрова на t_{θ} и A_{θ}	Натурные данные
Влияние поверхностных вод на t_{θ} и A_{θ}	