

Лекция 11

11 Формирование и развитие многолетнемерзлых горных пород

11.1 Общие положения

Развитие многолетнемерзлых толщ приходится на четвертичный период геологической истории Земли. Мерзлые горные породы функционально взаимосвязаны с непрерывно развивающейся геологической средой и географическими условиями. При изучении закономерностей формирования и развития многолетнемерзлых пород необходимо иметь в виду две основные черты развития мерзлых толщ – геофизическую и геологическую. При одинаковых верхних и нижних граничных условиях, но в разных по составу и строению отложениях формируются различные типы мерзлых толщ, и в однородных геологических условиях, но при различных граничных условиях будут также наблюдаться разные типы мерзлых толщ.

Все природные факторы, влияющие на формирование многолетнемерзлых пород, можно разделить на две группы: зональные и региональные. Зональные факторы связаны с климатическими колебаниями теплообмена на поверхности Земли, региональные определяются геологическими причинами. Для формирования мерзлотной обстановки особенно большое значение имеют характер проявления неотектонических процессов и общая история накопления и формирования осадков, их генезис и возраст, строение и условия залегания.

Важным региональным фактором является рельеф обуславливающий региональные условия теплообмена на поверхности .

Большее значение в формировании верхних и нижних граничных условий теплообмена, а также тепломассообмена в массиве пород, формирующего их криогенное строение, имеют гидрогеологические условия.

Особенности их взаимосвязи с мерзлыми толщами определяются принадлежностью района к определенным гидрогеологическим структурам.

Геофизическими условиями формирования мерзлых толщ являются условия теплообмена на верхней и нижней границах этих толщ, которые, в свою очередь, связаны с положением района по широте и высоте местности и с геоботанической зональностью, а также с принадлежностью его к определенному климатическому региону по классификации Б. П. Алисова (1969) и др.

Мощности мерзлых толщ существенно зависят от состава пород и их льдистости. Поэтому при всех прочих равных условиях мощности мерзлых толщ, представленных рыхлыми льдистыми породами, должны быть, как правило, меньше, чем в скальных нельдистых породах.

При изучении многолетнемерзлых толщ и их связи с геолого-географической средой необходимо иметь четкое представление о скорости протекания геологических и географических процессов. Так, например, геологические структуры района часто остаются практически неизменными за все время существования мерзлых толщ. То же следует сказать о геотермическом градиенте на больших глубинах, о гидрогеологических структурах первых порядков и т. д. В то же время географические процессы, протекающие на поверхности земли, происходят достаточно быстро и поэтому сказываются на формировании даже маломощных многолетнемерзлых толщ.

По условиям теплообмена все процессы, связанные с изменениями на поверхности земли, т. е. с изменением граничных условий на верхней поверхности и многолетнемерзлой толщ, можно разбить на три основные группы:

- 1) процессы, вызывающие периодическое изменение теплообмена в горных породах при неизменном уровне поверхности земли;
- 2) процессы, вызывающие одностороннее изменение теплообмена в горных породах в сторону похолодания или потепления при неизменном уровне поверхности земли;

3) процессы, указанные выше, в сочетании с процессами, вызывающими изменения положения поверхности земли (осадконакопление, денудация, неотектонические движения).

11.2 Основные положения современной теории развития многолетнемерзлых толщ

Современные представления о развитии многолетнемерзлых толщ сложились не сразу. Свыше 40 лет назад М. И. Сумгин (1932), считая образование многолетнемерзлых пород реликтом ледниковой эпохи и рассматривая их как однажды возникшие и в дальнейшем непрерывно, развивающиеся, предложил теорию их деградации. Сравнивая суровый климат ледниковых эпох с более теплым современным климатом, он считал, что многолетнемерзлые толщи пород должны оттаивать, отступая к северу, т. е. деградировать. Под деградацией многолетнемерзлых пород он понимал увеличение в них количества тепла не только за счет повышения температуры, но и за счет скрытой теплоты плавления льда. В доказательство деградации мерзлых толщ М. И. Сумгин приводил такие признаки, как существование деградационных кривых, имеющих минимум температуры ниже подошвы слоя ее сезонных колебаний (рис. 11.1); разобщение сезонномерзлого слоя с лежащей ниже многолетнемерзлой толщей и существование между ними слоя талой породы; смещение к северу южной границы области распространения многолетнемерзлых пород на отдельных участках; развитие термокарста вследствие оттаивания подземных льдов; находки хладобивой фауны и флоры в южных районах, свидетельствующие о более суровых климатических условиях в этих районах в прошлом.

Но наряду с признаками деградации многолетнемерзлых толщ неоднократно отмечались и обратные процессы – а г р а д а ц и и мерзлых пород и понижение их температуры. Эти последние факты послужили основой для

отрицания теории деградации многолетнемерзлых пород рядом исследователей (С. Г. Пархоменко, П. И. Колосков, П. Н. Каптерев, Д. В. Редозубов и др.), которые считали вечную мерзлоту продуктом современных климатических условий (последние 3–5 тыс. лет).

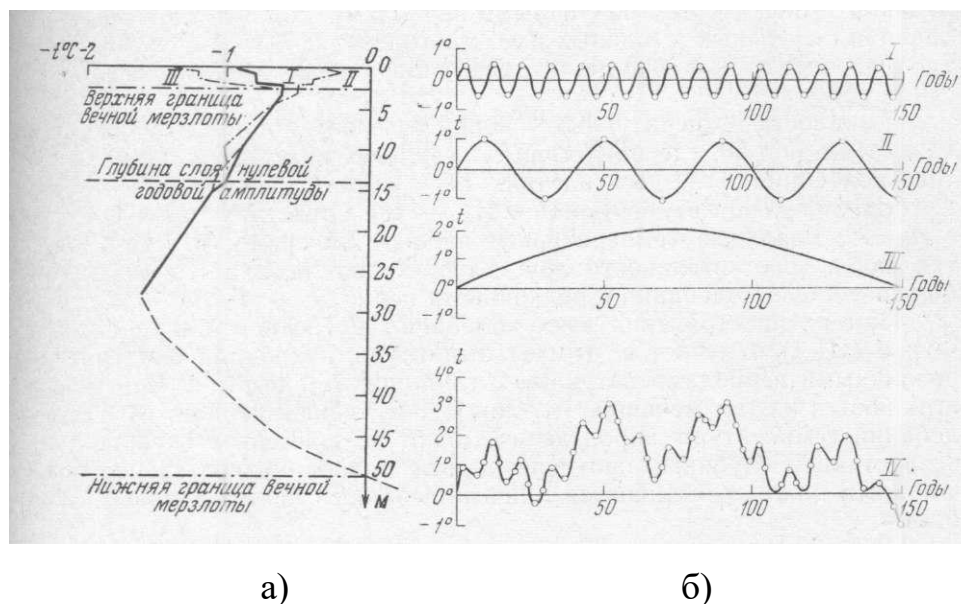


Рис. 11.1 а) Деградационная кривая температуры мерзлых пород в Сковородино (по М. И. Сумгину); б) Колебания температуры поверхности с периодами (Т) и амплитудами (А): I – $T_1 = 10$ лет, $A_1 = 0,5^\circ$; II – $T_2 = 40$ лет, $A_2 = 1^\circ$; III – $T_3 = 300$ лет, $A_3 = 2^\circ$ и IV – результирующая кривая

Дальнейшее накопление фактического материала и теоретические разработки представлений о процессах развития и динамики многолетнемерзлых толщ горных пород позволили связать изменение основных характеристик многолетнемерзлых толщ с климатическими колебаниями различных периодов (ритмов), которые по-разному проявляются в динамике мерзлотных условий.

Современная теория развития многолетнемерзлых толщ характеризуется следующими моментами.

Криолитозона возникает, существует и развивается в результате таких специфических условий теплообмена на поверхности земли между атмосферой и почвой, при которых возникают и существуют мерзлые или охлажденные толщи горных пород с нулевой или отрицательной температурой. Такое положение определяется всем комплексом природных условий. В ре-

зультате на поверхности земли и в верхних ее слоях наблюдается множество периодических колебаний температуры с различными периодами (T) и амплитудами (A), начиная с суточных и годовых и до многолетних: $T_1 = 11$ лет; $T_2 = 40$ лет; $T_3 = 300$ лет; ...; $T_n = 1800$ лет и далее с периодами десятков и сотен тысяч лет.

Сложность температурных условий на поверхности схематически показана на рис. 11.1, где представлен результат наложения (кривая IV) трех колебаний: I – десятилетних ($T_1 = 10$ лет) с $A_1 = 0,5^\circ$; II – сорокалетних ($T_2 = 40$ лет) с $A_2 = 1^\circ$ и III – трехсотлетних ($T_3 = 300$ лет) с $A_3 = 2^\circ$. Реальные температурные кривые поверхности еще сложнее, так как в действительности друг на друга накладывается значительно большее число колебаний с различными периодами (T_i).

При распространении этих колебаний в соответствии с законами Фурье отмечается, что: а) амплитуды колебаний температур с различными периодами затухают с глубиной тем быстрее (или распространяются на тем меньшую глубину), чем меньше период; б) фазы колебаний температуры пород запаздывают во времени с глубиной; в) с возрастанием глубины короткопериодные колебания постепенно исключаются и ниже складываются лишь колебания с более длинными периодами.

Отсюда устанавливается относительность деградации и аградации в том смысле, что деградационные и аградационные направления развития мерзлых толщ сменяют друг друга во времени как на поверхности в данном пункте, так и в различных точках по глубине. Таким образом, нельзя говорить о деградации и аградации мерзлых толщ вообще, но эти процессы необходимо рассматривать для определенных точек поверхности и глубин и относить их к определенным отрезкам времени и периодам колебаний.

Наконец, в современной теории развития многолетнемерзлых толщ помимо верхних граничных условий (средней температуры на поверхности мерзлой толщи – t_{cp} , амплитуды колебаний температуры на поверхности – A и периода колебаний – T) учитываются также литологические особенности

мерзлых пород через их теплофизические характеристики (λ , C , Q_{ϕ}) и нижние граничные условия через геотермический градиент в подстилающих талых породах g .

11.3 Закономерности формирования многолетнемерзлых толщ в зависимости от радиационно-теплого баланса поверхности

Основным показателем теплообмена на поверхности земли является радиационно-тепловой баланс, который, как и вся природная обстановка, представляет собой результат динамически равновесного состояния теплообмена между поверхностью земли и атмосферой.

Каждое из составляющих радиационно-теплого баланса оказывает свое влияние на формирование многолетнемерзлых толщ. Считается очевидным, что чем больше количество годовой или полугодовой суммарной поглощенной радиации (Q_n), тем выше средние годовые температуры верхних горизонтов горных пород, а чем меньше Q_n , тем t_{cp} ниже. В этом случае можно было бы говорить о каком-то критическом значении Q_n , при котором должны возникать или исчезать многолетнемерзлые толщ. Многие авторы пытаются увязать условия образования многолетнемерзлых толщ с радиационным балансом ($R=Q_n-I$) и найти критическое значение R , которое соответствовало бы южной границе области распространения многолетнемерзлых толщ. Но фактический материал многолетних наблюдений гидрометеорологических станций указывает на отсутствие таких прямых связей.

Если определить t_{cp} поверхности почвы, исходя из суммарного значения эффективного излучения за год и из экстремальных месячных его сумм, то между полученными значениями t_{cp} наблюдается различие (Δt_{cp}), пропорциональное континентальности климата, выражаемой через амплитуды средне-месячных температур воздуха. Исследование зависимости температуры подстилающей поверхности от I позволяет сделать вывод о том, что увеличение континентальности климата при одном и том же I приводит к понижению t_{cp}

излучаемой поверхности. Сезонные колебания климата обуславливают формирование больше суровости в континентальных областях, чем в прибрежно-морских. То же следует сказать и в отношении мерзлотных условий. Это отмечается даже в тех случаях, когда годовое количество суммарной поглощенной радиации будет в обоих случаях одинаковым. При этом разность в температурах многолетнемерзлых толщ за счет повышения континентальности может достигать 6–8°, а в некоторых случаях и больше.

Интересная закономерность определяется и в отношении радиационного баланса и его связи с формированием температуры излучаемой поверхности и многолетнемерзлых толщ. На рис. 11.2 приведена схема изменения структуры радиационно-теплового баланса и величины радиационного баланса при уменьшении затрат тепла на испарение и конденсацию, а также соответствующего изменения температуры многолетнемерзлых пород.

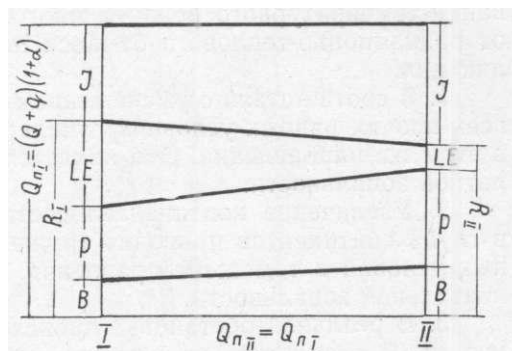


Рис. 11.2 Составляющие радиационно-теплового баланса (I) и их изменение при уменьшении затрат тепла на испарение (II), приводящее к уменьшению радиационного баланса (R_{II}) и к повышению температуры поверхности

На схеме показаны два случая (I и II). Q_n в том и другом случае одинаковое. За счет исключения испарения во втором случае должна повышаться температура и увеличиваться как эффективное излучение (I), так и турбулентный теплообмен (P). I увеличивается пропорционально t^4 , а P – температуре в первой степени. Поэтому доля первого значительно больше доли второго. Сумма приращений этих двух величин при неизменной Q_n равна величине сокращения радиационного баланса.

Таким образом, в данном случае температура почвы и многолетнемерзлых толщ повышается при уменьшении радиационного баланса. Нетрудно показать и обратное: при увеличении затрат на испарение при постоянном Q_n понизится температура и увеличится радиационный баланс. Из этих двух примеров видно, что решающим фактором в определении характера изменения температуры пород, величины и знака изменения радиационного баланса являются затраты тепла на испарение. За счет динамики этих затрат могут быть самые разнообразные результаты. В каждом конкретном случае они должны быть определены.

Таким образом, определяются следующие закономерности формирования температурного режима многолетнемерзлых толщ в зависимости от радиационно-теплового баланса поверхности почвы и от его составляющих.

1. В соответствии с уменьшением Q_n с юга на север отмечается (при всех прочих равных условиях) усиление суровости мерзлотного режима в этом же направлении. Это является проявлением географической широтной зональности.

2. Увеличение континентальности климата от морских побережий в глубь континентов приводит также к увеличению суровости мерзлотных условий в том же направлении. Это является проявлением континентальной зональности.

3. В реальной обстановке происходит наложение этих двух зональностей. В результате на территории РФ отмечается увеличение суровости мерзлотных условий с юго-запада на северо-восток и от морских побережий в глубь континента.

4. Аналогичное наложение высотной и климатической поясности отмечается и в горных странах, где суровость мерзлотных условий увеличивается с повышением абсолютных отметок местности.

5. Радиационный баланс с температурным режимом почвы находится в сложной зависимости и поэтому более суровые мерзлотные условия могут

наблюдаться как при более низких, так и при более высоких значениях радиационного баланса.

б. В областях с повышенным увлажнением закономерности формирования и развития многолетнемерзлых толщ близки к районам морских побережий и с недостаточным увлажнением – к районам резко континентального климата.

На основе приведенных закономерностей возможен более детальный анализ закономерностей формирования многолетнемерзлых толщ в зависимости от изменения радиационно-теплового баланса и его составляющих. Установить характер этих закономерностей важно даже в том случае, когда пород известна и определена путем наблюдений в скважинах, так как это дает возможность выяснить ее связь со всеми составляющими радиационно-теплового баланса и факторами, их определяющими. Последнее необходимо для выяснения роли геологических факторов в формировании температурного режима мерзлых толщ и для прогнозирования изменения мерзлотной обстановки в связи с хозяйственным освоением территорий.

11.4 Закономерности формирования многолетнемерзлых толщ в зависимости от ритмичности колебания теплообмена на поверхности

При рассмотрении вопроса закономерностей формирования температурного режима ММТ и их мощности следует иметь в виду, что на подошве сезонноталого (сезонномерзлого) слоя, а также на глубине нулевой годовой амплитуды колебаний температур непрерывно изменяется в результате наличия природных климатических ритмов. Каждый вид колебаний верхних граничных условий имеет свой период, амплитуду и среднюю за период колебаний температуру. В соответствии с этим может быть выделено три типа температурного режима ММТ (рис. 11.2).

В первом случае образуются многолетнемерзлые толщи, существующие в течение всего периода колебаний с изменяющейся за этот период глубиной

их нижней поверхности в пределах b_1-b_2 (рис. 11.2-1). Этот тип распространен в северных мерзлотно-температурных зонах с мощными низкотемпературными ММТ.

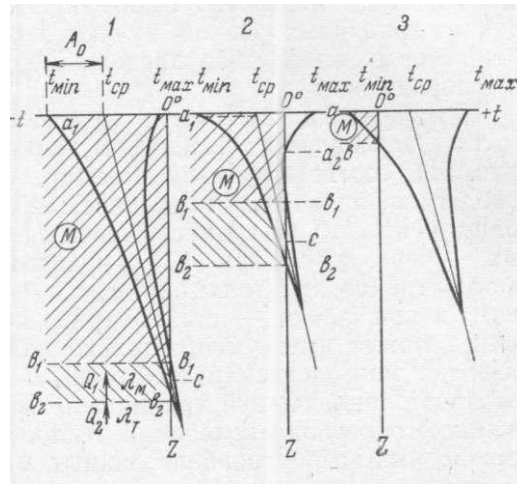


Рис. 11.2. Схема изменения положения верхней и нижней границ многолетнемерзлой толщи при периодических колебаниях температуры (при различных значениях t_{cp} , t_{max} , t_{min} на поверхности)

Во втором случае образуются и развиваются многолетнемерзлые толщи с эпизодически возникающим в течение части периода T слоем многолетнего протаивания в пределах a_1-a_2 и с периодически изменяющейся глубиной нижней границы в пределах b_1-b_2 (рис. 11.2-2). Этот тип приурочен к трем южным зонам распространения ММТ с температурами до -2° .

В третьем случае развиваются периодически возникающие (в течение части периода $T_1 < T$) многолетнемерзлые толщи в пределах $a-b$ (рис. 11.2-3). Этот тип характерен для самой южной зоны их распространения с температурами, близкими к 0° . Возможны и более сложные случаи наложения различных колебаний теплообмена на поверхности земли и соответствующей их динамики ММТ.

Различные тепловые колебания или климатические ритмы, распространяясь в верхних слоях литосферы, при переходе температуры на поверхности через 0°C в область отрицательных значений приводят к образованию многолетнемерзлых толщ. В период похолодания климата идет нарастание их мощности, а в период потепления – сокращение или полное оттаивание пород.

Гармонические колебания температуры на поверхности по закону Фурье распространяются в массиве горных пород в зависимости от длины периода колебаний (пропорционально \sqrt{T}), теплопроводности пород (пропорционально $\sqrt{\lambda}$) и амплитуды колебаний температуры (с глубиной амплитуды убывает в геометрической прогрессии). В соответствии с этим короткопериодные колебания распространяются на меньшую глубину, чем длиннопериодные, и каждый вид колебаний в зависимости от сочетания T , A и λ будет распространяться на определенную глубину (рис. 11.3-а).

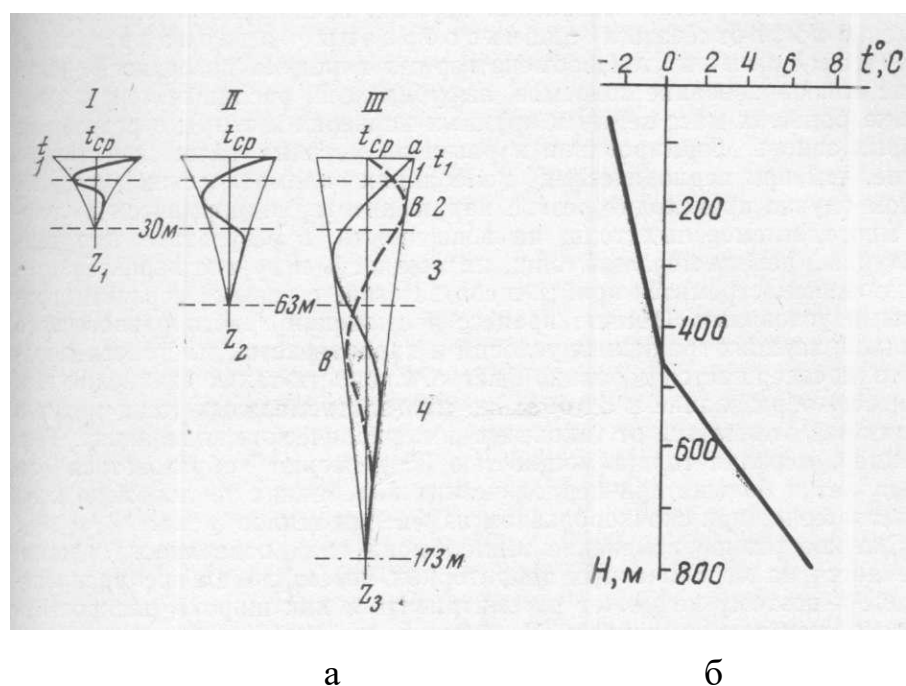


Рис. 11.3 а) Затухание амплитуд с глубиной в зависимости от периода колебаний температур: I – 11 лет, II – 40 лет, III – 300 лет. Пунктиром показано смещение фаз (максимумов и минимумов) в глубину за четверть периода;

б) Температура горных пород по данным измерений в Намской скважине (по В. Т. Балобаеву, 1974)

В каждом конкретном случае некоторые из колебаний распространяются только в пределах мерзлых толщ и не проникают в подстилающие их талые породы. Длиннопериодные колебания, как правило, терпят перелом у нижней границы многолетнемерзлой толщи (рис. 11.3-б), так как часть теплотока либо затрачивается на оттаивание мерзлых пород, либо выделяется при промерзании и нарастании мощности мерзлоты. Таким образом, ответственными за динамику нижних граничных условий являются колебания,

границы распространения которых выходят за пределы мерзлой толщи в подстилающие талые породы.

Динамика нижней границы многолетнемерзлых толщ определяется переломом температурных кривых у их подошвы (рис. 11.3-б), соответствующим разности теплоточков в многолетнемерзлых и подстилающих талых породах. Если обозначить теплоточк в мерзлой толще у нижней её границы через q_M , а в подстилающих талых породах – через q_T , то при $q_M > q_T$ будет отмечаться увеличение мощности многолетнемерзлых толщ, при $q_M < q_T$ – уменьшение или оттаивание их снизу и при $q_M = q_T$ – стационарное положение нижней границы. Последнее может иметь место только как частный случай в общем ходе развития многолетнемерзлых толщ, и длительность существования такого состояния нижней границы не может превышать долей процента от полного периода колебаний теплообмена на поверхности земли, ответственных за образование данных многолетнемерзлых толщ. Очевидно, что динамика нижней границы ММТ будет отражать известный закон Фурье о запаздывании гармонических колебаний с глубиной. Чем больше мощность многолетнемерзлых толщ, тем больше период колебаний теплообмена, которым связаны данные многолетнемерзлые толщи, и, следовательно, тем больше запаздывание в изменении их мощностей. Максимальное значение этого запаздывания будет близко к половине периода. Таким образом, динамика нижней границы ММТ связывается с палеогеографическими, палеогеологическими и палеомерзлотными условиями.

Изменение же современных природных условий в пределах 2–3 десятков лет определяет прежде всего динамику температурного режима пород в слоях сезонного промерзания и сезонного оттаивания и в слое годовых колебаний температур. Геологическая история образования различных элементов рельефа и самих отложений определяет формирование мерзлотных условий за длительный отрезок времени, соизмеримый с длительностью их истории, и определять можно только многолетний геологический фон формирования современного температурного режима и мерзлотных условий вообще.

Динамика южной границы распространения ММТ как в настоящее время, так и в геологическом прошлом должна отражать черты климатических ритмов (гармонических и негармонических колебаний). Эти границы должны отличаться большой подвижностью. Повышение среднегодовых температур почвы на 1 °С соответствует смещению южной границы области ММТ примерно на 100 км с юга на север (или с севера на юг при ее понижении). При колебаниях температур в 3–4° смещение этих границ может достигать 400 км. Такое смещение должно проявляться в повышении t_{cp} и переходе их через 0°, в оттаивании ММП сверху или образовании их вновь при понижении t_{cp} . В силу этого в период потепления в пределах большой зоны с юга на север должно иметь место широкое распространение перехода сезонного промерзания в сезонное оттаивание и разобщение промерзания оттаявшего слоя с подстилающей ММТ. В период похолодания должно отмечаться широкое распространение перелетков и островов новообразований многолетнемерзлых толщ далеко на юг.

Отсюда следует одно из основных положений современной теории развития многолетнемерзлых толщ – непрерывность их развития, непрерывность изменения во времени их температурного поля и мощности, изменения состава и влажности и др. Говорить о стабильности, о стационарности перечисленных характеристик можно только относительно, измеряя периоды климатических изменений и глубину и характер их воздействия на толщи горных пород.

Однонаправленные изменения теплообмена на поверхности. Одновременно с периодическими гармоническими колебаниями теплообмена на поверхности земли могут отмечаться процессы (неотектонические, морские трансгрессии и регрессии, покровные оледенения и др.), вызывающие направленные длительные изменения теплообмена, горных пород или в сторону потепления или в сторону похолодания. В этом случае формирование и развитие ММТ осуществляется по иным законам, чем при периодических колебаниях теплообмена горных пород.

При равномерном однонаправленном изменении теплообмена на поверхности формирование и развитие многолетнемерзлых толщ с теплофизической точки зрения будут такими же, как и при периодических изменениях теплообмена горных пород. Скорость изменения температурных полей и мощностей мерзлых толщ в этом случае определяется скоростью изменения верхних граничных условий. Одновременно могут отмечаться скачкообразные однонаправленные изменения теплообмена горных пород на поверхности (осушение или образование водоемов, вырубка леса, распашка территории, выемка больших масс земли в крупных карьерах и т. п.), в результате которых законы формирования и развития мерзлых толщ существенно другие, чем при периодических колебаниях климатических условий. В этом случае происходит резкое нарушение термодинамических условий многолетнемерзлых толщ на поверхности, в результате чего температурный режим мерзлых толщ, их мощность и другие характеристики, изменяясь, стремятся прийти в соответствие с новыми верхними граничными условиями. Обычно процесс достижения нового равновесного состояния верхних граничных условий и характеристик многолетнемерзлых толщ совершается довольно быстро. Скорости таких изменений и, в частности, образование и оттаивание многолетнемерзлых толщ могут в десятки раз отличаться от таковых при периодических колебаниях. Так, например, мерзлая толща мощностью 30 м может образоваться за 10 тыс. лет и больше при периодических колебаниях теплообмена и за 700 лет и менее при скачкообразном изменении теплообмена.

Скачкообразное изменение теплообмена на поверхности земли встречается на ограниченных территориях, имеет локальное распространение и поэтому не может рассматриваться как широко распространенная общая закономерность. В основном же многолетнемерзлые толщи, их распространение, формирование и развитие связаны с множеством ритмических или периодических колебаний климата, с различными периодами, амплитудами и положением осей колебаний теплообмена в толще пород.

11.5 Зависимость мощности многолетнемерзлых пород от условий и факторов природной среды за рассматриваемый период

11.5.1 Глубина многолетнего промерзания пород (мощность ММТ)

Мощность ММТ ($\xi_{\text{МН}}$) зависит от ряда параметров природной среды и может быть выражена приближенной формулой

$$\xi_{\text{МН}} = \xi_{2c} + \left[\frac{(2A_{\text{ср}}C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi_{\text{МН}}) Q_{\phi} \sqrt{\lambda T / \pi C}}{2A_{\text{ср}}C \xi_{2c} + Q_{\phi} \xi_{\text{МН}} + \sqrt{\lambda T / \pi C} (2A_{\text{ср}}C + Q_{\phi})} \right] / (2A_{\text{ср}}C + Q_{\phi}), \quad (9,1)$$

где $\xi_{\text{МН}}$ – максимальная за период колебания мощность ММТ; ξ_{2c} – глубина промерзания за счет теплоемкости пород; $A_{\text{ср}}$ – приведенная амплитуда колебаний температур за рассматриваемый период. Величины ξ_{2c} и $A_{\text{ср}}$ определяются по формулам

$$\xi_{2c} = \{2[A - (t - g \xi_{\text{МН}})] \sqrt{\lambda T C / \pi}\} / (2A_{\text{ср}}C + Q_{\phi}),$$
$$A_{\text{ср}} = [A + (t + g \xi_{\text{МН}})] / 2.$$

Отсюда следует, что $\xi_{\text{МН}}$ является функцией t , A , T , g , λ , C и Q_{ϕ} . При всех прочих равных условиях $\xi_{\text{МН}}$ прямо пропорциональна средней за период T температуре поверхности t , по более сложной зависимости увеличивается с возрастанием A , прямо пропорциональна корню квадратному из T и λ . Очень мало изменяется $\xi_{\text{МН}}$ с изменением C и существенно изменяется с возрастанием Q_{ϕ} . При минимальных значениях Q_{ϕ} в морозных толщах $\xi_{\text{МН}}$ достигает максимальных значений и при максимальных Q_{ϕ} в льдистых толщах – минимальных. При больших g отмечаются минимальные мощности ММТ и при малых g – максимальные. При нулевых значениях g мощности ММТ должны стремиться к бесконечности.

Из этих закономерностей следует широтная зональность в изменении мощностей ММТ – их возрастание с юга на север в соответствии с понижением средних годовых температур на верхней их поверхности. В зависимости от изменения амплитуд (максимальное в середине континента и уменьшаю-

щеся к морским побережьям) отмечается континентальная зональность – увеличение мощностей ММТ от морских побережий в глубь континента и понижение их температур. Одновременно с этим при больших амплитудах многолетних колебаний должны отмечаться и большие мощности толщ и наоборот.

Мощности многолетнемерзлых толщ, связанные с различными периодами колебаний температур – 100-, 10 000- и 100 000-летними, при прочих равных условиях соотносятся как 1:10:32. В силу этого мощности современных ММТ должны отличаться от сформировавшихся до термического максимума в 3,5-5 раз и последние от верхне- и среднечетвертичных – в 4-5 раз.

11.5.2 Влияние нижних граничных условий на развитие мерзлых толщ

Нижние граничные условия, определяющие режим движения нижней границы ММТ, характеризуются, во-первых, фиксированной температурой 0° на границе мерзлых и талых пород и, во-вторых, соотношением потоков тепла по обе стороны границы раздела b_2 - b_2 (q_1 и q_2) (на рис. 11.2).

При равенстве потоков тепла q_1 и q_2

$$q_1 = \lambda_m \left(\frac{\Delta t}{\Delta z} \right)_m = \lambda_t \left(\frac{\Delta t}{\Delta z} \right)_t = q_2,$$

или

$$\frac{\lambda_t}{\lambda_m} = \frac{q_t}{q_m}$$

В этом случае температурные условия на нижней границе мерзлой толщи стационарны и граница неподвижна.

Если же $q_1 > q_2$, то у нижней границы происходит охлаждение и промерзание и она движется вниз, а в случае $q_1 < q_2$ получается нагревание и протаивание и граница (b_2 - b_2 , рис. 11.2) передвигается вверх.

Из формулы видно, что мощность ММТ существенно зависит от величины теплопотока снизу, а следовательно, от геотермического градиента в

подстилающих талых породах g_T . Здесь отмечается закономерности, близкая к прямой пропорциональности. В результате этого на древних платформах и древних кристаллических массивах, где ξ равно 0,01- 0,02°C/100 м, мощности многолетнемерзлых толщ при всех прочих равных условиях примерно в 1,5-2 раза больше, чем на молодых платформах, в горных областях и в предгорных прогибах, В молодых горно-складчатых областях с действующими вулканами, где g достигает значений до 5-10°C/100 м и более, мощности сокращаются в 5-8 раз и более.

В областях с конвективным теплообменом на подошве многолетнемерзлых толщ влияние g усиливается. В этом случае приходится говорить о значительном гидрогеотермическом градиенте и о сокращении за счет его мощности многолетнемерзлых толщ в 1,5-2 раза и более по сравнению с участками, где конвективный теплообмен отсутствует.

11.5.3 Значение литологического состава пород для ξ_{MH}

Влияние литологического состава на формирование ξ_{MH} будет отмечаться для скальных пород и для рыхлых четвертичных отложений. В первом случае λ равно 8,4-10,5 кДж/м³•ч•°С, в то время как для второго случая – 4,2-5,4. Следовательно, при прочих равных условиях в скальных породах мощности ММТ будут примерно в 1,3-1,5 раза больше, чем в рыхлых. Если же к этому добавить, что аналогичное положение отмечается и за счет фазовых переходов при промерзании и оттаивании, то эта разница может достигать 1,5-2 раз и более. Таким образом, отмечается общая закономерность зависимости мощностей ММТ как от особенностей теплообмена на поверхности земли (t_{cp} , A), так и от состава самих пород (λ , C , Q_{ϕ}). Изменение мощностей ММТ за счет фазовых переходов воды при различных влажностях не выходит за пределы 40-50%. В то же время за счет изменения геотермического градиента мощности ММТ изменяются в 1,5-2 раза. Это определяет подход к

изучению мощностей многолетнемерзлых толщ в различных геологических условиях.

В коренных морозных породах глубина залегания нижней поверхности многолетнемерзлых толщ будет в основном определяться геотермическим градиентом. В рыхлых сильно льдистых отложениях мощности ММТ будут определяться не только геотермическим градиентом (теплопоток из недр земли), но также в значительной мере и льдистостью (теплотой фазовых переходов воды).

11.5.4 Значение подземных вод для $\xi_{\text{мн}}$

Большое отепляющее влияние подземные воды оказывают на многолетнемерзлые воды в пределах таликовых зон. Последние часто приурочены к трещиноватым зонам разломов, являющимся областями питания, разгрузки и активной циркуляции подземных вод. Особенно большое отепляющее влияние на мерзлые толщи, их температурный режим и мощность оказывают глубинные термальные воды при их прохождении по таликовым зонам и выходе на поверхность. В этом случае часто наблюдается выкливание многолетнемерзлых толщ или сокращение их мощностей.

Наибольшее тепловое воздействие подземных вод на мерзлые толщи отмечается при их непосредственном контакте. Разобщенность водоносных горизонтов с мерзлыми породами водоупорным пластом или безводной толщей приводит к ослаблению теплового взаимодействия подземных вод с мерзлыми породами.

Влияние пресных и соленых водоемов на формирование и развитие многолетнемерзлых толщ донных отложений отличается особой спецификой. Пресные водоемы являются резко отепляющим фактором. При их глубине, превышающей глубину промерзания водоемов в данном районе, донные отложения обычно находятся в талом состоянии и образуют либо сквозной, либо несквозной талик. В случае миграции водоемов и русел рек эта закономер-

ность приводит к формированию сложных условий залегания многолетнемерзлых пород и образованию слоистых толщ. Сложное залегание многолетнемерзлых пород в разрезе отмечается на широких площадях опресненных заливов, где формируются новообразования многолетнемерзлых толщ при морских регрессиях (типа севера Западно-Сибирской низменности). Нередко это может привести к образованию многослойных многолетнемерзлых толщ. Более сложная закономерность должна отмечаться в донных отложениях соленых водоемов и в районе шельфа северных морей, где формирование многолетнемерзлых толщ связано с наличием отрицательной ($-1,9^{\circ}$ и ниже) температуры в донных слоях воды.

11.5.5 Влияние геологических процессов на ξ_{MH}

В формировании и развитии многолетнемерзлых толщ немалое значение имеют процессы осадконакопления и денудации, эрозии, выветривания и др. При одних и тех же верхних и нижних граничных условиях теплообмена на поверхности земли, геотермическом градиенте и гидрогеотермических условиях при осадконакоплении и денудационном сносе мощности многолетнемерзлых толщ будут различными. В случае осадконакопления отмечаются повышенные мощности многолетнемерзлых толщ и в случае денудации и сноса материала – пониженные. Очевидно, что интенсивность проявления этих закономерностей будет зависеть от скорости осадконакопления и денудационных процессов и возрастет с увеличением скорости последних.

Эта особенность формирования и развития многолетнемерзлых толщ предопределяет (при всех прочих равных условиях) повышенные мощности на аккумулятивных равнинах и пониженные – в областях сноса. Аналогичная закономерность отмечается и в речных долинах на аккумулятивных и эрозионных террасах.

Влияние процессов аккумуляции осадков в связи с тектоническим опусканием местности на формирование мерзлых толщ выяснено наиболее полно в вопросе о развитии систем мощных сингенетических повторно-жильных льдов, которые могут расти только при равновесии процессов опускания территории и аккумуляции осадков в течение достаточно длительных промежутков времени.

В более общих случаях накопления молодых осадочных мерзлых пород изменение мощности мерзлых толщ зависит от соотношения между скоростью опускания нижней границы мерзлой толщи и скоростью ее протаивания снизу.

11.5.6 Влияние оледенения на формирование ММТ

Формирование многолетнемерзлых толщ нередко связывают с общими периодами покровного оледенения или с периодами похолодания, а уменьшение их мощности – с деградацией многолетнемерзлых толщ. Но одновременно с этим известно (Кудрявцев и др., 1967, 1977), что покровное оледенение оказывает двоякое влияние на формирование многолетнемерзлых толщ. Прежде всего белая поверхность ледника за год имеет величину альбедо 0,50-0,98 и приводит к отражению лучистой длинноволновой солнечной радиации, а следовательно, к резкому понижению температуры поверхностных слоев ледника. В то же время в силу наличия геотермического градиента ледниковый покров оказывает как бы отепляющее действие на подстилающие его толщи горных пород. В ледниках большой мощности нередко (Антарктида, Гренландия) температуры в ледниковом покрове повышаются с глубиной за счет геотермического градиента настолько, что на поверхности подстилающих горных пород они становятся равными 0°C и положительными в толще самих пород. Под ледниками небольшой мощности (H) в подстилающих горных породах развиты многолетнемерзлые толщи. Эта закономерность может быть записана следующим образом: $H \geq (t_{\text{пов}}/g_{\text{л}})$, где $t_{\text{пов}}$ –

средняя годовая температура на поверхности ледника, g_n – геотермический градиент в ледниковой толще. В этом случае имеет место теплый ледник, многолетнемерзлые породы под ледником отсутствуют. В случае, если $H < (t_{пов}/g_n)$, имеет место холодный ледник, многолетнемерзлые толщи залегают непосредственно под ледником. Палеомерзлотные условия в периоды оледенения необходимо реконструировать с учетом данной закономерности.

11.5.7 Суммарное проявление влияний природных факторов и условий на $\xi_{мн}$

Все рассмотренные выше закономерности свидетельствуют о большой сложности формирования и развития многолетнемерзлых толщ и о тесной их взаимосвязи как с внешними географическими условиями, существующими и непрерывно изменяющимися на поверхности земли, так и с геологическими, геоморфологическими, гидрогеологическими и геотектоническими особенностями каждого данного региона или района. Изменения этих факторов и условий за различные отрезки времени происходят на фоне проявления климатических ритмов, вызывающих изменения теплового состояния верхних слоев земли, т. е. динамику многолетнемерзлых толщ. Следствием этого является непрерывность развития последних как во времени, так и в пространстве. В каждый данный момент, в каждой данной точке и на каждой глубине сочетание всех видов колебаний дает свою результирующую температуру, и в то же время по разрезу мерзлой толщи можно отметить множество потеплений и похолоданий. В силу этого надо говорить о множестве деградационных и аградационных направлений в развитии мерзлотного процесса. Схема такого сочетания множества колебаний представлена на рис. 11.4. Так, надо говорить, например, о короткопериодной одиннадцатилетней деградации и о сорокалетней аградации и одновременно о вековой и многовековой аградации и тысячелетней деградации и многотысячелетней аградации и т. д. Каждое из этих колебаний имеет свою глубину распространения. В верхних слоях рас-

пространяются все виды колебаний, и поэтому температурное поле земли является результатом суммарного их проявления.

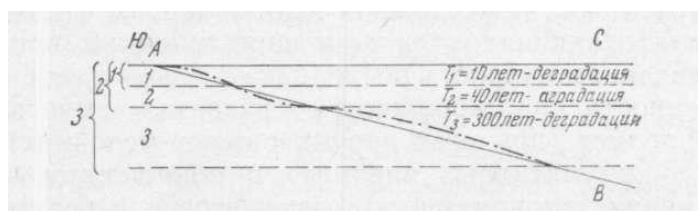


Рис. 11.4 Схема возможных изменений мощности мерзлых толщ с юга на север при наложении колебаний температур различных периодов

На больших глубинах распространяются колебания со все большими периодами и глубинами. В силу этого многолетнемерзлые толщи малых мощностей связываются с температурными колебаниями малых периодов и амплитуд, больших мощностей – с большеамплитудными и длиннопериодными колебаниями.

Непрерывность развития многолетнемерзлых толщ и связь их с окружающей природной обстановкой накладывают свой отпечаток на их внешний облик. Особенно очевидной является зависимость распределения льда в породе от состава, строения, залегания, генезиса, возраста и истории формирования тех пород, которые, промерзая, слагают многолетнемерзлые толщи. Эти отличия наиболее ярко прослеживаются для сингенетических и эпигенетических многолетнемерзлых толщ пород.

11.6. Классификационные признаки подразделения многолетнемерзлых толщ

Теория формирования и развития многолетнемерзлых горных пород и большой фактический материал по исследованию сезонно- и многолетнемерзлых пород послужили основой при разработке принципов их классификации. По всем основным характеристикам и условиям генетическая связь ММТ с различными геолого-структурными факторами и рельефом отражена в

первой группе классификационных признаков. Во вторую группу входят условия и характеристики теплообмена на верхней и нижней границах мерзлой толщи и в ее пределах. К третьей группе отнесены признаки, характеризующие распространение, строение, свойства, мощность и динамику собственно мерзлых толщ горных пород.

Классификационные признаки всех трех групп тесно взаимосвязаны: признаки первой группы определяют признаки второй группы, а вместе они однозначно определяют признаки третьей группы. Поэтому при мерзлотной съемке каждый тип многолетнемерзлой толщи должен быть охарактеризован последовательно классификационными признаками всех трех групп.

11.6.1 Принципы подразделения ММТ по геолого-структурной обстановке, рельефу и составу горных пород

1. Основным геолого-структурным элементам земной коры соответствуют специфические особенности ММТ. Развитие многолетнемерзлых пород неразрывно связано с развитием земной коры. Особую роль при этом играют неотектонические процессы, сопоставимые по времени с образованием ММТ, существенно определяющие основные черты современного рельефа и влияющие на характер рыхлых образований. Поэтому целесообразно выделять три типа мерзлых толщ, приуроченных к современным структурным формам земной коры, которые характеризуются определенным типом неотектонического развития:

а) ММТ платформенных областей со слабым проявлением неотектоники. Эти области разделяются на континентальные и шельфовые, расположенные в пределах континентальной отмели. По направленности неотектонических движений выделяются области, где преобладали поднятия, и области, в пределах которых существенную роль играли опускания (плиты);

б) ММТ областей материкового горообразования. Эти области по интенсивности процессов горообразования разделяются на области со слабым проявлением процессов горообразования, области горообразования средней интенсивности и области с весьма интенсивными горообразовательными процессами;

в) ММТ областей современных геосинклиналей, подразделяемых на высокие поднятия и глубокие прогибы, часто слабо выраженные в рельефе поверхности благодаря размыву (на поднятиях) и накоплению осадков (в прогибах). Вследствие этого в геосинклиналях выделяются области с резко различающейся мощностью осадочных пород.

2. Перечисленные структурные формы и характер их развития в значительной степени определяют особенности геоморфологических условий, в которых происходит формирование ММТ. По этому признаку многолетнемерзлые породы целесообразно классифицировать по соотношению рельефа с общим типом геологических структур на три группы:

- а) ММТ в пределах аккумулятивных равнин;
- б) ММТ в пределах денудационных равнин;
- в) ММТ в пределах гор и нагорий.

Более детальные подразделения классификации ММТ по мерзлотно-геоморфологическому принципу целесообразно производить по различию главных черт структуры рельефа, а также по направленности и интенсивности неотектонических движений, обуславливающих основные черты рельефа и влияющих на закономерности формирования мерзлых толщ и их основных характеристик, например: многолетнемерзлые породы в пределах аккумулятивных равнин, относительно стабильных в тектоническом отношении, с глубоким залеганием коренного основания, с мелким залеганием коренного основания и т. д.

Для выяснения закономерностей формирования ММТ, их строения, формирования температурного режима, мощности и мерзлотно-геологических процессов и явлений целесообразно далее многолетнемерзлые породы

классифицировать по типам и элементам рельефа, например: ММТ в пределах элементов речных долин (террас, отмелей, русла), ММТ крутых склонов, средней крутизны, пологих склонов и т. д.

3. Характер гидрогеологической структуры наряду с другими составляющими природной среды и процессами теплообмена определяет конкретные формы взаимодействия многолетнемерзлых пород с подземными водами, что находит отражение в градиенте температур, мощности и криогенном строении мерзлых толщ. В целях классификации ММТ по гидрогеологическим условиям могут быть использованы типы водонапорных систем (Овчинников, 1960), что позволяет выделять:

- а) ММТ артезианских бассейнов платформенного типа;
- б) ММТ артезианских межгорных впадин и предгорных прогибов;
- в) ММТ водонапорных систем трещинных вод древних кристаллических массивов: без неотектонических деформаций, осложненных неотектоническими движениями и разрывами;
- г) ММТ сочлененных бассейнов подземных вод горных сооружений: без проявления молодого магматизма, с проявлением молодого магматизма, с современным вулканизмом.

По особенностям взаимодействия мерзлых толщ и подземных вод и криогенного преобразования толщи горных пород в процессе промерзания-оттаивания можно выделить 9 типов криогенной (ММТ и морозной) толщи (Фотиев, 1978), различающихся по соотношению в вертикальном разрезе пород, по состоянию (мерзлые, морозные, талые) и гидрогеологическим свойствам, например области, где мощность криогенной толщи меньше мощности зоны пресных вод или где мощность криогенной толщи превышает зону пресных вод и тогда она может состоять из яруса многолетнемерзлых пород и яруса пород с минерализованными отрицательно-температурными водами и т. д.

На формирование ММТ в пределах выделенные гидрогеологических структур большое влияние оказывает минерализация подземных вод. По

этому признаку целесообразно выделять ММТ, формирующиеся при промерзании водоносных горизонтов с пресными водами (минерализация до 1 г/л), солоноватыми (от 1 до 10 г/л), солеными (от 10 до 50 г/л) и рассольными водами (свыше 50 г/л).

4. Подразделение ММТ по геологическому возрасту, генезису и литологическому составу производится в соответствии с общепринятыми геологическими классификациями. Осадочные мерзлые породы кайнозойского и особенно четвертичного возраста целесообразно классифицировать также и по фациальной принадлежности. По литологическим особенностям многолетнемерзлые породы могут быть более подробно подразделены на основе соответствующих инженерно-геологических классификаций грунтов и пород.

11.6.2 Принципы подразделения ММТ по характеру теплообмена

В формировании ММТ существенное значение имеет общее количество поглощенной коротковолновой солнечной радиации, поступающей на земную поверхность, а также структура радиационно-теплового баланса Земли. Связующим звеном между радиационно-тепловым балансом поверхности земли и тепловыми процессами в породе являются эффективное излучение поверхности и теплообороты в почвах и грунтах. Место этих двух характеристик в структуре радиационно-теплового баланса существенно различно на разных широтах и во многом определяется континентальностью климата. В связи с этим целесообразно выделять следующие типы мерзлых толщ.

1. По широте местности могут быть выделены южный, средний и северный типы ММТ, каждый из которых характеризуется своим определенным диапазоном величин поглощенной солнечной радиации и эффективного излучения.

2. По континентальности климата целесообразно выделять типы ММТ, свойственные морскому (с амплитудами температур на поверхности пород за год (A_0) до $7,5^\circ$), умеренно морскому (с A_0 от $7,5$ до 11°), умеренно

континентальному (с A_0 от 11 до $13,5^\circ$), континентальному (с A_0 от $13,5$ до 17°), повышенно континентальному (с A_0 от 17 до 21°), резко континентальному (с A_0 от 21 до 24°) и особо резко континентальному (с A_0 свыше 24°) типам климата. Каждому из этих типов ММТ соответствуют свои условия формирования температурного режима пород и остальных мерзлотных характеристик.

3. По среднегодовым температурам пород целесообразно подразделять область распространения ММТ на южную (несплошного) и северную (сплошного распространения) зоны, каждая из которых подразделяется на ряд мерзлотно-температурных зон. Каждая мерзлотно-температурная зона характеризуется своим определенным комплексом мерзлотных характеристик. В южную зону (I зона по В. А. Кудрявцеву, 1954) входят три мерзлотно-температурные зоны с t_{cp} многолетнемерзлых пород: 1а - от 0 до $-0,5^\circ$; 1б - от 0 до -1° ; 1в - от 0 до -2° . В северную входят 5 мерзлотно-температурных зон (II-V зоны по В. А. Кудрявцеву, 1954) с t_{cp} многолетнемерзлых пород: II - от -1 до -3° , III - от -3 до -5° , IVа - от -5 до -7° , IV б - от -7 до -9° , Va - от -9 до -11° , Vб - от -11 до -13° , VIа - от -13 до -15° , VIб - ниже -15°C .

4. По длине периода колебания температур на поверхности земли целесообразно выделять многолетнемерзлые толщи горных пород:

а) существующие в мерзлом состоянии в течение современного периода (Q_{IV}). Среди них можно выделять толщи, существующие в мерзлом состоянии десятки, сотни, тысячи и десятки тысяч лет;

б) существующие в мерзлом состоянии с верхнечетвертичного времени (Q_{III});

в) со среднечетвертичного времени (Q_{II});

г) с нижнечетвертичного времени (Q_I) и

д) с неогенового времени (N_3^2 , возможно, N_3^1).

5. По соотношению средних (t_{cp}) и экстремальных (t_{min} и t_{max}) за период колебания температур пород может быть выделено три градации ММТ:

а) когда $t_{max} < 0^\circ$ (многолетнее оттаивание пород отсутствует); б) когда t_{cp}

$<0^{\circ}$; $t_{max} >0^{\circ}$ (существует многолетнее оттаивание пород); в) когда $t_{min} <0^{\circ}$; $t_{cp} >0^{\circ}$ (существует многолетнее промерзание пород).

В первом случае ММТ на протяжении всего периода колебаний температуры являются сливающимися, но их нижняя граница периодически перемещается и мощности меняются. Во втором случае мерзлая толща периодически промерзает и оттаивает как сверху, так и снизу, и в некоторые периоды времени образуется или несливающаяся мерзлота, или слоистая; средняя часть мерзлой толщи при этом существует на протяжении всего периода. В третьем случае на протяжении большей части периода колебания температуры на поверхности земли мерзлая толща отсутствует. Она периодически появляется только в «холодную» часть периода.

6. По величине теплового потока снизу к подошве мерзлых толщ целесообразно выделять ММТ: а) с малым, б) со средним и в) с большим теплотоклом, которые соответствуют геотермическим градиентам: от 0 до 0,02; от 0,02 до 0,04 и более 0,04 $^{\circ}\text{C}/\text{м}$ при коэффициенте теплопроводности, равном 8,38 кДж/(м \cdot ч \cdot $^{\circ}\text{C}$). При этих условиях теплотоклы по градиентам определяются следующим образом: от 0 до 1047,5 кДж/(м 2 \cdot год), от 1047,5 до 2095 и свыше 2095 кДж/(м 2 \cdot год). Величина теплотокла из недр земли сказывается прежде всего на мощности мерзлых толщ, на их динамике, а также на скорости промерзания или оттаивания, что, в свою очередь, определяет распределение льдистости мерзлых толщ по разрезу и их криогенные текстуры.

7. По величине льдистости мерзлых толщ и соответствующим им многолетним теплооборотам в горных породах целесообразно выделять:

а) ММТ без включений льда (морозные), с минимальными теплооборотами, связанными только с одной теплоемкостью (без фазовых переходов);

б) ММТ малольдистые (с влажностью не больше полной влагоемкости), с криогенной текстурой в виде льда-цемента и микрошлировой, с те-

плооборотах средней величины (преимущественно за счет теплоемкости пород и частично за счет фазовых переходов воды);

в) ММТ сильнольдистые (с влажностью, превышающей полную влагоемкость), со шлировыми криогенными текстурами, с большими теплооборотах (за счет фазовых переходов воды и только частично за счет теплоемкости пород).

Эти градации позволят характеризовать не только теплооборотах, но и состав мерзлых пород, их генезис, условия промерзания и косвенно — историю формирования многолетнемерзлых толщ. Очевидно, что эти градации будут относиться только к эпигенетическим мерзлым толщам. Сингенетические толщ можно различать только по общему содержанию льда, без связи их с теплооборотах. Скальные трещиноватые породы, промерзающие эпигенетически, следует классифицировать особо в зависимости от пустотности породы (трещиноватости, пористости, кавернозности) и степени заполнения пустот водой при промерзании.

8. По характеру влияния конвективного теплообмена на формирование многолетнемерзлых толщ можно выделить:

а) ММТ с конвективным теплообменом на поверхности за счет циркуляции надмерзлотных вод;

б) ММТ прерывистого распространения с конвективным теплообменом по таликовым зонам;

в) ММТ с конвективным теплообменом у их нижней границе за счет циркуляции подмерзлотных вод. Влияние конвективного теплообмена за счет подмерзлотных вод определяется глубиной их залегания, водообильностью и характером циркуляции. Наибольшее влияние отмечается при контакте подземных вод с мерзлыми толщам. С увеличением глубины залегания подземных вод от нижней границы мерзлых толщ, с уменьшением их водообильности и скорости движения отепляющее влияние подземных вод уменьшается;

г) ММТ с конвективным теплообменом за счет циркуляции воздушных масс по трещинам и карстовым полостям. К этому типу относятся мерзлые толщи и льды пещер, образование которых связано с затеканием холодного зимнего воздуха в пустоты земной коры в условиях затрудненного воздухообмена. Мерзлые породы этого типа часто образуются в различных горных выработках как в области распространения многолетнемерзлых пород, так и вне ее.

11.6.3 Принципы подразделения ММТ по распространению, строению и мощности

1. По характеру распространения по площади многолетнемерзлые толщи целесообразно подразделять на следующие разновидности:

а) ММТ сплошного распространения, занимающие 90-100% площади, в которых сквозные и несквозные талики развиты только под крупными реками и водоемами;

б) ММТ массивно-островного распространения, занимающие 70-80% площади, с островами талых пород, возникновение которых может быть обусловлено как отепляющим влиянием поверхностных вод, так и другими особенностями теплообмена на поверхности земли;

в) ММТ островного распространения, занимающие от 40 до 60% площади;

г) ММТ редкоостровного распространения, занимающие от 5 до 30% площади;

д) перелетки и маломощные редкие острова многолетнемерзлых толщ, занимающие не более нескольких процентов площади. Их образование и сохранение возможно при сочетании ряда благоприятных факторов и условий.

2. По характеру распространения по вертикали ММТ можно подразделять на:

а) непрерывные или сплошные мерзлые толщи по разрезу (без талых прослоев);

б) прерывистые (слоистые) мерзлые толщи, где в разрезе наблюдается чередование многолетнемерзлых и талых слоев горных пород или тел другой формы

3. По взаимоотношению мерзлой толщи со слоем сезонного оттаивания и промерзания можно выделять:

а) сливающиеся ММТ, где подошва слоя сезонного оттаивания является их кровлей;

б) несливающиеся, где между подошвой слоя сезонного промерзания и верхней поверхностью ММТ существует талый слой, сохраняющийся в течение зимы или более длительное время.

4. По криогенному генезису многолетнемерзлые толщи подразделяются на:

а) эпигенетические, т. е. промерзавшие после накопления и эпигенеза пород (эпикриогенные);

б) сингенетические, т. е. накапливавшиеся и промерзавшие в геологическом смысле одновременно (синкриогенные), по составу и возрасту относятся к рыхлым четвертичным отложениям;

в) полигенетические, т. е. толщи, по характеру промерзания имеющие двухъярусное, реже многоярусное строение. Нижний ярус обычно слагают эпикриогенные, а верхний — синкриогенные породы.

5. По криогенному строению (криогенным текстурам) многолетнемерзлые породы подразделяются на:

а) эпигенетические скальные и полускальные, имеющие унаследованные (по А. И. Попову) криотекстуры, в которых пространственная дифференциация ледяных включений обусловлена первоначальной трещиноватостью, скважностью или кавернозностью пород. Среди них можно выделить криогенные текстуры: унаследованные первичные, в которых объем льда не превышает объема открытой пористости (скважности или трещиноватости)

породы до ее промерзания, и унаследованные расширенные, в которых объем ледяных включений больше объема открытой пористости до промерзания;

б) эпигенетические рыхлые (четвертичные и дочетвертичные) и полускальные выветрелые, имеющие миграционно-сегрегационную или конжеляционную криогенные текстуры. В таких мерзлых породах влага в процессе промерзания могла мигрировать или замерзнуть в пустотах, создавая пространственное расположение льда, которое может не соответствовать первоначальному сложению породы;

в) сингенетические рыхлые (четвертичные), обладающие криогенными текстурами, которые возникают в результате перераспределения влаги в сезонноталом слое при его промерзании. Криогенные текстуры сингенетических мерзлых отложений в основном создаются благодаря промерзанию сезонноталого слоя снизу и переходу нижней части последнего в многолетнемерзлое состояние. Благодаря этому объемная льдистость отложений обычно превышает их полную влагоемкость в талом состоянии;

г) эпигенетические и сингенетические рыхлые (четвертичные и дочетвертичные), с крупными скоплениями льда, в виде сингенетических и эпигенетических повторно-жильных льдов, инъекционных льдов, гидролакколитов, пещерных льдов и льдов захороненных снежников и ледников.

6. По строению и составу пород ММТ разделяются на:

а) имеющие одноярусное строение, т. е. полностью от кровли до подошвы сложенные или рыхлыми, или скальными породами;

б) имеющие двухъярусное строение, т. е. сложенные в верхней части рыхлыми, а в нижней — скальными или полускальными породами. В пределах толщи рыхлых многолетнемерзлых пород могут выделяться синкриогенные и эпикриогенные отложения.

7. По количеству циклов промерзания ММТ подразделяются на:

а) однократно промерзавшие, т. е. существующие непрерывно в многолетнемерзлом состоянии от начала промерзания до настоящего времени;

б) неоднократно промерзавшие и оттаивавшие, т. е. такие, которые от начала многолетнего промерзания до настоящего времени по крайней мере дважды промерзали и один раз оттаивали или полностью, или сверху, или снизу.

8. По мощности многолетнемерзлых толщ в зависимости от их состава (при прочих равных условиях) могут быть выделены следующие четыре градации:

а) ММТ предельной мощности, сложенные морозными скальными породами с большим коэффициентом теплопроводности;

б) ММТ повышенной мощности, сложенные морозными рыхлыми отложениями;

в) ММТ средней мощности, сложенные рыхлыми отложениями с влажностью (льдистостью) не более полной влагоемкости ($I_{УП}$);

г) ММТ пониженной мощности, сложенные рыхлыми отложениями с влажностью (льдистостью) больше полной влагоемкости. В этом случае в процессе формирования мерзлых толщ предполагается возможность интенсивного подтока влаги снизу к фронту промерзания из нижележащих талых водоносных слоев.

9. По динамике мерзлых толщ можно выделять деградационное, стабильное и аградационное направления развития мерзлотного процесса. Известно, что таких направлений существует бесконечное множество как во времени, так и в пространстве (по глубине). Поэтому целесообразно рассматривать аградационные, деградационные и стабильные направления развития в верхних горизонтах мерзлых толщ, у верхней границы, у нижней границы и в центральной части мерзлой толщи. В этом случае могут быть выделены ММТ: а) деградирующие по всей мощности, б) деградирующие в верхней части и аградирующие у нижней границы и наоборот, в) аградирующие вверху и деградирующие внизу, г) аградирующие по всей толще и т. д. Аналогичные градации могут быть выделены в зависимости от времени: короткопериодные деградации, среднепериодные аградации, длиннопери-

одные аградации и верхнечетвертичные деградации и т. п. Наибольший интерес обычно вызывает определение современного состояния мерзлых толщ, а также история их развития. В каждом конкретном случае классификационная схема динамики и истории развития мерзлых толщ в том или ином районе должна быть своей и находиться в тесной связи с общим ходом геологического развития исследуемого района.

При рассмотрении деградации и аградации следует выделять разновидности, связанные только с изменением отрицательного температурного поля, и разновидности, связанные с оттаиванием мерзлых толщ и с образованием их вновь. В этом случае классификационные признаки по динамике и истории развития ММТ тесно переплетаются с признаками их состава и строения.

11.7 Типы многолетнемерзлых толщ горных пород по характеру промерзания (по криогенезу)

Многолетнемерзлые толщи могут состоять из пород одинакового генезиса и состава или из сочетания пород, разных по происхождению и литологическим особенностям; различные породы могут иметь неодинаковое содержание льда, его пространственное распределение и т. д.; в мерзлые толщи бывают включены мономинеральные ледяные залежи, различные по генезису, форме и условиям залегания. Все эти особенности определяют макрооблик многолетнемерзлых пород – криогенное строение мерзлых толщ в целом. Криогенное строение мерзлых толщ и слагающих их горизонтов зависит от генезиса самих пород и характера их промерзания.

Лед, распределенный в мерзлой породе в виде различных по величине, в целом относительно небольших, но видимых глазом линз, пропластов, слоев, зерен и включений другой формы, а также заполняющий поры в породе (лед-цемент), определяет ее криогенную текстуру (криотекстуру). Такой подземный лед называется текстурообразующим.

Под криотекстурой понимается совокупность признаков сложения мерзлой породы, обусловленная ориентировкой, относительным расположением и распределением (равномерным, неравномерным, ритмичным и т. д.) различных по форме и размерам ледяных шпиров и льда-цемента.

Криогенная структура (криоструктура) – строение мерзлой горной породы, обусловленное взаимным расположением, величиной и формой минеральных частиц и их агрегатов, характером поверхности этих частиц и агрегатов, а также наличием и характером связей между ними, в первую очередь видом льда-цемента. Криоструктура мерзлых пород в настоящее время изучается главным образом на микроуровне, под микроскопом, и отражает особенности их микростроения.

Типы подземных льдов, характер криогенного строения мерзлых толщ, криогенная текстура и криогенная структура мерзлых горных пород зависят от состава, генезиса, начальной влажности промерзающих пород, наличия или отсутствия водоносных горизонтов, а также от условий промерзания пород (сингенетического или эпигенетического).

По характеру промерзания многолетнемерзлые породы разделяются на два основных типа:

1) сингенетически промерзающие породы – синкриогенные (по А. И. Попову), т. е. накапливающиеся и промерзающие в геологическом смысле одновременно (синхронно);

2) эпигенетически промерзшие породы – эпикриогенные, т. е. те, которые перешли в многолетнемерзлое состояние после того, как процесс их накопления завершился и они претерпели диагенетические изменения, т. е. когда осадок превратился в породу.

Между этими двумя типами многолетнемерзлых пород нет четкой границы, так как осадки, накапливающиеся в условиях подозерных, подрусловых и шельфовых таликов, могут промерзнуть в одних случаях весьма быстро, не пройдя даже первых этапов раннего диагнеза, в других они существуют в талом состоянии сотни и тысячи лет и лишь затем промерзают. По-

этому одни исследователи относят их к сингенетическим, другие – к эпигенетическим многолетнемерзлым отложениям.

Литогенез в области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания имеет существенную специфику, которая проявляется на всех этапах породообразования. В силу этого выделяется особый вид литогенеза – криолитогенез (Попов, 1967). Одним из основных методов изучения четвертичных отложений, которые формируются в условиях существования многолетнемерзлых пород и промерзают в геологическом смысле одновременно с осадконакоплением, является метод мерзлотно-фациального анализа, разработанный Е. М. Катасоновым и получивший развитие в работах Н. Н. Романовского, Т. Н. Каплиной, Г. Ф. Грависа и др. Сущность его заключается в том, что криогенные процессы и явления в различных фациях четвертичных отложений однозначно связаны с условиями их накопления и промерзания. Поэтому по фациальным признакам отложений, находящихся в многолетнемерзлом состоянии или находившихся в мерзлом состоянии прежде, устанавливаются условия их образования (их генезис и возраст) и перехода в мерзлое состояние. Фациальные признаки мерзлых горных пород включают, во-первых, особенности, связанные с составом их органико-минеральной части, характером слоистости, распределением включений и т. д., во-вторых, собственно криогенные особенности. К числу их относятся криогенные и посткриогенные (сохранившиеся после оттаивания) текстуры, залежеобразующие льды и псевдоморфозы по ним, следы различных криогенных явлений. Мерзлотно-фациальный анализ широко используется при мерзлотной съемке и картировании и изучении истории развития мерзлых толщ.

11.8 Основные особенности сингенетического промерзания отложений и их криогенных текстур

Сингенетически промерзают отложения, формирующиеся одновременно (в геологическом смысле) с накоплением осадков при наличии под-

стилающих многолетнемерзлых пород. Поэтому синкриогенными могут быть только четвертичные отложения. Е. М. Катасонов (1972) различает два вида сингенеза в накоплении и промерзании отложений – субэральный и субаквальный – и соответствующие им виды основных (руководящих) криотекстур (рис. 11.5).

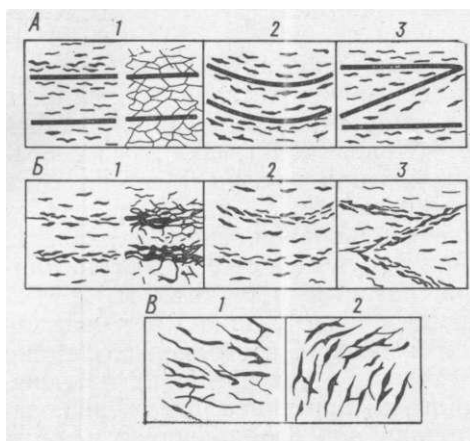


Рис. 11.5 Основные (руководящие) виды криотекстур, образующиеся при сингенетическом промерзании отложений СТС снизу (А и Б) и водных осадков (В): А – слоистые (1-горизонтальные, 2 – вогнутые, 3 – волнистые); Б – поясковые (1 – горизонтальные, 2 – вогнутые, 3 – волнистые); В – решетчатые и сетчатые (1-косые, 2 – вертикальные) (по Е.М. Катасонову)

Субэральный синкриогенез свойствен осадкам, накапливающимся на подстилающих многолетнемерзлых породах аллювиального, склонового, болотного генезиса и другим континентальным отложениям. В первом приближении процесс можно представить следующим образом. Накопление осадка происходит весной или летом на поверхности земли. Зимой осадок и подстилающие его отложения сезонноталого слоя промерзают. При неизменной мощности СТС в последующий год верхняя поверхность многолетнемерзлых пород поднимается на величину мощности накопившегося на поверхности осадка. Постоянное повторение такого процесса приводит к накоплению синкриогенных пород.

В действительности образование синкриогенных субэральных многолетнемерзлых отложений существенно сложнее. Накопление осадка на поверхности и переход в многолетнемерзлое состояние у подошвы СТС опре-

деляют ряд следующих важных особенностей субэраляного сингенетического промерзания отложений.

1. Осадки в период их существования в СТС, т. е. от момента седиментации до перехода в многолетнемерзлую породу, претерпевают ряд диагенетических изменений, приобретая при этом высокую пылеватость.

2. В многолетнемерзлом состоянии переходят отложения нижней части СТС, обладающие высокой льдистостью, обычно превышающей полную влагоемкость породы в талом состоянии. Мощность льдистого горизонта в подошве СТС тем больше, чем ниже t_{cp} пород. Для него характерны или толстые ледяные шпирь, или слои высокольдистой породы с базально-слоистой криотекстурой, которые Е. М. Катасонов назвал «поясками» (рис. 11.6). Конфигурация поясков повторяет форму подошвы сезонноталого слоя. В случае, когда изменяется положение подошвы СТС, меняется конфигурация и взаимоотношение поясков. В разрезах синкриогенных отложений толстые шпирь и «пояски» фиксируют положение подошвы СТС в период их накопления (Катасонов, 1954).

3. Отличительной особенностью субэраляных синкриогенных отложений от сходных по фациальной принадлежности пород, образующихся в условиях отсутствия мерзлоты, является то, что их формирование происходит за счет двух источников материала: отлагающегося осадка и замерзающей и переходящей в подземный лед влаги. Накопление осадка и поступление влаги в СТС происходит по разным законам. Первое определяется геологическими, фациальными условиями; второе хотя и связано с ландшафтной (фациальной) обстановкой, условиями дренажа, режимом вод в СТС, но сильно зависит от климатических факторов: количества осадков, сроков их выпадения, испарения и др. В сочетании они обуславливают влажностный режим пород в СТС. Наличие криогенного водоупора во всех случаях способствует увеличению влажности пород в СТС, особенно в его подошве. Вместе с тем существуют и различия во влажностном режиме, влияющем на криогенное строение син-

криогенных пород, формирующихся в условиях различных по влажности климатов, свойственных различным районам территории криолитозоны.

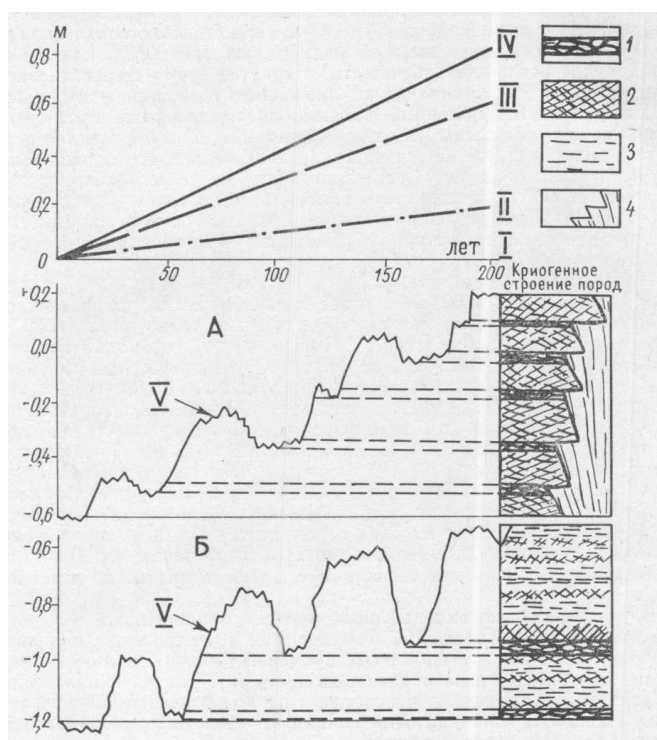


Рис. 11.6 Принципиальная схема сингенетического накопления и промерзания осадков при периодических изменениях глубин сезонного оттаивания в условиях низкотемпературного (северного – А) и высокотемпературного (южного – Б) вариантов: I – начальный уровень земной поверхности; II – изменения уровня земли за счет осадконакопления; III-IV – суммарное повышение поверхности земли за счет накопления осадков и подземного льда при южном (III) и северном (IV) вариантах синкриогенеза; V – глубина сезонного оттаивания, отсчитываемая от изменяющегося уровня земли; 1 – пояски со слоисто-базальной криотекстурой, 2 – слоисто-сетчатая криотекстура, возникшая при промерзании СТС снизу, 3 – разреженная тонко-линзовидная и массивная криотекстура, возникшая при промерзании сверху обезвоженной части СТС; 4 – повторно-жильный лед

Более льдистые сингенетические мерзлые породы (при прочих равных условиях) образуются в условиях гумидного климата, менее льдистые – в условиях аридного климата. В результате существуют географические варианты фаций (по льдистости, геохимическим особенностям и т.д.

4. Переход влаги из СТС в сегрегационные текстурообразующие льды при сингенетическом промерзании дисперсных пылеватых отложений, как уже говорилось выше, связан с отрицательными температурами пород, а также с многолетней динамикой глубин СТС. А. И. Поповым (1967) показано, что при монотонном осадконакоплении наращивание синкриогенных отло-

жений происходит резко, скачками, а не постепенно (рис. 11.6). Обусловлено это динамикой глубин СТС, связанной с колебаниями теплообмена различных периодов (4-6, 11, 40 лет), накладывающихся друг на друга, а также с изменением влажности пород в СТС. Это обуславливает ритмичное строение синкриогенных отложений. Обычно в основании такого горизонта (ритма) мерзлой породы залегает или выдержанный прослой сегрегационного льда, или пояс, обладающий очень высокой льдистостью (до 90%). Выше него порода имеет различную льдистость и криотекстуру сегрегационного типа: сетчатую, слоисто-сетчатую, линзовидно-слоистую, линзовидную или массивную. Выдержанные сложные льдонасыщенные прослои и пояски несут в себе следы повторной сегрегации. Они образуются в результате многократного (в течение ряда лет) медленного наращивания друг на друга не полностью оттаявших прослоев сегрегационного льда у подошвы СТС. Происходит это в период достижения многолетнего максимума $\xi_{от}$, когда колебания глубин СТС при условии слабых ежегодных изменений температурного режима на поверхности незначительны (Максимова, 1973).

При высоких отрицательных t_{cp} пород (от $-0,1$ до -3°) только самая нижняя часть СТС промерзает снизу. Выше нее залегает слой, обезвоженный в процессе двухстороннего промерзания пород СТС и имеющий массивную криотекстуру. Только при наличии подтока надмерзлотных вод здесь могут формироваться тонкошлировые линзовидные и сетчатые типы криотекстур с льдистостью, близкой к полной влагоемкости. При одном ритме приращения синкриогенных мерзлых пород в них включаются как высокольдистые прослои (образовавшиеся при промерзании снизу), так и малольдистые (промерзание сверху). Построенные таким образом сингенетически промерзшие отложения различных фаций могут быть отнесены к высокотемпературному (южному) варианту. Им свойственны следы криогенных явлений, формирующихся при высоких отрицательных температурах и значительных глубинах СТС (изначально-грунтовые жилы, деформации литологической слоистости, связанные с дифференциальным пучением, и др.).

В условиях низкотемпературных мерзлых толщ (ниже -3 , -5°) значительная часть пород СТС, соизмеримая по мощности с приращениями мерзлой толщи за один ритм, промерзает снизу и обладает высокой льдистостью (больше полной влагоемкости). Такие синкриогенные высокольдистые отложения относятся к низкотемпературному (северному) варианту. Для пойменных, болотных, делювиальных и других разновидностей таких отложений характерным является наличие в них сингенетических повторно-жильных льдов. Эти льды повышают общую льдистость отложений, обуславливая затем возможность развития по ним термокарста.

Криогенное строение синкриогенных отложений существенно зависит от характера полигонального микрорельефа и воздействия на них растущих ледяных жил. Известно, что осадконакопление в пределах полигонов различной формы идет по-разному в тех частях полигонов, в которых наблюдается разный характер глубин сезонного оттаивания. Так, на плоских безвальных полигонах $\xi_{от}$ в разных частях полигонов изменяется мало, в результате чего формируются субгоризонтальные слоистые криотекстуры. На валиковых полигонах с центрами, занятыми озерами, глубины СТС дифференцированы: наибольшей величины они достигают в центрах полигонов, наименьшей – на выпуклых валиках. В результате слои льда и льдогрунтовые пояски у подошвы СТС, горизонтальные в центре, имеют сильный первичный изгиб вверх на валиках около формирующихся между соседними валиками жил. Смена формы полигонов, а следовательно, и конфигурация подошвы СТС при накоплении отложений приводят к срезанию поясков и шпиров льда и образованию сложного ритмического строения отложений с сингенетическими повторно-жильными льдами (рис. 11.6). Сложное сочетание поясков образуется также в результате динамики глубин СТС и изменения осадконакопления на склонах в делювиальных (рис. 11.7) и других отложениях.

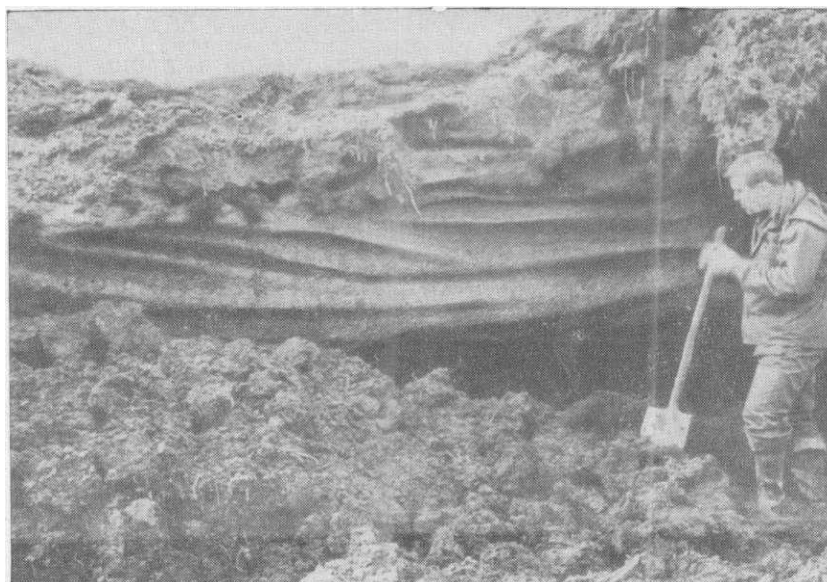


Рис. 11.7 Криогенное строение делювиальных супесей. Видно сложное сочетание «поясков», фиксирующих бывшее положение подошвы СТС

Разделение сингенетически промерзших отложений различных фаций на низко- и высокотемпературные разновидности является в определенной мере условным. Различия в их криогенном строении хорошо видны для экстремальных случаев, т. е. для отложений, образовавшихся при температурах пород, близких к 0° и весьма низких отрицательных. Между ними существуют промежуточные разновидности, синкриогенез которых осуществляется в диапазоне температур. При этом для отложений, различающихся по составу и влажности в СТС, эти диапазоны различны. В целом чем меньше дисперсность породы и ниже влажность, тем при более низких t_{cp} наблюдается синкриогенез по южному типу. Так, например, в пылеватых оторфованных отложениях с высокой влажностью, южный тип синкриогенеза сменяется северным при t_{cp} от -2 до -4° , а в слабовлажных легких пылеватых супесях и пылеватых песках – при t_{cp} от -4 до -6° .

В вертикальном разрезе толщ сингенетически промерзших отложений смена их криогенного строения и льдистости зависит от смены фаций, т. е. подчиняется геологическим закономерностям и изменениям температурного режима пород в период их формирования. Наиболее часто льдистость в их разрезе распределена относительно равномерно.

Интенсивное льдонакопление текстурообразующих сегрегационных и повторно-жильных льдов в фациях синкриогенных отложений, обладающих дисперсным составом, высокой влажностью в СТС и низкими t_{cp} , приводит к их более быстрому накоплению (формированию) по сравнению с фаціальными разновидностями, для которых характерны грубый состав, малые влажности в СТС и относительно высокие t_{cp} .

Субаквальное сингенетическое промерзание представляет, по Е. М. Катасонову, промерзание под водой отложений сезоннопротаивающего слоя и несквозных таликов под озерами и прибрежной мелководной зоной северных морей. Эти отложения не пришли еще стадию диагенеза. Литифицированы они неодинаково, но в целом слабо. В неуплотненных осадках образуются неправильные ломаные, ветвящиеся на концах линзы льда длиной 30-80 см и толщиной менее 5 см. Они ориентированы по длинной оси в основном параллельно фронту промерзания и могут залегать горизонтально, косо и вертикально, создавая ледяную сетку, выраженную в различной степени (рис. 11.8)

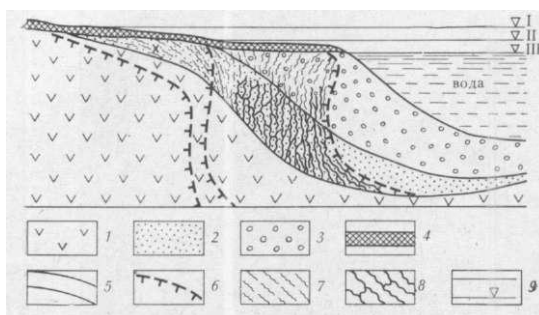


Рис. 11.8 Схема сингенетического промерзания донных осадков (по Е.М. Катасонову, 1962): 1 — породы, в которых выработано ложе водоема; 2 — донные осадки первой (более древней) генерации; 3 — донные осадки второй (молодой) генерации; 4 — СТС; 5 — положение дна водоема на разных стадиях заполнения водоема осадками; 6 — верхняя граница ММП на разных стадиях заполнения водоема осадками; 7 — густая сеть сравнительно мелких ломаных ледяных линз и прослоек; 8 — разреженная сеть (решетка) сравнительно крупных прослоек и линз, возникших при промерзании осадков, накапливающихся в более глубоких частях водоема; 9 — уровень воды в водоеме на разных стадиях его развития

Нередко шпильки льда пересекают осадочные слои. Это указывает на слабое уплотнение породы к моменту её промерзания.

Отложения прошедшие первые этапы диагенетических изменений и уплотненные, при промерзании разбиваются решеткой ледяных шлиров. Шлиры образуются по трещинам, возникающим вследствие подводной дегидратации осадков. Лед выделяется и по плоскостям наслоения породы. С промерзанием отложений стариц и термокарстовых озер, а также лагун связаны включения инъекционных льдов различных размеров и формы.

Промерзание осадков в таликах под водоемами и сбоку возможно только в условиях развития низкотемпературных мерзлых толщ (t_{cp} ниже -5 , -7°). При более высоких t_{cp} породы промерзают преимущественно сверху. Но и в суровых мерзлотных условиях, при обмелении за счет осадконакопления больших по площади водоемов, промерзание донных отложений происходит также сверху. Это сближает субаквальное сингенетическое промерзание слаболитифицированных водных осадков с эпигенетическим промерзанием отложений.

11.9 Основные особенности эпигенетического промерзания пород и их криогенных текстур

В области распространения многолетнемерзлых пород основной объем мерзлых толщ составляют эпигенетически промерзшие (эпикриогенные) породы.

При эпигенетическом промерзании пород с жесткими связями — магматических, метаморфических и осадочных, главным образом докайнозойских, — криогенное строение определяется первоначальной пустотностью (трещиноватостью, пористостью, кавернозностью) и степенью заполнения пустот водой. Криогенные текстуры носят унаследованный или унаследованный расширенный характер, а лед, заполняющий пустоты в породе, относится преимущественно к конжеляционному (в широком понимании этого термина). Мономинеральные залежи льда встречаются редко, главным образом в карстовых пещерах. Криогенное строение мерзлых толщ мало зависит от

характера изменения теплообмена на поверхности земли в многолетнем (многовековом) аспекте. Только горизонты пород, многократно промерзавшие и протаивавшие, несут следы криогенной дезинтеграции и имеют несколько повышенную льдистость.

Эпигенетическое промерзание рыхлых отложений преимущественно кайнозойского возраста приводит к формированию весьма разнообразного и часто сложного криогенного строения мерзлых толщ. Характер криогенного строения эпигенетически промерзших пород зависит от большого числа факторов и условий, которые можно разделить на две группы.

К первой группе относятся: 1) состав отложений, определяющий возможность миграции влаги при промерзании; 2) степень литификации и связанная с ней начальная водонасыщенность отложений, их плотность, диагенетическая и тектоническая трещиноватость и т. д.; 3) строение разреза промерзающих отложений, включая его однородность по вертикали и по площади, чередование в разрезе глинистых водоупорных и обломочных (песчаных, гравийно-галечных) водоносных отложений; 4) гидрогеологические условия, от которых зависит возможность подтока влаги по водоносным слоям, т. е. характер промерзающей системы («открытый» или «закрытый»), а также запасы влаги при закрытой системе.

Вторая группа факторов и условий включает: 1) характер изменения теплообмена на поверхности земли (периодические изменения или однонаправленные, постепенные, или скачкообразные); 2) однократность или многократность промерзания; 3) величину потока внутриземного тепла.

Промерзание толщ гравийно-галечных и песчаных отложений, однородных по составу, приводит к формированию однообразной массивной криотекстуры. При полном водонасыщении пород до промерзания избыточная влага отжимается вниз. Если в толще имеются линзы водоупорных отложений или она подстилается водоупорными породами, то в процессе ее промерзания может возникать криогенный напор подземных вод. Это, в свою очередь, приводит к формированию базальной криотекстуры обломочных

отложений, образованию шпиров и залежей инъекционного льда. Шпирь часто наследуют первичную слоистость породы. В залежах инъекционный лед содержит значительное количество песчаного материала.

При промерзании однородных толщ дисперсных отложений (глин, суглинков, супесей, часто сильнопылеватых) характер криогенного строения существенно зависит от особенностей изменения температуры на поверхности горных пород, степени их литификации и, следовательно, количества и распределения влаги по разрезу. При промерзании таких толщ подток влаги извне отсутствует, т. е. по существу имеет место «закрытая» система. Промерзание сопровождается только перераспределением влаги в толще пород в процессе образования криотекстур и обезвоживанием грунтовых отдельностей, которые всегда имеют более низкую влажность (льдищность), чем порода до промерзания.

В. А. Кудрявцевым показано (1974), что при гармоническом характере изменений температур на поверхности льдищность пород постепенно увеличивается по глубине примерно в пределах верхней трети мерзлой толщи, формирующейся за счет колебаний температур определенного периода и амплитуд. На глубине, равной около трети мощности, льдищность достигает максимума, а ниже по разрезу она постепенно уменьшается (рис. 11.9).

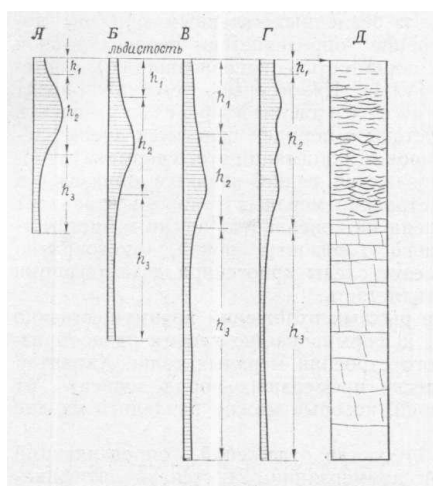


Рис. 11.9. Схема распределения льдиственности в однородной толще дисперсных многолетнемерзлых отложений в зависимости от длины периода колебаний температур на поверхности земли (Т): А — для колебаний T_1 ; Б — то же с T_2 ; В — то же с T_3 при $T_1 < T_2 < T_3$, Г — при наложении колебаний с указанными периодами; Д — схема криогенного строения:

h_1 — слой с льдистостью, примерно равной начальной влажности, h_2 — слой с льдистостью больше начальной влажности, h_3 — слой с льдистостью меньше начальной влажности

Обусловлено это сочетанием следующих условий. С глубиной скорость промерзания уменьшается. Это создает оптимальные условия льдообразования вследствие того, что к фронту промерзания успевает подтягиваться достаточное количество влаги из нижележащих отложений. Однако с глубиной теплообороты в породах уменьшаются почти в геометрической прогрессии. Это приводит к резкому сокращению возможности льдовыделения в нижней части образующейся мерзлой толщи.

Формирование многолетнемерзлых пород при гармонических изменениях с разными периодами колебаний температур (T) начинается с промерзания за счет колебаний с более коротким периодом (T_1). Эти короткопериодные колебания проявляются на фоне понижения температур с большей длиной периода (T_2). За счет колебаний с периодом T_1 формируется высокая льдистость в самых верхних 5-10 м толщи горных пород (рис. 11.9-А). Если температура поверхности за счет колебаний с периодом T_2 переходит через 0° и понижается, то глубина многолетнего промерзания продолжает медленно увеличиваться, а в верхней трети мерзлой толщи (за счет колебаний с периодом T_2), составляющей уже 15-30 м (рис. 11.9-Б), льдистость возрастает. Аналогичным образом меняется льдистость при увеличении мощности мерзлой толщи за счет длиннопериодных колебаний (T_3). В результате верхняя треть толщи за счет колебаний с максимальной длиной периода (T_3) имеет высокую льдистость, начиная почти с приповерхностных горизонтов (рис. 11.9-Г). Здесь породы обладают слоистыми и сетчатыми криотекстурами. Постепенно с глубиной расстояния между горизонтальными прослоями льда увеличиваются, появляется система субвертикальных шпиров, создающая разреживающуюся по глубине ледяную решетку (рис. 11.9-Д). Описанные особенности распределения льдистости и криогенного строения приобретают еще большую выразительность в том случае, когда степень литификации однородных отложений глинистого состава (морских, гляциально-морских и

др.) увеличивается с глубиной, а начальная влажность, наибольшая в верхних слоях, с глубиной уменьшается

Распределение льдистости и изменение криогенного строения однородных глинистых толщ в случае скачкообразного изменения температуры на поверхности промерзающего массива показано на рис. 11.10

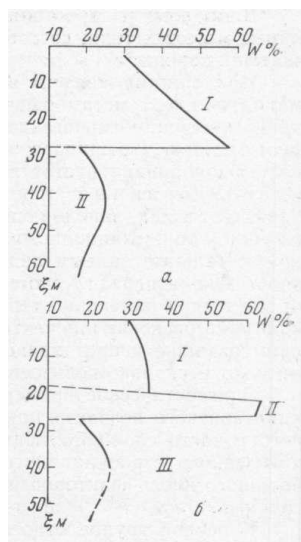


Рис. 11.10 Распределение влажности в отложениях, промерзавших при однократном скачкообразном изменении $t_{\text{пов}}$ от $-1,5$ до -5°C (а) и при двукратном скачкообразном изменении $t_{\text{пов}}$ от -4 до $-1,5^{\circ}$ и от $-1,5$ до -5°C (б) (по Т. Н. Жестковой, 1966)

При начальном однородном распределении влажности в породах накопление льда (при промерзании без подтока влаги в систему) происходит всегда в верхней части, составляющей от половины до двух третей промерзающей толщи. При этом влажность пород нижней части этой толщи уменьшается. Более значительное накопление льда в верхней части разреза промерзающих пород происходит в случае изменения температуры на поверхности массива от -0 до $-1, -1,5^{\circ}\text{C}$, т. е. до высоких отрицательных температур. При понижении температуры поверхности мощность горизонта с повышенным накоплением льда увеличивалась, но максимальное значение льдистости в этом горизонте снижалось (рис. 11.11-а). Изучение влияния начальной влажности отложений показало, что формирование горизонта с ясно выраженным максимумом льдистости возможно при промерзании отложений с высокой начальной влажностью, приближающейся к полной влагоемкости. В

этом случае в горизонте льдонакопления образуются решетчатые (ячеистые) криотекстуры, с глубиной переходящие в неполно выраженные блоковые и массивные. Максимальная толщина шпиров льда составляет 2- 3 см, а размер ячеек ледяной решетки возрастает с глубиной.

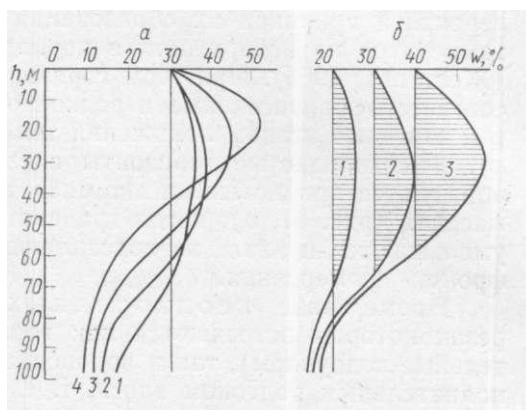


Рис. 11.11 Кривые распределения влажности в отложениях, промерзших без дополнительного подтока влаги (по Т. Н. Жестковой, 1956): а – промерзание при постоянной начальной влажности ($w = 30\%$) и температурах на поверхности грунта: 1 – (-5°C), 2 – (-3°C), 3 – ($-1,5^{\circ}\text{C}$), 4 – (-1°C); б – промерзание при постоянной на поверхности и начальной влажности: 1 – 20%, 2 – 30%, 3 – 40%

В разрезах однородных по составу эпигенетически промерзших суглинистых морских отложений на севере европейской части СССР и в Западной Сибири на разных глубинах формируются горизонты с повышенной льдистостью, чередующиеся с малольдистыми слоями. Наиболее вероятной причиной их образования можно считать резкие изменения температур на поверхности в период формирования мерзлой толщ (Жесткова, 1966). При этом горизонты с малой льдистостью, которым соответствуют массивные и редкослоистые тонкошлировые криотекстуры, отвечают этапам понижения температуры на поверхности (рис. 11.11-а). Высокольдистые горизонты со слоисто-сетчатыми криотекстурами образуются при повышении температуры поверхности промерзающего массива (рис. 11.11-б), когда градиенты температур в мерзлой толще уменьшаются и влага из подстилающих слоев успевает мигрировать к фронту промерзания.

Промерзание неоднородных толщ рыхлых отложений, в разрезах которых встречаются как горизонты глинистых пород (относительные водоупоры), так и водоносные слои и линзы, происходит с дополнительным под-

током влаги, т. е. по «открытой системе». Характер распределения льдистости и криогенное строение мерзлых толщ в этом случае отличаются большим разнообразием. Наиболее общим для рассматриваемого случая является появление в слоях дисперсных отложений горизонтов с высокой льдистостью над водоносными (в талом состоянии) линзами и слоями. Обычно льдистость этих горизонтов больше водоудерживающей способности пород при оттаивании. Их мощность, криогенные текстуры, объемная льдистость сильно варьируют в зависимости от состава и свойств глинистых отложений, запасов влаги в водоносных слоях, глубины залегания и динамики изменения температур на поверхности пород.

Можно выделить два характерных вида взаимоположения высокольдистого горизонта в толще глинистого состава, которая подстилалась водоносным (в период промерзания) слоем.

1. Высокольдистый горизонт отделен от песчаной или гравийно-галечной толщи слоем малольдистых дисперсных пород с массивной криотекстурой. Мощность этого слоя изменяется от нескольких десятков сантиметров до 2-3 м. Такой характер криогенного строения связан с тем, что активное льдовыделение с образованием слоистых и сетчатых средне- и толстошлировых криотекстур происходит в отложениях глинистого состава не при 0°C, а при более низких температурах. Льдистый горизонт формировался на уровне, где условия для льдовыделения были оптимальными до момента, когда началось промерзание верхней части водоносного слоя и поступление влаги из него прекратилось. При промерзании водоносного горизонта в этом случае происходит отжатие из него избыточной влаги.

Рассмотренный вариант криогенного строения часто встречается в разрезах речных террас, где супесчано-суглинистые пойменные отложения подстилаются песчаным русловым аллювием.

2. Горизонт максимального льдонасыщения в отложениях глинистого состава прослеживается непосредственно выше водоносного (в талом состоянии) слоя. В этом случае криотекстуры образуются как в результате сег-

регации, так и в результате инъекции воды. Криотекстуры имеют сетчатый и ячеистый облик, причем для них характерны более тонкие горизонтальные и толстые (до 5-6 см) вертикальные ледяные шпирьы. Часто такое криогенное строение имеют породы, залегающие над линзами инъекционного льда (Втюрин, 1964) и над пластами слоистого льда (рис. 11.12)

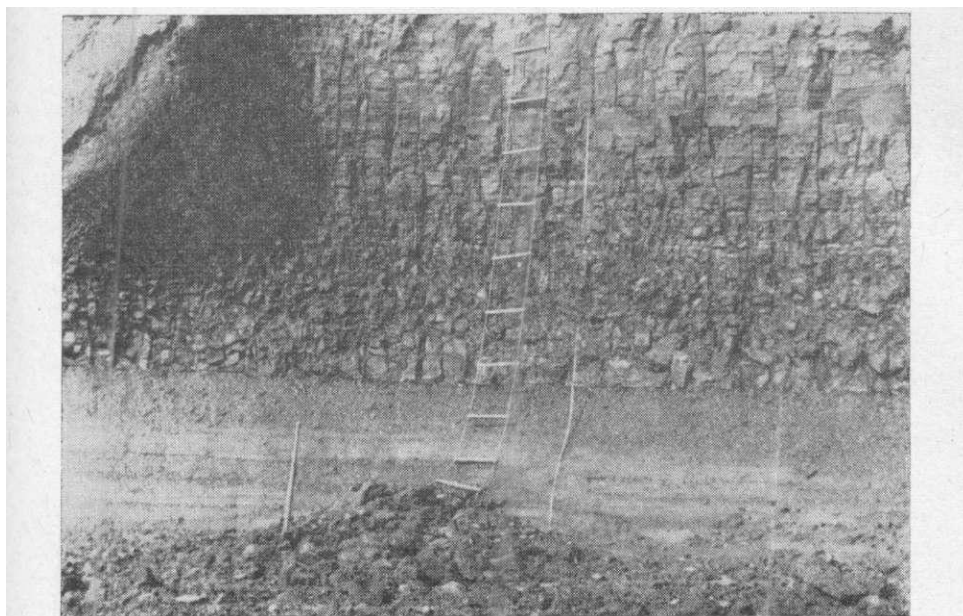


Рис. 11.12 Пласт сегрегационного льда с горизонтальной слоистостью за счет сильнольдистых песчаных прослоев, залегающих над горизонтом песков. В кровле льдонасыщенные морские глины с ячеистой криотекстурой, несущей следы инъекционных внедрений воды. Фото Г. И. Дубикова

Образование высокольдистого горизонта связано с возникновением замкнутой водоносной линзы в процессе промерзания, развитием в ней гидростатического напора, который обуславливал инъекции воды и вышележащую промерзшую толщу. Залежи льдов в толще ММП. Для эпигенетически промерзающих толщ, неоднородных по составу, характерно наличие залежей подземных льдов различного генезиса. Некоторые из них несомненно имеют инъекционное происхождение и связаны с промерзанием водоносных горизонтов и слоев в слаболитифицированных отложениях (прибрежно-морских, гляциально-морских и др.). Залежи инъекционных льдов имеют различную форму и размеры. Над инъекционными льдами, залегающими на небольших глубинах (до 30-40 м) от поверхности, породы сильно деформированы, изогнуты в складки, льдонасыщены. В других случаях встречаются пластовые

залежи мощностью в несколько метров, прослеживаемые по простиранию на несколько сот метров. Залегают они обычно на контакте глинистых и песчаных отложений. Лед имеет отчетливую горизонтальную слоистость, подчеркиваемую неравномерным распределением минеральных примесей (рис. 11.12). Залежи таких льдов, по мнению Н. Г. Бобова, В. В. Баулина, Г. И. Дубикова и других, имеют сегрегационное происхождение.

Известны сложно построенные тела, по периферии которых лед имеет прекрасно выраженную слоистость и похож на сегрегационный (рис. 11.13), а в центральной части залежи строение льда свидетельствует об его инъекционном характере. Видимо, формирование таких ледяных тел включало этап сегрегационного льдообразования и последующей деформации пластов сегрегационного льда и перекрывающих пород под действием инъекционной воды, часто многократных.

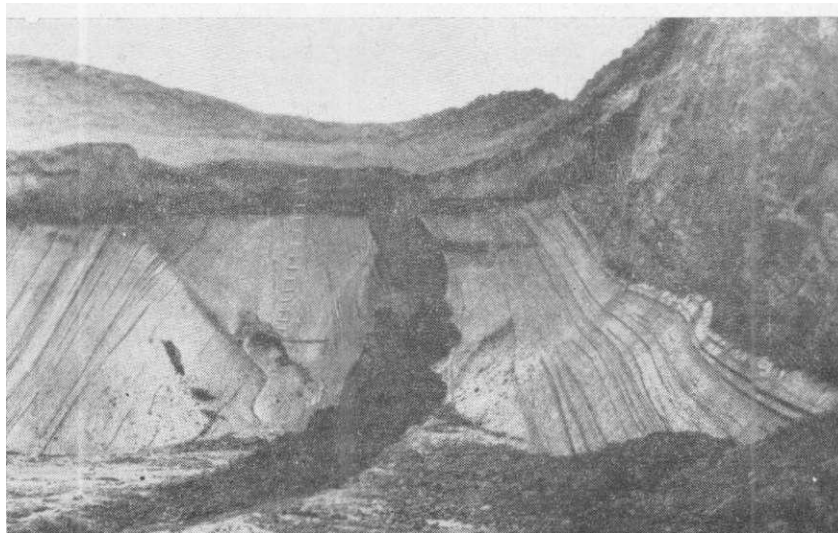


Рис. 11.13. Ледяной шток в морских глинах (п-ов Ямал). На периферийных частях ледяной залежи лед обладает слоистостью; вмещающие породы деформированы и сильно льдонасыщены. Фото Г. И. Дубикова

В эпигенетически промерзших морских отложениях севера Западной Сибири залежи льда приурочены главным образом к верхней 50-60-метровой части разреза. Однако буровыми скважинами мономинеральные пласты льда мощностью до 10-20 м вскрываются и на глубинах 200 м и более.

Промерзание дисперсных отложений, находящихся на разных стадиях диагенеза, приводит к их криодиагенетическим изменениям. Отложения обезвоживаются, разбиваются шлирами льда на систему отдельностей, порода в отдельностях уплотняется. Чем меньше уплотнен, литифицирован, сильнее водонасыщен осадок (порода), тем меньшее влияние на формирование криотекстур оказывает его первичное сложение, слоистость и т. д. При последующем оттаивании таких пород происходит удаление из толщи избыточной влаги, уплотнение массива в целом, хотя при этом посткриогенные отдельности сохраняются. В новый этап эпигенетического промерзания породы уже имеют существенно более низкую влажность, большую плотность, а в массиве существует система ослабленных зон по диагенетическим и посткриогенным трещинам. При образовании криогенных текстур в этом случае большое значение имеет сложение промерзающих пород. Шлиры льда часто наследуют трещины и ослабленные места между осадочными слоями. Чем сильнее уплотнена промерзающая порода, тем более унаследованный характер имеют вновь образующиеся криотекстуры.

Таким образом, наибольшей льдистостью обладают эпигенетически промерзшие отложения, накапливающиеся в водной среде, слабо диагенетически измененные, имеющие литологически неоднородный характер, т. е. включающие как глинистые, так и песчаные слои и промерзающие при быстром, однонаправленном понижении температуры на поверхности земли. Условия для формирования таких высокольдистых толщ, промерзающих эпигенетически, возникали неоднократно на северных низменностях и были, в частности, в верхнем плейстоцене в период регрессии моря на севере Западной Сибири. В северных мерзлотно-температурных зонах существуют наиболее благоприятные условия для длительного существования таких толщ.

Криогенные текстуры в мерзлых отложениях глинистого состава, образовавшиеся во время их промерзания, могут в последующем претерпевать некоторые изменения под действием переменного температурного поля. Наиболее существенными такие изменения могут быть в верхней части слоя

годовых теплооборотов, где имеют место наибольшие градиенты температур. С глубиной они уменьшаются.

11.10. История развития толщ многолетнемерзлых горных пород

11.10.1 Постановка и состояние вопроса

Изучению истории формирования многолетнемерзлых толщ должно базироваться на знании:

1) современного состояния ММТ, т. е. на изучении их генезиса, состава, криогенного строения, распространения по площади, по мощности и их прерывистости по вертикали и т. д.;

2) геологической истории региона, учитывающей новейшие тектонические движения, оледенения, трансгрессии и регрессии моря, условия осадконакопления или денудации в плиоцене, плейстоцене и голоцене;

3) хода изменения климата и природной среды за указанный выше период геологического времени. При этом необходимо учитывать направленные и колебательные (ритмические) изменения климата, прямые и обратные влияния на климат образующихся и исчезающих ледниковых покровов суши и ледовых покровов моря, рельефа, растительности и других компонентов природной среды.

При этом следует сказать, что до сих пор причины изменения теплового состояния поверхности Земли, климата планеты, возникновения и деградации оледенений известны в основном на уровне гипотез. Часто сами эти изменения восстанавливаются преимущественно по косвенным геологическим данным: по изменениям генезиса, состава отложений и пространственных соотношений генетических комплексов пород, по сменам фауны и флоры, по изменению некоторых свойств пород и др.

В последнее время стали широко применяться методы абсолютной геохронологии (радиоуглеродный, неравновесно-урановый, калий-аргоно₁

вый и др.) и палеомагнитный метод, позволяющие синхронизировать геологические события. Однако из методов ядерной геохронологии четвертичного периода наиболее разработан только радиоуглеродный, имеющий предел датирования давности в 70 тыс. лет. Иониевый (до 250500 тыс. лет) и калий-аргоновый (от 100 тыс. лет до 10 млн. лет) методы трудоемки, требуют усовершенствования, и по ним получено небольшое число датировок. Для определения изменения температур океана и температурные условия районов современного оледенения применяется изотопный метод по соотношению O^{18}/O^{16} .

Получение абсолютных хронологических дат позволяет оценить возраст различных геологических событий, время и продолжительность эпох с различными климатическими условиями. По сопоставлению данных о флоре и фауне, о генезисе, составе и геохимических особенностях различных отложений, о почвах и по другим показателям представляется возможным восстанавливать климат прошлого и в том числе примерные температуры вегетационного периода, средние за период температуры воздуха, степень континентальности, характер атмосферных осадков и др.

Наличие этих показателей и геохронологических данных дает возможность применять методы аналитических расчетов и моделирования динамики мерзлотно-геологических условий прошлого. Важнейшая информация о палеомерзлотных условиях может быть получена на основании мерзлотно-фациального анализа синкриогенных отложений, в том числе с использованием заключенных в них следов криогенных процессов и явлений. Особое значение для установления t_{cp} и A_0 пород за рассматриваемый период имеют сингенетические полигонально-жильные структуры. По сочетанию различных полигонально-жильных структур в разных типах разновозрастных отложений можно установить диапазоны t_{cp} пород (рис. 11.14) для соответствующего времени. Изменения систем сингенетических полигонально-жильных структур в разрезах могут дать информацию об изменениях континентальности типов СТС (СМС) и t_{cp} пород.

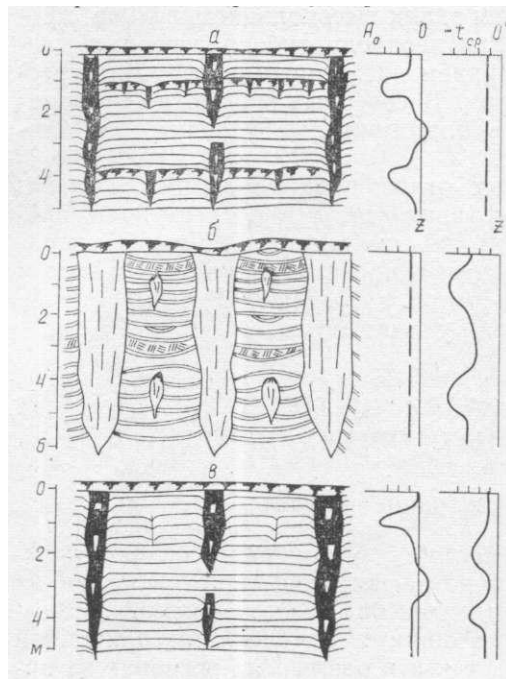


Рис. 11.14. Системы сингенетических полигонально-жильных структур в однородных по составу отложениях и возможная палеомерзлотная информация по изменению амплитуды колебаний температур на поверхности (A_0) и t_{cp} пород в период их формирования: а — изначально-грунтовые жилы; б — повторно-жильные льды; в — изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды (или псевдоморфозы по ним)

Важные данные о палеомерзлотных условиях и их последующих сменах дают и реликты криогенных явлений, сохранившиеся в оттаявших отложениях. Одни из них только свидетельствуют о былом существовании глубокого СМС или ММП, по другим можно оценивать t_{cp} пород, степень континентальности типов СТС (СМС) и их увлажненности. В области ММП представляется возможным оценивать минимально необходимое время для образования ММТ определенной мощности и льдистости, так называемый минимальный криогенный возраст (Кудрявцев, 1968).

Таким образом, можно сказать, что для восстановления истории развития мерзлых толщ применяется весь комплекс обычных методов четвертичной геологии и палеогеографии, а в дополнение к ним используются методы мерзлотно-фациального анализа, анализа реликтов криогенных явлений и форм криогенного рельефа, методы моделирования и аналитических расчетов геокриологических условий прошлого.

11.10.2 Основные черты развития природного процесса в плейстоцене, влияющие на формирование и динамику ММТ

Время появления и наиболее широкого распространения процессов многолетнего промерзания пород, криогенных процессов и явлений охватывает главным образом самый новейший период развития Земли — плейстоцен, включая и его самый поздний этап — голоцен. К. К. Марковым (Марков, Величко, 1967) в результате обобщения исследования четвертичного периода (плейстоцена) показаны главнейшие черты развития природы Земли в этом период:

1. Установлено, что с начала кайнозоя происходило направленное похолодание климата Земли. Причиной этого нараставшего во времени похолодания являлись увеличение площади суши и сокращение площади морей, обусловленные новейшими тектоническими поднятиями (так называемый «неотектонический контроль похолодания»). Только в отдельных местах тектонические опускания могли вызывать небольшое направленное потепление.

2. На фоне направленного похолодания происходили колебательные изменения климата, «пульсационные ритмы». Причины этих ритмических изменений усматриваются главным образом в колебаниях солнечной активности и неодинаковом поступлении радиации Солнца на поверхность Земли при периодических нарушениях в ее движении. Последние связаны в основном с изменением наклона земной оси к плоскости эклиптики (кривая Миланковича, рис. 11.15). В результате на Земле чередовались эпохи похолоданий и потеплений климата, что наиболее полно проявлялось в смещении географических поясов и изменении их соотношения по площади.

3. Как направленные, так и ритмические (колебательные) изменения климата в пределах планеты могли быть повсеместными, но, скорее всего, пространственно разномасштабными. Так, величины похолоданий климата по сравнению с современностью колебались в различных районах от 4 до 60°C.

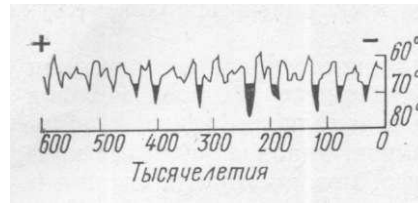


Рис. 11.15 Кривая М. Миланковича в новейшей редакции А. Воеркома.
Черное — ледниковая эпоха

4. Нарастающее неотектоническое поднятие поверхности Земли и в связи с этим похолодание климата определяли увеличение его сухости. Особенно отчетливо это проявилось на Евразийском континенте. Вместе с тем, видимо, наблюдались существенные колебания увлажненности, которые были не только разномасштабными, но и разнонаправленными: в то время, когда одни пространства суши увлажнялись, другие — осушались.

5. Направленное похолодание началось по крайней мере со второй половины олигоцена, т. е. 30 млн. лет назад. (Синицын, 1965). Оно сопровождалось и ритмическими изменениями климата. Однако на рубеже плиоцена и плейстоцена темп развития природы резко изменился на что указывают, в частности, палеотемпературные исследования.

К. К. Марков подчеркивает, что перелом в темпе похолодания начался вместе с покровным оледенением северного полушария и что он был подготовлен непрерывающимся тектоническим поднятием поверхности материков. Однако скачок мог быть связан только с изменением восприимчивости земной поверхности к порогу приходящей солнечной радиации. При площади оледенения моря и суши до 100 млн. км², что составляло 20% всей земной поверхности, резко изменялся тепловой баланс планеты: в 5 раз увеличилось альbedo на территориях, покрывшихся льдом, значительная часть радиации стала расходоваться на таяние льда. Разрушение ледниковых покровов при потеплениях также приводило к глубоким изменениям теплового баланса Земли и его структуры. Поэтому в плейстоцене при похолоданиях и потеплениях, сопровождавшихся появлением и разрушением покровных оледенений, существенно резче, контрастнее, чем ранее, проявились ритмические

изменения природы. Несомненно, они сопровождались появлением и деградацией толщ ММП.

На протяжении плейстоцена темп направленного похолодания увеличивался. Это выразилось в повышении суровости и длительности периодов похолоданий, в сокращении периодов потеплений и снижении температур воздуха в это время (Величко, 1973). На рис. 11.15 видно, что кривая Миланковича в ее новой редакции свидетельствует о «сгущении» ритмов похолоданий к концу плейстоцена.

11.10.3 О соотношениях между оледенениями и развитием ММТ

Изучение ледников и ледниковых отложений активно развивалось в Европе. Совершенно естественно, что появление оледенений здесь связывалось с периодами похолоданий, а их отступление и исчезновение — с потеплениями климата. Эти представления были перенесены в определенной мере и на вопросы истории развития мерзлых толщ. Современные мерзлотные толщи рассматривались как реликт холодной ледниковой эпохи. Толщи подземных льдов на приморских арктических низменностях и Новосибирских островах (сингенетические повторно-жильные льды в аллювии) трактовались как захороненные ледниковые покровы (Э. В. Голь, К. К. Воллосович и др.) и однозначно параллелизовались с ледниковыми отложениями более западных районов Сибири и Европы (Н. В. Сакс и др.). Однако уже (в конце прошлого века А. И. Воейков показал, что широкому развитию ледников в Сибири препятствуют высокая континентальность климата, дефицит влажности, малое количество твердых осадков зимой при весьма низких температурах воздуха. На ограниченное развитие ледниковых отложений в горах Сибири указывал И. Д. Черский.

Из изложенного в предыдущих главах следует, что для благоприятного формирования ММТ необходимы именно те условия, которые препятствуют образованию ледников, а именно: низкая температура воздуха, малое коли-

чество осадков, высокая континентальность климата, когда в условиях жаркого лета резко возрастают потери тепла на испарение, а зимой — на эффективное длинноволновое излучение подстилающей поверхности. Можно также сказать, что для образования ледников и их прогрессивного развития благоприятен морской холодный климат с большим количеством твердых осадков.

Обратное воздействие ледников на климат различно. Небольшие (горные) ледники влияют в основном на микроклимат небольших участков, а крупные ледниковые покровы — не только на климат над самим ледником, но и на климатические условия значительных территорий. Известно, что в центральных частях Антарктиды среднегодовые температуры воздуха и льда составляют -50 , -60°C , а в Гренландии -30 , -40°C .

С ледниковых щитов обычно дуют холодные и сухие, так называемые стоковые ветры, приводящие к интенсивным эоловым процессам, к сдуванию снега и к формированию при морозобойном растрескивании первично-песчаных и песчано-ледяных жил. Одновременно с этим предледниковая полоса сильно обводнена за счет талых ледниковых вод, что обуславливает в определенных условиях образование наледей. Здесь существуют низкотемпературные ММТ и типы СТС высокой континентальности. Мерзлая (перигляциальная) зона перед ледниковыми щитами была различной. Так, максимальному днепровскому оледенению соответствует довольно узкая перигляциальная зона с реликтами криогенных явлений, а существенно меньшему по размерам валдайскому оледенению отвечает огромная по ширине зона (гиперзона), названная А. А. Величко «великой криогенной областью», на которой повсеместно фиксируются следы криогенных явлений.

Палеогеографические исследования А. А. Величко (1969, 1973) показали, что вопросы соотношения и динамики покровных оледенений и ММТ (подземного оледенения) должны обязательно рассматриваться с учетом оледенения моря. При этом следует особо учитывать области распространения многолетних (паковых) льдов и сезонных морских льдов в силу того, что на море, покрытом льдом, резко уменьшается испарение, что способствует

формированию сухих холодных воздушных масс; существенно увеличивается альbedo поверхности, вследствие чего уменьшается доля поглощенной радиации и возрастает отраженная радиация; уменьшается или ликвидируется совсем «оранжерейный эффект» вследствие образования антициклональных масс воздуха.

Климат морских бассейнов, покрытых льдами, приобретает черты холодного, континентального, регионально и глобально влияющего на водно-тепловой баланс территории. Увеличение сухости воздушных масс, формирующихся над морем, уменьшает возможности питания ледников, способствует сокращению их размеров при сохранении холодного климата. С другой стороны, континентализация климата и увеличение его суровости благоприятствуют развитию мерзлых толщ, понижению пород, увеличению континентальности типов СТС и СМС, развитию таких криогенных процессов и явлений, как морозобойное растрескивание, образование полигонально-жильных структур и др.

Увеличение ледовитости моря в периоды похолоданий в большей степени сказывалось на климате территорий, омываемых морями (Европа, Северная Америка), чем на климате внутриконтинентальных районов Азии, удаленных от моря, или областей северо-восточной части Сибири, примыкающих к акватории Ледовитого океана, где «оледенение моря» не могло меняться кардинально.

В умеренных и северных широтах на территориях, омываемых морями, в периоды потеплений в плейстоцене господствовал морской влажный климат. При похолоданиях здесь в первую очередь начинали образовываться ледники, а климат становился холодным морским. Если при продолжающемся похолодании и изменении направления теплых морских течений (что, видимо, очень важно) оледенение охватывало и омывающие моря, то климат сменялся на холодный, континентальный. Последнее способствовало уменьшению питания ледников и их регрессии, а также прогрессивному развитию ММТ. Именно такие условия, как доказал А. А. Величко, возникли в конце верхнего

плейстоцена в Европе, когда перед валдайским ледниковым покровом (примерно вдвое меньшим по площади, чем покров максимального днепровского оледенения) образовалась «великая криогенная область», а климат достиг своей максимальной суровости. Послевалдайское потепление привело к быстрому разрушению ледового покрова моря, которое вызвало резкое скачкообразное изменение климата (от холодного континентального к морскому, относительно теплему) и, как следствие, быструю деградацию ММТ «криогенной области». При этом амплитуда изменений климата (от межледниковых до максимума похолодания) в условиях омываемой морями Европы имела наибольшую величину. По направлению к востоку, в сторону центральных районов северной Евразии, она постепенно убывала, темп изменений был меньше, они носили более плавный, колебательный характер.

Для выяснения истории развития ММТ весьма важным является вопрос об их существовании под ледниками. В общем виде существование ММТ определяется среднегодовой температурой ледника (t_{cp}), мощностью льда (H) и величиной геотермического градиента в его толще (g_l). Температура у подошвы ледника ($|t_l| = (|t_{cp}| - g_l)$) может быть или отрицательной или равной 0° . В первом случае под ледником существуют ММТ, во втором — талые породы. По многочисленным данным установлено, что g_l в малоподвижных, холодных ледниках составляет $(0,2-0,5)^\circ\text{C}/100$ м, а в быстро движущихся $(0,5-1)^\circ\text{C}/100$ м, реже - $1,5^\circ\text{C}/100$ м. Известно, что под маломощными ледниками Северо-Востока СССР повсеместно развиты многолетнемерзлые породы. В основании среднеазиатских ледников существуют как многолетнемерзлые, так и талые породы. Под мощными ледниковыми щитами картина весьма сложная. Известно, что в Гренландии в 150 км к востоку от г. Туле температура под толщей льда 1300 м равна -13°C , в северной части Канадского архипелага подо льдом мощностью 121 м — -16°C , а при толщине льда 645 м — близка к 0°C . Мощность мерзлых толщ в целом под ледниками, видимо, всегда меньше, чем на незанятых льдом участках, а под мощными покровами с фирновым питанием существуют талики. Поэтому при наступлении ледника мерзлые

толщи пород под ним уменьшаются по мощности или оттаивают, а при регрессии образуются и нарастают ММТ. Мощные ледниковые покровы, формировавшиеся в холодные этапы плейстоцена в Европе, Северной Америке, некоторых районах Сибири, приводили к деградации ММТ под ними. После их исчезновения, особенно в арктических и восточных континентальных районах, могло происходить прогрессивное развитие криолитозоны.

11.10.4 Влияние новейших тектонических движений, регрессий и трансгрессий моря на развитие ММТ

Новейшие движения в кайнозое, как указывалось выше, привели к увеличению площади суши, повышению континентальности климата и его суровости. Это, в свою очередь, обусловило тенденцию увеличения площадей ММП в период от начала плейстоцена до современности.

Новейшие движения имеют в основном унаследованный и дифференцированный характер: горы, образовавшиеся в более древние эпохи, продолжают подниматься; межгорные впадины и низинные равнины или отстают в темпе поднятия или опускаются. Вследствие этого увеличивается контрастность рельефа, а следовательно, и дифференциация условий развития ММТ в горных хребтах и впадинах. В последних при существовании ММТ накапливаются синкриогенные континентальные отложения, несущие важнейшую информацию о палеомерзлотных условиях. Благодаря высокой льдистости этих отложений во впадинах и низменностях наиболее ярко проявляются последствия динамики мерзлотных условий, такие, как термокарст, термоэрозия и термоабразия и др.

Поднятие горных сооружений в плейстоцене приводило к понижению температуры поверхности пород, в ряде случаев достигавшему 5-7°C за 50-150 тыс. лет, и к возрастанию расчлененности рельефа. Последнее обуславливало большую дренированность массивов пород (с чем связано уменьшение затрат тепла на фазовые превращения при промерзании), увеличение поверхности

охлаждения и ряд других последствий. Все это способствовало увеличению мощности ММТ поднимающихся горных массивов.

Значительные по величине поднятия гор приводили также к перехвату влажных воздушных масс, образованию горных ледников и изменениям особенностей формирования t_{cp} и $\xi_{от}$. Так, значительные поднятия в кайнозойе гор Центральной и Средней Азии, преградившие доступ влажным теплым воздушным массам из Индийского океана в Сибирь обусловили здесь господство в плейстоцене континентального климата и развитие ММТ.

Морские трансгрессии и регрессии полярного бассейна были связаны как с новейшими движениями, так и с изменениями уровня Мирового океана в ледниковые и межледниковые эпохи. Так, в верхнем плейстоцене благодаря концентрации влаги в ледниках уровень Мирового океана понизился более чем на 100 м, что превратило в сушу значительные площади шельфа полярных морей (рис. 11.16).

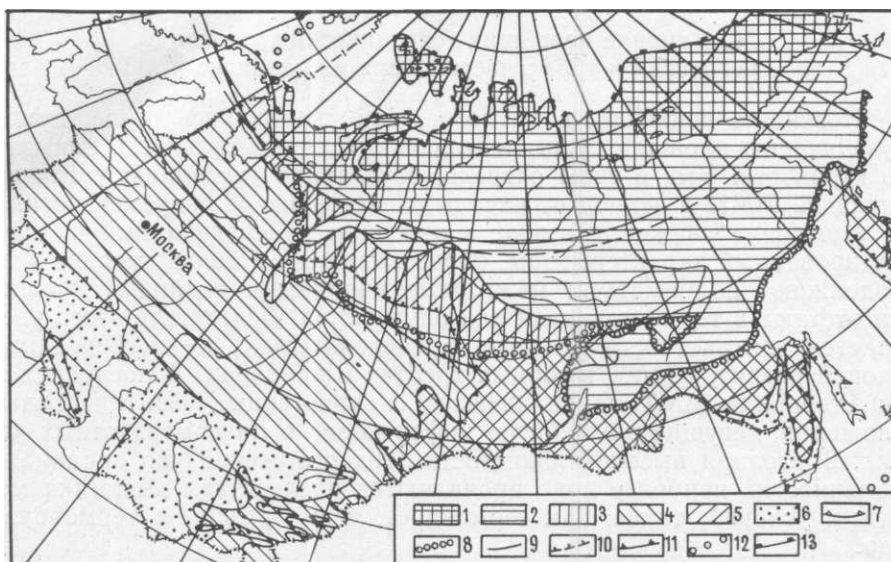


Рис. 11.16 Карта динамики развития мерзлых толщ в плейстоцене и голоцене на территории СССР (схематизировано по С. М. Фотиеву, 1978): 1 — современная зона реликтовых мерзлых толщ под акваторией полярного бассейна; 2 — северная зона ММТ плейстоценового возраста, не оттаивавших в голоцене; 3 — южная зона ММТ (северная подзона) — плейстоценовые мерзлые толщи, оттаявшие с поверхности в голоценовый климатический оптимум; 4 — южная зона ММТ (южная подзона) — плейстоценовые мерзлые толщи, протаявшие в голоцене полностью; 5 — мерзлые толщи голоценового возраста; 6 — зона сезонного промерзания пород в верхнем плейстоцене. Границы: 7 — ММП в период климатического минимума в верхнем плейстоцене (15-17 тыс. лет назад) (по А. А. Величко с добавлениями С. М. Фотиева); 8 — полного оттаивания мерзлых толщ в голоцене; 9 — ММТ, не оттаявших с поверхности в голоценовый оптимум в результате широтно-зональных и высотно-поясных особенностей теплообмена; 10 — мерзлых толщ позд-

неголоценового возраста в Западной Сибири и на севере европейской части СССР (по В. В. Баулину и Н. Г. Оберману); 11 — ММП в современный период (по И. Я. Баранову, В. В. Баулину, С. М. Фотиеву, К. А. Кондратьевой); 12 — морских льдов в верхнем плейстоцене (по А. А. Величко); 13 — суши в верхнем плейстоцене (по Н. И. Николаеву, С. С. Шульцу)

Регрессии полярного бассейна приводили: а) к выходу на сушу морских отложений, понижению их t_{cp} и быстрому (почти скачкообразному) эпикриогенному промерзанию; б) к существованию на территориях, прилегающих к акватории полярного бассейна, более молодых (а часто и менее мощных) ММТ, чем в более южных континентальных районах; в) к формированию меж-, внутри- и подмерзлотных криогалинных вод (криопэггов); г) к ограниченному развитию на молодых морских равнинах синкриогенных континентальных отложений.

Трансгрессии полярного бассейна приводили: а) к абразионной переработке наиболее льдистых верхних горизонтов ММП; б) к повышению t_{cv} в пределах отрицательных значений и выше 0°C ; в) к деградации ММТ сверху и снизу, которая зависит от времени существований морского бассейна и увеличивается от побережья в сторону акватории; г) к замещению пресных подземных вод солеными морскими с отрицательной температурой.

11.10.5 Основные черты истории развития ММТ на территории РФ

Время начала формирования ММТ на территории РФ окончательно не установлено. Несомненно, что многолетнее промерзание началось в первую очередь в арктических районах и в высокогорье. Его следы могут быть зафиксированы только в областях или на участках аккумуляции, в то время как в областях денудации их установить практически невозможно.

Наиболее древние следы многолетнего промерзания пород установлены на севере Колымской приморской низменности (Шер и др., 1977, 1979). Здесь в разрезе вблизи устья р. Крестовки, правого притока р. Колымы, в слоях «кутуях», возраст которых по фауне мелких грызунов и палеомагнитным данным датируется как верхний плиоцен (2,5-1,8 млн. лет), встречено три

горизонта псевдоморфоз по повторно-жильным льдам и другие криогенные деформации. Здесь же в отложениях, накапливавшихся в конце плиоцена — начале плейстоцена, обнаружено несколько горизонтов псевдоморфоз, так и линза озерных отложений с синкриогенными криотекстурами. Таким образом, мерзлые толщи с температурами пород не ниже $-3, -4^{\circ}\text{C}$ уже существовали по крайней мере 2,5 млн. лет назад, а с начала плейстоцена (600—700 тыс. лет назад) мерзлые толщи этого региона повсеместно уже не протаивали никогда.

Наличие мерзлых толщ на приморских низменностях в нижнем плейстоцене подтверждается данными О. А. Иванова, Н. Н. Романовского, Ю. А. Лаврушина и других, исследовавших повторно-жильные льды и псевдоморфозы по ним в отложениях, условно (по корреляции) датируемых нижнеплейстоценовыми.

На севере Аляски и Канады Д. Хопкинс, Р. Браун, Т. Певе и другие исследователи оценивают время начала многолетнего промерзания пород более чем 1-1,5 млн. лет назад. При этом они принимают во внимание многочисленные палеофаунистические данные и определения абсолютного возраста отложений, содержащих псевдоморфозы по жильным льдам.

В Центральной Якутии исследованиями Е. Г. Катасоновой, Н. С. Даниловой, П. А. Соловьева и других установлено существование сингенетических жильных льдов в V террасе Вилюя и Лены, датируемых по фауне нижним плейстоценом (Вангенгейм, 1961; Равский, 1966; и др). Примерно об этом же времени начала многолетнего промерзания свидетельствуют комплексные исследования разреза Мамонтовой Горы на Алдане (Агаджанян и др., 1973). В результате сопряженного анализа отложений было установлено непрерывное существование ММТ в этом районе с конца нижнего плейстоцена до настоящего времени. Вывод об отсутствии в Центральной Якутии глубокого оттаивания ММТ со среднего плейстоцена был сделан на основании мерзлотно-фациального анализа синкриогенных отложений этого региона Е. М. Катасоновым (1965).

В Западной Сибири в период домаксимального нижнечетвертичного оледенения мерзлые толщи с t_{cp} ниже $-4,5$, -5° существовали в достаточно южных районах низовьев Иртыша (58° с. ш.), что установлено по наличию псевдоморфоз по жильным льдам в аллювиальных песках (Каплянская, Тарноградский, 1974). В европейской части СССР известны следы развития ММТ времени окского оледенения.

В среднем плейстоцене имело место несколько климатических ритмов, в том числе максимальное (днепровское, самаровское) оледенение. В этот период в Восточной Сибири в южных впадинах Забайкалья низкотемпературные ММТ формировались в холодные и деградировали в теплые этапы (Равский, 1966, 1972).

В Западной Сибири условия были неоднородные, хотя в целом достаточно суровые. На севере с начала плейстоцена существовал опресненный морской бассейн, южная граница которого смещалась от $62-63^\circ$ с. ш. до $64-66^\circ$. Оледенения происходили в условиях морской трансгрессии (Попов, 1953). Наиболее благоприятные условия для глубокого многолетнего промерзания пород были в районе $60-62^\circ$ с. ш., где они и сохранились до настоящего времени (Баулин и др., 1967). В период самаровского оледенения южная граница ММТ достигала $55-56^\circ$ с. ш., смещаясь к северу в теплые эпохи.

В европейской части СССР в периоды днепровского и московского оледенений в перигляциальной зоне шло многолетнее промерзание пород и формировались многочисленные полигонально-жильные структуры, описанные по большому числу разрезов А. И. Москвитиным, А. И. Поповым, А. А. Величко и др. В межледниковые эпохи с более теплым климатом, чем современный, происходила полная деградация ММТ.

В верхнем плейстоцене, примерно 70 000 лет назад, наступила эпоха похолодания (валдайское оледенение в европейской части СССР, разделенное брянским межстадиалом; зырянское и сартанское оледенения Сибири с каргинским межледниковьем между ними).

В Западной Сибири в начале верхнего плейстоцена (в казанцевское время) началась регрессия морского бассейна и многолетнее промерзание освобождавшихся из-под моря пород (Баулин, 1958). На рис. 11.17 показана схема развития ММТ во времени, составленная по меридиональному разрезу через Западную Сибирь по результатам моделирования А. А. Шарбатяна (1962).

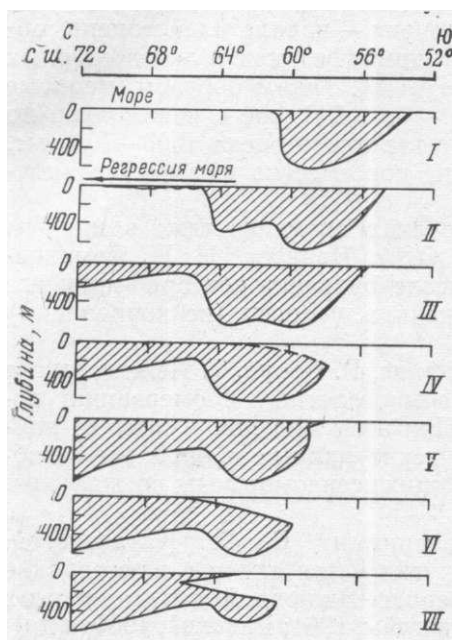


Рис. 11.17 Схема развития мерзлых толщ (показаны штриховкой) на севере Западной Сибири (по А. А. Шарбатяну, 1962; с небольшими исправлениями). Распространение мерзлых толщ в меридиональном направлении: I — в конце среднего плейстоцена; II — в начале верхнего плейстоцена (казанцевское межледниковье); III — в конце зырянского времени; IV — в конце каргинского времени; V — в конце сартанского времени; VI — в конце климатического оптимума; VII — современное залегание мерзлых толщ

В европейской части СССР валдайское оледенение в первой стадии сопровождалось понижением уровня моря на 100-130 м, а во второй — оледенением моря. Граница суши в Сибири продвинулась на 800-900 км (11.16). На обширных приморских низменностях Северо-Востока происходило накопление озерно-аллювиальных толщ с мощными сингенетическими повторно-жильными льдами, а t_{cp} пород понижалась до $-15, -20^{\circ}\text{C}$ (в настоящее время $-7, -12^{\circ}$). Зырянское оледенение было существенно меньше максимального, а сартанское носило горно-долинный характер.

В Европе валдайское оледенение имело меньшие размеры, чем более ранние нижне- и среднелейстоценовые, хотя оно и было сильным в плейстоцене. Его наиболее холодный этап охватывает время от 30 000—35 000 до 10 000 лет назад, причем максимум похолодания фиксируется 15 000—17 000 лет назад. В этот период площадь, занятая ММТ, оледенением суши и моря, составляла 25% поверхности всего северного полушария (Величко, 1973). Граница ММТ как в европейской части РФ, так и в Сибири продвинулась далеко на юг (рис. 11.17). Высокая континентальность обусловила широкое развитие процессов морозобойного растрескивания и развития полигонально-жильных структур. Температура мерзлых пород перед фронтом ледника в Средней Европе была в отдельные этапы времени ниже -5 , -7°C (в настоящее время t_{cp} составляют $+6$, $+8^{\circ}\text{C}$). Отступление ледникового покрова в конце валдайской эпохи было связано с уменьшением количества осадков, а не с потеплением.

Примерно 10 000 лет назад начался новейший этап плейстоцена — голоцен. Он ознаменовался быстрым (примерно за 1000 лет) разрушением ледникового покрова суши, ледового покрова моря и началом деградации мерзлых толщ в «великой криогенной области». Темп отступления к северу южной границы ММТ был максимальным в Европе и понижался к востоку и северо-востоку. Наиболее северного положения граница ММТ достигла в период так называемого голоценового климатического оптимума (от 8-8,5 до 4,5 тыс. лет назад). Мощные плейстоценовые ММТ на севере европейской части СССР и Западной Сибири не успели полностью протаять к концу климатического оптимума, образовав зону реликтовых мерзлых толщ. Примерно 4,5 тыс. лет назад началось верхнеголоценовое похолодание и новообразование ММТ. На севере, где мощность протаявшего за голоценовый оптимум слоя была невелика (десятки метров), произошло смыкание плейстоценовых (реликтовых) и новообразовавшихся голоценовых мерзлых толщ. Южнее, где многолетнее оттаивание достигло 150-200 м, а мощность вновь промерзших пород была меньше, сформировались двуслойные мерзлые толщи (рис. 11.17).

В пределах Западной Сибири (Баулин и др., 1967) и Европейского Севера (Оберман, 1975) граница современных ММТ проходит севернее, чем южная граница реликтовых ММТ, а в Средней Сибири (Фотиев и др., 1974), наоборот, южнее. Причины этих различий окончательно не выяснены и являются предметом исследований. На протяжении второго «холодного» этапа голоцена положение южной границы менялось в связи со средне- и короткопериодными изменениями теплообмена и продолжалась деградация снизу слоя реликтовых мерзлых толщ.