

## Лекция 10

### 10 Криогенные геологические процессы и явления

Криогенными (мерзлотными) процессами называются экзогенные геологические процессы, которые обусловлены сезонным и многолетним промерзанием и оттаиванием, увлажнением рыхлых горных пород, охлаждением мерзлых пород и замерзанием подземных вод. Криогенные геологические процессы приводят к формированию различных криогенных явлений (образований), которые находят свое отражение в геологическом строении рыхлых четвертичных отложений и проявляются в рельефе и микрорельефе области распространения многолетнемерзлых пород и в области сезонного промерзания.

Криогенные геологические образования формируются обычно за счет действия ряда криогенных геологических процессов, из которых роль одного бывает определяющей. Направление и интенсивность криогенных процессов связаны с особенностями скопления четвертичных осадков, с теплообменом в верхних горизонтах горных пород, с направлением и динамикой развития сезонного и многолетнего промерзания пород. При этом важное значение имеют характер литологического состава и влажности пород, а также геолого-структурная и геоморфологическая обстановки, в которых развиваются криогенные процессы.

#### 10.1 Выпучивание твердых тел в рыхлых отложениях

В общем случае пучение грунтов зависит от их состава, сложения и влажности, а также от температурного режима и условий промерзания. Рыхлые влажные отложения при промерзании осенью и зимой в пределах сезонноталого и сезонномерзлого слоев увеличиваются в объеме, т. е. пучатся. При весенне-летнем оттаивании объем их уменьшается, что обуславливает осадку

пород в СТС и СМС. В этом случае, если в пределах СТС и СМС имеются крупные твердые тела (столбы, валуны, глыбы, щебень и др), сезонные процессы пучения и осадки сопровождаются их выпучиванием (вымораживанием).

Годовой цикл выпучивания столба, заглубленного в грунты СТС, показан на рис. 10.1.

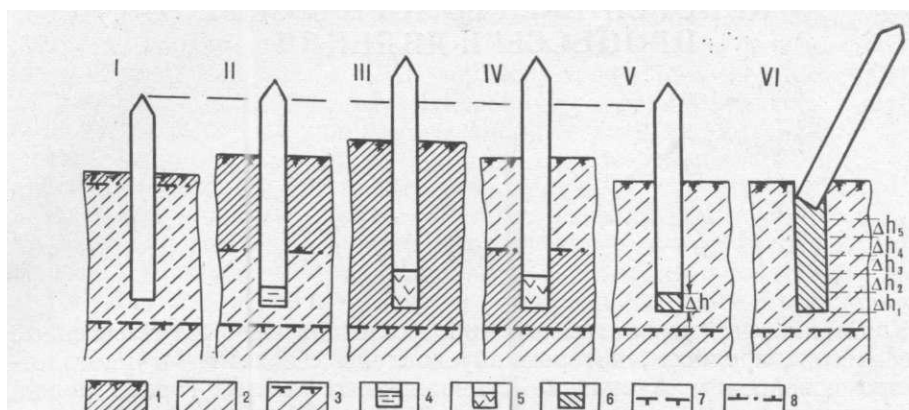


Рис. 10.1 Схема выпучивания (вымораживания) столба из сезонноталого слоя, сложенного влажными дисперсными отложениями:

1 — промерзшая часть СТС; 2 — талая часть СТС; 3— ММП; 4 — вода или разжиженный грунт в полости; 5 — лед или сильнольдистый грунт в полости; 6 — талый грунт, заполняющий полость; 7 — граница ММП; 8 — граница промерзших пород СТС. I—VI — стадии выпучивания столба в годовом цикле (пояснения в тексте)

В зимний период происходит смерзание пород со столбом (I, II). При этом силы смерзания тем значительнее, чем ниже температура и больше мощность смерзшейся со столбом части СТС. Развитие вертикальных сил пучения, превышающих вес столба и силы бокового трения, приводит к приподниманию столба из непромерзшей части СТС, образованию под ним полости, заполняющейся водой или разжиженным грунтом (II). При полном промерзании СТС (III) в полости образуется лед или сильнольдистый грунт. В процессе сезонного оттаивания пород до того момента, пока фронт не подойдет к подошве столба последний сохраняет наиболее высокое положение, достигнутое при выпучивании зимой (III, IV). После вытаивания льда в полости под столбом остается грунт и происходит частичная осадка столба. В годовом цикле столб оказывается выпученным на некоторую высоту  $\Delta h$ , которая при ежегодном повторении такого процесса существенно увеличивается. В результате этого столб может потерять устойчивость и наклониться, а в

некоторых случаях и упасть (VI). Если столб заглублен в мерзлую толщу, его выпучиванию дополнительно противодействуют силы смерзания с многолетнемерзлой породой. Если эти силы и вес столба превышают силы пучения, то столб сохраняет устойчивость, не выпучивается. В противном случае происходит его «выдергивание» из мерзлой толщи. Выпучивание столбов ведет к нарушению линий связей, к деформациям свай в основании фундаментов различных сооружений и т. д.

Сходным образом происходит выпучивание (вымораживание) камней в СТС и СМС. Дополнительным эффектом при этом является образование под камнями линз сегрегационного льда, как бы выталкивающих их наверх. Связано это с тем, что за счет большей теплопроводности камней и малых потерь тепла на фазовые превращения воды нулевые температуры под камнями формируются быстрее, чем в окружающих грунтах, и под ними создаются участки с интенсивным сегрегационным льдовыделением. Многолетний процесс выпучивания каменного материала в элювиальных и других отложениях с дисперсным заполнителем приводит к его концентрации на поверхности и образованию «каменных россыпей». На пологих склонах выпучивание способствует образованию курумов, каменных потоков, в которых глыбово-щебнистый слой подстилается супесями и суглинками, часто имеющими высокую льдистость.

Крупнообломочный материал, выведенный на поверхность, подвергается интенсивному морозному выветриванию (рис. 10.2).

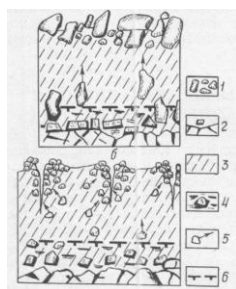


Рис. 10.2 Схема выпучивания глыб и щебня в элювиальных образованиях:

1 — глыбы и щебень; 2 — разборная скала с трещинами, заполненными льдом; 3 — супесчано-суглинистый материал; 4 — ледяные включения в многолетнемерзлых породах; 5 — направление движения обломочного материала при выпучивании; 6 — граница ММП: а — выпучивание и концентрация камней на поверхности, б — выпучивание и дробление каменного материала при наличии неглубоких диагенетических и морозобойных трещин и образование структурных форм

В конечных стадиях на плоских поверхностях он превращается в дресву и щебень с супесчаным заполнителем. Совместное действие процессов выпучивания камней, морозобойного и диагенетического растрескивания приводит к образованию так называемых структурных форм: «сортированных» полигонов, «каменных венков», пятен-медальонов с валиками из щебня и др. (рис. 10.3).

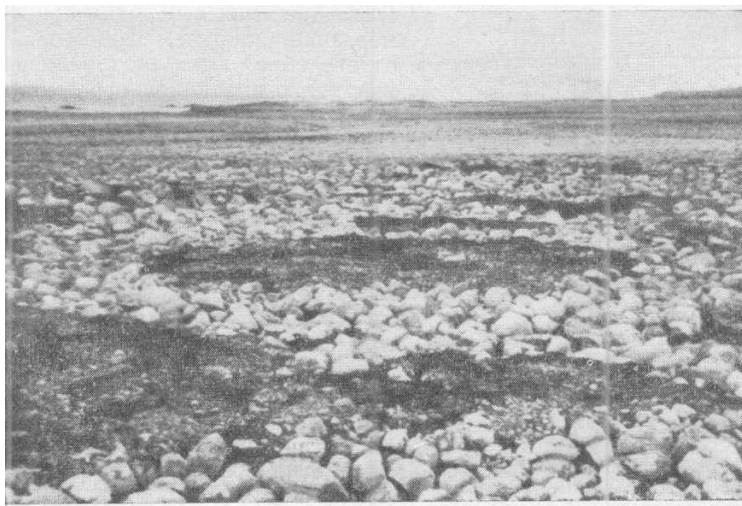


Рис. 10.3 Пятно-медальон, обрамленное каменным венком

## 10.2 Бугры пучения

Многолетнее промерзание дисперсных отложений, неравномерно развивающееся по площади, может приводить к образованию многолетних бугров пучения. Их формирование сопровождается процессами повышенного льдообразования в локальных участках неглубоко от поверхности. Интенсивнее льдонакопление может происходить благодаря образованию сегрегационного льда вследствие миграции влаги под влиянием градиентов температуры и влажности (открытые системы), а также путем передвижения воды под действием гидростатического давления в породах при их промерзании (закрытые системы). В этом случае образуются скопления преимущественно инъекционного льда.

Бугры пучения, образующиеся в условиях открытой системы и называемые миграционными буграми, связаны обычно с участками новообразования мерзлых толщ и с промерзанием сквозных таликов (подозерных, пойменных и др.). Часто миграционные бугры пучения образуются на участках развития торфяников, температура которых ниже, чем у окружающих минеральных пород, за счет больших затрат тепла на испарение, большой температурной сдвижки и т.д. Вследствие этого при промерзании в многолетнемерзлое состояние в первую очередь переходят торфяники (рис. 10.4).

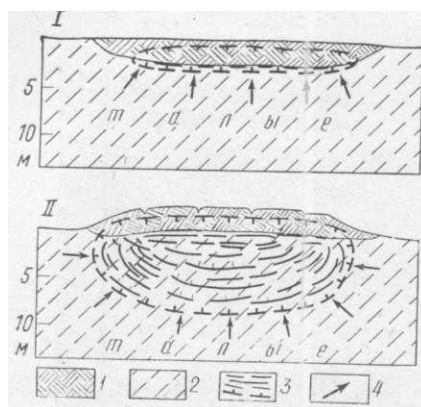


Рис. 10.4 Схема образования многолетнего миграционного бугра пучения под торфяником, начальная (I) и зрелая (II) стадии:  
1 – торф; 2 – пылеватый суглинок; 3 – шлиры сегрегационного льда и граница ММП; 4 – направление миграционной влаги

В подстилающих отложениях к нижней части образовавшейся мерзлой толщи мигрирует влага и вблизи нее начинается интенсивное сегрегационное льдовыделение, сопровождающееся ростом миграционного бугра пучения (II). С приподнятой поверхности бугра зимой сдувается снег, вследствие чего температура понижается, а мощность линзы многолетнемерзлых высокольдистых пород возрастает, обуславливая увеличение высоты бугра.

Большинство бугров только с поверхности сложены торфяниками, а высокольдистые породы ядра имеют пылеватый супесчаный или суглинистый состав. Их объемная льдистость достигает 40–60% и превышает полную влагоемкость породы в талом состоянии. Источником поступления влаги при образовании сегрегационных льдов в ядрах бугров являются запасы воды в самих породах, в водоносных песчаных и галечных слоях, залегающих на

некоторой глубине, а также воды, поступающие с талых заболоченных участков, окружающих мерзлые бугры.

Многолетние миграционные бугры пучения обычно имеют высоту до 2-3 м и размеры в основании от 3-5 м до нескольких десятков и даже сотен метров. В ряде случаев их высота достигает 4-8 м и более. В Западной Сибири известны выпученные торфяные массивы площадью до нескольких км<sup>2</sup>, называемые «площадями пучения».

Многолетние бугры пучения, образующиеся в условиях закрытой системы, связаны преимущественно с промерзающими подозерными таликами, главным образом несквозными (рис. 10.5), термокарстового происхождения. Такие бугры носят якутское название «булгуннях и», а за рубежом — эскимосское «пинг о».

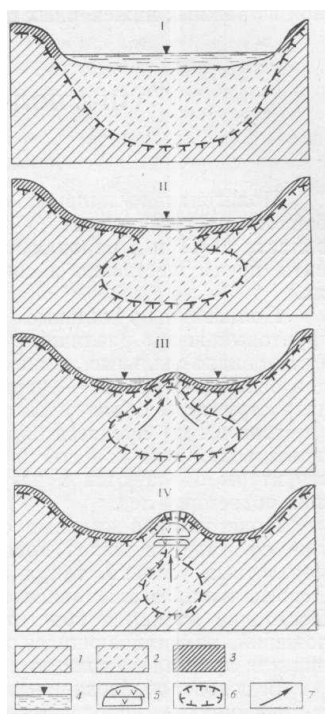


Рис. 10.5 Схема формирования булгуннях

I — сквозной талик под озером; II — промерзание несквозного талика; при уменьшении размеров озера; III — образование замкнутого промерзающего внутримерзлотного талика и начальный этап роста булгуннях; IV — зрелая стадия роста булгуннях: 1 — НМП; 2 — талая водонасыщенная порода; 3 — СТС; 4 — уровень воды в озере; 5 — инъекционный лед; 6 — граница ММП; 7 — направление движения вод под действием гидростатического криогенного давления

Причиной промерзания подозерных таликов является обычно обмеление или осушение озер. При промерзании несквозного талика с грунтовыми водами создается замкнутая система, в которой воды приобретают криоген-

ный напор. Благодаря гидростатическому давлению кровля ММП в наиболее слабом месте выгибается (рис. 10.5 III), образуя многолетний бугор пучения с ядром из инъекционного льда (IV). Промерзание водоносного талика — длительный процесс, поэтому булгуннях растет от нескольких десятков до нескольких сотен лет. Внедрение воды в растущий булгуннях происходит многократно, вследствие чего ядра бугров включают как инъекционный, так и сегрегационный лед. С поверхности булгунняхы обычно разбиты системой радиальных и концентрических трещин, по которым иногда обнажается ледяное ядро и которые служат местами зарождения термокарстовых просадок. Размеры булгунняхов зависят от количества воды в замкнутой системе и могут достигать в высоту 8-12 м. реже до 30-40 м и по основанию 100-200 м.

К числу инъекционных бугров пучения многие авторы относят гидролакколиты – бугры, образующиеся в местах разгрузки различного типа напорных подземных вод, а также по периферии наледей за счет замерзания зимой вод грунтово-фильтрационных таликов. Причиной образования гидролакколитов является изменение гидродинамического напора подземных вод. Обычно мощность органо-минеральной породы в кровле над инъекционным льдом, слагающим ядро гидролакколитов, близка к мощности СТС и СМС и редко превышает 1-1,5 м. В силу этого гидролакколиты быстро разрушаются, а затем возникают вновь, т. е. являются недолго живущими образованиями.

В пределах СТС и СМС в условиях переходных и полупереходных типов, особенно при наличии надмерзлотных вод, могут образовываться однолетние миграционные и инъекционные бугры пучения. Они имеют высоту от 10-20 см до 1-1,2 м и ширину от 1-2 до 5-6 м. Для участков с сезонным промерзанием больше свойственны миграционные бугры пучения. Сезонные бугры пучения, образующиеся на дорогах, аэродромах и пр., оказывают отрицательное воздействие на эти сооружения. Поэтому их предупреждение и борьба с ними являются одной из важных инженерных проблем.

### 10.3 Полигонально-жильные структуры

Полигонально-жильные структуры образуются на основе морозо-бойного растрескивания и имеют огромное распространение в области ММТ и в районах глубокого сезонного промерзания. Они развиты преимущественно в современных и плейстоценовых отложениях.

Полигонально-жильные структуры охватывают разнообразные грунтовые жилы различных размеров и форм и повторно-жильные (клиновидно-жильные, полигонально-жильные) льды и разделяются на две основные группы — первичных и вторичных структур. Первичные структуры образуются в результате многократно повторяющегося (из года в год) процесса образования морозобойных трещин, их заполнения водой или породой и последующего замерзания. Вторичные структуры образуются в результате оттаивания первичных, содержащих подземный лед.

Полигонально-жильные структуры могут образовываться как в уже сформировавшихся породах в результате увеличения суровости мерзлотных условий, так и одновременно с накоплением отложений. Первые называются эпигенетическими, вторые — сингенетическими. Последние являются конституционным компонентом четвертичных отложений, накапливающихся в условиях глубокого сезонного промерзания или при наличии подстилающих многолетнемерзлых пород.

В основе образования жильных структур лежит морозобойное растрескивание, находящееся в определенной зависимости от температурного режима верхних горизонтов пород, т. е. от  $A_0$  и от  $t_\xi$  (или  $t_{cp}$ ), от  $\xi_{от}$  и  $\xi_{пр}$ , состава и свойств отложений и других факторов.  $A_0$  в большой степени влияет на размеры полигональной решетки в плане, а  $t_{cp}$  определяет глубину проникновения трещин. При малых отрицательных значениях  $t_{cp}$  (разных для различных по составу и льдистости пород) морозобойные трещины не выходят за пределы СТС. При более низких  $t_{cp}$  трещины начинают проникать в мерзлую толщу. Дальнейшее понижение  $t_{cp}$  при прочих равных условиях ведет к увеличению глубины трещин в мерзлой толще и их ширины. Таким образом, в природе существует «температурный контроль» за образованием морозо-

бойных трещин, который обуславливает мерзлотно-температурную зональность в развитии жильных структур.

Форма морозобойных полигонов различна. Системы морозобойных трещин и полигонально-жильных структур в массивах однородных пород при наличии ориентирующей вертикальной поверхности, например бровки террасы, края водоема и др., по форме чаще правильные тетрагоны, а в неоднородных породах – полигоны неправильной формы. Если же ориентирующая поверхность отсутствует, то в однородных породах формируются гексагональные формы с трехлучевыми пересечениями трещин. Размеры морозобойных полигонов изменяются от первых десятков сантиметров до 40–60 м. Наиболее широко распространены полигоны с поперечником от 6–8 до 20–30 м. Мелкие морозобойные полигоны с поперечником от 20–30 см до 1–1,5 м, часто образующиеся в СТС, (и в СМС), соизмеримы с формами, возникающими при усыхании пород.

Первичное заполнение морозобойных трещин может происходить за счет: 1) заливания воды и замерзания последней с образованием жилок конжеляционного льда, 2) засыпания в них сухого эолового песка, 3) десублимации паров в трещинах, 4) осыпания материала, слагающего стенки трещины, 5) попадания снега. Первые два вида заполнения являются основными. При этом важно, что заливание трещин водой (заполнение конжеляционным льдом) происходит в условиях достаточно высокого обводнения поверхности весной снеговыми, талыми или речными водами, а засыпание их эоловым песком имеет место при очень низкой увлажненности поверхности. Остальные процессы являются сопутствующими. В результате можно говорить о «влажностном контроле» за источниками материала и характером заполнения морозобойных трещин.

Вторичное заполнение трещин – пустот, которые образуются на месте вытаявших в СТС (и СМС) элементарных жилок льда, происходит за счет оплывающих и осыпающихся в трещины вмещающих пород. Многократное повторение такого процесса по вытаявшим жилкам конжеляционного льда,

целиком расположенным в СТС (или СМС), приводит к формированию в них изначально-грунтовых жил (рис.10.6). В случае, когда трещины начинают проникать из СТС в мерзлую толщу, что имеет место при понижении  $t_{cp}$  ниже  $-3^{\circ}\text{C}$ , повторяющийся процесс конжеляционного льдонакопления приводит к образованию в трещинах повторно-жильного льда.

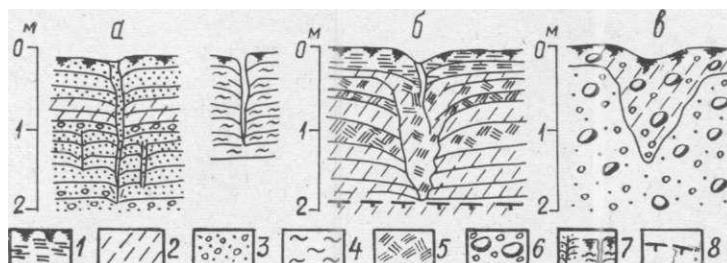


Рис. 10.6 Изначально-грунтовые жилы:

1 – почвенно-растительный слой и гумусированные породы; 2 – супеси; 3 – пески и гравий; 4 – лессовидные породы и алевроиты; 5 – торф; 6 – валуны и галька; 7 – мелкие сбросы, «жилы отгибания» и открытые морозобойные трещины; 8 – верхняя поверхность ММП

Заполнение морозобойных трещин сухим эоловым песком, имеющее место в условиях крайне слабого увлажнения поверхности (особенно весной), при наличии ветровой деятельности и источников песчаного материала, приводит к образованию первично-песчаных жил. Такие жилы образуются в настоящее время в Антарктиде в крайне суровых мерзлотных условиях ( $t_{cp}$  ниже  $-15^{\circ}\text{C}$ ) и при очень малой влажности пород в СТС.

*Изначально-грунтовые жилы* всегда образуются в СТС и СМС в процессе многократно повторяющегося растрескивания, заполнения трещины водой, замерзания ее, последующего оттаивания элементарной жилки льда и выполнения образующейся полости сильновлажной, иногда разжиженной вмещающей породой, оседания последней в полость и обваливания ее со стенок (рис. 10.6). При небольшом числе циклов растрескивания изначально-грунтовые жилы имеют обычно малую ширину, а отложения, выполняющие жилы, в слабой степени изменены процессами выветривания глинистого вещества и гумуса, выветриванием и т. д. Слои вмещающих пород иногда сохраняют первичное залегание, но чаще они изогнуты вниз, в сторону жилы (рис. 10.6, а). Такие грунтовые жилы часто образуются в условиях сингенеза (на прирусловых отмелях, при накоплении лессов и др.).

Развитые формы изначально-грунтовых жил формируются чаще всего как эпигенетические образования. Породы, выполняющие жилы, существенно отличаются по составу и строению от вмещающих отложений (рис. 10.6, б). В слоистых толщах происходит внедрение пород верхнего слоя в нижний; в крупнообломочных может наблюдаться как вымывание, так и обогащение мелкоземом (рис. 10.6, в). Вертикальные размеры эпигенетических изначально-грунтовых жил в песчаных и гравийно-галечных отложениях не превышают 1,8-2,5 м, в пылеватых песках и дисперсных отложениях – 1,5-1,8 м. Размеры полигонов изменяются в широких пределах: от 0,6-1,5 до 20-40 м.

*Повторно-жильные льды* по форме представляют собой ледяные жилы (рис. 10.7) и имеют большое значение в формировании континентальных типов четвертичных отложений мерзлой зоны, часто решающим образом определяя льдистость поверхностных отложений. Основы современных представлений о развитии ледяных жил заложены работами Е. Лефингуэлла, Б. Н. Достовалова, А. И. Попова и др.

Повторно-жильные образования являются двухъярусными: нижний ярус, находящийся в ММТ, представляет собой ледяную жилу; верхний, приуроченный к СТС и соответствующий по высоте  $\xi_{max}$ , является «грунтовой частью» жильной структуры (рис. 10.8). «Грунтовая» часть жилы зонально уменьшается в связи с понижением  $t_{cp}$ , а ледяная часть жилы при этом увеличивается. У сингенетических жил ледяная часть развита всегда сильнее, чем у эпигенетических.

Смена изначально-грунтовых жил ледяными происходит в соответствии с широтной зональностью теплообмена, фиксируемой понижением как в настоящее время, так и в прошедшие эпохи. Для пород СТС одного состава и влажности эта смена осуществляется в довольно узком диапазоне температур (рис. 10.9). При этом часто образуются полигонально-жильные системы, в которых по трещинам низких генераций развиваются ледяные жилы, а высоких – изначально-грунтовые жилы.

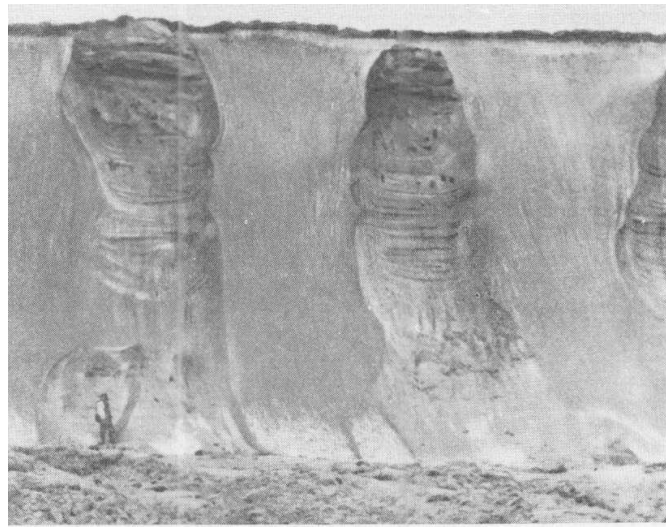


Рис. 10.7 Обнажение сингенетических повторно-жильных льдов в древних аллювиальных отложениях на севере Яно-Индигорской низменности

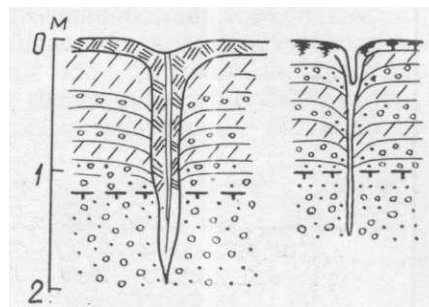


Рис. 10.8 Двухъярусное строение повторно-жильных льдов

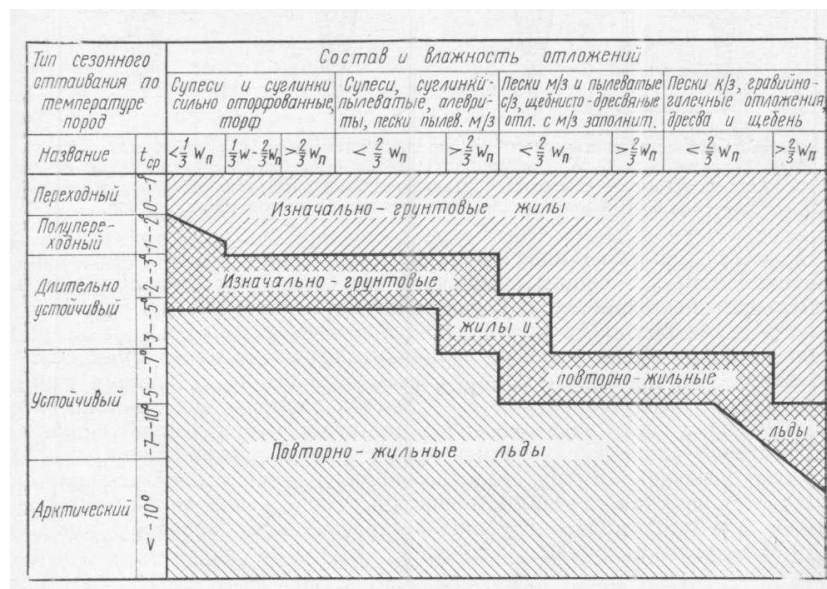


Рис. 10.9 Схема соотношения изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов в отложениях разного состава и влажности в СТС в зависимости от типов сезонного оттаивания по  $t_{cp}$ . Схема составлена для континентальных, повышено и резко континентальных типов СТС (по В. А. Кудрявцеву):  $w_n$  — полная влагоемкость за вычетом незамерзшей воды

Формирование жильных структур в мерзлой толще всегда сопровождается динамикой глубин СТС, что приводит к периодическому оттаиванию верхней части растущих ледяных жил и к термокарстовым просадкам. В породах разного генезиса, состава, влажности (льдиности) и, следовательно, механических свойств, неодинаковых  $\xi_{от}$  и т. д. переход от грунтовых жил к ледяным происходит в разных диапазонах  $t_{ср}$ .

Физическая модель образования повторно-жильных льдов была разработана Е. Лефингуэллом (1915, 1919) и дополнена Б. Н. Достоваловым (1951, 1961 и др.). Схематический рост ледяных жил в случае эпигенеза и сингенеза показан на рис. 10.10.

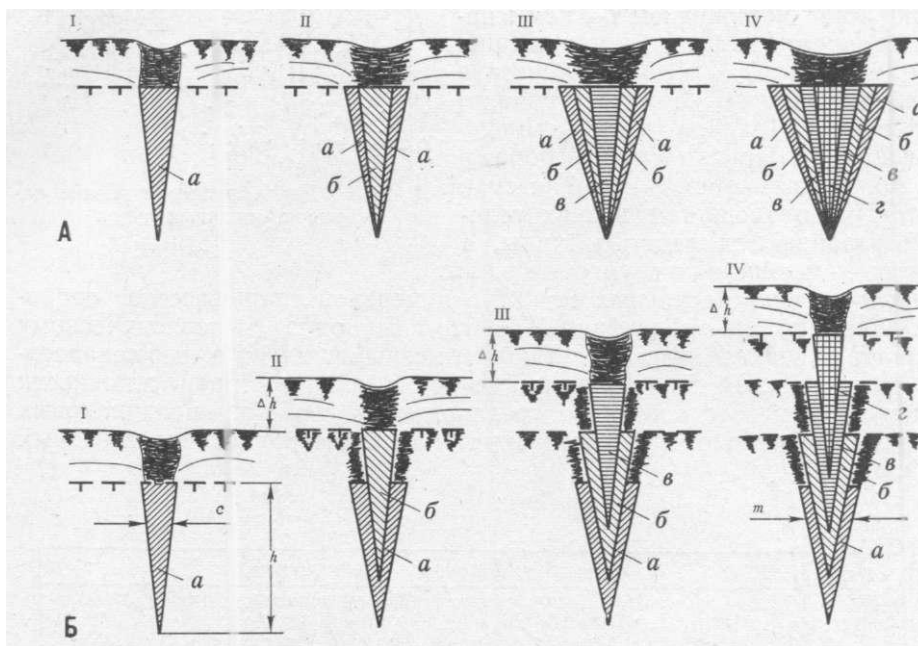


Рис. 10.10. Схема сигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б. А. Достовалову): I–IV – последовательные стадии роста жил; а, б, в, г – ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки;  $\Delta h$  – мощность слоя накапливающегося за год осадка при сингенезе

В первом случае (А) ледяные жилки а, б, в, г образуются при последовательных годовых циклах растрескивания и заполнения трещин льдом при отсутствии осадконакопления. Поэтому рост жил льда происходит только в толщину. Вертикальная мощность жилы определяется глубиной растрескивания  $h$ . В случае эпигенетического роста жилы элементарные жилки льда, все время расклинивая породу, увеличивают в ней напряжения сжатия. Поэтому;

трещины становятся все более узкими и рост жилы постепенно прекращается. В случае сингенеза, как видно из рис. 38,5, каждая последовательно вклинивающаяся элементарная жилка не доходит до конца предыдущей на величину  $\Delta h$ , равную накоплению осадков за год. Элементарные жилки совсем выходят из начального горизонта (I) за  $h/\Delta h$  циклов, где  $h$  – высота элементарной жилки за год. Растущая жила за этот период достигает максимальной ширины ( $m$ ), которая равна числу элементарных жилок, внедрившихся в начальную, умноженному на среднюю ширину элементарной жилки  $c$ . Получается простая зависимость ширины (поперечной мощности) растущей жилы от средней глубины растрескивания мерзлой породы ( $h$ ) и от годового накопления осадков:

$$\Delta h / m = hc / \Delta h$$

Поперечная мощность жилы зависит также от порядка генерации трещины, по которой растет жила, поэтому в одной и той же системе наблюдаются жилы различной ширины. В процессе формирования жил в массиве мерзлых пород осенью и зимой развиваются растягивающие напряжения, а по мере повышения температуры – сжимающие. Напряжения вызывают деформации изгибания, смятия, скола и другие, которые могут захватывать мерзлую породу и (или) жильный лед. Деформации пород сопровождаются выгибанием слоев породы вверх в приконтактной (с жилой) зоне, что при низких  $t_{cp}$  и малых  $\xi_{от}$  может проявиться в микрорельефе поверхности в виде двух валиков, вытянутых вдоль краев жил. Деформациям легче подвергаются сильнольдистые супесчано-суглинистые отложения и торфяники (рис. 10.11), в меньшей степени – пылеватые пески и гравийно-галечные отложения. Поэтому ледяные жилы в последних имеют меньшую ширину.

Обычно верхние концы растущих ледяных жил находятся ниже подошвы СТС и перекрываются слоем ММП, в котором находятся молодые ледяные ростки, состоящие из элементарных ледяных жилок. Периодические увеличения глубин СТС систематически приводят к протаиванию верхних частей ледяных жил и к термокарстовым просадкам.

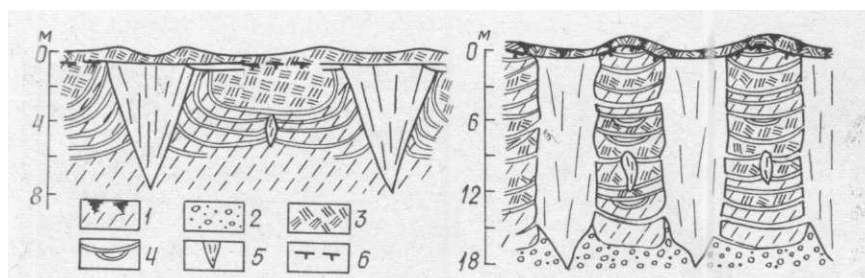


Рис. 10.11. Повторно-жильные льды: 1 – супеси и почвенно-растительный слой; 2 – песок и гравий; 3 – торф; 4 – ледяные шпильки и «пояски»; 5 – повторно-жильные льды; 6 – граница ММП

В условиях сингенеза осадконакопление сокращает возможности частичного протаивания ледяных жил, что в итоге приводит к росту массы повторно-жильного льда, тем более значительному, чем ниже  $t_{cp}$  пород.

В наиболее чистом виде зависимость размеров ледяных жил от величины элементарных ледяны: жилок удается наблюдать для эпигенетических жил. Например, вертикальные размеры эпигенетических ледяных жил в супесях и суглинках изменяются от 20-40 см (ниже грунтовой части, имеющей высоту 1-1,5 м) при  $t_{cp} = -2, -3^\circ$  до 4-5 м (ниже грунтовой части высотой 0,3—0,5 м) при  $t_{cp} = -8, -10^\circ$ .

Рост сингенетических жил связан с накоплением различных фаций пойменного аллювия (рис. 10.12), болотных и озерно-болотных отложений (рис. 39), делювиальных, солифлюкционно-делювиальных и других образований.

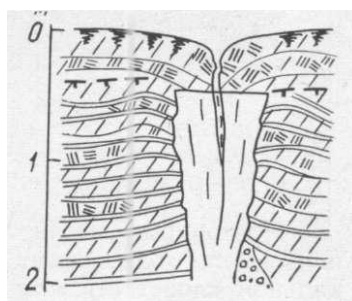


Рис. 10.12 Повторно-жильный лед в пойменном аллювии

Развитие сингенетических повторно-жильных льдов в суровых условиях озерно-аллювиальных северных равнин привел к формированию особой толщи отложений, называемой «ледовым комплексом»

Такие толщи образовались в верхнем плейстоцене на территориях арктических низменностей Северо-Востока СССР, Северной Америки и в Центральной Якутской низменности. Мощность сингенетических ледяных жил здесь достигает 40-60 м, а общая льдистость породы доходит до 75-90% по объему. В настоящее время на северных равнинах сильно развит термокарст.

Повторно-жильный лед существенно отличается от других типов подземного льда своими текстурными особенностями, наличием вертикальной слоистости или полосчатости, обусловленной структурой элементарных ледяных жилок, распределением газовых и минеральных включений. Содержание минерального вещества в жильном льду изменяется от долей до 3-5%. Минимальное его содержание свойственно жилам, образующимся за счет талых снеговых вод, наибольшее – жилам, растущим за счет паводковых вод.

**Псевдоморфозы по ледяным жилам** являются вторичными образованиями, вследствие чего они обладают признаками, как характерными для ледяных жил, так и связанными с особенностями образования самих псевдоморфоз. К признакам, общим с жильными льдами, относятся: а) полигональное расположение тел в плане и размеры решеток, соответствующие таковым у ледяных жил; б) жильная (клиновидная) форма в поперечном разрезе; в) отгибание около жилы вмещающих слоев породы вверх.

К признакам, связанным с образованием псевдоморфоз, относятся: а) опускание вмещающих пород в связи с их просадкой в полость, образующуюся при вытаявании ледяной жилы. В дисперсных отложениях это обычно плавное опускание слоев; в песках и галечниках это система сколов, обрушений, имеющих иногда ширину до 1,5-2 м; б) обрушение в полость отложений, перекрывающих ледяные жилы. В слоистых отложениях часто удается восстановить первичные условия залегания пород в кровле жилы; в) сохранение в породе пустот на месте вытаявших ледяных жил; г) образование в рельефе полигональной сети канавообразных углублений, выполненных как неслоистыми, так и слоистыми осадками (аллювиальными или озерными). Во втором случае образуются мерзлотные структуры облекания (рис. 10.13).

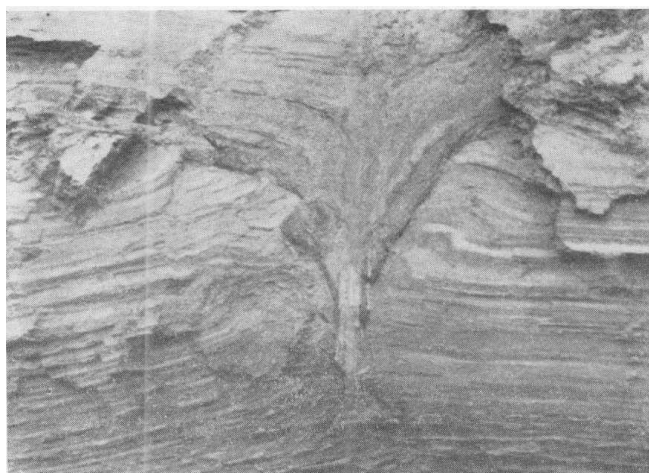


Рис. 10.13 Мерзлотные структуры облекания

Псевдоморфозы по ледяным жилам могут образовываться: 1) когда на участках развития небольших ледяных жил происходит локальное увеличение  $\xi_{от}$  при возрастании континентальности; 2) вследствие потепления климата, повышения  $t_{ср}$  (без перехода ее через  $0^\circ$ ), увеличения  $\xi_{от}$  и развития процессов озерного термокарста. В этом случае они залегают в разрезах четвертичных отложений в виде выдержанных горизонтов; 3) по захороненным ледяным жилам при протаивании ММТ.

Псевдоморфозы формируются в случае, когда породы, вмещающие ледяные жилы, относительно малольдисты. При оттаивании сильнольдистых отложений с сингенетическими ледяными жилами образуются термокарстовые озера с таберальными осадками. В основании последних также иногда видны горизонты псевдоморфоз.

#### 10.4 Пятна-медальоны и мелкополигональные структурные формы

Широкое распространение в области ММП имеют мелкополигональные формы, которые образуются в результате сочетания следующих процессов: 1) мелкополигонального растрескивания грунта, 2) образования мелких закрытых систем в процессе неравномерного промерзания СТС и 3) развития в закрытых системах напряжений и деформаций, а часто и разрывов. Мелкопо-

лигональное растрескивание с расстоянием между трещинами от 30-40 см до 13 м охватывает обычно породы СТС супесчано-суглинистого состава. Трещины могут возникать в результате усыхания пород, но чаще имеют морозобойную природу или развиваются в результате как усыхания пород летом, так и морозной усадки зимой. Развитие трещин предопределяет неравномерное осеннее промерзание пород, в результате чего в центральных частях блоков образуются замкнутые системы талого грунта. При промерзании в них резко возрастает гидростатическое давление, которое приводит к тому, что тиксотропный грунт внутри блоков переходит в пластично-текучее состояние. Часто он прорывает мерзлую корку на поверхности и расплзается вокруг прорыва в виде пятна. При многократном повторении процесса образуются «пятна-медальоны», сложенные пылеватыми дисперсными грунтами (рис. 10.14).



Рис. 10.14 Пятна-медальоны в севере Якутии

Если прорыва разжиженного грунта не происходит, что возникают бугры, представляющие собой различные формы дифференциального пучения. В таких мелкобугристых формах первичная слоистость нарушена, а в их разрезах видны разнообразные изгибы, вздутия и другие деформации, называемые в литературе морозными смятиями, инволюциями и криотурбациями.

В породах глинистого состава с включениями крупнообломочного материала при промерзании таких систем наряду с развитием гидростатического давления происходят дифференциальное выпучивание каменного материала и концентрация его на периферии полигонов. В результате образуются различные пятна-медальоны с бордюром из щебнистого материала, «каменные кольца» (рис. 10.3), «венки» и другие структурные формы.

### 10.5 Криогенные склоновые процессы

Склоновые процессы в областях ММТ и глубокого сезонного промерзания приурочены к СТС и СМС. В этих слоях благодаря близкому залеганию криогенного водоупора и таянию подземного льда создается возможность переувлажнения пород и увеличения их подвижности за счет вязкопластичного течения дисперсных отложений и скольжения по ледяному субстрату. Промерзание таких пород на склонах приводит к развитию процессов пучения, вымораживанию камней и криогенной десерпции. Поэтому такие склоновые процессы, как движение каменного материала (курумы) и солифлюкция, считаются криогенными, хотя они могут локально образовываться и вне области ММТ.

Криогенной десерпцией (сползанием или крипом) называется процесс, сущность которого заключается в том, что пучение пород при их промерзании на склоне происходит по нормали к поверхности склона, а движение вниз по склону при их оттаивании — под действием силы тяжести по вертикали (рис. 10.15). В результате цикла промерзания – оттаивания частица породы ( $m_1$ ), лежащая на поверхности, оказывается перемещенной вниз по склону на некоторое расстояние  $m_1$   $m_3$ .

Смещение частиц породы вниз по склону за один цикл уменьшается от поверхности к подошве СТС. Сползание частиц вниз тем сильнее, чем больше величина ежегодного пучения и угол наклона склона  $a$ . Криогенная десерпция является одной из разновидностей медленного сползания отложений

на склонах, связанного с периодическим увеличением и уменьшением объема приповерхностных слоев породы под действием изменений их температур, влажности и т. д.

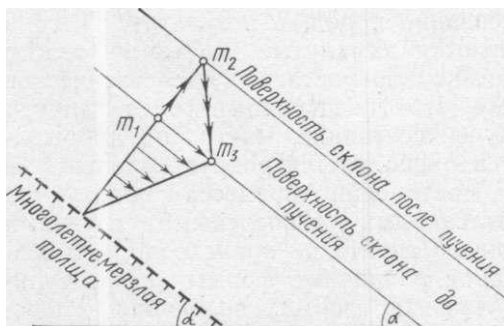


Рис. 10.15. Схема криогенной десерпции. Показан путь движения частицы  $m$  при пучении и осадке

Частицы породы, лежащие на поверхности (комочки суглинка, мелкие камни и др.), в районах с суровым континентальным климатом перемещаются под действием «стебелькового льда», образующегося под ними в холодные ночи и оттаивающего днем. В течение года таких циклов может быть много. В результате смещение частиц породы может быть значительным и составлять от 2-5 до 70 см/год.

Курумы представляют собой древесно-глыбово-щебнистые накопления на склонах различной крутизны (от 3-5 до 40-45°), сложенных скальными породами. Они образуются в условиях сурового климата как при наличии, так и при отсутствии ММП. Развитие курумов включает ряд процессов, приводящих к образованию крупнообломочного материала, его движению на склонах и аккумуляции в их основании. Процессы образования курумов включают физическое выветривание коренных пород, вымораживание камней, термогенную, гидрогенную и криогенную десерпцию, подповерхностный смыв, соскальзывание и сползание глыб и др. Гольцовый лед образуется в теле курумов весной, когда в грубообломочный, лишенный заполнителя и сдреннированный слой пород заливается и замерзает талая вода. Наличие гольцового льда способствует суффозии мелкозема и резкой активизации движения

грубообломочного материала при сильном увеличении глубин оттаивания, ливнях, сейсмических толчках и др.

Курумы могут представлять «каменные поля» на водоразделах, переходящие в курумные склоны и потоки (рис. 10.16), а затем в конусы выноса, валы, террасы, курумные шлейфы. В разных частях курумов действуют разные комплексы процессов, и строение их в вертикальном разрезе неодинаково.



Рис. 10.16 Курумный поток (Чульманская впадина). Фото А. И. Тюрина

Солифлюкцией называется пластично-вязкое течение увлажненных грунтовых масс на склонах в СМС и СТС. Развитию солифлюкции способствуют: 1) наличие супесчано-суглинистых пылеватых отложений, часто с включением обломочного материала; 2) высокая влажность отложений, близкая к пределу текучести или превышающая его; 3) наличие уклонов, обеспечивающих течение увлажненных пород (обычно от 3 до 10-15°) (рис. 10.16). Различают медленную и быструю (аморфные) солифлюкции, создающие различные солифлюкционные формы рельефа.

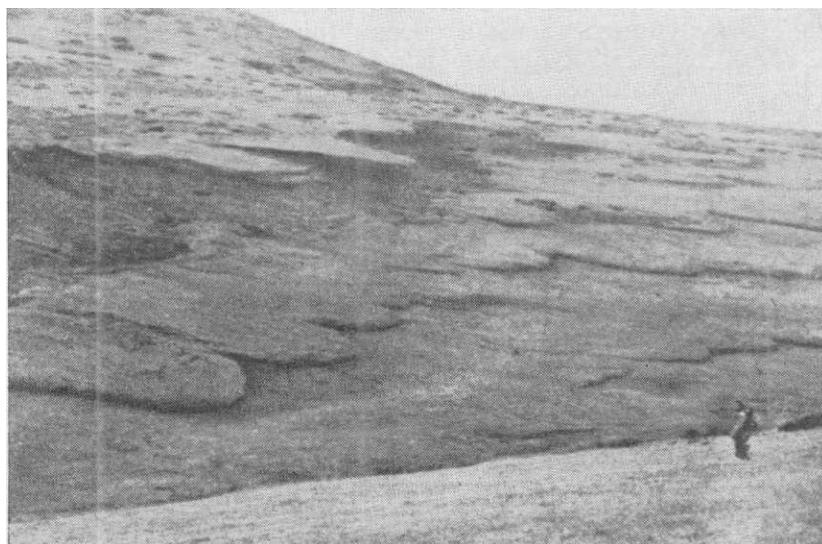


Рис. 10.16 Солифлюкционные формы на склоне (Чукотка). Фото Л. А. Жигарева

Медленная солифлюкция чаще развивается при наличии ММТ, способствующих переувлажнению пород СТС. Слабее этот процесс проявляется в СМС. В процессе сезонного оттаивания льдонасыщенных дисперсных отложений последние утрачивают на некоторое время структурное сцепление и переходят в вязкопластичное состояние.

Солифлюкция легче проявляется при нарушении дерново-мохового покрова и когда он несомкнут или отсутствует. Для развития солифлюкционного течения грунта необходимо, чтобы мощность СТС достигла некоторой критической величины, но не менее 30 см. При меньших мощностях СТС развивается медленное площадное сползание пород, часто концентрирующееся по полосам и называемое «структурной солифлюкцией» (Гравис, 1969), и их делювиальный смыв. Наибольшее солифлюкционное смещение частиц породы за сезон испытывают верхние слои, а с глубиной оно уменьшается. В период зимнего промерзания СТС солифлюкционное течение грунта связано с развитием криогенного гидростатического давления, которое приводит к выдавливанию вниз по склону зажатой между мерзлыми слоями водонасыщенно» породы, лишенной структурного сцепления.

На участках с неравномерным уклоном в понижениях образуются потоки, оканчивающиеся солифлюкционными «языками» или террасами с вы-

раженными фронтальными уступами. Разрезы таких террас свидетельствуют о многократном натекании вязкопластичного грунта на почвенно-растительный покров и об его захоронении. Скорость движения при медленной солификации обычно не превышает нескольких сантиметров в год, но может существенно возрасти в результате резкого увеличения глубин СТС или влажности в результате длительного выпадения дождей.

Быстрая солифлюкция развивается обычно локально на участках достаточно крутых склонов (не менее  $10-15^\circ$ ), сложенных пылеватыми супесями и суглинками. Быстрые солифлюкционные сплывы обычно носят катастрофический характер, а скорости движения материала изменяются от нескольких единиц до десятков метров в сутки. Сплывы развиваются в пределах СТС (СМС) пород, обладающих высокой льдистостью и увлажненных в момент сплывания выше предела текучести. Одновременно со сплывами образуются оползни скольжения, представляющие собой различные по площади ненарушенные глыбы пород, слагающие верхнюю часть СТС мощностью до 0,5-1 м. Плоскостью скольжения для них служит верхняя льдистая или переувлажненная поверхность мерзлых пород. Сплывы и оползни скольжения часто развиваются на подмываемых берегах морей, озер и рек, а также в бортах карьеров, дорожных выемок и на склонах насыпей, что требует специальных инженерных мероприятий для борьбы с ними.

### 10.5 Термокарст, термоабразия и термоэрозия

Термокарстом называется процесс вытаивания подземных льдов, сопровождающийся просадками земли, появлением отрицательных форм рельефа и накоплением таберальных (термокарстовых) отложений (рис. 10.17). В области ММП даже небольшие нарушения естественных условий приводят к бурным проявлениям термокарста. Воздействие этого процесса на инженерные сооружения часто носит катастрофический характер и требует специальных мероприятий для его предотвращения.



Рис. 10.17. Бессточное термокарстовое озеро в Центральной Якутии, образовавшееся после вырубki леса. Фото К. А. Кондратьевой

Для развития термокарста необходимы следующие условия: а) наличие подземных льдов в виде мономинеральных залежей или текстуро-образующего льда в рыхлых отложениях, когда льдистость породы превышает ее полную влагоемкость в талом состоянии; б) глубина сезонного оттаивания должна превышать глубину залегания залежи подземного льда или сильнольдистой породы; в) талая вода должна отфильтровываться, а кровля над залежью проседать, образуя понижение.

В области ММП подземные льды и высокольдистые четвертичные отложения залегают обычно непосредственно под СТС. В особой мере это относится к аккумулятивным поверхностям в пределах сплошного распространения низкотемпературных ММП. Поэтому причиной развития термокарста в таких условиях служит увеличение  $\xi_{от}$ , которое может быть обусловлено локальным изменением природных факторов: потеплением и увеличением континентальности климата, сведением растительности и мохового покрова, затоплением и т. д.

Процесс развития термокарста по-разному протекает в случае удаления (стока или испарения) воды из термокарстового понижения или в случае зарождения термокарстового озера. Если вода удаляется из понижения, термокарст носит затухающий характер вследствие того, что температурный режим

на поверхности пород изменяется главным образом в соответствии с ходом теплообмена на поверхности. При похолодании такой термокарст затухает. Кроме того, минеральные включения во льду или органо-минеральная часть оттаивающей мерзлой породы, накапливающиеся в СТС, постепенно приводят к увеличению мощности этого слоя до величин, большей максимального многолетнего значения.

При зарождении бессточного термокарстового понижения появление воды приводит к повышению  $t_{cp}$  на дне водоема, что обычно обуславливает увеличение глубины СТС. При вытаивании мономинерального ледяного тела мощность талых отложений над ним остается практически неизменной. При этом продолжающиеся термокарстовые просадки и увеличение глубины озера вызывают повышение  $t_{cp}$  и  $\xi_{от}$ , которые, в свою очередь, обуславливают прогрессивное развитие термокарста до полного вытаивания залежи подземного льда. Такой процесс возможен даже в самых суровых мерзлотных условиях. При развитии озерного термокарста по льдистым отложениям возможно как прогрессивное течение процесса, так и его затухание вследствие накопления над ними слоя минеральной породы, образующейся при вытаивании, мощностью больше глубины СТС под водоемом. Искусственное или естественное уменьшение глубины термокарстовых озер, а тем более их осушение приводят к ослаблению или полному затуханию термокарста. Поэтому осушение и дренаж территории являются мерами борьбы с этим явлением.

Термокарстовые процессы происходят также и вследствие общей деградации мерзлых толщ. В этом случае вытаивают залежи подземных льдов и льдистые отложения, залегающие существенно ниже подошвы СТС, что более характерно для южной окраины мерзлой зоны.

Под многими термокарстовыми озерами существуют подозерные талики (при  $t_{cp}$  выше  $0^{\circ}\text{C}$ ). Их мощность и размеры в плане зависят от величины озера, времени его существования, распределения температур донных отложений по площади. Если озеро существует долго на одном месте, то конфи-

гурация подозерного талика приобретает стационарную форму. Если размер озера по короткой оси превышает удвоенную мощность мерзлой толщи, образуются сквозные талики. Отсутствие сквозного талика в этом случае свидетельствует о том, что процесс образования талика не завершился. При размерах термокарстовых озер меньше удвоенной мощности мерзлой толщи формируются несквозные талики.

Формы термокарстового рельефа и микрорельефа разнообразны и существенно зависят от того, какие типы подземных льдов и льдистых отложений оттаивают. Так, термокарст по отложениям с мощными жилами льда при отсутствии стока приводит к образованию разных по размерам, но достаточно глубоких (от 3-6 до 10-20 м) термокарстовых озер, при миграции или осушении которых образуются аласные котловины. На склонах, сложенных такими образованиями, при стоке формируются байджерахи – останцы пород, которые вмещали вытаявшие ледяные жилы (рис. 10.18).



Рис. 10.18 Обнажение жильных льдов Мус-Хая на р. Яне. На первом плане байджерахи

Термокарст по отложениям с маломощными повторно-жильными льдами приводит к формированию остаточных полигональных бугристых форм: «бугров могильников», бугристо- западинного микрорельефа и др.

Вблизи южной границы и особенно вне области ММТ при их повсеместной деградации протаивали все типы льдов и льдистых отложений. Благодаря этому участки рельефа, образованные малольдистыми отложениями, оказались как бы приподнятыми над участками, сложенными протаявшими и

просевшими прежде льдистыми породами и подземными льдами. В этом случае отмечается-посткриогенная инверсия рельефа.

Термокарсту часто сопутствуют термоабразия и термоэрозия. Оба этих процесса могут выступать как самостоятельные. Воды озер, морей, рек оказывают на льдистые берега тепловое воздействие, оттаивая и размывая мерзлую породу, а также транспортируя и переотлагая продукты разрушения берегов.

## 10.6 Наледи

Наледями называются плоско-выпуклые ледяные тела, формирующиеся в результате многократного излияния подземных, речных или озерных вод на поверхности земли, льда и их послойного замерзания (рис.10.19).

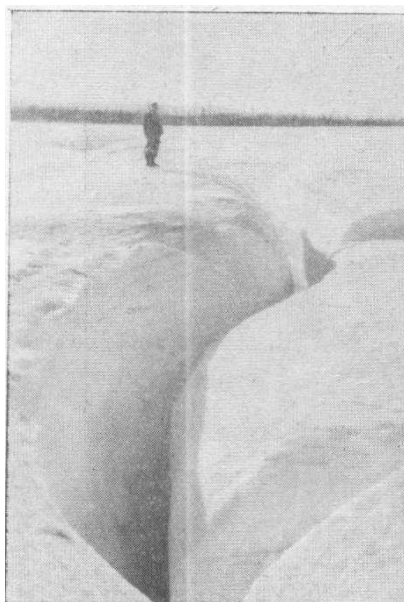


Рис. 10.19 Гигантская наледь подземных вод в Селенняхской тектонической впадине

Причиной излияния вод на поверхность служит повышение гидродинамического напора в результате зимнего промерзания водоносных пород и возрастание гидростатического давления воды при промерзании озер и подозерных таликов.

Сезонное промерзание, сужающее живое сечение потоков, приводит к тому, что воды приобретают криогенный напор, прорывают кровлю из мерзлого грунта или льда, растекаются по поверхности и замерзают, образуя слой наледного льда. Прорыв вод на поверхность уменьшает давление в водно-грунтовой системе, в результате чего изливание воды прекращается до тех пор, пока вновь не возникнут необходимые для этого условия. Количество таких циклов может достигать нескольких десятков за зиму, что обуславливает слоистость наледного льда. В процессе нарастания давления в кровле из наледного льда может образоваться наледный бугор. Из трещин на его вершине воды могут прорываться на поверхность. Иногда такие бугры взрываются.

Для развития наледей наиболее благоприятен резко континентальный климат с холодными малоснежными зимами. Наиболее часто наледи образуются в гидрогеологических горно-складчатых областях, где имеет место интенсивный водообмен между поверхностными и подземными водами, широко распространены грубообломочные породы, являющиеся коллекторами грунтовых вод, где многочисленны источники трещинно-жильных, карстовых и других типов вод.

Многолетнемерзлые толщи не являются условием, необходимым для формирования наледей, но они сильно влияют на процессы наледообразования. Многолетнее глубокое промерзание пород локализует потоки подземных вод в напорно-фильтрационных и грунтово-фильтрационных таликах, источники с малыми дебитами перемерзают, а выходы вод концентрируются в виде крупнодебитных источников. Все это приводит к зональному изменению количества, положения, размеров и типов наледей.

Классификация наледей по характеру формирующих их вод приведена в табл. 4. Все категории наледей, формирующиеся в естественных условиях, могут возникать также благодаря деятельности человека, т. е. быть антропогенными. По положению в рельефе большая часть наледей приурочена к до-

линам, хотя известны наледи на склонах гор и даже на периферийной части водоразделов.

Таблица 4 Классификация наледей по источникам питания

Типы наледи	Виды наледи
Поверхностных вод	речных вод озерных вод морских вод снеговых (талых снеговых) вод ледниковых (талых ледниковых) вод
Подземных вод	верховодки и вод СТС, грунтовых вод (вод грунтово-фильтрационных таликов, сквозных и несквозных) подземных вод глубокого (часто подмерзлотного) стока смешанных вод (грунтовых вод и вод глубокого стока)
Смешанного питания (поверхностных и подземных вод)	озерных вод и вод глубокого стока, речных и грунтовых вод, речных вод, грунтовых вод и вод глубокого стока

Размеры наледей, характеризующиеся их площадями и объемами наледного льда (табл. 5), в определенной мере связаны с источниками их питания.

Таблица 5 Классификация наледей по размерам

Категории	Размер наледи	Площадь $F$ , м <sup>2</sup>	Объем $V$ , м <sup>3</sup>
I	очень мелкие (малые)	до $1 \cdot 10^3$	до $1 \cdot 10^3$
II	мелкие (малые)	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^3 - 1,2 \cdot 10^4$
III	средние	$1 \cdot 10^4 - 1 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^4 - 1,5 \cdot 10^5$
IV	крупные	$1 \cdot 10^5 - 1 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^5 - 1,7 \cdot 10^6$
V	очень крупные	$1 \cdot 10^6 - 1 \cdot 10^7$	$1,7 \cdot 10^6 - 2,2 \cdot 10^7$
VI	гигантские	больше $1 \cdot 10^7$	больше $2,2 \cdot 10^7$

Примечание. Составлена Н. Н. Романовским по данным статистической обработки площадей, мощностей и объемов наледного льда, проведенной Л. Б. Соколовым (1975) для Восточной Сибири.

Так, например, очень маленькие наледи образуются водами СТС, а самые крупные – подземными водами подмерзлотного стока или смешанного грунтового и подмерзлотного стока. Областью наибольшего развития крупных и гигантских наледей является Верхояно-Колымская горно-складчатая страна.

Мощности наледного льда изменяются от первых десятков сантиметров до 7-10 м. Маломощные наледи стаивают летом, а с мощностью льда более 5-6 м стаивают частично и относятся к многолетним.

Наледи за счет верховодки и вод СТС обычно образуются осенью или в первой половине зимы у перегибов склонов или у их подножий, имеют малые

размеры и небольшую мощность льда. Наледи грунтовых вод наиболее часто развиты на участках, где существуют барьеры на пути грунтового потока и где последний переходит в поверхностный водоток. Наледи вод глубокого подмерзлотного стока часто связаны с зонами новейших или омоложенных тектонических нарушений и образуют так называемые «наледные линии». В указанных случаях наледи обычно связаны со сквозными напорно-фильтрационными таликами, как подрусловыми и пойменными, так и гидрогеогенными, находящимися на надпойменных террасах, у подножий склонов, на междуречьях и т. д. Ниже напорно-фильтрационных таликов обычно находятся грунтово-фильтрационные талики, по которым происходит сток выведенных наверх подмерзлотных вод и вдоль которых образуется наледь.

Форма наледей разнообразна и сильно зависит от морфологии участка их образования. Так, в узких долинах горных рек формируются вытянутые наледи с относительно большой мощностью льда. На плоских участках наледи имеют округлую, иногда овальную форму.

Режим формирования различных наледей в годовом цикле неодинаков и сильно зависит от режима образующих их подземных вод. Многолетняя динамика наледей находит выражение в изменении их местоположения, формы, размеров и объемов наледного льда. В разных мерзлотно-гидрогеологических условиях причины и масштабы таких изменений различны. В зонах островного и прерывистого распространения ММТ в малоснежные и холодные зимы формируется много небольших наледей, а в теплые снежные зимы наледообразование может отсутствовать вовсе. В зонах прерывистого и сплошного развития мерзлых толщ места ежегодного возникновения наледей относительно постоянны. Однако при наличии под наледями непрерывной полосы таликов ежегодно изменяются форма, площади наледей и объемы наледного льда.

В горно-складчатых районах с высокой сейсмичностью появление и исчезновение наледей бывает связано с новообразованием или прекращением

деятельности напорно-фильтрационных таликов под действием сейсмических толчков и активных новейших движений.

Геологическая деятельность наледей проявляется в их влиянии на рельеф и состав отложений. В период роста наледи породы в ее ложе, при мороженные к наледному льду, часто оказываются включенными в наледные бугры. При таянии последних они переоткладываются и тонкая фракция из них вымывается. По периферии наледей в период таяния происходит активное выветривание пород, связанное с частыми переходами температуры на поверхности через  $0^{\circ}$ . При разрушении наледи талые воды, прорезающие тело наледи, эродируют отложения в ее основании, вынося мелкозем. В результате в зоне действия многих наледей, особенно крупных, остаются только грубо-обломочные отложения: крупный песок, гравий, галечники и валуны. Наледи, лежащие в руслах, часто препятствуют пропуску речных вод. В результате поток отклоняется к их периферии, активно эродирует террасы или коренные склоны, способствуя расширению днища долины. Вследствие указанных процессов образуются «наледные поляны», сложенные в основании гравийно-галечными отложениями — «наледным аллювием». В гидрогеологических горно-складчатых областях с суровыми мерзлотными условиями по наледям представляется возможным производить приближенную оценку ресурсов подземных вод в водно-критический период.