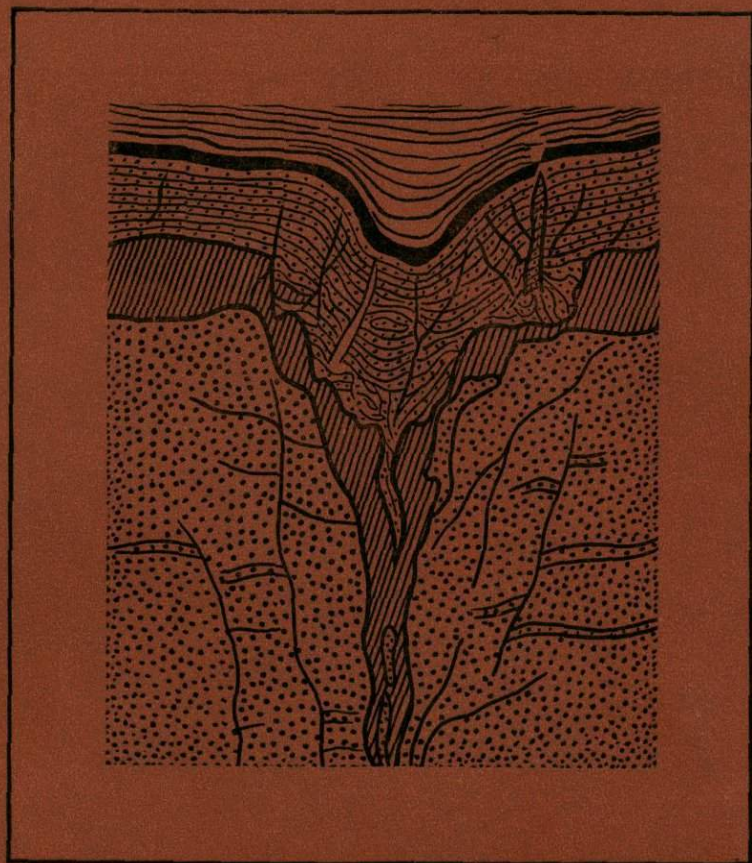


Н. Н. РОМАНОВСКИЙ



ФОРМИРОВАНИЕ
ПОЛИГОНАЛЬНО-
ЖИЛЬНЫХ
СТРУКТУР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

Н. Н. РОМАНОВСКИЙ

ФОРМИРОВАНИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

Ответственный редактор *К. А. Кондратьева*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1977



2143

В книге впервые рассмотрены основные закономерности образования известных в настоящее время полигонально-жильных структур: изначально-грунтовых жил, первично-песчаных жил, повторно-жильных льдов, псевдоморфоз по ним и других форм, образующихся на основе морозобойного растрескивания пород. Показаны зависимость морозобойного трещинообразования и развития жильных структур от температурного режима верхних горизонтов пород, состава, свойств и криогенного строения последних от особенностей заполнения морозобойных трещин и преобразования в них вещества.

В работе выделены и охарактеризованы основные типы жильных структур и переходные разновидности, показаны их общие черты и отличительные особенности. Дан анализ развития полигонально-жильного микрорельефа. Рассмотрено значение жильных структур при формировании четвертичных отложений и при решении вопросов палеогеографии, а также разработана новая принципиальная схема подразделения этих структур.

Книга представляет интерес для специалистов, занимающихся мерзлотоведением, четвертичной геологией, палеогеографией и инженерной геологией.

ВВЕДЕНИЕ

Морозобойное трещинообразование — один из самых распространенных процессов в области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания. Оно широко развито на севере Евразии, Северной Америки, в Антарктиде. Масштабы проявления этого процесса и его геологические результаты были особенно велики в наиболее холодные этапы плейстоцена. Морозобойное растрескивание пород, вызываемое колебаниями температур в верхних горизонтах мерзлых пород, является фактором, существенно воздействующим на криолитогенез четвертичных отложений различного генезиса. Возникновение морозобойных трещин предопределяет возможность седиментации в них: заполнения их конжеляционным льдом или минеральной породой. При многократном повторении процесса по морозобойным трещинам образуются полигонально-жильные структуры (ПЖС), к числу которых относятся различные категории грунтовых жил, повторно-жильные льды и возникающие при их оттаивании псевдоморфозы. ПЖС в одних случаях образуются в уже сформировавшихся породах и являются эпигенетическими. В других случаях ПЖС формируются одновременно с накоплением отложений и относятся к сингенетическим. Такие структуры служат основным компонентом четвертичных отложений, сами оказывают активное воздействие на особенности седиментогенеза и криогенеза пород, определяя характерные черты их состава, а также криогенного строения в полигонально-жильных системах. Особенно это относится к сингенетическим повторно-жильным льдам (ПЖЛ).

Полигонально-жильные структуры имеют большое значение для мерзлотно-фациального анализа, стратиграфии четвертичных отложений и для палеомерзлотных реконструкций: восстановления площадей бывшего распространения сезонно- и многолетнемерзлых толщ, оценки суровости их температурного режима, установления периодичности их образования и деградации или непрерывности существования мерзлого состояния пород и т. д.

Велико значение полигонально-жильных структур для инженерно-геологической оценки территории. Современные жильные структуры являются не только следствием морозобойного растрескивания, но и показателем развития этого процесса. В частности, по жильным структурам можно оценить глубины проникновения морозобойных трещин, влияющих на кабельные линии связи, фундаменты зданий, покрытия дорог, аэродромов и т. д. Все полигонально-жильные структуры обуславливают существенную неоднородность состава и свойств пород в центральных и периферийных частях полигонов. Повторно-жильные льды — это основа для возникновения термокарста, термоэрозионных форм и таберальных отложений. Правильная инженерно-геологическая характеристика терри-

торий невозможна без изучения жильных структур (Методика..., 1970; Инструкция..., 1969)*.

Все изложенное определяет большой интерес к этому процессу мерзлотоведов, инженеров-геологов, геологов-четвертичников, географов, инженеров и ученых других специальностей. Возрастающие темпы освоения северных и восточных районов СССР с повсеместно развитыми мерзлыми четвертичными отложениями, важнейшим генетическим компонентом которых являются жильные структуры, необходимость всестороннего изучения состава, криогенного строения, инженерно-геологических свойств этих отложений, а также все более широкое использование палеомерзлотных методов для палеогеографических реконструкций определяют практическое и научное значение комплексного исследования полигонально-жильных структур.

Полигонально-жильные структуры стали изучаться относительно недавно. История их исследования, особенно повторно-жильных льдов, изложена в работах П. А. Шумского (1959), Б. И. Втюрина (1971, 1975), Я. Дылика (Dylik, 1963, 1966). Я. Дылика и Г. Маарлевельда (Dylik, Maarleveld, 1967).

Со времени создания в 50-х годах советскими учеными Б. Н. Достоваловым, А. И. Поповым, П. А. Шумским и др. основных представлений о закономерностях развития полигонально-жильных структур и теории их сингенетического роста появились сотни работ, в которых проводятся описания различных видов жильных структур в различных районах земного шара, в породах разнообразного генезиса и возраста. Однако проведенные за этот период исследования, как правило, посвящены отдельным видам жильных структур, их морфологии, особенностям, а чаще деталям их развития. Изучение жильных образований редко приводится одновременно с исследованиями как состава и свойств пород, так и с мерзлотно-температурной обстановкой (т. е. среды и условий), в которой они развиваются. При таком подходе недостаточно выявляется экзогенная зональная и фациальная природа ПЖС как криогенных геологических образований.

Накопленный с конца 50-х годов огромный фактический материал по жильным образованиям требует обобщения с современных позиций. Для такого обобщения имеются объективные предпосылки, связанные с развитием учения о мерзлых горных породах за этот период. Так, В. А. Кудрявцевым разработаны основные представления о температурном режиме верхних горизонтов пород, определяющем возникновение морозобойных трещин. А. И. Поповым создан фундамент общей теории криолитогенеза. И. Н. Вотяковым, Е. П. Шушериной, С. Е. Гречищевым получены принципиально новые данные по физико-механическим свойствам мерзлых пород, влияющим на морозобойное растрескивание.

В настоящей работе автор поставил перед собой цель — рассмотреть совместно по единой системе различные виды полигонально-жильных структур, образовавшихся на основе морозобойного растрескивания, с тем чтобы установить причинно-следственные связи между мерзлотными и геологическими условиями их образования, геологическими процессами, которые при этом имеют место, особенностями самих структур и вмещающих их пород. Такой подход к изучению полигонально-жильных структур был определен тем единством двух основных направлений в мерзловедении (геофизического и геолого-генетического), которое постоянно развивается и неизменно проводится на кафедре мерзловедения МГУ под руководством проф. В. А. Кудрявцева и находит свою реализацию в комплексных мерзлотно-геологических съемках. При таких съемках

* Здесь и при последующем изложении имеется в виду Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:500 000. М., Изд-во МГУ, 1970 и Инструкция по производству комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:500 000. М., Изд-во МГУ, 1969.

устанавливаются закономерности формирования температурного режима пород, глубин сезонного оттаивания и промерзания, изучаются состав, криогенное строение и свойства различных мерзлотно-фациальных разновидностей отложений. Это позволяет исследовать жильные структуры на мерзлотно-геологической основе и устанавливать связи между параметрами температурного режима пород, их составом, влажностью (льди-стостью), криогенными процессами и развивающимися ПЖС. При таком подходе находит объяснение динамика последних при изменении составляющих природной обстановки и переходы одних жильных форм в другие, становится возможным прогноз их развития и решение обратной задачи: по жильным структурам судить о мерзлотно-геологической обстановке в период их образования.

При написании настоящей работы автор исходил из ряда указанных ниже положений, которые и определили ее структуру.

Полигонально-жильные структуры в своей основе имеют единый процесс — морозобойное растрескивание и поэтому должны быть рассмотрены на базе изучения закономерностей этого процесса. Морозобойное трещинообразование определяется колебаниями температур в верхних горизонтах пород, а также их составом и свойствами. Отсюда первая глава работы посвящена существующим представлениям о связи ПЖС с зональными (мерзлотно-температурными) и литологическими (фациальными) условиями, а также особенностями физических условий образования и развития морозобойных трещин. Во второй главе анализируется влияние температурного режима пород на развитие морозобойных трещин. В третьей главе рассматриваются данные о физико-механических свойствах мерзлых пород, с которыми связан процесс морозобойного трещинообразования.

Полигонально-жильные структуры формируются в результате повторяющейся седиментации в морозобойных трещинах и последующего диагенеза заполняющего их вещества. Трещины, находящиеся в сезонномерзлом (СМС) и сезонноталом (СТС) слоях и проникающие в мерзлую толщу, заполняются льдом или осадочной породой. Заполнение происходит в разное время, в результате этого и дальнейшее преобразование вещества в трещинах идет по-разному. ПЖС образуются вследствие многократно (из года в год) повторяющихся процессов растрескивания пород, заполнения трещин веществом, отличающимся по своим свойствам от вмещающих пород. Поэтому в четвертой главе рассмотрены вопросы образования морозобойных трещин в естественных условиях, заполнение их различным материалом, зональные и фациальные особенности этих процессов, а также причины закрепления полигональной сети трещин в породах и их конфигурация. В заключение главы обосновывается выделение типов ПЖС, которые автор считает основными.

Основные типы ПЖС формируются в определенных, но разных термодинамических и фациальных условиях. Различными являются как заполнение трещин, так и диагенетические преобразования пород, образующих и вмещающих жилы. Поэтому основным типам ПЖС свойствен ряд особенностей в строении и составе жильных тел и во взаимоотношении жил с вмещающими породами. Эти особенности различаются в зависимости от степени развития ПЖС, от эпигенетического или сингенетического характера их образования, от состава, генезиса вмещающих пород и т. д. Между основными типами ПЖС существует целый ряд переходных разновидностей, обладающих признаками разных типов. Главы пятая, шестая, седьмая и восьмая посвящены характеристике основных типов ПЖС, а также переходных разновидностей, т. е. в них рассмотрен парагенез между жильными структурами. В этих разделах анализируются условия и механизм развития ПЖС, показаны отличительные особенности каждого типа. Особое внимание уделено развитию сингенетических жильных льдов и их влиянию на вмещающие отложения.

Морозобойное трещинообразование и развитие жильных структур находит свое отражение на поверхности земли в виде полигонального микрорельефа. Особенности микрорельефа и его динамика зависят от типа ПЖС, степени и направления их развития. Полигональный микрорельеф на площадях преобладающей седиментации существенно влияет на строение четвертичных отложений. Закономерностям развития полигонального микрорельефа посвящена девятая глава.

Морозобойное растрескивание и процессы образования ПЖС по-разному развиваются в областях активного сноса, на территориях, где снос отсутствует и где происходит аккумуляция осадков, а также в различных мерзлотно-температурных зонах, что и приводит к разным геологическим результатам. Сами ПЖС изменяются при смене мерзлотно-температурных и фациальных условий, а особенности их строения отражают эти изменения. В этом отношении они являются показателями изменения мерзлотных, в том числе и палеомерзлотных, условий. Поэтому в заключительной десятой главе рассмотрены геологические эффекты морозобойного трещинообразования и развития жильных структур, приведена принципиальная схема их подразделения и анализируется их палеогеографическая информативность.

В работе основное внимание уделено современным ПЖС, для которых известны условия их развития. Однако мы вынуждены рассматривать и ископаемые структуры. Чаще всего это делается в том случае, когда современные аналоги отсутствуют, иногда — в качестве наиболее ярких примеров.

Работа выполнена на кафедре мерзловедения геологического факультета МГУ. В основу монографии положены результаты многолетних исследований автора в различных районах СССР: в районе бухты Тикси, на Новосибирских островах и приморских арктических низменностях, в Верхояно-Колымской горноскладчатой области, на Сибирской платформе, в Чульманской впадине, на Витимо-Патомском плоскогорье. В процессе работы использованы материалы по ископаемым формам в перигляциальных отложениях Польши. Кроме того, были рассмотрены все доступные публикации, советские и зарубежные, касающиеся интересующей нас проблемы.

Автор глубоко благодарен В. А. Кудрявцеву, Б. Н. Достовалову и Н. Ф. Полтеву за постоянную помощь и ценные советы в определении направления исследований, за просмотр рукописи и замечания. Большую помощь оказали автору научный редактор К. А. Кондратьева, а также Т. Н. Каплина, Л. Н. Максимова, Н. С. Данилова, А. И. Попов, Н. И. Критер, Ю. А. Лаврушин, Ф. А. Капленская, В. Д. Тарноградский, В. И. Соломатин, М. М. Корейша, Г. И. Гордеева, Л. С. Гарагуля, прочитавшие рукопись и сделавшие ценные замечания. В работе над темой автор пользовался советами Е. П. Шущериной и помощью В. П. Волковой, М. О. Лейбман и В. Н. Зайцева. В процессе подготовки рукописи и в оформлении ее автору помогали В. П. Гуськов, Е. Т. Некрасова, Г. П. Малышева, З. И. Бека, Е. И. Татарина, Л. Б. Чеглова, Г. И. Крылова, Т. П. Петухова, Ю. А. Сатбаева. В оформлении графического материала участвовали М. И. Сырицина, Л. Г. Фролова, А. В. Лебедева, И. Д. Гольданская, Т. Н. Касаткова. Автор пользуется случаем выразить всем перечисленным лицам свою искреннюю благодарность.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФАКТОРАХ И УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН И ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

§ 1. О ЗОНАЛЬНОЙ ПРИРОДЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ СВЯЗИ С СОСТАВОМ ПОРОД

Зональность в распространении различных видов полигонально-жильных образований (ПЖО) и форм микрорельефа установлена достаточно давно, и основные представления о ней широко известны. Зональность ПЖО вытекает из работ Б. Н. Достовалова (1952, 1960) и других ученых, утверждавших, что для формирования ледяных жил необходимо наличие многолетнемерзлых пород, морозобойных трещин, которые проникали бы в мерзлую толщу, и заполнение последних водой. При развитии морозобойных трещин в СМС или только в СТС образуются грунтовые жилы. Связь ледяных и грунтовых жил с сезонно- и многолетнемерзлыми породами ставит ледяные и грунтовые жилы в разряд явлений зональных.

Зональность ПЖО находит свое отражение на Геокриологической карте СССР м-ба 1:10 000 000 И. Я. Баранова (1960), Схематической карте мерзлотно-геоморфологических образований на территории СССР (Попов, Качурин, Граве, 1963), Карте подземного оледенения (вечной мерзлоты) на территории Севера европейской части СССР и Сибири (Попов, 1962) и других картах, составленных А. И. Поповым, Схематической карте распространения повторно-жильных льдов (Шумский, 1959б; Шумский, Втюрин, 1963). На зональные различия морозобойного растрескивания в Забайкалье, Центральной и Северной Якутии обращает внимание Е. А. Втюрина (1962). Во всех перечисленных работах указания на приуроченность жильных льдов к породам определенного состава либо отсутствуют, либо считается, что ледяные жилы развиты в пылеватых супесчано-суглинистых отложениях.

Для Западной Сибири зональность повторно-жильных льдов и полигонально-жильных форм рельефа описана В. В. Баулиным, Е. Б. Белопуховой, Г. И. Дубиковым, Л. М. Шмелевым (1967). Как показали эти исследователи, жильные льды в данном регионе развиваются в разных по составу породах при различных среднегодовых температурах пород ($t_{\text{ср}}$): в торфяниках, например, при -2°C , а в сингенетически промерзающих аллювиальных супесях и суглинках ниже -6°C , создавая при этом полигонально-валиковый микрорельеф. Е. Б. Белопуховой (1966) исследована зональность полигонально-жильного микрорельефа Западной Сибири. Равнинный рельеф этого региона и зональный характер изменения $t_{\text{ср}}$ пород позволяют проводить довольно однозначную корреляцию температурных (геокриологических) зон и зон распространения повторно-жильных льдов в различных типах четвертичных отложений.

В Средней Сибири распространение ПЖЛ также связано с геокриологической зональностью, а «интенсивность морозобойного растрескивания существенно изменяется с севера на юг в соответствии с изменением широтно-зональных факторов и условий» (Фотиев, Данилова, Шевелева, 1974, с. 127). Жильные льды в этом регионе приурочены преимущественно к породам, содержащим значительное количество органического вещества.

щественно к пылеватым супесчано-суглинистым отложениям (пойменным, делювиальным, элювиальным). На приведенных в работе Схематической геокриологической карте и Схематической карте распространения повторно-жильных льдов южная граница эпигенетических и сингенетических ледяных жил, развитых в наиболее благоприятных условиях, совпадает с геоизотермой -2° . Южная граница зоны, где современные ПЖЛ развиты повсеместно, что фиксируется, как указывают авторы, главным образом по наличию валикового микрорельефа, проходит близко к геоизотермам -5 , -6° (за исключением гор Путорана). В засушливых континентальных районах Средней Сибири образуются грунтовые жилы, приуроченные преимущественно к сухим песчаным отложениям.

На территории Аляски Т. Л. Певе (Péwé, 1966a) выделил три зоны повторно-жильных льдов. Южная граница северной зоны, где ПЖЛ развиваются активно, совпадает с границей сплошной и несплошной мерзлоты. По мнению этого автора, ПЖЛ интенсивно растут в условиях, когда t_{cp} пород составляет -5° и ниже. В «зоне слабоактивных и неактивных ПЖЛ», где t_{cp} изменяются от $-0,5^{\circ}$ на юге до -4° на севере, растрескивание происходит не ежегодно и жилы льда развиваются очень слабо или не растут совсем. В южной зоне, имеющей островное и спорадическое распространение многолетнемерзлых пород и температуры их, близкие к 0° , ледяные жилы встречаются очень редко. Указания на различия в составе пород, вмещающих жильные льды и развивающихся с разной степенью «активности», в работе отсутствуют.

Таким образом, на всех указанных выше картах фиксируется зональность жильных образований, но объяснения причин ее существования в работах или отсутствуют, или носят весьма общий характер. Из исследований, посвященных жильным льдам Аляски, Западной и Средней Сибири, вытекает совершенно определенная связь в развитии этих льдов со среднегодовыми температурами пород. Так, в Сибири южная граница зоны, где ледяные жилы «активно» растут в супесчано-суглинистых пылеватых отложениях, коррелируется с границей развития полигонального валикового микрорельефа. Последняя как в Западной, так и в Средней Сибири совпадает со среднегодовыми температурами пород, равными -5 , -6° . Заметим, что полигональный валиковый микрорельеф образуется при более низких температурах пород, чем те, при которых начинают расти жильные льды в многолетнемерзлых отложениях, что будет обосновано ниже (см. гл. VIII).

Зональность грунтовых (земляных) и ледяных жил показана Е. М. Катасоновым (1972; Katasonow, 1973) на меридиональном профиле, составленном применительно к территории Якутии. Этот автор подчеркивает различия в проявлении зональности криогенных явлений, особенно ПЖО, в зависимости от фациальной принадлежности пород и их влажности в СТС. Вместе с тем он, по существу, не признает температурный режим пород в качестве основной причины, определяющей зональность образования полигонально-жильных структур. Так, Е. М. Катасонов утверждает, что «развитие криогенных явлений... определяется главным образом генезисом вмещающих отложений. Температурный режим последних не оказывает прямого и существенного влияния. Образование ледяных и земляных жил, ровных ледяных прослоек и т. п. контролируется содержанием воды в сезоннотаявляющемся слое, что в свою очередь определяется ландшафтно-фациальными условиями. Среднегодовая температура пород сама зависит от этих условий» (1972, с. 32). По его мнению, климат, сухой или влажный, обуславливает преобладание тех или иных ландшафтов (фаций), что со своей стороны является причиной неравномерного распределения криогенных явлений с юга на север. Е. М. Катасонов считает, что «...в торфяно-болотных отложениях, влажность и се-

зональное протаивание которых изменяется незначительно, ледяные жилы встречаются на всей территории от побережья арктических морей до Забайкалья. В незаторфованных осадках поймы и дельт ледяные жилы развиваются зонально: на севере их сравнительно много, к югу по мере увеличения мощности сезоннопротаивающего слоя они редуют, уменьшаются в размерах, постепенно замещаются земляными. Следовательно, закономерности распространения современных трещинных образований связаны, во-первых, с распределением в пространстве криолитогенных фаций, отличающихся преимущественным развитием ледяных и земляных жил, во-вторых, с зональными изменениями криогенного строения самих фаций, которые в силу этого можно подразделить на их географические варианты» (1973а, б, с. 22).

Неодинаковый характер проявления зональности ПЖС в породах разного состава, льдистости и генезиса, на который обращает основное внимание Е. М. Катасонов, был установлен также результатами исследований автора данной работы (Романовский, Шапошникова, 1971; Романовский, 1972а, б; 1973б), а также Т. Н. Каплиной (1973). Для Восточной Сибири Т. Н. Каплина проанализировала и обобщила имеющиеся в литературе сведения о глубинах растрескивания, о наличии грунтовых и ледяных жил, их размерах в различных литологических разновидностях четвертичных отложений в связи с температурным режимом пород и глубинами СТС. В результате она показала, что «геокриологическая зональность повторно-жильных образований... выявляется при анализе этих образований в сопоставимых фациальных условиях» (Каплина, 1973, с. 47), что согласуется с представлениями Е. М. Катасонова* и автора.

С мнением Е. М. Катасонова о том, что температурный режим верхних горизонтов горных пород не является основной причиной зональности морозобойного растрескивания и образования грунтовых и ледяных жил, согласиться нельзя. Оно противоречит имеющимся фактическим данным, а также теоретическим соображениям. Еще В. Н. Достоваловым (1952, 1960; Достовалов, Кудрявцев, 1967) было показано, что морозобойное трещинообразование является следствием температурных объемно-градиентных напряжений в мерзлых массивах пород. При этом размеры трещинных полигонов, глубина проникновения и ширина морозобойных трещин в мерзлых породах одинакового состава зависят от величин градиентов температур и амплитуд колебаний температур на поверхности. Учитывая известные представления В. А. Кудрявцева о формировании температурного режима пород в слое годовых теплооборотов, мы утверждаем наличие причинной связи, с одной стороны, между амплитудами колебаний температур на поверхности почвы (A_0) и среднегодовыми температурами пород (t_{cp}), с другой стороны — между величинами максимальных за год градиентов температур и амплитудами колебаний температур в СМС, СТС и в верхних горизонтах мерзлой толщи (Романовский, 1970а, б, 1972а, б, в, 1973а, б; Романовский, Шапошникова, 1971; Romanowsky, 1973). Наличие такой связи делает возможным установление общих зависимостей между параметрами температурного режима пород (A_0 и t_{cp}) и морозобойным растрескиванием. Заметим, что представления о влиянии континентальности климата и суровости мерзлотных условий на изменение расстояний между параллельными морозобойными трещинами (жильными структурами) и вертикальные размеры грунтовых и ледяных жил, в целом сходные с нашими, были высказаны также Ф. А. Каплинской и В. Д. Терноградским (1972, 1973).

Влияние фациальных условий на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных структур (наличие которого несомненно) определяется, по нашим представлениям, главным образом различиями в составе, льдистости, криогенном строении мерзлых пород, которые в свою очередь определяют их физико-механические свойства.

§ 2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН И ПОДХОД К ИХ ИЗУЧЕНИЮ В СВЯЗИ С ИССЛЕДОВАНИЕМ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

Физическая сущность образования морозобойных трещин в современном ее понимании была изложена американским исследователем Е. Леффингвеллом (Leffingwell, 1915, 1919). Гипотеза Е. Леффингвелла получила название контракционной. Именно она легла в основу дальнейших физических разработок, выполненных Б. Н. Достоваловым, А. Лахенбрухом и С. Е. Гречищевым.

Б. Н. Достоваловым (1952, 1960, 1961; Достовалов, Кудрявцев, 1967) впервые была сформулирована упрощенная математическая задача о морозобойном растрескивании мерзлых горных пород, имевшая огромное значение в проблеме познания закономерностей развития полигонально-жильных систем. Благодаря простоте, логичности, органической связи с проявлениями морозобойного растрескивания в природе эта физическая схема отнюдь не утратила своего значения и сейчас. Б. Н. Достовалов связывает морозобойное трещинообразование с сезонными объемно-градиентными температурными напряжениями пород в слое годовых теплооборотов. Эти напряжения он относит к большому классу объемно-градиентных напряжений (температурных, влажностных, плотностных и др.) и рассматривает массив мерзлых горных пород как упругую систему. Верхняя часть массива испытывает изменяющиеся по величине и знаку температурные напряжения под влиянием переменного в году температурного поля. Температурные напряжения τ^* в массиве, ограниченном горизонтальной и вертикальной поверхностями и охлаждающемся сверху, равны

$$\tau_x = 1/2 \alpha \varphi \cdot x (\Delta t / \Delta z), \quad (1)$$

где φ — модуль сдвига, $\varphi = E/[2(1+\mu)]$ (E — модуль Юнга, μ — коэффициент Пуассона, α — коэффициент линейного расширения (сокращения) породы при изменении температуры; x — расстояние между параллельными трещинами; $\Delta t / \Delta z = g$ — градиент температуры по вертикали. В момент растрескивания градиент температур принимается для слоя пород от поверхности Земли до глубины, где температура равна $t_{\text{ср}}$. Считается, что породы при температурах ниже $t_{\text{ср}}$ испытывают напряжения растяжения, выше $t_{\text{ср}}$ — напряжения сжатия.

В том случае, когда τ_x достигает значений временного сопротивления при сдвиге или временного сопротивления на разрыв τ_p , возникает морозобойная трещина. Расстояние между параллельными трещинами (x) тогда равно $x = 2\tau_p / [\alpha \varphi (\Delta t / \Delta z)]$.

Глубина проникновения трещин Δz определяется положением подошвы зоны, где имеет место расширение. Динамика градиентов и амплитуд колебаний температур в течение года Б. Н. Достоваловым не рассматривалась, хотя он указывает, что возникшие трещины изменяются по ширине и глубине по мере проникновения «холодной» температурной волны в глубь мерзлого массива. Предложенная физическая схема исходит из того, что параллельные трещины образуются последовательно. Роль первичной вертикальной поверхности в природе выполняют уступы террас, границы разделов мерзлых толщ и талых пород и т. д. «Существование свободной вертикальной поверхности предопределяет направление образующихся трещин, и в однородных массивах при этом условии должна формироваться система трещин, параллельных друг другу» (Достовалов, 1960, с. 38). Система полос, выделенных параллельными трещинами,

* В настоящем параграфе мы сохраняем индексы и условные обозначения, предложенные авторами рассматриваемых работ.

разбивается поперечными трещинами на прямоугольники. При этом углы сопряжения продольных и поперечных трещин должны быть прямыми. Это объясняется наличием вектора-градиента температур, перпендикулярного изотермическим поверхностям, которые в свою очередь параллельны свободным горизонтальным и вертикальным поверхностям. Расстояние между первой генерацией параллельных трещин меньше, чем между трещинами второй (нормальной к первой) генерации. Происходит это за счет частичного снятия напряжений в «полосах», образованных трещинами первой генерации. Из формулы (1) следует, что разрывающиеся напряжения пропорциональны произведению линейного размера отдельных x на градиент температур в слое $g = \Delta t / \Delta z$. Поэтому, по представлениям Б. Н. Достовалова, «при малых $\Delta t / \Delta z$ мерзлый массив распадается на крупные прямоугольные отдельные, а затем при увеличении градиентов эти отдельные последовательно делятся пополам трещинами последующих порядков генераций на все более мелкие отдельные» (Достовалов, Кудрявцев, 1967, с. 155).

Различия в составе и льдистости пород, определяющие различия в α и φ , приводят к тому, что при $g = \text{const}$ в разных отложениях при морозобойном растрескивании развиваются системы отдельных различных размеров. При неоднородном составе и криогенном строении пород возникают извилистые трещины, не вполне параллельные друг другу. При этом перпендикулярность трещин n и $n+1$ генераций в точках их сопряжений остается в силе.

По представлениям А. Лахенбруха (Lachenbruch, 1962), «полигоны трещинных льдов в вечной мерзлоте» — это частный случай широкого класса явлений, которые он называет «полигонами трещин сжатия». Им рассмотрены физические условия образования морозобойных трещин для вязкоупругой среды Максвелла и нелинейной среды. Испытывающий температурные напряжения и подвергающийся растрескиванию массив мерзлых пород А. Лахенбрух рассматривает как однородную полубесконечную среду, в которой температурные напряжения сжатия — растрескивания отсутствуют при температуре, равной t_{cr} . Свойства мерзлых грунтов аппроксимируются этим автором в виде уравнения состояния весьма общего вида

$$P_i^n + \lambda P_i = 2\mu' E_i + 2\eta' E_i, \quad i = 1, 2, 3,$$

где P_i — напряжение изгиба (кручения); λ , μ' , η' , n — экспериментальные коэффициенты, зависящие от температуры.

Зависимость между основными компонентами напряжений изгиба (кручения) P_i и деформациями изгиба (кручения) E_i , вызванных температурными колебаниями, имеет, по А. Лахенбруху, вид

$$\frac{1}{\eta} P_i^n + \frac{dP_i}{dt} = \mu \frac{dE_i}{dt}, \quad i = 1, 2, 3.$$

Из последнего уравнения вытекает зависимость между горизонтальным напряжением $\tau(x, t)$ и температурой грунта $\theta(x, t)$:

$$\frac{d\tau}{dt} + \frac{I}{1-\nu} \cdot \frac{1}{\xi^n \eta^n} = \frac{-I}{1-\nu} \cdot \frac{d\theta}{dt},$$

где I — модуль Юнга; ν — коэффициент Пуассона; $\bar{\eta}$ — вязкоупругий (квазивязкий) параметр, величина которого увеличивается при понижении температуры пород; μ — модуль упругого сдвига; t — время; n — показатель степени, получаемый экспериментально; x — вертикальная координата. Из этого уравнения следует, что «большие температурные напряжения, разрывающие мерзлый грунт, вызываются быстрым охлаждением при низких температурах». При этом, принимая вязкоупругую модель, автор оперирует скоростями изменений температур на определенных глубинах.

нах. Объемно-градиентный характер температурных напряжений им не всегда учитывается. Как указывает С. Е. Гречищев (1970б), приведенные выше решения не имеют экспериментального обоснования. Они базируются на предположении о линейной зависимости температурных деформаций от температур и не учитывают эффект температурного последствия (см. ниже). А. Лахенбрух считает, что возникающие трещины проникают на глубины, которые зависят от положения зоны сжатия и рассеяния энергии деформации. Последнее происходит благодаря развитию пластической деформации ведущего конца трещины. «Если среда относительно не пластична, деформация развивается быстро и трещина проникает глубоко в зону компрессии, если нет, то трещина, возможно, остановится вблизи «нейтрального» слоя или даже внутри зоны, где действуют растягивающие напряжения. Трещины, проникающие в момент разрыва в компрессионную зону, в дальнейшем закрываются». Развитие трещины в процессе изменения температурного поля А. Лахенбрух не рассматривает, хотя указывает, что «глубина трещин может, конечно, меняться по мере изменения режима температурных напряжений за сезон».

Большое внимание этот автор уделяет вопросу рассеивания напряжений вокруг образовавшихся трещин, в частности, учитывает величину пригрузки за счет веса грунта. Он утверждает, что компонента напряжения, нормальная к трещине, равна нулю на стенках трещины и асимптотически приближается к величине напряжения до растрескивания на горизонтальных расстояниях, близких к глубине трещины. Поэтому каждая трещина окружена полосой, названной им «зоной ослабления напряжений». Конфигурация эпюры напряжений в этой зоне «зависит преимущественно от распределения напряжений с глубиной, которое существовало бы в грунте, если бы он не подвергся растрескиванию». А. Лахенбрух сделал важный вывод о том, что небольшие трещины имеют узкую зону ослабления напряжений, а глубокие — широкую. Необходимо подчеркнуть, что это влияет на определенную координацию между горизонтальными размерами полигонов и глубиной морозобойного растрескивания. «Компонента температурного растяжения на поверхности грунта в направлении, параллельном трещине, ослабляется растрескиванием только очень немного, и, таким образом, проявляются большие различия в горизонтальных напряжениях внутри зоны разгрузки напряжений. Вторая трещина, входя в эту зону, стремится пройти перпендикулярно к направлению максимального растяжения и пересечь первую под прямыми углами». Отсюда вытекает, что при наличии ортогональных пересечений одна трещина старше другой. А. Лахенбрух предложил классификацию «полигонов трещин сжатия». Он выделяет:

1. Ортогональные системы полигонов. Они характерны для однородной или пластичной среды, в которой напряжения нарастают постепенно, а трещины образуются в первую очередь на участках с низкой прочностью или с высокой концентрацией напряжений. Большое значение в заложении первичных трещин он придает «наличию дефектов» в породе. С увеличением температурных напряжений полигоны разбиваются трещинами, которые закладываются вблизи их центров или по ранее существовавшим трещинам. «Полигоны приобретают такие размеры, что зоны разгрузки напряжений соседних трещин накладываются в центрах полигонов так, что там поддерживается напряжение ниже прочности на разрыв». Трещины в ортогональных системах образуются последовательно. Ортогональные системы подразделяются на две группы: а) «беспорядочные», в которых трещины не имеют преобладающей ориентации, и б) «ориентированные». Последние возникают преимущественно под влиянием «горизонтальных напряжений, вызванных горизонтальными градиентами краевых частей постепенно отступающих водных масс (осушающих озер, мигрирующих русел). В таких условиях одна группа

трещин ориентирована параллельно береговой линии, другая — по нормали к ней.

2. Неортогональные системы полигонов — это такие, в которых преобладают пересечения с тремя углами, обычно близкими к 120° . А. Лакенбрух полагает, что они возникают при равномерном охлаждении очень однородных, сравнительно непластичных сред, а «все элементы неортогональных пересечений образуются фактически одновременно».

В последние годы вопросы температурного растрескивания мерзлых пород нашли дальнейшее развитие в работах С. Е. Гречищева (1970 б, 1972, 1973 а, б). Этот автор направил свои исследования на установление физических взаимосвязей между температурой, деформацией грунта и временем. Мерзлые породы он рассматривает как упруго-вязко-пластичные, т. е. принятая им схема наиболее полно и правильно учитывает современные представления о мерзлых грунтах и льдах (Вялов, 1959; Цытович, 1958, 1973; Войтковский, 1960; Гречищев, 1961; и др.). Температурное же поле верхних горизонтов сплошного массива мерзлых горных пород он рассматривает как создающееся гармоническими годовыми колебаниями с частотой ω_1 и с периодом в несколько (6—7) суток и колебаниями с частотой ω_2 , называемыми «вторичными». С. Е. Гречищев учитывает релаксацию напряжений, снижение прочности при длительном воздействии нагрузок, сложный характер изменения α в зависимости от состава и влажности пород и эффект временного температурного последствия. Им показано, что в случае гармонического изменения температуры во времени и возникновения температурных напряжений в мерзлых породах нагрузка превышает предел длительной прочности $\sigma_{дл}$ кратковременно. Поэтому разрыв породы наступает не всегда. «...Нарушение сплошности... мерзлого грунта в условиях растяжения определяется снижением временной (условно-мгновенной) прочности под воздействием приложенной нагрузки. Если последняя постоянна, то разрыв происходит в тот момент, когда временная прочность падает до величин приложенной нагрузки», что выражается... «уравнением наследственного типа

$$\sigma(t) \leq \sigma_{мг} - \int_0^t [\sigma(t) - \sigma_{дл}] k_1(t - \tau) d\tau,$$

где $\sigma(t)$ — переменное во времени напряжение; $\sigma_{мг}$ — условно-мгновенная прочность; $\sigma_{дл}$ — предел длительной прочности» (Гречищев, 1973а, б, с. 29—30); $k_1(t - \tau)$ может быть аппроксимирована выражениями:

$$k_1(t) = [(n+1)/T_1] (t/T_1)^n \text{ или}$$

$$k_1(t) = (1/T_1) l(t/T_1),$$

где T_1 ; $n > 1$ — эмпирические константы. При этом T_1 — величина характерного времени разрушения, которая связывается со временем релаксации напряжений в мерзлом грунте T_p приближенным соотношением $T_1 \approx 2T_p$.

Рассмотрение массива мерзлого грунта как полупространства с гармоническим изменением температур на поверхности, представляющего собой упруго-вязко-пластичную среду, с учетом линейной зависимости δ от θ , позволило С. Е. Гречищеву (1973а, с. 30) предложить для вычисления горизонтальных температурных напряжений σ_x ряд формул. Анализ полученных выражений показывает, что «в пластической области превышение напряжений над пределом длительной прочности пропорционально ω (частоте колебаний. — Н. Р.). В результате этого сезонные температурные колебания практически не могут вызывать перенапряжения». Далее С. Е. Гречищев приходит к очень важному, с нашей точки зрения, выводу о том, что «динамика образования температурных трещин выглядит, по-видимому, так: длительно-периодное охлаждение приводит к напряжениям, равным пределу длительной прочности, а разрушение

вызывается короткопериодными температурными колебаниями» (Гречищев, 1973а, б, с. 30—31; курсив наш.— Н. Р.), названными «вторичными».

С. Е. Гречищев (1972, 1973а, б) определил условие возможности образования одиночной морозобойной трещины, учитывающее наличие сезонных и «вторичных» колебаний температур, и условие прочности. Оно существенно зависит от частоты вторичных колебаний и показывает, что чем выше частота, тем больше должна быть их амплитуда, чтобы образование начальной трещины стало возможным. Если единичная трещина возникла, то массив пород приобретает форму четверти пространства и задача о температурных напряжениях должна (по С. Е. Гречищеву) рассматриваться для массива такой формы. С. Е. Гречищев предполагает, что глубина первичной трещины достаточно велика, что и обеспечивает ненапряженное состояние вертикальной стенки. Анализ полученных выражений и условий прочности позволил этому автору (1972, 1973а, с. 32) предложить расчетные формулы и графики для вычисления минимального расстояния между двумя соседними трещинами. В частности, им сделан вывод о том, что «ширина полигонов сильно зависит от амплитуды вторичных колебаний: чем она меньше, тем больше расстояние между соседними трещинами» (1973а, б, с. 32), и предложена формула для вычисления наибольшей ширины раскрытия вертикальной трещины (S) по верху

$$S = 4,5\alpha_{\infty}A_0^{(1)} / \sqrt{\omega_1/2x_m},$$

где $A_0^{(1)}$ — среднеминимальная температура поверхности грунта самого холодного месяца.

Следует заметить, что вывод о сильном влиянии «вторичных» колебаний на расстояние между параллельными трещинами находится в определенном противоречии с выводом о роли вторичных колебаний как «спусковых крючков» в возникновении морозобойных трещин.

Анализ температурных напряжений и свойств пород с учетом их дифференциации по разрезу в соответствии с изменением состава и влажности привели сначала А. Лахенбруха, а затем и С. Е. Гречищева (1970б) к выводу о том, что часть морозобойных трещин закладывается не с поверхности, а на некоторой глубине, а затем развивается вниз и вверх, иногда без выхода на поверхность.

Оценивая существующие представления о физических условиях образования трещин, обратим внимание на следующие важные положения.

1. Б. Н. Достоваловым, А. Лахенбрухом, С. Е. Гречищевым рассмотрены условия зарождения и образования морозобойных трещин, но не изучена их динамика во времени, т. е. развитие трещин по ширине и глубине. В то же время все указанные исследователи признают, что образовавшиеся морозобойные трещины изменяются по ширине и вертикальным размерам вследствие изменения температурного поля пород во времени.

2. Условия образования морозобойных трещин наиболее полно освещены С. Е. Гречищевым. Однако им, во-первых, рассмотрена задача растрескивания мерзлого массива, который никогда ранее не подвергался растрескиванию. Во-вторых, им учитывается только ход температур на поверхности пород, включая сезонные и «вторичные» колебания. Особенности температурного режима сезонномерзлых, сезонноталых слоев и многолетнемерзлых толщ в предложенной постановке задачи не принимаются во внимание.

3. Всеми исследователями признается, что при любой постановке задачи важнейшими параметрами, влияющими на развитие морозобойных трещин, являются коэффициенты температурного линейного сокращения (расширения пород α и сопротивление пород на разрыв σ_p).

В заключение остановимся на подходе к изучению морозобойного растрескивания для исследования полигонально-жильных структур.

В аспекте проблемы формирования ПЖС, по нашему мнению, важным является как зарождение трещин, так и их развитие во времени, оценка их наибольшей ширины на разных глубинах, максимальной глубины проникновения, а также ширины и глубины трещины на момент их заполнения водой или породой. При образовании жильных структур растрескивание повторяется многократно в течение ряда (десяtkи, сотни, тысячи, десятки тысяч) лет. Поэтому морозобойные трещины, по существу, возникают в ненарушенном массиве мерзлых пород только однажды, в дальнейшем они ежегодно образуются и развиваются в массивах, нарушенных в той или иной степени предшествующим растрескиванием, наследуя при этом ослабленные зоны. Температурные напряжения и деформации связаны в основном с коэффициентами α вмещающей породы, а разрыв при возникновении трещины происходит по породе (или льду), образующей жильные структуры. Мы считаем правильным высказанное С. Е. Гречищевым положение о том, что сезонные колебания температур приводят к напряжениям, равным пределу длительной прочности на разрыв $\delta_r^{\text{дл}}$. Зарождение трещин вызывается короткими резкими понижениями температур на поверхности («вторичными» колебаниями, по С. Е. Гречищеву), происходящими на фоне общего зимнего охлаждения. Последние приводят к резкому понижению температур в небольшом по мощности слое пород, возникновению в нем больших градиентов температур и значительных растягивающих напряжений. Эти напряжения часто не успевают релаксировать, превышают сопротивление пород на разрыв и служат причиной возникновения трещин.

Необходимо подчеркнуть, что дальнейшее развитие трещин по глубине и ширине связано в основном с ходом изменения температур в слое годовых теплооборотов (годовых колебаний температур). В свою очередь, особенности слоя годовых колебаний температур пород причинно зависят от таких параметров температурного режима, как амплитуда колебаний температур на поверхности почвы (A_0), среднегодовая температура пород у подошвы слоя сезонного промерзания и оттаивания (t_{ξ}) или у подошвы слоя нулевых годовых амплитуд ($t_{\text{ср}}$), а также от мощности СТС и СМС и теплофизических свойств пород (Кудрявцев, 1961б; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Методика..., 1970; Основы мерзлотного прогноза..., 1974). Как уже говорилось (см. § 1), автор ставит в качестве одной из задач показать, что развитие морозобойных трещин (а следовательно, и ПЖС) зависит от A_0 и $t_{\text{ср}}$ (см. гл. III и IV).

Аналитические решения динамики развития морозобойных трещин в зависимости от динамики температурного режима пород в настоящее время отсутствуют. Поэтому судить о развитии возникших трещин во времени, об изменении глубины их проникновения в естественных условиях можно только при анализе динамики температурного режима пород, считая при этом, что физические свойства пород не меняются, т. е. при прочих равных условиях. Влияние свойств пород на этот процесс целесообразно рассматривать при одинаковых температурных условиях, выявляя, таким образом, частные закономерности. Динамика развития образовавшейся и проникающей на некоторую глубину трещины при дальнейшем понижении температур и увеличении растягивающих температурных напряжений совершенно не изучена. Поэтому мы вынуждены сделать такое логически оправданное допущение: если трещина проникает до глубины, где параметры температурного режима в году имеют определенные значения, то при его изменении трещина проникает на иную глубину, где будут иметь место те же значения. При таком упрощенном феноменологическом подходе за основу выявления закономерностей морозобойного трещинообразования в зависимости от температурного режима пород и их свойств целесообразно принять наиболее простое решение задачи о морозобойном растрескивании, предложенное Б. Н. Достоваловым. При этом следует учитывать результаты, полученные А. Ла-

хенбрухом, С. Е. Гречищевым, П. Ф. Швецовым и др. Основными параметрами, влияющими на возникновение и развитие трещин, будут градиенты q_z и амплитуды колебаний температур A_z . Изменение их рассмотрим в главе II в связи со среднегодовыми температурами пород $t_{ср}$, амплитудами колебаний на поверхности A_0 и некоторыми свойствами мерзлых отложений. Наиболее важными физико-механическими свойствами пород, от которых зависит развитие трещин, в этом случае будут коэффициенты линейного расширения — сокращения и сопротивление мерзлых пород и льда на разрыв σ_p . Особенности их для различных типов мерзлых дисперсных пород и льда описаны в главе III. Реологические свойства пород, снижение прочности пород при длительном действии нагрузок (факторы, действующие взаимно противоположно) и эффект температурного последствия при указанном выше подходе не учитываются, это — предмет будущих исследований.

Глава II

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОРОД

*(в связи с их влиянием на морозобойное
растрескивание)*

§ 1. О ПОДХОДЕ К АНАЛИЗУ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОРОД В СВЯЗИ С МОРОЗОБОЙНЫМ РАСТРЕСКИВАНИЕМ

Основной причиной возникновения температурных напряжений в верхних горизонтах горных пород, как указывалось выше (гл. I, § 2), являются температурные колебания. Наиболее существенны сезонные колебания температур пород, проникающие до глубины нулевых годовых амплитуд, и колебания «вторичные» с периодом в несколько дней или суточные, проявляющиеся зимой. Глубина проникновения последних от поверхности составляет от первых десятков сантиметров до 1,5—2 м. Роль указанных температурных колебаний в образовании морозобойных трещин различна. «Вторичные» колебания выполняют роль «тепловых ударов» и служат причиной возникновения морозобойных трещин. Последующее развитие трещин обусловлено, по нашему мнению, сезонными колебаниями температур в сезонномерзлых, сезонноталых слоях и в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород. Именно эти колебания и определяют систему крупных морозобойных трещин, повторность их образования и основной геологический эффект — развитие полигонально-жильных структур. Вследствие этого они представляют наибольший интерес при анализе морозобойного трещинообразования для изучения ПЖС.

Закономерности формирования температурного режима верхних горизонтов горных пород наиболее полно изучены В. А. Кудрявцевым (1954, 1959а, 1961б, 1966 и др; Достовалов, Кудрявцев, 1967; Методика..., 1970; Основы..., 1974). В настоящей работе сделана попытка на их основе проанализировать закономерности морозобойного растрескивания пород и формирования полигонально-жильных структур. Особенности формирования температурного режима в СМС и СТС, с одной стороны, и в многолетнемерзлой толще пород — с другой, не одинаковы. Различны также физические и геологические (криогенные) процессы. Все эти раз-

личия в свою очередь влияют на характер растрескивания пород СТС (СМС) и мерзлой толщи.

Для СМС и СТС характерны фазовые переходы воды при промерзании и оттаивании, происходящие с большими выделениями (поглощениями) тепла. При промерзании пород происходит увеличение их объема (распучивание) за счет перехода воды в лед. Следствием этого является возникновение напряжений сжатия. Степень распучивания зависит от влажности отложений и их состава. В процессе зимнего промерзания возникает подвижная граница раздела между сезоннопромерзшим и талым грунтом. В СМС эта граница существует в течение всего зимнего периода промерзания, в СТС — до момента смыкания с верхней поверхностью мерзлой толщи. Существование этой границы раздела зависит от того, что температурные колебания, происходящие в сезоннопромерзшей части слоя, не могут проникать ниже ее в талый грунт.

Температурный режим пород в СТС и СМС во многом определяется ходом температур на поверхности грунта. Последний складывается из колебаний температур разного периода (сезонных, многодневных, суточных), имеющих различные амплитуды, а также из неперiodических изменений. Он существенно отличается от гармонического (синусоидального) и сильно зависит от погодных условий, мощности и плотности снежного покрова и других факторов. Расчеты температурных полей и установление ряда закономерностей температурного режима, в частности, градиентов температур, на основе аналитических зависимостей затруднительны.

В СМС и СТС в процессе ежегодного промерзания и оттаивания отложений образуется и исчезает криогенная текстура, ледяные жилки в морозобойных трещинах и др. При оттаивании ледяных тел (шпиров, жилок и т. д.) создается посткриогенная структура пород этих слоев, меняющая их водно-фильтрационные, механические и другие свойства. В течение летнего сезона изменяется характер посткриогенной структуры, увеличивается плотность, уменьшается пористость, кавернозность, скважность отложений, частично «залечиваются» трещины и пустоты, образовавшиеся при вытаивании ледяных включений. На склонах вследствие солифлюкционного течения пород СТС морозобойные трещины, вытянутые вдоль склона, могут полностью заплывать, в результате чего резко ухудшаются условия образования трещин в следующую зиму.

В подстилающих СТС толщах многолетнемерзлых пород криогенные процессы происходят существенно иначе. Определенные отличия наблюдаются и в особенностях температурного режима пород.

Ход температур на подошве СТС в течение года имеет значительно более плавный характер, чем на поверхности. В ряде случаев, особенно при наличии в СТС отложений с небольшой влажностью, он может быть принят как синусоидальный (Кудрявцев, 1961б). Однако в большинстве своем в природе ход температур на подошве СТС отличается от гармонического за счет фазовых переходов в СТС, что уже в конце 40-х — начале 50-х годов было замечено М. М. Крыловым и В. А. Кудрявцевым и затем показано А. В. Павловым (1965) и другими исследователями (Некрасов и др., 1967; Кудрявцев, Меламед, 1972). При небольших мощностях СТС до его подошвы способны проникать колебания с периодом в несколько дней.

Амплитуда колебаний температур на подошве СТС (A_z) причинно связана с t_{cp} пород. При $t_{cp} = \pm 0$ все температурные колебания ограничены СТС и СМС и в подстилающие породы не проникают, а $A_z = 0$. При понижении t_{cp} увеличивается и A_z . При ходе температур на глубине ξ_t , близком к синусоидальному, A_z может быть принята численно равной t_{cp} . При этом глубина проникновения температурных колебаний в мерзлую толщу увеличивается при прочих равных условиях с понижением t_{cp} (Кудрявцев, 1961б).



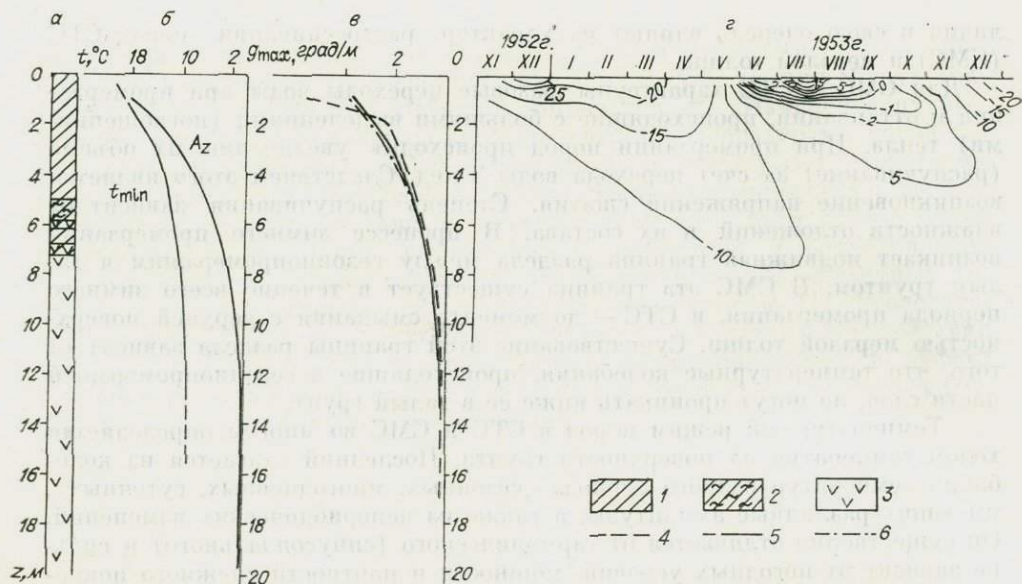


Рис. 1. Результаты обработки температурных наблюдений
 1 — суглинок пылеватый, криотекстура массивная; 2 — тот же суглинок с горизонтальными трещинами; 3 — тот же суглинок с вертикальными трещинами; 4) наблюдения, расчетные без учета (5) и с учетом (6) теплопроводности льда.

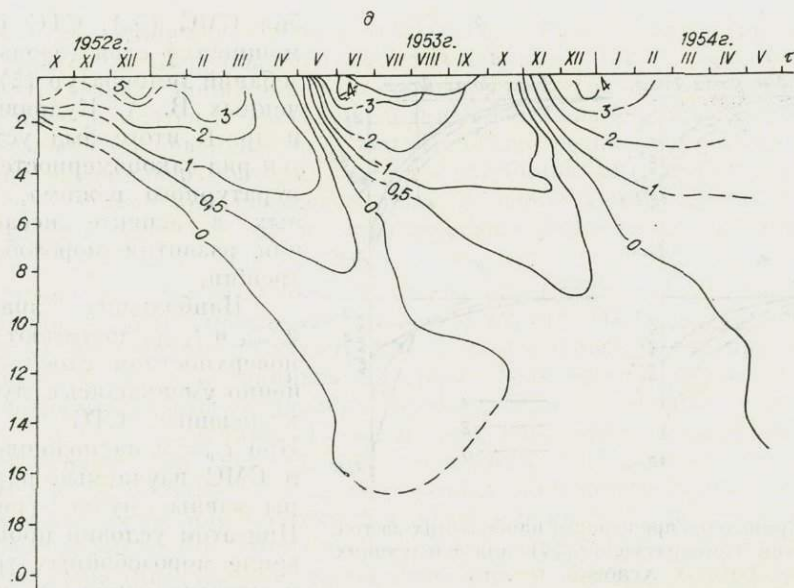
Криогенное строение многолетнемерзлых пород остается практически постоянным, а физические свойства меняются только при изменении температур. Однако диапазон изменений свойств существенно меньше, чем в СТС. Указанные выше особенности делают возможным применение расчетных методов для изучения температурного режима пород.

Морозобойные трещины, проникающие в мерзлую толщу из СТС, нарушают сплошность многолетнемерзлых отложений. Трещины могут оставаться открытыми или заполняться льдом (сублимационным и конжеляционным), который обладает существенно меньшей прочностью, чем ненарушенные мерзлые отложения (см. гл. III, § 2). Таким образом, заполненные льдом трещины — ледяные жилы представляют собой ослабленные места в мерзлом массиве.

Несмотря на указанные выше различия, температурный режим СТС (СМС) и подстилающих горных пород тесно связаны между собой, поэтому их необходимо рассматривать совместно.

При анализе температурного режима верхних горизонтов пород в связи с их морозобойным растрескиванием нами устанавливались максимальные за год положительные (т. е. такие, когда температура повышается с глубиной) градиенты температур по глубине g_{zmax} , начиная от поверхности. Кривые распределения g_{zmax} подобны огибающим температурных кривых (Достовалов, Кудрявцев, 1967) и являются условными кривыми, так как максимальных значений температурные градиенты достигают на разных глубинах в разное время. Однако кривые g_{zmax} весьма удобны при анализе морозобойного растрескивания и сравнении между собой температурных условий, способствующих развитию этого процесса. Для оценки максимального сокращения грунтов в массивах при охлаждении и наибольшей «раскрытости» трещин на разных глубинах изучались также диапазоны температур в области их отрицательных значений, где проявляются напряжения растяжения. Их относительные значения могут быть получены при сопоставлении минимальных температур на соответствующих глубинах (t_{zmin}).

Градиенты температур и минимальные температуры в СМС и СТС, когда последний находится в мерзлом состоянии, а также в подстилаю-



по скв. 10 на II надпойменной террасе р. Индигирки.
шпирами льда; 3 — лед повторно-жильный; 4—6 — кривые $g_{z\max}$ по фантическим
том (б) асимметрии (остальные пояснения в тексте).

щих их породах изучались для различных по составу и влажности типов этих слоев при разном характере температурного режима на основании обработки режимных наблюдений в ряде пунктов области многолетне-мерзлых пород. Основными пунктами наблюдений были район ст. Сковородино в Восточном Забайкалье (данные П. Н. Каптерева), г. Якутск (Герасимов, 1950; Ефимов, 1952), район пос. Чокурдах на Индигирке (данные Н. И. Мухина, А. Н. Толстова и др.), район пос. Лабытнанги на севере Западной Сибири (данные Г. М. Фельдмана) и др. В качестве примера на рис. 1 приведены обработанные данные по скважине в районе пос. Чокурдах. На рисунке показаны: а — разрезы скважин; б — кривые распределения минимальных температур по глубине $t_{z\min}$ и амплитуд температур A_z ; в — распределение максимальных за год градиентов температур по глубине $g_{z\max}$, полученных на основании натуральных наблюдений $g_{z\max}^H$, рассчитанных при предположении о синусоидальном ходе температур на подошве СТС $g_{z\max}^c$ и рассчитанных с учетом асимметрии огибающих температурных кривых $g_{z\max}^{ac}$ (см. § 3); г — термоизоуплеты; д — изолинии равных градиентов температур (град/м). Последние строятся подобно термоизоуплетам и имеют похожий вид, с той лишь разницей, что очертания их менее плавные.

Для мерзлотной станции Сковородино был обработан 15-летний (1928—1942 гг) ряд температурных наблюдений в скважине, где температуры измерялись на глубинах 0,0; 0,4; 0,8; 1,6; 2,5; 3,2 м.

Данные многолетних исследований послужили основой для выяснения влияния динамики температурного режима на морозобойное растрескивание.

§ 2. О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОРОД

Анализ результатов, полученных при обработке режимных наблюдений за температурами верхних горизонтов пород, проводился на основе известных закономерностей формирования температурных условий, глу-

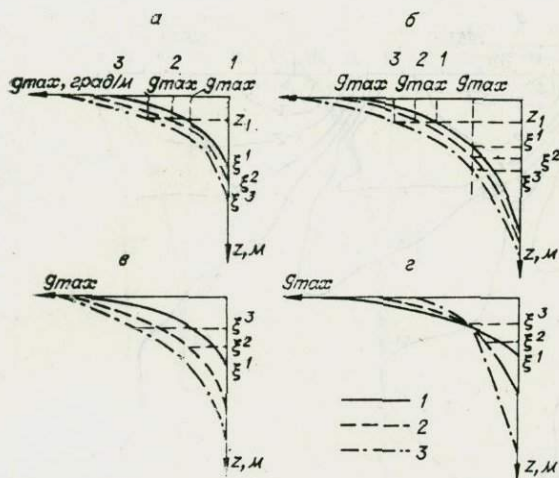


Рис. 2. Кривые распределения наибольших за год градиентов температур (g_{\max}) для следующих условий.

а — постоянной положительной $t_{\text{ср}}$ или $t_{\text{ср}} = 0$ и изменяющейся A_0 ; б — то же, но при отрицательной $t_{\text{ср}}$. Кривые построены: 1 — для A_0^1 , 2 — для A_0^2 , 3 — для A_0^3 , при $A_0^1 < A_0^2 < A_0^3$; в — постоянной A_0 и изменяющейся отрицательной $t_{\text{ср}}$; г — постоянной $t_{\text{мин}}$ на поверхности пород ($A_0^1 > A_0^2 > A_0^3$). Кривые построены: 1 — для $t_{\text{ср}}^1$, 2 — для $t_{\text{ср}}^2$, 3 — для $t_{\text{ср}}^3$, при $t_{\text{ср}}^1 > t_{\text{ср}}^2 > t_{\text{ср}}^3$; ξ — глубина сезонного протаивания — промерзания пород.

бин СМС (ξ_m), СТС (ξ_t) и мощностей слоя годовых колебаний температур (ξ), изученных В. А. Кудрявцевым и др. В итоге был установлен ряд закономерностей температурного режима, важных в аспекте исследования развития морозобойных трещин.

Наибольших значений $g_{z \max}$ и $t_{z \min}$ достигают в приповерхностном слое, постепенно уменьшаясь с глубиной к подошве СТС и СМС. При $t_{\text{ср}} = 0$ на подошве СТС и СМС изучаемые параметры равны нулю (рис. 2). При этом условии проникновение морозобойных трещин в подстилающие слои невозможно, так как для этого отсутствуют необходимые физические предпосылки. В случае $t_{\text{ср}} < 0$ наибольший в году градиент на подошве СТС зависит от $t_{\text{ср}}$ и бывает тем больше, чем ниже эта температура (см. § 3).

Значения $g_{z \max}$ в припо-

верхностном слое изменяются в широких пределах и зависят от континентальности типов сезонного промерзания и оттаивания (по В. А. Кудрявцеву). Наибольших значений (до $100^\circ \text{C}/\text{м}$ и более) $g_{z \max}$ достигает в условиях резко континентального климата Центральной Якутии и Забайкалья с характерными для этих районов суровыми малоснежными зимами. Особенно типичны такие градиенты температур для Забайкалья (Втюрина, 1962), где развиты особо резкоконтинентальные переходные и полупереходные типы сезонноталого и сезонномерзлого слоев. При дальнейшем уменьшении континентальности эти значения снижаются. Так, в условиях резкоконтинентальных и повышено-континентальных типов $g_{z \max}$ в приповерхностном слое уменьшается до 60 — $40^\circ \text{C}/\text{м}$ и менее.

За приповерхностный принимается слой от поверхности земли до глубины $0,4$ — $0,5$ м. Поверхность земли и глубина $0,4$ м являются стандартными глубинами измерений температур на метеостанциях. В ряде работ приводятся данные о температурах на глубине $0,0$ и $0,5$ м, где $0,5$ м — стандартная глубина температурных наблюдений в скважинах при мерзлотных исследованиях.

Заметим, что указанные выше значения градиентов являются максимальными, т. е. учитывающими наибольшие перепады температур, получаемые обычно по данным ежедневных измерений. В литературе для приповерхностного слоя часто приводятся среднедекадные и среднемесячные градиенты температур (Втюрина, 1962; Катасонова, 1972; и др.). Максимальные градиенты учитывают наличие резких температурных изменений, связанных с «вторичными» (суточными, несколько дневными) понижениями температур воздуха и поверхности. Среднедекадные и среднемесячные градиенты в разной степени исключаются за счет осреднения влияния «вторичных» колебаний температур.

Анализ изменений среднедекадных градиентов температур на примере района ст. Сковородино говорит о наличии «пиков», свидетельствующих о резких понижениях и повышениях градиентов температур. Последние являются следствием значительных изменений среднедекадных температур поверхности почвы. Наиболее резкие изменения g_z происходят в приповерхностном слое, а с глубиной их амплитуда затухает. Так, изменения среднедекадных g_z слабо заметны еще в интервале глубин 0,8—1,6 м и практически отсутствуют в интервале глубин 1,6—2,5 м.

Очевидно, что при малых мощностях ξ_r (до 1—1,2 м) такого рода изменения g_z будут прослеживаться у подошвы СТС и в верхних горизонтах мерзлой толщи до глубин 1,5—2 м. Это фиксируется при построении кривых $g_{z \max}$ по данным натурных наблюдений и сравнении их с расчетными. Часто отмечались несовпадения расчетных и натурных кривых $g_{z \max}$ до глубины 1,5—2 м при обработке данных по району пос. Чокурдах (см. рис. 1), где мощности СТС редко превышают 0,6—0,8 м. Изменение $g_{z \max}$ за счет резких понижений температур в течение одних суток или колебаний с периодом по 6—8 дней прослеживается до глубин от 30—40 см до 1—1,5 м в зависимости от амплитуды и периода колебаний температур на поверхности пород и теплофизических свойств последних. Следует подчеркнуть, что средние за декаду значения градиентов для приповерхностного и нижележащих слоев, полученные по данным режимных наблюдений, легко сопоставимы как между собой, так и с результатами наблюдений в стационарных скважинах, где замеры ведутся раз в 1—2 декады.

В СМС и СТС $g_{z \max}$ при постоянных значениях t_{cp} возрастает при увеличении A_0 , т. е. при усилении континентальности типов сезонного промерзания и оттаивания. Графически это показано для СМС на рис. 2, а и СТС на рис. 2, б. Как видим, и на поверхности и на произвольной глубине z значения $g_{z \max}$ растут при увеличении A_0 , причем одновременно увеличивается и глубина сезонного промерзания (ξ_m) и оттаивания (ξ_r). Как следствие увеличения A_0 и $g_{z \max}$ (при $t_{cp} = \text{const}$ и прочих равных условиях), могут уменьшаться расстояния между параллельными морозобойными трещинами (x), т. е. могут возникать трещины генераций более высоких порядков. Глубины проникновения трещин, находящихся на одинаковом расстоянии друг от друга, увеличиваются. Одновременно возрастает и диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения. В результате этого при существовании морозобойных трещин будет возрастать их ширина на одинаковых глубинах от поверхности.

При постоянном значении A_0 и понижающейся t_{cp} в СМС и СТС возрастает диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения (рис. 3, в). За счет понижения $t_{z \min}$ при отрицательных t_{cp} увеличивается $g_{z \max}$. В приповерхностном слое $g_{z \max}$ при понижении t_{cp} изменяется незначительно, но с увеличением глубины происходит его повышение (см. рис. 2, в). При таких условиях глубины проникновения морозобойных трещин должны увеличиваться, а их максимальная ширина возрастать.

При постоянной минимальной температуре на поверхности ($t_{\min} = \text{const}$) и переменных t_{cp} и A_0 распределение $g_{z \max}$ меняется следующим образом. При понижении t_{cp} , когда A_0 уменьшается, т. е. континентальность типов СМС и СТС становится меньше, уменьшается и $g_{z \max}$ в приповерхностном слое. Причем с глубиной $g_{z \max}$ снижается медленнее при более низких t_{cp} , чем при более высоких (см. рис. 2, г). Диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения при рассматриваемых условиях остается неизменным на поверхности пород, но как в СТС (СМС), так и в мерзлой толще возрастает с глубиной при

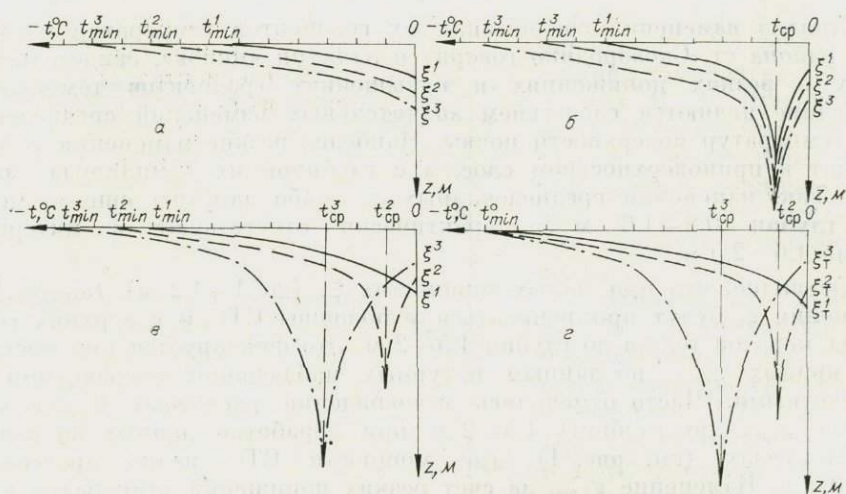


Рис. 3. Характер огибающих температурных кривых (в области отрицательных температур) при разных соотношениях A_0 , t_{cr} и t_{0min} .

$a - t_{cr} \geq 0 = \text{const}$, $A_0^1 < A_0^2 < A_0^3$ и $t_{0min}^1 > t_{0min}^2 > t_{0min}^3$; $б - t_{cr} = \text{const} (t_{cr} < 0^\circ)$, $A_0^1 < A_0^2 < A_0^3$ и $t_{0min}^1 > t_{0min}^2 > t_{0min}^3$; $в - A_0 = \text{const}$ и изменяющейся $t_{cr} (t_{cr}^1 = 0, t_{cr}^1 > t_{cr}^2 > t_{cr}^3 \text{ и } t_{0min}^1 > t_{0min}^2 > t_{0min}^3)$; $г - t_{min} = \text{const}$ и изменяющейся t_{cr} и $A_0 (t_{cr}^1 > t_{cr}^2 < t_{cr}^3; t_{cr}^1 = 0; A_0^1 > A_0^2 > A_0^3)$.

понижении t_{cr} . При этом мощность СМС увеличивается в положительном диапазоне t_{cr} , а мощность СТС уменьшается при понижающих отрицательных значениях t_{cr} (рис. 3, г).

В случае, когда t_{cr} положительна или близка к 0° , а t_{min} на поверхности имеет низкие величины, в приповерхностных слоях возникают очень большие градиенты температур. Последние могут обусловить возникновение густой сети неглубоких морозобойных трещин, захватывающих часть СМС или СТС. При более низких t_{cr} расстояния между трещинами по поверхности увеличиваются, но глубины их проникновения и максимальная ширина на соответствующих глубинах возрастают. Рассмотрим это положение.

Известно, что одинаковые средние минимальные температуры на поверхности почвы (t_{0min}) существуют на территории СССР в различных мерзлотно-температурных зонах (Кудрявцев, 1954), от переходной ($t_{cr} = \pm 0 - 1^\circ$) до арктической ($t_{cr} < -10^\circ$). Особенно хорошо это прослеживается в Восточной Сибири, где при движении с юга, от районов Южного Забайкалья, на север, до Ледовитого океана, t_{cr} соответствующих типов пород повышается от положительных температур до -12° , -13° , а средние t_{min} поверхности изменяются в небольшом диапазоне — от -18° до -24° , -26° . При этом одинаковые значения t_{0min} могут быть встречены и в районе г. Читы, и в Центральной Якутии, на арктических приморских низменностях, и на Новосибирских островах. Это можно видеть на Схематической карте средних минимальных температур поверхности грунта для районов СССР с суровым климатом (Гречищев, 1972). Для районов Южного Забайкалья характерны особо резкоконтинентальные переходные и полупереходные типы СТС ($t_{cr} = -0, -3^\circ$) и СМС ($t_{cr} = +0, +3^\circ$) в супесчано-суглинистых отложениях. Именно такие условия имеют место в районе ст. Сковородино, где A_0 изменяется от 29 до 21° при средних значениях около 25° , t_{cr} — от $-0,4$ до $-1,8^\circ$, а ξ — от 2 до $2,8$ м. В этих районах широко развиты мелкополигональные фор-

мы с размерами от нескольких десятков сантиметров до 2—4 м, образованные трещинами, выходящими за пределы этих слоев. В Центральной Якутской низменности в долине р. Лены развиты резкоконтинентальные длительно устойчивые ($t_{cp} = -3, -5^\circ$) и устойчивые ($t_{cp} = -5, -10^\circ$) типы СТС в соответствующих литологических разновидностях, а полигоны изменяются от 6—8 до 12—16 м. При этом в районе г. Якутска трещины частично проникают в мерзлую толщу, другие — не выходят из СТС. К северу при более низких t_{cp} морозобойные трещины проникают в мерзлую толщу и обуславливают формирование повторно-жильного льда. На приморских низменностях и Новосибирских островах, где развиты повышенно-континентальные устойчивые ($t_{cp} = -5, -10^\circ$) и арктические ($t_{cp} = -10, -15^\circ$) типы СТС в породах супесчано-суглинистого состава, полигоны имеют размеры от 8—12 до 18—20 м, а морозобойные трещины проникают в мерзлую толщу на несколько метров. Такие условия, в частности, характерны для района пос. Чокурдах на р. Индигирке, где на поверхности I и II надпойменных террас $t_{cp} = -8, -10^\circ$. Здесь молодые ледяные жилы, развитые в криогенном элювии и проникающие в подстилающие их пойменные отложения с сингенетическими жильными льдами, достигают 4—6 м по вертикали.

Подчеркнем, что приведенная выше картина изменения размеров полигональной сети морозобойных трещин по поверхности и глубине, на которую указывала ранее Е. А. Втюрина (1962), правомерна только для фациально сопоставимых условий и имеет весьма общий характер.

Рассматривая изменения градиентов температур (g_z) во времени и по глубине, представленных в виде изолиний равных градиентов температур (рис. 1, б), можно видеть, что значения g_z уменьшаются от поверхности в глубь мерзлого массива. При этом в приповерхностном слое градиенты достигают максимальных значений раньше, чем в подстилающих слоях, а одинаковые по величине градиенты устанавливаются раньше на меньших глубинах. Отсюда следует вывод о том, что максимальных за год значений градиенты температур достигают на разных глубинах не одновременно: происходит запаздывание $g_{z \max}$ с глубиной. Это явление аналогично запаздыванию (сдвигу фаз) экстремальных температур по времени с глубиной в случае гармонических колебаний (второй закон Фурье). Приведенная закономерность справедлива как для СТС (СМС), так и для подстилающих многолетнемерзлых (или талых) отложений. Так, например, в районе ст. Сковородино g_{\max} на глубинах 0—0,4 м достигаются в декабре — начале января каждого года, на глубинах 0,4—0,8 м примерно в те же сроки, обычно смещаясь на декаду. На глубинах 0,8—1,6 м запаздывание по отношению к предшествующему интервалу составляет две декады — месяц и падает на февраль. В интервале 1,6—2,5 м максимальных значений g_{\max} достигают обычно в начале марта, а в интервале 2,5—3,2 м — в апреле.

Из сделанного вывода следует, что запаздывание с глубиной служит причиной проникновения морозобойной трещины, возникшей в приповерхностном слое мерзлых пород (в СТС или СМС), в глубь массива постепенно, во времени.

При сравнении термоизоплет (см. рис. 1, 2), графиков изолиний равных градиентов температур (см. рис. 1, б), а также максимумов градиентов температур и минимумов температур на границах интервалов, для которых рассчитаны градиенты, устанавливается еще одна важная закономерность: градиенты температур на соответствующих глубинах как в СТС (СМС), так и в мерзлой толще достигают максимальных значений $g_{z \max}$ по времени раньше, чем температуры своих минимальных значений $t_{z \min}$. В отношении растрескивания это означает, что если при достигнутых $g_{z \max}$ морозобойные трещины заложились (с поверхности) или проникли в породу (по глубине), то они могут увеличиться по ширине за счет последующего понижения температур. Другими словами, если

возникла «волосяная» трещина, то она может расширяться и превратиться в «зияющую». Однако следует оговориться — это имеет место только в том случае, если диапазон температур, при котором происходит развитие морозобойных трещин в мерзлых породах, лежит в той области, где при понижении температур уменьшается объем породы (см. гл. III, § 1).

Из изложенного следует, что особенности температурного режима верхних горизонтов горных пород, обуславливающих морозобойное трещинообразование, определяют динамику трещин во времени, т. е. изменение их глубины, размеров, формы. Поскольку морозобойные трещины могут заполняться на разных стадиях своего развития, постольку форма образующихся элементарных жилок льда или грунта будет различной. В зависимости от времени выполнения трещины породой или конгеляционным льдом могут возникать как зональные (в одних и тех же фациальных условиях), так и местные (фациальные) различия в периодически образующихся элементарных жилах, которые рассмотрены ниже (гл. II, § 3).

Как уже указывалось, распределение $g_{z \max}$ в СТС и диапазон температур, в котором проявляются напряжения растяжения в этом слое, существенно зависят от t_{cp} . При этом влияние A_0 на величину $g_{z \max}$ на поверхности земли наибольшее. К подошве СТС оно уменьшается, но возрастает влияние t_{cp} . На подошве СТС, когда ход температур близок к синусоидальному, амплитуда колебаний температур A_ξ численно равна t_{cp} , минимальная температура $t_{\xi \min} = 2t_{cp}$ (Кудрявцев, 1954, 1961 б, 1966). В реальных природных условиях ход температур на подошве СТС отклоняется от синусоидального за счет наличия фазовых превращений в этом слое. В результате $t_{\xi \min}$ понижается и в ряде случаев достигает $3t_{cp}$. Однако, как будет показано ниже, общая зависимость величины A_ξ и $t_{\xi \min}$ от t_{cp} сохраняется.

§ 3. ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА НИЖЕ ПОДОШВЫ СТС

На подошве СТС и в слое годовых колебаний температур $t_{z \min}$ и A_z могут быть оценены количественно при помощи расчетных методов. Ниже рассмотрим изменение этих показателей в зависимости от параметров температурного режима для упрощенного случая, когда предполагается, что ход температур у подошвы СТС имеет гармонический характер, и для более сложного, когда учитывается наличие фазовых переходов в СТС и связанная с этим асимметрия огибающих температурных кривых на подошве этого слоя (на глубине ξ). В обоих случаях принимается допущение, что разрез мерзлой толщи однороден, фазовые превращения в породах в спектре отрицательных температур отсутствуют, теплофизические свойства остаются неизменными, а $t_{cp} = t_\xi$, т. е. равна температуре на подошве СТС.

В первом случае градиент температур в мерзлой толще на любой момент времени может быть определен как первая производная температуры по глубине из уравнения Фурье (Кудрявцев, Достовалов, 1967, с. 47—81)

$$\partial t / \partial z = \sqrt{\pi / at} \cdot A_\xi \cdot e^{-z\sqrt{\pi / at}} x [(\cos T/2\pi)(\tau + z/2\sqrt{T/a\pi})] \times \\ \times (\sin T/2\pi)[\tau + (z/2)\sqrt{T/a\pi}], \quad (2)$$

где a — коэффициент температуропроводности, град/м²; T — период колебаний, год (ч); τ — время, ч; z — глубина, м; A_ξ — амплитуда колебаний температур на подошве СТС, численно равная t_{cp} . Исследуя это выражение на максимум, получаем

$$g_{\max} = -t_{cp} \cdot e^{-z\sqrt{\pi / at}} \cdot \sqrt{2\pi / at}. \quad (3)$$

Характер изменения g_{\max} по глубине в зависимости от t_{cp} при $a = 0,002$;

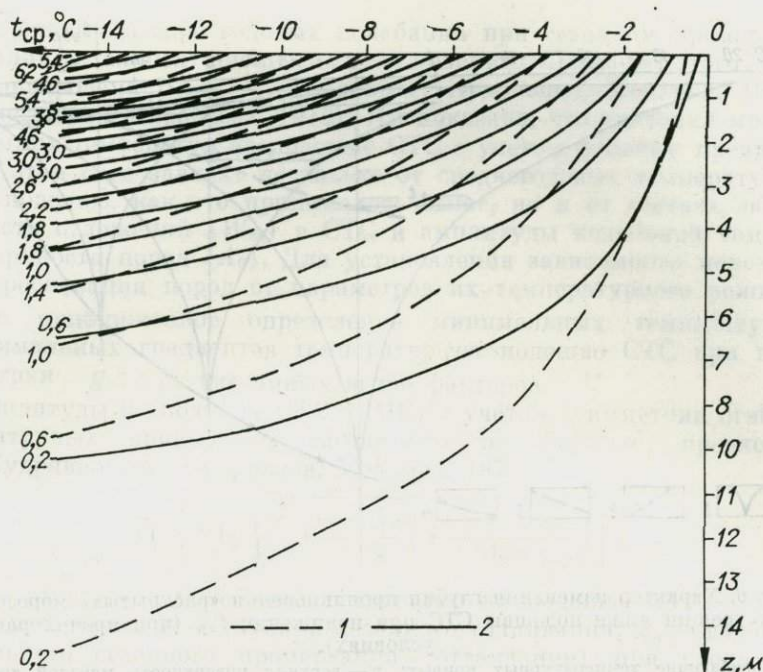


Рис. 4. Изолинии расчетных максимальных за год градиентов температур $g_{z \max}$ ниже подошвы СТС в зависимости от t_{cp} и z при $a=0,004$ (1) и $0,002$ град/м² (2). Цифрами около изолиний показаны их значения (град/м).

$0,004$ град/м² приведен на рис. 4, где видно, что $g_{z \max}$ на одной и той же глубине от подошвы СТС увеличивается с понижением t_{cp} .

Для тех же значений была рассчитана амплитуда колебаний температур A_z на разных глубинах ниже подошвы СТС в зависимости от определяющей максимальную ширину трещины Δx_{\max} (рис. 5).

По Б. Н. Достовалову, «раскрытие» образовавшихся морозобойных трещин — превращение их из «волосных» в «зияющие», т. е. в трещины такой ширины, при которой в них еще могут накапливаться лед, снег или дисперсный материал (Достовалов, 1952, с. 87), происходит при понижении температуры относительно t_{cp} на величину Δt . Если принято, что $\Delta t = A_z$ — амплитуда на глубине z ниже подошвы СТС, а ход температур на последней имеет синусоидальный характер, то можно получить общее представление об изменении глубин проникновения зияющих трещин при изменении t_{cp} (Романовский, 1970 а, б). Максимальная глубина проникновения морозобойных трещин (при прочих равных условиях) в мерзлую толщу ниже СТС при понижении t_{cp} увеличивается по логарифмическому закону (рис. 6).

Как уже указывалось, на основании многочисленных натурных наблюдений установлено существование асимметрии огибающих темпера-

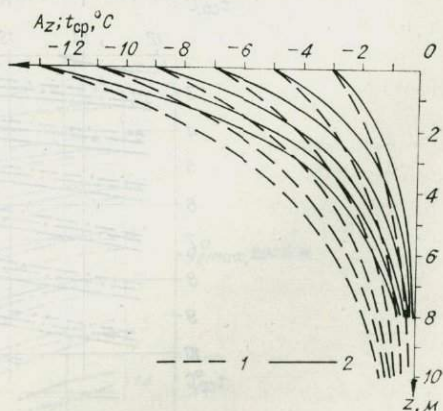


Рис. 5. Характер изменения амплитуды колебаний температур A_z с глубиной ниже подошвы СТС в зависимости от t_{cp} при $a=0,004$ (1) и $0,002$ град/м².

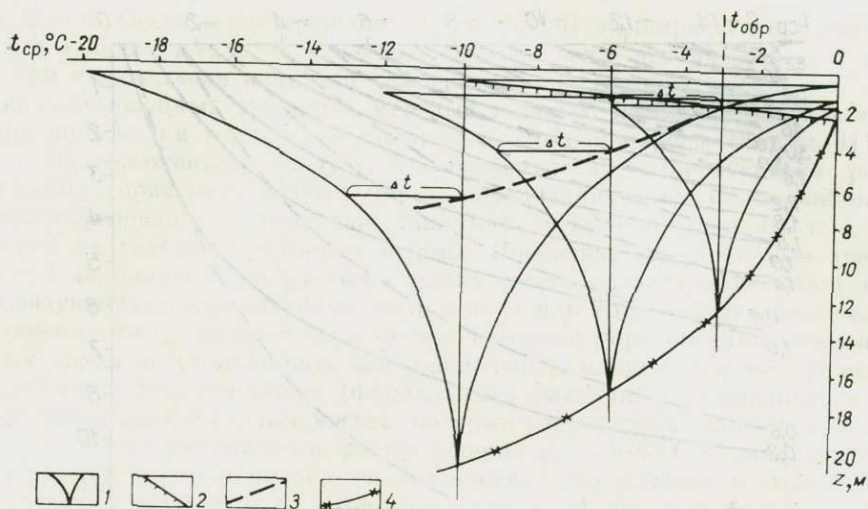


Рис. 6. Характер изменения глубин проникновения «раскрытых» морозобойных трещин ниже подошвы СТС при понижении t_{cp} (при прочих равных условиях).

1 — огибающие температурных кривых; 2 — верхняя поверхность мерзлой толщи; 3 — наибольшая глубина проникновения «зияющих» трещин; 4 — подошва слоя годовых колебаний температур; Δt — отклонения температуры от t_{cp} , при которой трещина считается «зияющей».

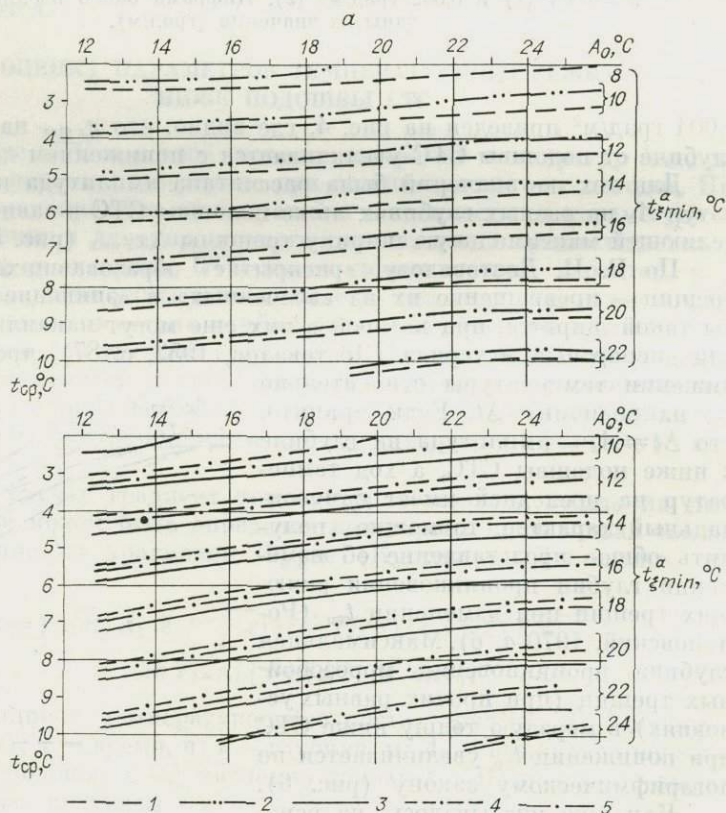


Рис. 7. Зависимость t_{\min}^a (а) и g_{\max}^a (б) от среднегодовой температуры для значений объемной влажности W_{06} :

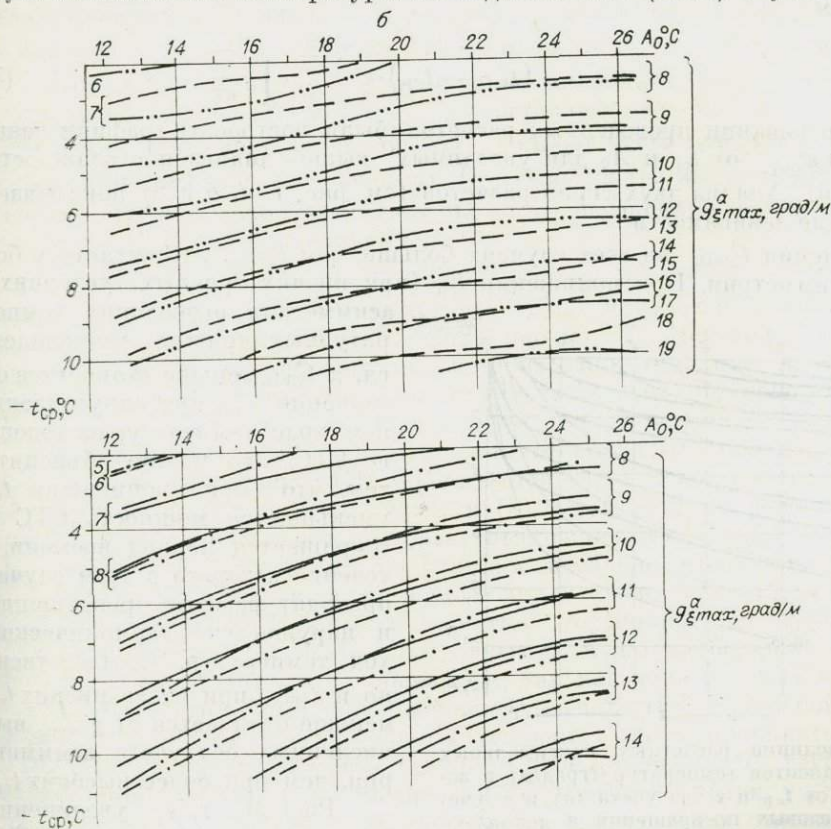
гурных кривых в слое годовых колебаний при сезонном промерзании и оттаивании влажных дисперсных отложений. Природа этого явления проанализирована В. А. Кудрявцевым (Кудрявцев, Меламед, 1972; Основы мерзлотного прогноза, 1974). Им показано, что значения минимальных зимних температур на подошве СТС с учетом фазовых превращений воды в этом слое зависят не только от среднегодовых температур пород на его подошве, как это принималось выше, но и от состава, объемной влажности отложений ($W_{об}$) в СТС и амплитуды колебаний температур на поверхности пород (A_0). Для установления зависимости морозобойного растрескивания пород от параметров их температурного режима выполнено приближенное определение минимальных температур t_{zmin}^a и максимальных градиентов температур на подошве СТС при наличии асимметрии g_{zmax}^a от указанных выше факторов.

Амплитуды на подошве СТС (СМС) с учетом асимметрии огибающих температурных кривых \bar{A}_z рассчитаны по формуле, предложенной В. А. Кудрявцевым (Кудрявцев, Меламед, 1972)

$$\bar{A}_z = A_z \sqrt{1 - \left[\frac{\xi_T}{\xi_n} \left(1 - \frac{t_{cp}}{A_0 + t_{cp}} \right) \right]^2}, \quad (4)$$

где A_z — амплитуда колебаний температур на подошве СТС (СМС) без учета асимметрии; ξ_T — глубина сезонного оттаивания; ξ_n — глубина потенциального сезонного промерзания (оттаивания) при среднегодовой температуре $t_{cp} = 0$; A_0 — амплитуда колебаний температур на поверхности почвы.

По этой формуле была проведена серия вычислений для определения \bar{A}_z и минимальной температуры на подошве СТС (СМС) с учетом асим-



ратуры (t_{cp}) и амплитуды колебаний температур поверхности (A_0)
1—20%; 2—30; 3—40; 4—50; 5—60%.

Таблица 1

Теплофизические характеристики супесей

W, % об.	Коэффициент теплопроводности λ , ккал/м·град·ч		Коэффициент температуропроводности a , м ² /ч	
	мерзлой	талой	мерзлой	талой
20	0,37	0,25	0,001 06	0,000 46
30	0,50	0,34	0,001 25	0,000 57
40	0,73	0,43	0,001 62	0,000 76
50	0,96	0,53	0,001 92	0,000 76
60	1,10	0,56	0,002 00	0,000 75

—10°, а амплитуда колебаний температур (физическое значение) на поверхности пород — от 12 до 25°. Это соответствует по t_{cp} типам СТС (по В. А. Кудрявцеву) от полупереходных до арктических, а по A_0 от умеренно-континентальных до особо резкоконтинентальных. Величины ξ_t и ξ_p определялись по номограммам (Методика..., 1970). Результаты расчетов в виде графиков зависимости $t_{\xi min}^a$ на подошве СТС от t_{cp} и A_0 для разных по влажности отложений приведены на рис. 7, а.

С учетом полученных значений $t_{\xi min}^a$ были рассчитаны $g_{\xi max}^a$ за зимний полупериод. При этом принималось допущение, что ход температур у подошвы СТС после смыкания фронта промерзания с верхней поверхностью мерзлой толщи в первом приближении представляет собой часть синусоиды с амплитудой, равной $(t_{min}^a - t_{cp})$. Тогда максимальные значения градиента температур на каждой глубине z приближенно определяются выражением

$$g_{z max}^a = -(t_{min}^a - t_{cp}) \cdot e^{-\frac{\sqrt{\pi}}{aT}} \cdot \sqrt{\frac{\pi}{aT}}. \quad (5)$$

На основании проведенных расчетов были построены графики зависимостей $g_{\xi max}^a$ от t_{cp} и A_0 для указанных выше диапазонов влажности (рис. 7, б). Анализ двух серий расчетов (см. рис. 7, а, б и 8) показывает следующие зависимости.

Значения $t_{\xi min}^a$ во всех случаях больше, чем $t_{\xi min}$, рассчитанных без учета асимметрии. При понижении t_{cp} (при прочих равных условиях)

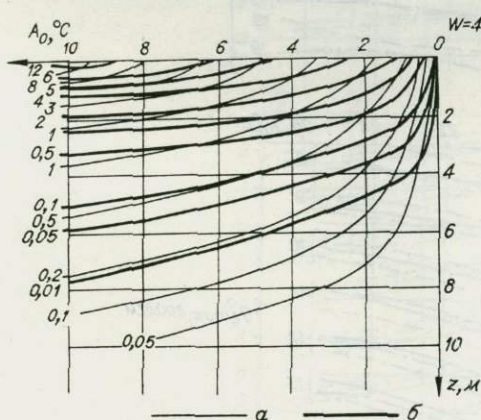


Рис. 8. Изолинии расчетных максимальных за год градиентов температур (град/м) в зависимости от t_{cp} и z без учета (а) и с учетом (б) фазовых превращений в диапазоне температур для супесей с объемной влажностью 40%.

метрии огибающих температурных кривых ($t_{\xi min}^a = \bar{A}_z + t_{cp}$). Расчеты были выполнены для пылеватой супеси при заданных величинах объемной влажности в 20, 30, 40, 50, 60%. Теплофизические характеристики, приведенные в табл. 1, были взяты для супесей с объемным весом 1,1 г/см³ по данным Керстена (1955) и СНиП — ИБ (Фундаменты и сооружения..., 1966). Среднегодовые температуры пород в подошве СТС были выбраны в диапазоне от —2 до

асимметрия огибающих температурных кривых уменьшается, а $t_{\xi min}^a$ меньше отличается от значений $t_{\xi min}$ при синусоидальном ходе температур на подошве СТС. Это можно объяснить тем, что при понижении t_{cp} уменьшается мощность СТС и сокращается период времени, в течение которого в этом случае проходят фазовые превращения и нарушается гармонический ход температур. Соответственно и $g_{\xi max}^a$ при более низких t_{cp} меньше отличается от $g_{z max}$, вычисленных без учета асимметрии, чем при более высоких t_{cp} .

Рост A_0 , т. е. увеличение континентальности типов СТС, повышает (при прочих равных

условиях) отклонение хода температур у подошвы СТС от синусоидального, понижает $t_{\xi \min}^a$, приводит к возрастанию асимметрии огибающих температурных кривых, а соответственно и значения $g_{\xi \max}^a$. Заметим, когда нами не учитывались фазовые переходы в СТС, оценить влияние A_0 на температурный режим пород у подошвы этого слоя не представлялось возможным. Поэтому считалось, что изменение A_0 меняет только глубины СТС, но не влияет на значение $t_{\xi \min}$ и $g_{\xi \max}$ (Романовский, 1972в).

Повышение влажности пород СТС (при прочих равных условиях) вызывает понижение $t_{\xi \min}^a$ и увеличение $g_{\xi \max}^a$. Другими словами, различие между $t_{\xi \min}^a$ и $t_{\xi \min}$ возрастает с повышением фазовых переходов в СТС, т. е. с переходом от глубоких к мелким типам оттаивания — промерзания пород (по В. А. Кудрявцеву).

Относительное влияние изменения A_0 , t_{cp} , W на изменение значений $t_{\xi \min}^a$ представляется следующим образом. Наименьшее влияние (при прочих равных условиях) оказывает изменение влажности отложений, несколько большее — A_0 и максимальное t_{cp} пород. Так, увеличение объемной влажности на 10% приводит к понижению $g_{\xi \min}^a$ всего на 0,2—0,5°. Изменение $g_{\xi \max}^a$ носит существенно менее направленный характер за счет изменения теплофизических свойств. Значения $g_{\xi \max}^a$ выше при невысокой (20%) влажности отложений и больших ее значениях (60%), и наименьшие — при средних (30—40%).

Изменение A_0 от 12 до 25° вызывает рост $t_{\xi \min}^a$ в пределах 1—2,5° и увеличивает $g_{\xi \max}^a$ от 1,5 до 3,5 град/м. При этом указанная зависимость не носит линейного характера. При разных W , теплофизических характеристиках отложений, значениях t_{cp} изменение A_0 на 1° приводит к изменению $g_{\xi \max}^a$ на подошве СТС от сотых долей до 0,3 град/м.

При понижении t_{cp} на 1° изменение максимальных градиентов температур на подошве СТС ($\Delta g_{\xi \max}^a$) составляет от 0,53 до 1,05 град/м. При этом наибольшие значения $\Delta g_{\xi \max}^a$ имеют место при малой объемной влажности и высоких ее значениях. При одной и той же влажности $\Delta g_{\xi \max}^a$ меньше при невысоких величинах A_0 , но с повышением континентальности типов СТС они увеличиваются.

Таким образом, для рассмотрения весьма типичного случая изменение A_0 по величине своего влияния на $g_{\xi \max}^a$ и $t_{\xi \min}^a$ вдвое соответствует повышению или понижению t_{cp} примерно на 3°C. Переход типов сезонного оттаивания по континентальности из одной градации, по классификации В. А. Кудрявцева, в другую, что соответствует примерно изменению A_0 на 3—4°C, будет отвечать изменению t_{cp} менее чем на 1°.

Влияние состава и льдистости многолетнемерзлых пород на величины $g_{\xi \max}$ и A_z ниже подошвы СТС проявляется через величины теплоемкости (C), коэффициенты теплопроводности (λ) и температуропроводности (a), входящие в приведенные выше расчетные формулы (2) — (5). Самые низкие значения a свойственны торфяникам и сильно оторфованным льдистым дисперсным отложениям, а наиболее высокие — льдистым пескам и скальным породам. Поэтому в льдистых торфяниках и оторфованных грунтах значения $g_{\xi \min}$ и \bar{A}_z (при равных t_{cp} и A_0) наибольшие, но с глубиной $g_{\xi \min}$ и A_z быстро уменьшаются, так как зона годовых колебаний температур в этих типах пород меньше, чем в других. Морозобойные трещины в них (при прочих равных условиях) могут проникать из СТС в мерзлую толщу при высоких t_{cp} , но по мере понижения t_{cp} глубина проникновения трещин ниже подошвы СТС возрастает (при учете только температурных условий) медленнее, чем в других типах отложений. Напротив, в мерзлых песчаных отложениях $g_{\xi \min}$ и A_0 относительно мень-

Таблица 2

Расчет коэффициента эффективной температуропроводности $a_{эф}$, $m^2/ч$ для $W_{об}=40\%$ и $a=0,00162 m^2/ч$

$t_{ср}$, °C	ΔW	ΔQ , ккал/ m^3	z , м	$\xi_{ф}$, м	$a_{эф}$
1	1,2	1055	4,88	2,00	0,000 271
2	1,8	1586	6,35	2,33	0,000 218
3	1,6	1410	7,21	2,94	0,000 269
5	1,3	1144	8,30	3,94	0,000 361
8	1,3	1144	9,30	4,62	0,000 400
10	1,4	1234	9,75	4,91	0,000 410

ше при тех же $t_{ср}$ и A_0 , чем в других типах мерзлых пород, а и A_z медленнее уменьшаются с глубиной. В таких условиях только за счет влияния $g_{z\max}$ и A_z на развитие морозобойных трещин последние должны проникать из СТС в мерзлую толщу при более низких $t_{ср}$. Однако, поникнув в мерзлую толщу, трещины должны заметно увеличиваться по глубине при понижении $t_{ср}$.

Как указывалось выше, расчеты $g_{\xi\max}^a$ были выполнены при предположении, что фазовые переходы воды ниже подошвы СТС отсутствуют. Это справедливо для песчаных и гравийно-галечных грунтов. В супесчаных, суглинистых, глинистых отложениях фазовые превращения имеют место и в мерзлой толще за счет перехода связанной воды в лед и обратно. В этом случае, как показано В. А. Кудрявцевым (1966), глубина проникновения температурных колебаний сокращается. При неизменных амплитудах колебаний температур на подошве СТС должны увеличиваться $g_{z\max}$ в верхних слоях многолетнемерзлых пород. С целью приближенной оценки влияния фазовых превращений воды в последних на распределение $g_{z\max}$ были рассчитаны изменения глубины проникновения температурных колебаний без учета и с учетом фазовых превращений воды для тяжелой пылевой супеси при температурах от -1 до -10° . По кривой распределения незамерзшей воды при разных температурах, полученной в лаборатории кафедры мерзлотоведения для данного грунта, определялось количество воды, участвующей в фазовых переходах (ΔW), и рассчитывались затраты тепла (ΔQ). По соотношению глубин проникновения температурных колебаний без учета фазовых превращений (ξ) и с учетом ($\xi_{ф}$) рассчитывался эффективный коэффициент температуропроводности $a_{эф}$ для разных температур. Исходные данные и значения $a_{эф}$ для величин объемной влажности $W=40\%$ даны в табл. 2. Далее по изложенному выше способу с использованием $a_{эф}$ были вычислены $g_{\xi\max}^a$. На рис. 8 приведены кривые распределения $g_{z\max}^a$ без учета фазовых переходов в мерзлой толще и с учетом их ($g_{z\max}^{aф}$). Значения $g_{z\max}^{aф}$ на подошве СТС больше, чем $g_{z\max}^a$. Это, несомненно, должно благоприятствовать проникновению морозобойных трещин из СТС в мерзлую толщу как при высоких ($-2, -3^\circ C$), так и при низких $t_{ср}$. Однако при понижении $g_{z\max}^{aф}$ изолинии $g_{z\max}^a$ проходят на меньшей глубине, чем $g_{z\max}^a$, т. е. рассчитанных без учета фазовых переходов в диапазоне температур.

Указанное явление может способствовать тому, что морозобойные трещины в дисперсных грунтах будут проникать в мерзлую толщу при более высоких $t_{ср}$, чем в обломочных, где фазовые превращения в мерзлом состоянии отсутствуют. При понижении $t_{ср}$ (и прочих равных условиях) глубина трещин в песках будет увеличиваться относительно больше, чем в суглинках и глинах.

§ 4. О ВЛИЯНИИ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ ПОРОД НА МОРОЗОБОЙНОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ

Температурный режим верхних горизонтов горных пород испытывает постоянные изменения, обусловленные динамикой теплообмена на поверхности земли. Вопросы его динамики наиболее полно рассмотрены В. А. Кудрявцевым (1954, 1959а; Достовалов, Кудрявцев, 1967), который выделяет три вида изменений граничных условий на поверхности земли, обусловленные геологическими и физико-географическими процессами. Они приводят к различным изменениям температурного режима почвы: а) периодическим, б) односторонне направленным и в) единовременным скачкообразным. Несомненно, что каждый из указанных видов изменений граничных условий будет влиять на глубины СТС, амплитуды колебаний температур и градиенты температур в верхних горизонтах горных пород и тем самым воздействовать на процесс морозобойного растрескивания, условия его проявления и интенсивность.

Периодические изменения температурного режима проявляются, как известно, в виде колебаний температур различного периода и амплитуды. Известны колебания температур воздуха и почвы с периодом, например, в 4—6 лет (Швецов, 1964), 11 лет, 33—40 лет, 300 лет (Кудрявцев, 1954, 1959а; Алисов, Полтараус, 1974). Колебания температур различного периода накладываются друг на друга, определяя сложный характер изменения температур воздуха и еще более сложный — верхних горизонтов горных пород. Последнее происходит потому, что помимо изменения температур поверхности почвы и амплитуд их колебаний меняется также влажностный режим пород в СТС и их теплофизические характеристики. Как следствие, по-разному проявляется «температурная сдвигка» (Достовалов, Кудрявцев, 1967; Методика... 1970) за счет различий в теплопроводности талых и мерзлых дисперсных пород, инфильтрации атмосферных осадков и т. д. Часть закономерностей, зависящих от периодических изменений теплообмена на поверхности земли, по существу, изложена выше (§ 2, 3), при рассмотрении влияния A_0 , t_{cp} , $t_{0\min}$ на распределение максимальных градиентов температур в СТС и подстилающей мерзлой толще. Однако теоретические разработки и анализ режимных наблюдений позволяют отметить еще ряд закономерностей, связанных с особенностями динамики температурного режима верхних горизонтов пород.

1. Изменение температурного режима поверхности почвы $t_{0\min}$, A_0 и приповерхностного слоя (0,0—0,4 м), с одной стороны, и температурного режима пород на подошве СТС и ниже — с другой, в определенные моменты носят разнонаправленный характер. Более низкие температуры ($t_{0\min}$) на поверхности могут быть в годы, когда t_{ξ} имеет более высокие значения, и наоборот. Это особенно часто проявляется в переходных и полупереходных типах СТС при высокой континентальности климата, когда породы этого слоя обладают небольшой влажностью и хорошими водно-фильтрационными свойствами, а ξ_T достигает 2 м и более. При малой ξ_T , когда СТС образован супесчано-суглинистыми водонасыщенными отложениями, динамика среднегодовых температур на поверхности и у подошвы СТС практически синхронна. Напомним, что $t_{0\min}$ относительно слабо влияет на $g_{z\max}$ приповерхностного горизонта по сравнению с A_0 .

Изменение континентальности типов СТС неоднозначно связано с изменением t_{ξ} . Например, периоду увеличения A_0 может соответствовать как понижение, так и повышение t_{cp} (t_{ξ}). Следовательно, многолетняя динамика градиентов температур в приповерхностном горизонте СТС, зависящая главным образом от A_0 (и от $t_{0\min}$) ниже подошвы СТС может быть как разнонаправленной, так и однонаправленной.

Это хорошо видно из данных табл. 3 многолетней динамики температур по мерзлотной станции Сковородино, где приведены результаты $t_{0\min}$,

Таблица 3

Изменение $t_{0\min}$, $t_{z\min}$ на глубине 2,5 м ($t_{\min}=2,5$), A_0 , g_{\max} в интервалах глубин 0,0—0,4; 1,6—2,5; 2,5—3,2 м, ξ_T по скважине Сквородинской мерзлотной станции за 1928—1942 гг

Год	$t_{0\min}$, °C	A_0 , °C	g_{\max} , град/м	ξ_T , м	t_{ξ} , °C	t_{\min} (2,5 м), °C	g_{\max} (1,6-2,5), °C	g_{\max} (2,5-3 м), °C
1928	-30	52	48	2	-0,7	-1,8	6,0	2
1929	-35	55	63	2,3	-1,0	-2,2	5,2	2,1
1930	-34	58	61	2,4	-0,5	-1,1	3,2	0,9
1931				2,4	-0,8	-2,0	4,5	1,9
1932	-31		60	2,3	-1,0	-2,7	4	2,6
1933	-30	56	60	2,6	-0,5	-0,9	3,2	0,8
1934	-26	55	42	2,4	-0,9	-2,6	4,3	2,4
1935	-21	50	27	2,6	-0,6	-1,5	4,0	1,4
1936	-30	44	63	2,8	-0,5	-1,6	3,6	1,6
1937	-20	52	33	2,5	-0,4	-1,1	1,6	1,3
1938	-29	46	44	2,5	-0,7	-2,1	4,8	2,0
1939	-23	55	18	2,5	-1,2	-3,0	5,8	2,6
1940	-23	47	32	2,4	-1,8	-4,8	5,6	3,2
1941	-26	50	47	2,4	-1,4	-3,8	3	2,4
1942		42		2,5	-1,3	-3,4	4,2	1,9

Примечание. $t_{0\min}$ (0,0—0,4) достигается в декабре—начале января каждого года, и поэтому указаны g_{\max} для зимы соответствующих лет.

A_0 , $g_{z\max}$ для интервалов 0,0—0,4; 0,6—2,5; 2,5—3,2 м, а также t_{ξ} и ξ_T . Обратим внимание, что ξ_T изменялась с 1928 по 1942 г. от 2 до 2,8 м, при этом в 11 из 15 лет изменения укладывались в пределы 2,4—2,6 м при среднем многолетнем сезонном оттаивании, равном 2,5 м. Следовательно, изменения g_{\max} в интервале глубин 2,5—3,2 м и t_{\min} на глубине 2,5 м за указанный период очень тесно связаны с многолетней динамикой среднегодовых температур на подошве СТС (t_{ξ}) и могут быть легко проанализированы. Заметим, что t_{ξ} -понижению всегда соответствует понижение t_{\min} на глубине 2,5 м и увеличение $g_{z\max}$ на глубинах 2,5—3,2 м, т. е. ниже подошвы СТС. Сходный характер изменения $g_{z\max}$ имеет место обычно и на глубинах 1,6—2,5 м, т. е. в нижней части СТС (исключение составляет 1942 г.). При повышении t_{cp} наблюдается обратная зависимость. В годы, когда A_0 возрастает одновременно с понижением t_{ξ} , изменения g_{\max} в интервале глубин 1,6—2,5 м больше, чем тогда, когда A_0 уменьшается или остается неизменной. Ниже подошвы СТС, в интервале 2,5—3,2 м, характер изменения A_0 никак не сказывается на динамике g_{\max} . За рассмотренный период не наблюдается связи в характере изменений A_0 и $t_{0\min}$, с одной стороны, и t_{ξ} — с другой. Динамика A_0 и $t_{0\min}$ полностью определяет изменения величин $g_{z\max}$ на глубине 0,0—0,4 м. Особенно тесной является зависимость между $t_{0\min}$ и $g_{z\max}$ (0—0,4). Обратим внимание, что с 1928 по 1933 г., когда $t_{0\min}$ составляла —30—35°, а $g_{z\max}$ (0—0,4) 48—60 град/м, t_{ξ} изменялась от —0,5 до —1,0°, а $g_{z\max}$ (2,5—3,2) от 0,8 до 2,6 град/м. С 1939 по 1942 г. $t_{0\min}$ изменялась от —23 до —27°, $g_{z\max}$ (0,0—0,4) — от 47 до 18 град/м (т. е. были существенно меньше, чем в предыдущие годы, а именно с 1928 по 1933 г.), t_{ξ} понизилась до —1,2, —1,8°, а $g_{z\max}$ (2,5—3,2) увеличились до 1,9—3,2 град/м. Таким образом, в первом из указанных отрезков лет наиболее благоприятны были условия для развития частой сети неглубоких трещин с поверхности, во втором — более редкой сети, относительно более глубоких трещин.

2. Динамика среднегодовых температур пород подошвы СТС по-разному влияет на $t_{\xi\min}$ и $g_{z\min}$. Примем, что t_{ξ} неизменна в течение ряда лет и равна t_{ξ}^* . Ей соответствует для данного типа отложений значение $g_{z\max} = g_{z\max}^*$ и $t_{\xi\min} = t_{\xi\min}^*$ (рис. 9, а). Если в год, предшествующий тому, когда на глубине ξ_T установилась температура t_{ξ}^* , температура t_{ξ}^T была выше t_{ξ}^* , тогда $g_{z\max}^2$ и $t_{\xi\min}^2$, соответствующие «году установления»,

будут: $g_{z\max}^2$ выше, чем $g_{z\max}^1$, а $t_{z\min}^2$ ниже, чем $t_{z\min}^1$ (рис. 9, б). Напротив, если в предшествующий год температура t_{ξ}^x была ниже, чем t_{ξ}^1 , то $g_{z\max}^3$ и $t_{z\min}^3$, которые имели место в «год установления», будут: $g_{z\max}^3$ меньше, чем $g_{z\max}^1$, а $t_{z\min}^3$ выше, чем $t_{z\min}^1$ (рис. 9, в).

Другими словами, в период, когда идет понижение t_{ξ} (или t_{cp}) при соответствующих значениях температур у подошвы СТС, максимальные в году градиенты температур ниже СТС будут всегда больше, а минимальные температуры ниже, чем $g_{z\max} = t_{z\min}$, которые устанавливаются, когда ряд лет изменения t_{ξ} отсутствуют. По отношению к последним $g_{z\max}$ ниже СТС, имеющие место в период повышения t_{ξ} (или t_{cp}), всегда будут меньше, а $t_{z\min}$ выше. Так, данные по ст. Сквородино (см. табл. 3) показывают, что в 1930 и 1933 гг. $t_{\xi} = -0,5^\circ$ и соответственно $t_{z\min} = -1,1$ и $-0,9^\circ$, $g_{z\max}$ (2,5—3,2) = 0,8 и 0,9 град/м. При этом в предшествующие 1929 и 1932 гг. t_{ξ} в обоих случаях была равна $-1,0^\circ$. В 1936 г. $t_{\xi} = -0,5^\circ$; $t_{z\min} = -1,6^\circ$; $g_{z\max}$ (2,5—3,2) = $-1,6$ град/м, а в предшествующий год t_{ξ} составила $-0,6^\circ$, то есть имела близкие к этим значения.

В 1934 г. t_{ξ} понизилась с $-0,5^\circ$ (1933 г.) до $-0,9^\circ$, $t_{z\min}$ до $-2,6^\circ$, а $g_{z\max}$ (2,5—3,2) повысился до 2,4 град/м. Такая же величина $g_{z\max}$ (2,5—3,2) имела место в 1941 г. при достаточно низкой $t_{\xi} = -1,4^\circ$. Однако в предшествующий 1940 г. t_{ξ} была еще ниже и составляла $-1,8^\circ$, а $g_{z\max} = 3,2$ град/м. Повышение t_{ξ} на $0,4^\circ$ было причиной понижения $g_{z\max}$ (2,5—3,2) до указанной выше величины. Видимо, степень несоответствия $g_{z\min}^1$; $g_{z\min}^2$ и $g_{z\min}^3$ будет определяться интенсивностью изменения t_{ξ} : чем быстрее меняется t_{ξ} , тем большие различия $g_{z\max}$.

Из изложенного следует, что в периоды резких понижений t_{cp} условия для проникновения морозобойных трещин из СТС в мерзлую толщу более благоприятны, чем при неизменных в течение ряда лет t_{ξ} , соответствующих «холодному» отрезку времени. Напротив, повышение t_{ξ} может резко снизить активность или вообще прекратить проникновение морозобойных трещин в мерзлую толщу. Впоследствии при установлении t_{ξ} (t_{cp}) на более высоком термодинамическом уровне проникнове-

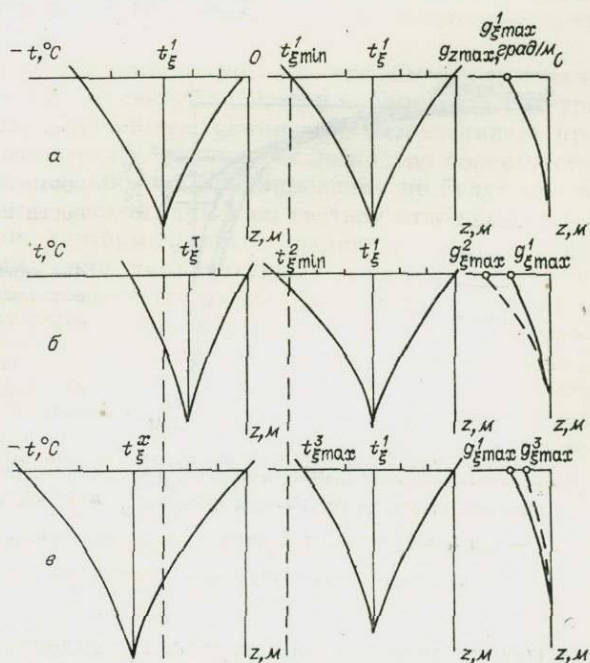


Рис. 9. Динамика температурного режима пород в слое годовых колебаний при установлении среднегодовой температуры на подошве СТС, равной t_{ξ}^1 .

а — при неизменной t_{ξ}^1 в течение ряда лет, $t_{z\min}$ и $g_{z\max}$ постоянны; $t_{z\min} = t_{\xi}^1$, $g_{z\max} = g_{\xi\max}^1$; б — при повышении t_{ξ} от t_{ξ}^1 до t_{ξ}^2 ($t_{\xi}^2 > t_{\xi}^1$), $t_{z\min} < t_{\xi}^1$; $g_{z\max} > g_{\xi\max}^1$; в — при повышении t_{ξ} от t_{ξ}^x до t_{ξ}^1 ($t_{\xi}^x < t_{\xi}^1$), $t_{z\min} > t_{\xi}^1$; $g_{z\max} < g_{\xi\max}^1$.

В левой части рисунка показаны огибающие температурных кривых в породах ниже СТС для года, предшествующего установлению на подошве СТС температуры, равной t_{ξ}^1 ; в средней части — огибающие температурных кривых в год установления температуры t_{ξ}^1 ; в правой части — распределение $g_{z\max}$, соответствующее этим годам.

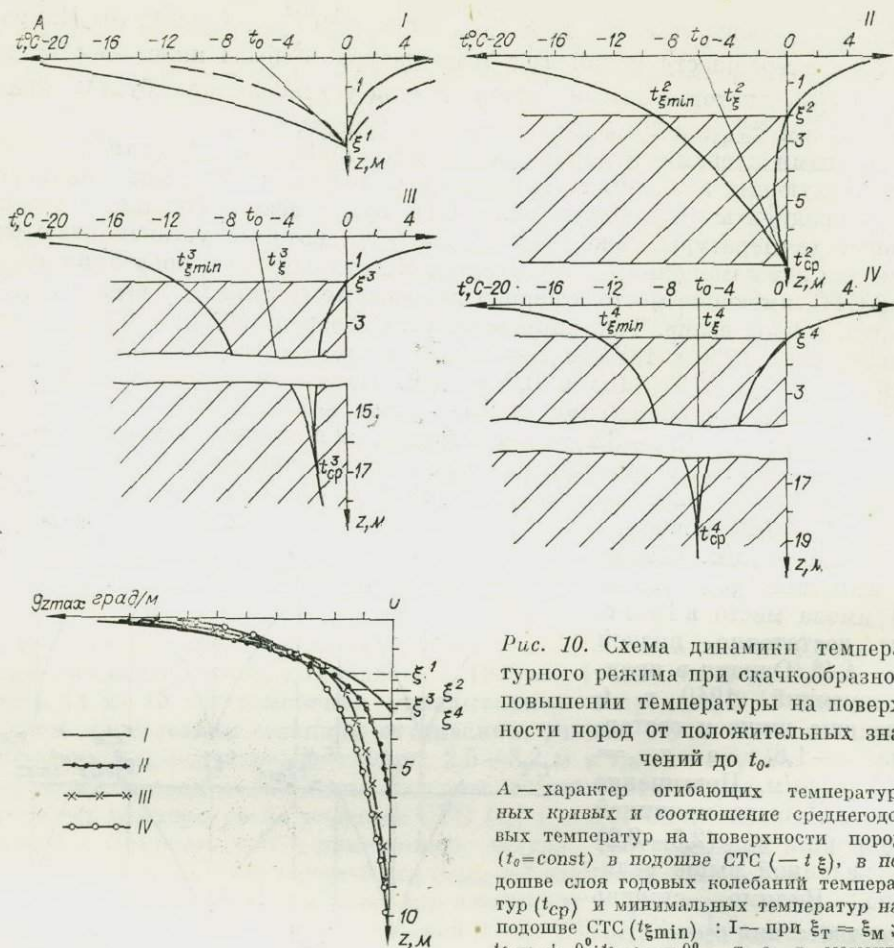


Рис. 10. Схема динамики температурного режима при скачкообразном повышении температуры на поверхности пород от положительных значений до t_0 .

А — характер огибающих температурных кривых и соотношение среднегодовых температур на поверхности пород ($t_0 = \text{const}$) в подошве СТС ($-t_{\xi}$), в подошве слоя годовых колебаний температур ($t_{\text{ср}}$) и минимальных температур на подошве СТС ($t_{\xi \text{min}}$): I — при $\xi_t = \xi_m$; $t_{\xi} = +0^\circ$; $t_{\xi \text{min}} = 0^\circ$, т. е. в момент, предшествующий новообразованию мерзлой толщи. Прерывистой линией даны огибающие температурных кривых в момент, предшествующий понижению температуры на поверхности от 0°C до t° ; II — при $t_0 > t_{\xi}^2 > t_{\text{ср}}^2$ и $t_{\text{ср}}^2 = 0^\circ$; III — при $t_0 > t_{\text{ср}}^3$ и $t_{\text{ср}}^3 < 0^\circ$; IV — при $t_0 \approx t_{\xi}^4 = t_{\text{ср}}^4$ (геотермический градиент очень мал) и $t_{\xi \text{min}}^3 > t_{\xi \text{min}}^4$. Б — характер распределения $g_{z \text{max}}$ для четырех приведенных выше случаев.

ние трещин может возобновиться. Потепление и похолодание с коротким периодом (4—6; 11 лет) и большими амплитудами изменения t_{ξ} сильнее воздействуют на изменения $g_{z \text{max}}$ и интенсивность морозобойного трещинообразования ниже подошвы СТС, чем колебания с более длинным периодом или меньшими амплитудами.

Динамика температурного поля, особенно градиентов температур, в случае скачкообразных и однонаправленных резких изменений теплообмена на поверхности и их влияние на морозобойное трещинообразование изучены очень слабо. В 1952 г. П. Ф. Швецовым была высказана мысль о том, что основная система морозобойных трещин и мощных повторно-жильных льдов Центральной и Северной Якутии образовалась в период, когда происходило промерзание суглинисто-супесчаных отложений. Температуры на поверхности в это время могли быть весьма низкими, а мощность мерзлой толщи крайне невелика. При таких условиях в верхних горизонтах пород возникали большие температурные градиенты и трещины могли проникать на большую глубину.

Эта точка зрения не нашла подтверждения в отношении мощных толщ жильных льдов, но предложенная П. Ф. Швецовым схема развития

не утерала своего значения. Видимо, при быстром осушении дниц озерных водоемов в северных районах отмечается быстрое однонаправленное изменение температур на поверхности пород, понижение среднегодовых температур на поверхности (t_0) до значений, близких к тем, которые существуют на окружающих «субаэральных» элементах рельефа. В том случае, когда под озером имел место талик, начинается новообразование мерзлых толщ, сначала маломощных, а потом все увеличивающихся по глубине. Одновременно сокращается и мощность СТС. В этот период ось температурных колебаний наклонна и имеет большой градиент по глубине ($t_0 < t_{\xi} < t_{cp}$). За счет этого максимальные за год температурные градиенты очень велики, особенно в СТС. По мере увеличения мощности мерзлой толщи и уменьшения значений геотермического градиента g_n , понижения t_{cp} величины $g_{z\max}$ в СТС уменьшаются, зато они увеличиваются в верхних горизонтах мерзлой толщи, а глубина проникновения больших по величине $g_{z\max}$ возрастает.

По существу, в данной постановке задачи мы наблюдаем случай, когда $t_{0\min}$, A_0 , t_0 постоянны, а t_{ξ} , t_{cp} и ξ изменяются во времени (рис. 10). При этом $t_0 < t_{\xi} < t_{cp}$, а $t_{cp} = t_0$. По мере увеличения мощности мерзлой толщи и уменьшения мощности СТС значения $t_{z\min}$ постоянно понижаются.

При скачкообразном падении температуры на поверхности в начальный этап может возникнуть частая система относительно неглубоких трещин, не выходящих из СТС. Дальнейшее понижение обуславливает проникновение трещин в мерзлую толщу, видимо, по несколько более частой сети, чем при $t_{\xi} = t_{cp}$. Однако глубины их проникновения не будут превышать те, которые свойственны аналогичным по составу отложениям при тех же t_{ξ} , но при отсутствии геотермического градиента. Это связано с тем, что глубины проникновения температурных колебаний ниже подошвы СТС и их амплитуды на соответствующих глубинах не зависят от величины g , а определяются значениями t_{ξ} и свойствами пород. Если же температуры на поверхности резко понижаются при наличии мерзлых толщ большой мощности, то закономерности изменения $g_{z\max}$ и $t_{z\min}$ остаются такими же, какие описаны выше. Разница заключается лишь в том, что изменения t_{ξ} и t_{cp} по времени происходят быстро, так как меняется только температурный режим пород. На мощность мерзлоты t_{ξ} и t_{cp} влияния не оказывают, а если и оказывают, то незначительно.

ВЫВОДЫ

1. Распределение максимальных градиентов температур ($g_{z\max}$) и амплитуд колебаний температур (A_z) в верхних горизонтах пород зависит от амплитуды колебаний температур на поверхности (A_0) и среднегодовой температуры пород (t_{cp}). Влияние A_0 на указанные показатели наибольшее в приповерхностном горизонте. Оно уменьшается к подошве СТС. На этой глубине и ниже в верхних слоях многолетнемерзлой толщи решающее воздействие на них оказывает t_{cp} пород.

2. Существование зависимости $g_{z\max}$, A_z , $t_{z\min}$ от A_0 и t_{cp} делает возможным установить связи между морозобойным растрескиванием и параметрами, определяющими типы СТС и СМС по континентальности и суровости температурного режима (по классификации В. А. Кудрявцева).

3. Амплитуда колебаний температур на поверхности (A_0), т. е. показатель континентальности типов СТС, оказывает наибольшее влияние на размеры полигональной решетки в плане, а t_{cp} , являющаяся показателем суровости многолетнемерзлых пород, — на глубины проникновения морозобойных трещин в мерзлую толщу.

4. Особенности динамики градиентов температур в году (запаздывание $g_{z \max}$ с глубиной во времени) в их связи с динамикой температур пород (запаздывание $t_{z \min}$ во времени по отношению к $g_{z \max}$ на соответствующих глубинах и др.) определяют динамику развития морозобойных трещин в течение года.

5. Влияние состава и влажности (льдистости) верхних горизонтов пород на их температурный режим, в том числе и на величины $g_{z \max}$; A_z и $t_{z \min}$, проявляется благодаря развитию теплофизических свойств отложений, а также наличию процессов фазовых превращений воды в СТС (СМС) и в мерзлой толще. При этом влияние последних наибольшее в дисперсных отложениях, обладающих высокой влажностью.

6. Многолетняя динамика температурного режима пород влияет на $g_{z \min}$; A_z и $t_{z \min}$, а следовательно, и на условия проявления морозобойного трещинообразования.

Глава III

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД, ВЛИЯЮЩИЕ НА МОРОЗОБОЙНОЕ РАСТРЕСКИВАНИЕ

§ 1. КОЭФФИЦИЕНТЫ ЛИНЕЙНОГО РАСШИРЕНИЯ — СОКРАЩЕНИЯ МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДА

Свойство пород, в том числе и мерзлых, изменять свой объем при изменении температур обычно характеризуется через коэффициент линейного расширения — сокращения α . Хорошо известно, что основные компоненты дисперсных отложений, минералы и обломки пород имеют α в пределах $2-12 \cdot 10^{-6}$ 1/град. Так, у гранитов α составляет $3-4 \cdot 10^{-6}$, диабазов $5-6 \cdot 10^{-6}$, известняков $3-12 \cdot 10^{-6}$, доломитов $2-8 \cdot 10^{-6}$, песчаников (сухих) $7-10 \cdot 10^{-6}$ 1/град. Лед в диапазоне температур от 0 до $-(50-70)^\circ$ имеет α $30-60 \cdot 10^{-6}$ 1/град, изменяющийся в зависимости от структуры льда, положения испытуемого кристалла и его оптической оси, интервала температур (Dorsey, 1940; Powell, 1958; Лавров, 1969; и др.).

Долгое время считалось, что величины α дисперсных мерзлых отложений также укладываются в диапазон величин от $5-10$ до $50-60 \cdot 10^{-6}$ 1/град. Примерно такие значения были использованы Б. Н. Достоваловым (1952) при расчетах размеров полигонов и морозобойных трещин. Однако экспериментальные исследования мерзлых глин, суглинков, супесей, проведенные И. Н. Вотяковым (1963, 1966) при температурах от $-0,4$ до -27° показали, что значения α для дисперсных мерзлых пород обычно существенно больше, чем для льда. В суглинках α превышал иногда $300 \cdot 10^{-6}$ 1/град. Все опыты проводились И. Н. Вотяковым при повышении температур, поэтому почти во всех случаях наблюдалось расширение мерзлых пород. Было установлено, что α увеличивается с ростом дисперсности и с уменьшением влажности. Было также отмечено, что наибольшие значения α имеет при высоких отрицательных температурах ($-0,4$; -1°), а с понижением температур уменьшается, хотя следовало бы ожидать обратную картину. Ведь с понижением температуры происходит переход связанной воды в лед — процесс, идущий с увеличением объема. При этом наибольшие фазовые превращения воды имеют место при высоких отрицательных температурах. Для объяснения полу-

ченных данных автор привлек представления о наличии ряда физико-химических процессов, сопровождающих фазовые переходы воды в дисперсных мерзлых породах.

И. Н. Вотяковым (1966) был установлен эффект «температурного последствия», когда температурные деформации развивались длительное время (до суток и более), после того как мерзлые породы принимали температуру окружающей среды. Этот эффект изучался И. Н. Вотяковым и С. Е. Гречищевым (1969) для разных по составу и влажности пород при температурах от $-0,5$ до -30° при повышении температуры.

С. Е. Гречищевым (1970), С. Е. Гречищевым и Ю. Б. Шешиним (1971), Ю. Б. Шешиним (1973) температурные деформации мерзлых пород (глины, песка, искусственных смесей песка и глины) различной влажности исследовались при охлаждении. Авторами отмечался нелинейный характер температурных деформаций в зависимости от температуры и в ряде случаев их различная направленность.

Начиная с 1968 г. изучение температурных деформаций мерзлых пород при охлаждении образцов проводится на кафедре мерзлотоведения МГУ под руководством Е. П. Шушериной. Наиболее полно при этом учитывается состав мерзлых пород, включая скелет, лед, незамерзшую воду. Для этой цели наряду с влажностью определяется пористость (n) и степень водонасыщения (q). Весьма широким является и диапазон температур: от $-0,5$ до -165° .

В работах Е. П. Шушериной и др. (1970, 1973), Б. С. Рачевского и др. (1970, 1972) рассмотрены зависимости температурных деформаций мерзлых грунтов с нарушенным сложением («паст») от дисперсности, влажности и степени водонасыщения, а также температуры. Все образцы были приготовлены искусственно и имели массивную криотекстуру. Исследовались образцы люберецкого кварцевого песка, никольского покровного суглинка, а в последние годы — аллювиальных пылеватых супесей и суглинков из обнажения Мус-Хая и др. (табл. 4). Покровные подмосковные суглинки и аллювиальные пылеватые льдонасыщенные супесчано-суглинистые отложения представляют собой весьма распространенные образования, подвергавшиеся в прошлом и настоящем морозобойному расстрескиванию, и вмещающие: первые — грунтовые жилы и псевдоморфозы по жильному льду, вторые — ледяные жилы.

Установлено, что более дисперсные отложения подвержены существенно большим температурным деформациям. При этом поведение α песка при изменении температуры и влажности иное, чем α дисперсных отложений. Песок в целом характеризуется значениями α , которые укладываются между значениями α для минерального скелета и льда. Величина α песка увеличивается при повышении влажности (льдистости) и степени водонасыщения. Данные, полученные Б. С. Рачевским и др. (1972), по значениям α для мерзлого песка разной степени водонасыщения, показали, что α при температурах от -5 до -25° увеличивается с понижением температур (θ) от $13 \cdot 10^{-6}$ до $20 \cdot 10^{-6}$, а при дальнейшем понижении θ почти линейно уменьшается. В зависимости от степени водонасыщения коэффициент α несколько меняется, но все же лежит между величинами α для кварца и льда. Развитие температурных деформаций в песке различно при понижении и повышении температуры, особенно при температурах, близких к 0° (от 0 до -5°), где при повышении θ выделяются участки не только увеличения, но и сокращения объема образцов (Шушерина и др., 1973).

Дисперсные грунты (супеси, суглинки, глины) имеют α , значения которых существенно (иногда более чем на порядок) превышают величины α для льда. При этом при температурах от $-(1-7)^\circ$ до $-(20-30)^\circ$ значения α выше у менее влажных (с меньшим q), чем у более влажных пород (более водонасыщенных). С увеличением их влажности (и q) значения α уменьшаются и приближаются к таковым для льда.

Таблица 4

Гранулометрический состав и некоторые водно-физические свойства пород

Порода	Номер моно- лита	Размер частиц, мм							Уд. вес, г/см ³	Предел пластичности		Число пластичности	Макс. молекулярная влагоемкость, %	Макс. гигроскопичность, %	П. п. п.
		1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	<0,005		верхний	нижний				
Люберецкий аллювиальный кварцевый песок-1		0,1	25,5	71,7		3,2			2,67				0	0,85	0,80
То же, фракция 0,25—0,10 мм (II)			0,2	97,3		2,5			2,66				6,0	0,30	0,05
Суглинок покровный (никольский) . . .		0,6	2,3	2,5	12,5	42,4	12,8	26,9	2,74	36,8	21,9	14,9	16,8	4,40	3,06
Суглинок легкий, пылеватый из обнажения Мус-Хая ($a Q_{III}$)	IV—M	0,1	0,2	0,8	14,5	59,6	10,6	14,2	2,68	32,6	24,0	8,6		1,77	6,25
То же	II—M	0	0	0,3	11,4	63,5	6,2	12,6	2,63	37,4	27,3	10,1		1,85	6,39
»	III—M	0	0	0,5	26,7	50,1	9,1	13,9	2,67	32,5	26,7	8,5		1,70	6,04
Супесь пылеватая из обнажения Мус-Хая ($a Q_{III}$)	VIII—M	0	0	0,2	14,7	6,65	7,8	10,8	2,67	23,7	22,7	6,0		1,37	4,20
Супесь аллювиальная ($a Q_{III}$)	I—K	0,1	0,1	9,9	41,9	31,9	4,7	11,4	2,64	34,8	28,6	6,2		1,60	5,74
Суглинок аллювиальный ($a Q_{III}$) . . .	II—K	0,1	0,1	8,9	11,7	60,9	9,3	17,4	2,68	33,9	26,5	7,4		1,95	5,81
То же	VIII—K	0	0	2,6	75,9	16,7	1,2	3,6	2,73	27,6	21,5	5,1		1,11	3,21

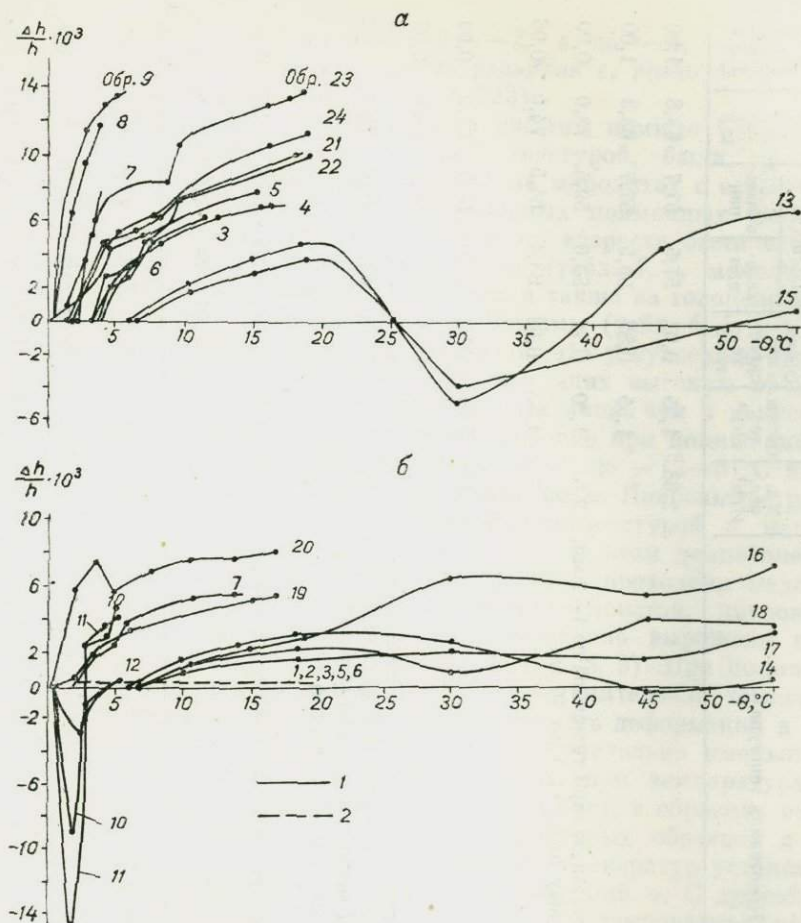


Рис. 11. Развитие деформации при понижении температуры (по Е. П. Шушеринной и др., 1973).

а — мерзлого суглинка ($q=0,4-0,7$); б — мерзлого суглинка (1) и песка (2) ($q=0,8-1,0$).

Другими словами, более льдистые супесчано-суглинистые образования имеют меньшие по величине значения α , чем менее льдистые.

При охлаждении мерзлых паст, приготовленных из суглинка, в диапазоне температур от $-0,5$ до -55° установлено преобладающее развитие деформаций сокращения (рис. 11, а, б). Вместе с тем на dilatометрических кривых выделяются два интервала температур, в которых наблюдалось расширение породы. Это интервалы: 1) от $-(0,2-0,5)^\circ$ до -2° и 2) от $-(20-30)^\circ$ до $-(30-45)^\circ$. Такие участки расширения могут быть различными для разных по составу грунтов, а для одного грунта зависят от его влажности и степени водонасыщения. Е. П. Шушерина и др. (1973) отмечают, что в области температур, близких к 0° (до -2°), деформации расширения мерзлого суглинка имеют наибольшее развитие при практически полном водонасыщении: $q=0,85-0,80$ (обр. 10—12 на рис. 11, б). С уменьшением W и q_m расширение грунта проявляется в меньшей степени и при $q_m=0,75$ оно уже не отмечается (обр. 7—9 на рис. 11 а). В области же низких температур θ (около -20° и ниже) с уменьшением W и q_m при близких значениях пористости деформации расширения ϵ_p при понижении θ , наоборот, возрастают (обр. 13, 15 и обр. 14, 16). «Деформации сокращения ϵ_c мерзлого суглинка при его охлаждении в наибольшей степени проявляются при температурах θ ,

Таблица 5

Характеристика монолитов многолетнемерзлых пород

Порода	Номер		Криогенная текстура	Уд. вес, г/см ³	Объем. вес, г/см ³	Объем. вес скелета, г/см ³	Влажность, %		Пористость, %	Степень водонасыщения
	моно-лита	об-разца					весовая	объемная		
Суглинок аллювиальный из обнажения Мус-Хая а (Q _{III})	IV-M	1	Массивная	2,68	1,55	0,97	57,5	57,7	63,8	1,00
		2	»		1,55	0,87	59,5	57,7	63,8	1,00
	II-M	3	Слоисто-сетчатая, шпирь толщиной до 1—2 мм, расстояние между ними от 1 до 10 мм	2,67	1,30	0,71	83,6	59,4	73,0	0,90
					1,33	0,69	83,4	64,5	74,0	0,96
	III-M	5	Массивная	2,66	1,51	0,93	62,0	57,7	65,0	0,99
		6	»		1,47	0,91	62,0	56,4	66,0	0,95
Супесь аллювиальная из обнажения VIII-M Мус-Хая (а Q _{III})		7	От линзовидно-частосетчатой тонкошпировой до атакситовой (размер минеральных блоков до 1—2 см, шпиров от 2—3 до 10 мм)	2,67	1,46	0,80	82,5	66,0	70,0	1,00
Суглинок аллювиальный (а Q _{III})	II-K	8	Массивная с редкими шпирями толщиной до 0,5—0,6 см	2,68	1,58	1,04	52,5	54,5	61,2	1,00
		9	То же		1,58	1,04	52,2	54,2	61,2	1,98
Супесь аллювиальная (а Q _{III})	I-K	10	Линзовидно-частослонистая	2,64	1,29	0,2	108,0	67,3	76,5	0,98
		11	»		1,34	0,68	96,8	65,9	74,2	0,99
Суглинок аллювиальный (а Q _{III})	VIII-K	12	Микрошпировая	2,73	1,78	1,36	30,6	41,7	50,2	0,93
		13	Массивная		1,77	2,34	31,8	42,7	50,9	0,94

близких к 0° (точнее, начинается с $\theta = -2^\circ$ и до $-4, -5^\circ$. — Н. Р.). С понижением θ до -20° интенсивность развития ε_c резко сокращается» (рис. 11, а, б) (Шушерина и др., 1973, с. 223).

Изучение деформаций расширения и сжатия помимо искусственно приготовленных образцов с массивной текстурой, были проведены В. Н. Зайцевым (Шушерина, Зайцев, 1975) на монолитах с естественной криогенной текстурой. Монолиты аллювиальных пойменных сингенетически мерзлых отложений верхнечетвертичного возраста были отобраны из обнажения Мус-Хая в низовьях р. Яны (табл. 4, 5, монолиты серии М) и из обнажений в долине р. Колымы, а также из голоценовых аллювиальных отложений высокой поймы р. Колымы (табл. 4, 5, монолиты серии К). Результаты экспериментов показали, что у супесчано-суглинистых пород с естественной криотекстурой, имеющих высокую объемную льдистость, характер dilatометрических кривых иной, чем у искусственно приготовленных образцов. Линейное расширение при понижении температур у большинства образцов отмечалось от 0° до $-(2-6)^\circ\text{C}$ и было связано с интенсивными фазовыми переходами воды. Наибольшее расширение отмечалось в образцах с массивной криотекстурой и меньшей влажностью (рис. 12, обр. 1, 2, 5, 6, 8, 9, 12). В этом диапазоне температур стабилизация температурных деформаций проходила медленно. В образцах с высокой влажностью, линзовидно-слоистой, линзовидно-сетчатой и атакситовой криотекстурами расширение выражено слабо, а иногда вообще отсутствует (рис. 12, обр. 3, 4, 7, 8, 9). При понижении температур от $-(2-6)^\circ$ до $-(50-60)^\circ$ во всем интервале температур фиксируется только сжатие образцов. Интенсивность деформаций в большинстве случаев постепенно и в общем-то незначительно уменьшается с понижением температур. Расширение породы при температурах от $-(20-30)^\circ$ до $-(30-40)^\circ$, фиксирующееся для паст, в образцах естественного сложения отсутствует. Только для некоторых образцов с массивными криотекстурами в указанном диапазоне температур установлено уменьшение темпа сокращения и понижение значений α . С другой стороны, для двух образцов суглинка (№ 8 и № 9) при температурах от -18 до -25° и от -40 до -50° было отмечено сильное сокращение и увеличение значений α . Причины различий в поведении паст и образцов естественной криотекстуры остаются в настоящее время недостаточно выясненными. Однако, как показали предварительные результаты изучения микротекстуры, проводимого В. В. Роговым, при температурах ниже $-(20-30)^\circ$ в искусственных образцах наблюдаются определенные структурные перестройки и микротрещинообразование. Можно предположить, что образцы естественной криотекстуры в прошлом неоднократно охлаждались до таких температур и процесс внутренней перестройки их микростроения закончился.

Построение dilatометрических кривых для исследуемых образцов при их охлаждении позволяет фиксировать не только диапазоны температур, где происходит расширение или сжатие, но также устанавливать температуры, при которых порода после замерзания при охлаждении приобретает тот же объем, который она имела первоначально, когда она замерзла и имела $\theta = 0$. Эта температура в первом приближении должна соответствовать температуре, при которой породы в массиве находятся в ненапряженном состоянии t_n . По существу, начиная именно с этой температуры, охлаждение вызывает сокращение пород и возникновение в массивах растягивающих напряжений.

Изучение температурного расширения — сжатия повторно-жильного льда от -2 до -20° (на 12 образцах) и от -2 до -56° (на 2 образцах) проводилось В. Н. Зайцевым. Образцы были отобраны из льдов, имеющих различный возраст и некоторые отличия в содержании воздуха, минеральных примесей и структуры. Установлено (Шушерина, Зайцев, 1975), что до температуры -20° α льда из верхнечетвертичных отложений

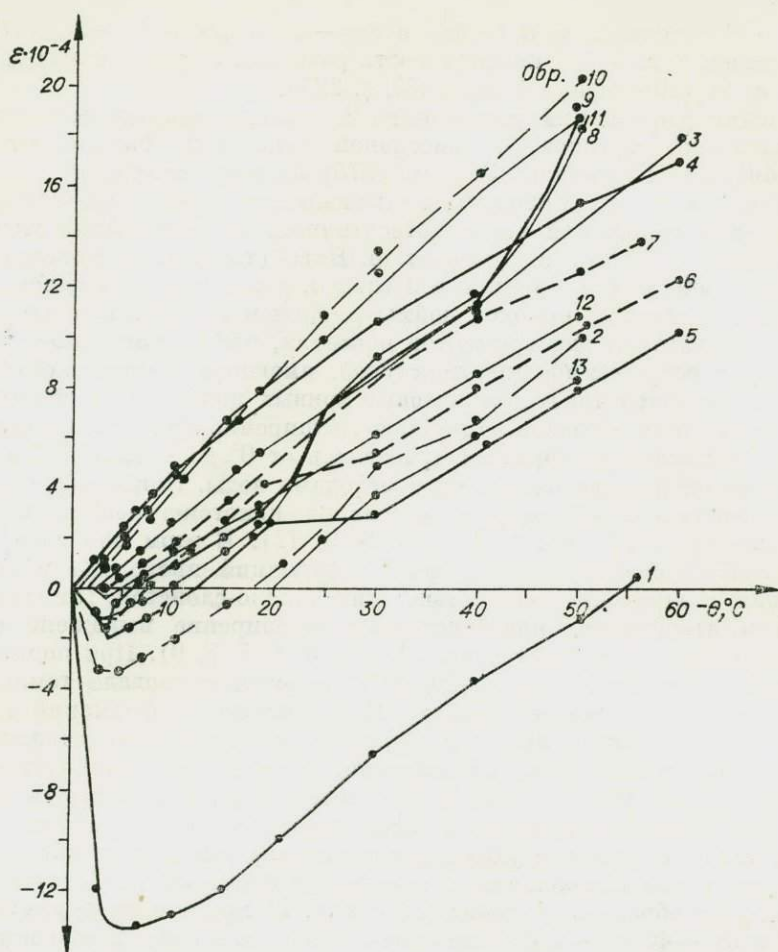


Рис. 12. Развитие температурных деформаций в образцах многолетне-мерзлого аллювия при понижении температуры (данные В. Н. Зайцева).

практически постоянен и не зависит от температуры. Его значения для разных образцов изменяются от $47 \cdot 10^{-6}$ до $63 \cdot 10^{-6}$ при их средней величине $56 \cdot 10^{-6}$. При понижении температур от -20 до -56°C постепенно уменьшался в одном образце с $53 \cdot 10^{-6}$ до $47 \cdot 10^{-6}$, в другом — с $47 \cdot 10^{-6}$ до $44 \cdot 10^{-6}$.

Значения α для повторно-жильного льда из современных аллювиальных отложений и современных озерно-болотных отложений (развитых на морской террасе) составляет в среднем $53 \cdot 10^{-6}$. Все результаты по изучению α для указанного типа льда вполне согласуются с имеющимися в литературе данными.

§ 2. НЕКОТОРЫЕ ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА МЕРЗЛЫХ ПОРОД И ЛЬДА

Сопротивление мерзлых пород и подземного льда на разрыв σ_p является чрезвычайно важным их свойством, решающим образом влияющим на зарождение и развитие морозобойных трещин. В настоящее время σ_p для разных типов отложений изучено недостаточно. По существу, в работах Н. А. Цытовича (1952, 1973), С. С. Вялова (1959), Н. К. Пекарской

(1966), В. Г. Березанцева (1953), С. Е. Гречищева (1972) имеются только отрывочные характеристики для различных отложений в ограниченном диапазоне влажности и температур (обычно от -1 до -10°). При температурах более низких, чем -10° , σ_p изучалось весьма мало. Исследования последних лет, проведенные на кафедре мерзлотоведения Е. П. Шушериной (1974) на искусственно замороженных грунтах и льде и В. Н. Зайцевым на монолитах сингенетически промерзших аллювиальных супесчано-суглинистых отложений и повторно-жильных льдах, в некоторой степени восполняют этот пробел. Эти авторы изучали временное (кратковременное) σ_p^B или, как часто его называют, «условно-мгновенную прочность» σ_p^{mg} .

Рассмотрим имеющиеся в литературе сведения о сопротивлении на разрыв льда. По данным В. Н. Пинегина (1923), значения σ_p^B для льда при температурах от 0 до -35° варьируют в пределах $5-14$ кг/см². Согласно Б. П. Вейнбергу (1940), они составляют $11,1$ кг/см² при $\theta = -3^\circ$. В. В. Лавров (1969) для естественного льда в зависимости от условий испытания образцов дает значения σ_p^B , изменяющиеся от $8,6$ до $13,7$ кг/см² при $\theta = -2^\circ$, а для «структурно-моделированного льда» существенно более низкие — $2,8-3,1$ кг/см². По средним данным Е. П. Шушериной (1974), прочность искусственно приготовленного льда на разрыв незначительно увеличивается с понижением температур:

$\theta, ^\circ\text{C}$	$\sigma, \text{кг/см}^2$
-10	$10,3$
-20	$11,5$
-30	$11,6$
-40	$12,0$
-50	$12,6$

Испытание льда на одноосное сжатие, проведенное Е. П. Шушериной и Ю. П. Бобковым (1968), показало, что при понижении температуры происходит довольно интенсивный рост прочности. На резкое различие прочности льда при растяжении и сжатии обращали в свое время внимание В. В. Лавров, Н. А. Цытович, Е. П. Шушерина и др., объясняя его различной ролью микротрещин, пустот между кристаллами и других дефектов. При сжатии эти дефекты залечиваются, при растяжении — служат местами, по которым зарождается разрыв. По В. В. Лаврову (1969), прочность льда на сжатие бывает в 9 и более раз больше, чем на разрыв.

	Предел прочности $\sigma, \text{кг/см}^2$	Модуль деформации $E_d, \text{кг/см}^2$
Одноосное растяжение	$2,8$	1200
» сжатие	$25,3$	13000

Е. П. Шушериной (1974) было проведено сравнение прочности на разрыв льда слоистой и массивной текстуры, но обладающего сходной мелкокристаллической структурой. Кристаллы льда имели одинаковые размеры ($1,0-1,5$ мм) и хаотическую ориентировку. Растягивающее усилие задавалось параллельно слоистости и под углом 45° . В диапазоне температур от -10 до -50° при указанных условиях опыта влияние слоистости на σ_p^B льда не сказывалось.

Результаты испытаний повторно-жильного льда из голоценовых аллювиальных отложений р. Колымы и болотных отложений на низкой морской террасе (табл. 6), проведенные В. Н. Зайцевым, показали, что сопротивление на разрыв σ_p^B при приложении нагрузки перпендикулярно слоистости весьма невелико и изменяется от $1,3$ до $6,9$ кг/см². При температурах от -2 до -50° полученные значения σ_p^B существенно меньше, чем у других видов льдов.

Таблица 6

Сопротивление на разрыв σ_r^B повторно-жильных льдов (средние значения)
(данные В. Н. Зайцева)

Номер моно- лита	Температура испытаний, °С							
	-2	-5	-9	-17	-20	-24	-30	-50
III-K	2,0	1,9	1,6	1,3	—	5,1	3,9	5,6
VI-K	1,9	1,6	1,3	1,2	—	6,9	5,2	5,8
V-K	1,3	1,5	—	—	—	—	3,3	5,8

При температурах от -2 до -17° σ_r^B льда находится в пределах $1,3-2$ кг/см² (рис. 13). От -20 до -30° значения σ_r^B возрастают в 2 раза и более. Ниже -30° выраженного увеличения σ_r^B с понижением θ не наблюдается. Более низкие значения σ_r^B для льда из отложенной морской аккумулятивной террасы (монолит V-K), возможно, объясняются наличием вертикально ориентированных зон, содержащих мелкие пузырьки воздуха, в то время как льды из аллювия (монолиты III-K и VI-K) лишены скоплений заметного количества воздушных пузырьков.

Зависимости σ_r пород от влажности с учетом пористости n_m и степени водонасыщения q_m изучались Е. П. Шушериной (1974). Исследованию подвергались люберецкий кварцевый песок, из которого отсеивались фракции крупнее 0,25 и мельче 0,10 м, и покровный суглинок (см. табл. 5). При этом породам придавалась слоистость. Сравнение результатов испытаний мерзлых пород на разрыв при приложении нагрузки параллельно слоистости ($\sigma_{||}$) σ_r для льда свидетельствует о том, что в большинстве случаев грунты прочнее льда.

Для мерзлого песка во всех изученных диапазонах температур и влажности σ_r^B больше, чем для льда. Это свидетельствует о том, что прочность на разрыв у льда меньше, чем силы смерзания льда с поверхностью частиц песка. С ростом влажности W в мерзлом песке наблюдается увеличение прочности на разрыв. При понижении температуры σ_r^B песка возрастает по мере затухания интенсивности σ_r^B (рис. 14). При этом для относительно менее влажных песков возрастание σ_r при понижении σ прослеживается сильнее, чем для более водонасыщенных (при одинаковой h_m и q_m).

Мерзлые суглинки также имеют большую прочность, чем лед, кроме слабовлажных ($W \approx 12\%$; $q \approx 0,4$) суглинков при температурах до -30° . У мерзлых суглинков при повышении влажности примерно до $20-24\%$ ($q_m \approx 0,5$) и ее снижении при дальнейшем увеличении W_m и q_m значение σ_r возрастает. Величина n_m при этом возрастает незначительно.

При понижении температур прочность суглинка повышается с интенсивностью, превышающей таковую для песков. Известно, что для мерзлого суглинка она определяется льдоцементным сцеплением и структурными связями между частицами скелета и их агрегатами. Суммарный эффект этих факторов больше, чем прочность льда. Однако в области температур, близких к 0° , льдоцементное сцепление в суглинке меньше, чем в песке, из-за наличия незамерзшей воды и соответственно меньшей льдистости.

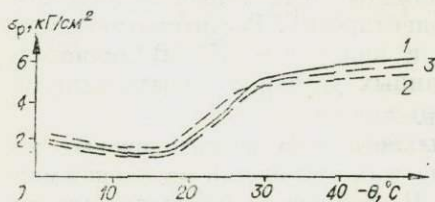


Рис. 13. Зависимость сопротивления на разрыв σ_r повторно-жильного льда от температуры.

1 — монолит III-K; 2 — монолит VI-K; 3 — монолит V-K (данные В. Н. Зайцева).

Е. П. Шушерина (1974) отмечает неоднозначность зависимости σ_p мерзлых пород от дисперсности, что определяется особенностями природы их прочности. Эта неоднозначность выражается в том, что при W от 10—11 до 20—21% и θ до -20° песок прочнее суглинка. Только при $W=20\%$ и $\theta=-20^\circ$ σ_p рассматриваемых пород равны. При более низких θ и малых W (12—15%) песок остается прочнее суглинка, а при меньших значениях θ и песок становится менее прочным (см. рис. 14).

Исследования сопротивления на разрыв сингенетически промерзших аллювиальных суглинков и супесей (табл. 5, обр. 8—10) при температурах от -2 до -50° показали, что σ_p для этих пород изменяется следующим образом (табл. 7). От -2 до -17° σ_p по осредненным данным невелико и слабо меняется при понижении θ . В интервале температур $-(17-20)^\circ$ для всех изученных образцов установлено резкое увеличение прочности, при рода которого остается еще недостаточно ясной. Далее до температуры -50° σ_p практически не увеличивается. Некоторый разброс данных, полученных при испытаниях монолитов с естественной криотекстурой, объясняется неоднородностями распределения льда, которые сильно сказываются при небольших размерах образцов. Неоднородности распределения ледяных шлиров отражаются и в различных по влажности образцах, испытанных при разных температурах, но взятых из одного монолита.

Как указывалось выше, Е. П. Шушериной (1974) при изучении σ_p мерзлых песков и суглинка проводилось исследование влияния слоистости. Для этого пески и суглинки насыщались водой, загружались в формы и уплотнялись порциями, имитирующими слоистость. Сопротивление мерзлых пород разрыву изучалось при приложении нагрузки параллельно слоистости ($\sigma_{||}$) и нормально к ней (σ_{\perp}). Некоторые результаты, приведенные в табл. 8, свидетельствуют о том, что разрыв по слоистости происходит при меньшем усилии, чем тогда, когда плоскость разрыва идет поперек слоев. Влияние слоистости, отражаемое соотношением $\sigma_{||}/\sigma_{\perp}$, больше проявляется у суглинков, чем у песков. При этом как в суглинках, так и в песках относительное влияние слоистости на σ_p уменьшается при увеличении влажности (льдистости). Заметим, что различия в абсолют-

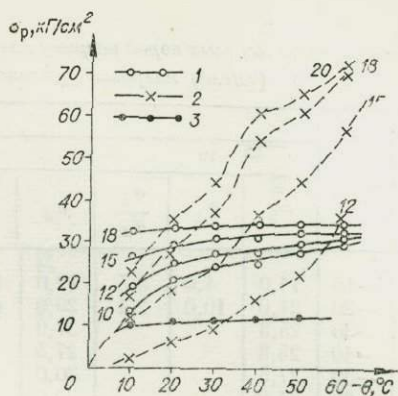


Рис. 14. Зависимость временной прочности мерзлых пород и льда на разрыв σ от температуры θ при различной влажности, выраженной в процентах (по средним данным) (по Е. П. Шушериной, 1974).
(1 — песок, 2 — суглинок, 3 — лед).

Таблица 7
Временное сопротивление разрыву σ_p (кг/см²) образцов мерзлых пород с естественной криотекстурой (данные, осредненные по 2—3 определениям) (по В. Н. Зайцеву)

Номер моно- лита	Состав	Пока- затели	Температура, °C							
			-2	-5	-9	-17	-20	-24	-30	-50
I-К	Супесь	σ_p	5,2	4,7	6,3	5,9	15,0	39,0	41,0	39,0
		$W, \%$	85,4	73,9	87,8	108,5	94,0	84,1	103,7	102,2
II-К	Суглинок	σ_p	6,4	5,7	14,9	8,1	23,3	54,4	54,7	43,9
		$W, \%$	58,5	80,1	48,1	56,7	52,3	63,9	45,9	53,6
III-К	Супесь	σ_p	6,8	7,1	13,1	9,4	23,3	45,0	59,6	40,2
		$W, \%$	32,7	28,9	31,1	28,3	30,8	33,0	30,5	29,9

Примечание. Характеристика состава и криогенной текстуры приведена в табл. 4.

Сопротивление мерзлых пород разрыву по средним данным: σ_{\parallel} (кг/см²) нагрузка \parallel слоистости
 σ_{\perp} (кг/см²) нагрузка \perp слоистости (по Е. Н. Шушиной, 1974)

Состав	$\theta, ^\circ\text{C}$	Влажность											
		10			12			15			18		
		σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$
Песок	-10	14,0	4,0	3,5	19,0	10,5	1,8	26,5	21,5	1,2	33,0	31,5	1,0
	-20	21,0	10,0	2,1	25,0	15,6	1,6	29,5	24,0	1,2	33,0	32,5	1,0
	-30	25,3			27,9			31,5			34,5		
	-40	25,3			27,5			31,5			34,5		
	-50	27,5			30,0			32,5			35,0		
	-60	31,0			32,0			33,0			35,0		

Состав	$\theta, ^\circ\text{C}$	Влажность											
		15			20			24			26		
		σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$	σ_{\parallel}	σ_{\perp}	$\frac{\sigma_{\parallel}}{\sigma_{\perp}}$
Суглинок	-10	11,0	2,0	5,5	23,0	13,5	1,7	30	21,0	1,4	34,0	26,0	1,3
	-20	18,5	5,5	3,4	35,5	16,5	2,2	40,5	25,5	1,6		29,5	
	-30	24,0			44,5			49,5			43,0		
	-40	37,0			62,0			58,0			52,5		
	-50	45,0			66,0			62,0					
	-60	58,0			74,0			67,0					

ных значениях между σ_{\parallel} и σ_{\perp} при повышении влажности сохраняются и даже увеличиваются. Рассмотренные результаты по минеральным грунтам, а также сравнение данных по σ_r^B для неслоистых льдов различного генезиса и слоистых повторно-жильных свидетельствуют о большом влиянии слоистости на уменьшение σ_r^B в том случае, когда напряжения перпендикулярны к плоскостям наложения, а разрыв происходит по последним. С позиции изучения полигонально-жильных структур этот вывод имеет важное значение. Следовательно, до возникновения первых морозобойных трещин породы в ненарушенных массивах имеют большую прочность (σ_r^B), чем в уже сформированных грунтовых жилах с вертикальной слоистостью (сланцеватостью). Для образования трещин, которые проходят по грунтовым жилам, нужны соответственно более низкие напряжения, чем для возникновения трещин в ненарушенном неслоистом или горизонтально-слоистом массиве. Это предопределяет возможность многократного образования морозобойных трещин в породах СТС и СМС в одних и тех же местах. Существенно меньшие значения σ_r^B для льда по сравнению с минеральными породами предопределяют повторное развитие морозобойных трещин по льду и формирование повторно-жильных льдов в мерзлых толщах (см. гл. IV, § 6).

Помимо временного сопротивления растяжению морозных грунтов большое значение имеет длительное сопротивление растяжению (предел длительной прочности) $\sigma_r^{дл}$. Значения этого параметра изучены очень плохо. Имеющиеся данные, приводимые в работах С. Е. Гречищева и С. С. Вялова (табл. 9), свидетельствуют о том, что $\sigma_r^{дл}$ по сравнению с σ_r^B бывают от 5 до 20 раз меньше. Для супесчано-суглинистых пород $\sigma_r^{дл}$ уменьшается при повышении температуры.

Сопротивление мерзлых пород на разрыв и одноосное сжатие $\sigma_{сж}$ имеют различные значения (Цытович, 1973). Более того, закономерности

Ориентировочные значения некоторых механических характеристик мерзлых грунтов при их растяжении

Состав	W, %	θ , °C	σ_p^B , кг/см ²	$\sigma_p^{дл}$, кг/см ²	$E_p^{дл}$, кг/см ²	T_p , ч	Исслед.
Песок	12,0	—6	25,0	3,0	1,5	16	По С. Е. Гречичеву, 1973
	17,0—23,0	—3	17,0	1,2—2,0	0,7—1,0	20	
Супесь	15,0	—3	16	2,9	0,9	20	
	20,0—25,0	—5	20,0—25	3,0—5,0	0,6	32	
	25,0—35,0*	—5	20,0	1,5—3,0	0,3	—	
Суглинок	21,0	—6	21,0	3,0	0,8	25—35	
	30,0—35,0	—3	12,0—16	2,5	2,5	30—40	
Глина	30	—3	8,0	0,6	0,2	50—75	
Суглинок* пылеватый тяжелый	39,0	—4,2	24,0	1,7—1,8			
Суглинок * легкий	30	—4	20,0	1,6—1,7			
Супесь * тяжелая пылеватая	44,0	—4,2	20,0	1,6—1,7			По С. С. Вялову, 1954
	44,0	—0,2—0,4	7—8	0,3			
	30,0	—4,6	—	1,7—1,8			
Супесь* легкая	31	—4,3	20,0	1,8			

* Для вечномерзлых грунтов (цитировано по Н. А. Цытовичу, 1973) $E_p^{дл}$ — длительный модуль деформации; T_p — время релаксации при растяжении (час).

их изменения от дисперсности, влажности, температуры неодинаковы (Шушерина, 1974; Шушерина и др., 1974). Если $\sigma_{сж}$ уменьшается при увеличении дисперсности, то, как было показано выше, изменения σ_p не носят столь однозначного характера. Объясняется это различной ролью дефектов. При сжатии создаются благоприятные условия для их залечивания, что повышает прочность пород и нивелирует различия между породами с большим и малым количеством дефектов. При растяжении дефекты (микротрещины, участки, слабосцементированные льдом, полые поры и др.), особенно широко развитые в песках, понижают прочность породы. Кроме того, при сжатии силы взаимодействия между частицами скелета мерзлой породы определяются как сцеплением, так и трением, что особенно сильно наблюдается в песках. При растяжении влияние трения уменьшается. Поэтому мерзлые пески, традиционно считавшиеся более прочными по сравнению с дисперсными породами, судя по данным, полученным в последние годы, являются таковыми при действии растягивающих напряжений далеко не всегда. Следовательно, в ряде случаев морозобойные трещины в песках могут возникать легче, чем в дисперсных грунтах.

Обратим внимание на то, что различия в прочности разных по составу пород уменьшаются при увеличении их влажности (льдистости). При этом как сопротивление пород на сжатие (Цытович, 1973), так и на разрыв приближаются к величинам, характерным для льда.

Охарактеризуем упругие свойства мерзлых пород. Рассматривая мерзлые породы как упругие, для приближенных расчетов, по Б. Н. Достовалову, необходимо использовать значение модуля упругого сдвига G , модуля Юнга E , коэффициента Пуассона μ . Изучению этих характеристик для льда посвящено большее число работ, чем для мерзлых пород (Рачевский и др., 1969).

Основные сведения по указанным характеристикам для льда, полученные различными методами, приведены в работе В. В. Лаврова (1969). Для пресных льдов значения E не выходят обычно за пределы $4-10 \times 10^4$ кг/см²; $G=20-40 \cdot 10^3$ и μ 0,32—0,37. При этом отмечается повышение упругих свойств при понижении температуры. А. Д. Фролов (1973) приводит сходные величины (табл. 10).

Данные по G , E , μ для различных по составу и влажности отложений обобщены в работе Н. А. Цытовича (1973). Все результаты получены путем механических испытаний образцов мерзлых пород при изучении их сжимаемости, сдвига и кручения. Этот автор отмечает, что упругие характеристики сильно зависят от температуры пород, причем зависимость для песков наибольшая и носит линейный характер. У глин при температурах от $-0,2$ до -10° она менее выражена и является нелинейной. Для суглинков и супесей эти зависимости имеют промежуточный характер. Анализ результатов испытаний песков привел Н. А. Цытовича к вы-

воду о том, что «влияние отрицательной температуры на упругие свойства тем больше, чем меньше давление» (1973, с. 195). Нам представляется, что такое изменение свойств породы связано с условиями проведения экспериментов.

В последние годы для изучения упругих характеристик пород стали широко применяться методы ультразвукового просвечи-

Т а б л и ц а 10
Упругие характеристики мерзлых пород и льда (по
А. Д. Фролову, 1973)*

Состав	Модули упругости, кг/см ² · 10 ⁴		
	E	G	μ
Кварцевый песок	32—36	13—15	0,25—0,2
	26—30	10—13	
Каолин	3—12	1—4	0,4—0,33
	4—13	1,5—5	
Лед пресный	8—10	2,5—4	0,4—0,3

* Минимальные значения (по осредненным данным) модулей получены при -2° , максимальные — при -15° .

вания (Зыков, Соколов, 1963; Фролов, Зыков, 1971, 1972; Фролов, 1971, 1973). Наиболее представительные данные получены для кварцевого песка, каолина и пресного льда (см. табл. 10). Следует обратить внимание на то, что для песка зависимость E и G от температуры невелика, а для каолина весьма значительна. Эти величины не согласуются с данными Н. А. Цытовича. Да и сами значения модулей, полученные ультразвуковым методом, существенно выше, чем полученные механическими способами. А. Д. Фролов (1973) считает, что модули, получаемые ультразвуковым методом, наиболее чистые ввиду кратковременности воздействия импульсов и напряжений, существенно меньших, чем предел упругости. Судя по опытным данным, полученным Ю. Д. Зыковым, для естественных пылеватых супесей и суглинков E и G имеют значения, промежуточные между глиной (каолином) и мерзлым песком, и обычно превышают таковые для льда, особенно при низких температурах.

Таким образом, упругие деформации, приводящие к разрушению, происходят во льду при меньших напряжениях, чем в суглинках и супесях, а в последних — при меньших, чем в песках. Однако заметим, что все данные по упругим свойствам мерзлых пород, полученные как при проведении опытов по сдвигу, кручению, сжатию, так и ультразвуковыми методами, не учитывают особого поведения мерзлых грунтов при растяжении, когда резко возрастает роль дефектов в их структуре. Весьма вероятно, что при хрупком разрушении мерзлых песков в условиях растяжения их упругие характеристики могут быть ниже, чем у глинистых грунтов.

ВЫВОДЫ

1. Физико-механические свойства пород, влияющие на морозобойное растрескивание (α , σ и др.), существенно зависят от их состава, температур, влажности (льдистости) и криогенного строения. При этом у мерзлых песков и суглинков (супесей) при малых значениях влажности (льдистости) они существенно различны. Повышение влажности (льдистости) ведет к сближению свойств мерзлых обломочных и дисперсных отложений и приближению их к свойствам льда.

2. Свойства мерзлых дисперсных отложений (супесей и суглинков), искусственно приготавливаемых из част и с естественной криотенной текстурой, также различаются между собой. Поэтому для оценки морозобойного растрескивания к использованию свойств, полученных по мерзлым пастам, следует относиться с особой осторожностью.

Глава IV

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН В ПРИРОДЕ, ПРОЦЕССЫ ИХ ЗАПОЛНЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

§ 1. ОСОБЕННОСТИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗВИТИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН

Натурные наблюдения за возникновением и поведением морозобойных трещин в естественных условиях ограничены. Развитие морозобойных трещин изучали: в СССР — В. Ф. Жуков (1944), А. И. Дементьев (1946),

А. В. Паталеев (1955), Н. Н. Карпов (1961), Б. И. Втюрин, Е. А. Втюрина (1960), Е. А. Втюрина (1962), Ю. Г. Куликов (1964), Г. П. Скрыль-ник (1966, 1970), С. Е. Гречищев, А. А. Жигульский (1969), Г. В. Чару-шин (1966); в Америке, на Аляске — Р. Блек (Black, 1952, 1963); в шта-те Нью-Хемпшир — А. Уошборн и др. (Washburn e. a., 1963), в Канаде комплекс наблюдений провел Р. Маккей (MacKay, 1973).

Анализ имеющихся натурных наблюдений за развитием морозобой-ных трещин и связанных с ними полигональных форм рельефа и жиль-ных структур позволяет проверить правильность наших теоретических представлений, а также пополнить и развить их.

Причина зарождения морозобойных трещин, как было показано вы-ше, заключается в резких понижениях температур на поверхности. По С. Е. Гречищеву, такие понижения связаны с «вторичными» колеба-ниями температур воздуха, имеющими период в 6—7 дней. Последние дейст-вительно повсеместно проявляются в области зимнего Сибирского анти-циклона и при наличии снежного покрова являются основными колеба-ниями, приводящими к возникновению трещин. Помимо колебаний в юж-ных районах Восточной Сибири, особенно в Забайкалье и Приамурье, а также в Монголии, в зимний период имеют место суточные колебания температур воздуха. Причем их амплитуда достигает иногда 15—20°. На участках, где отсутствует снежный покров, именно они становятся при-чиной зарождения трещин (Жуков, 1944; Карпов, 1961; и др.). Амплиту-да суточных колебаний уменьшается с увеличением широты местности, а в высоких широтах они отсутствуют. В областях океанического влия-ния зимой часто наблюдаются резкие неперіодические понижения тем-ператур, связанные с адвекцией холодных воздушных масс (Хромов, 1968). К таким районам относятся арктические острова и приморские низменности Северо-Востока СССР, север Аляски и т. д.

Следовательно, в различных районах областей многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания зарождение морозобойных тре-щин может происходить в результате периодических (суточных или с пе-риодом в несколько дней) колебаний и неперіодических резких пониже-ний температур на поверхности пород.

В зависимости от общих климатических, а также от погодных усло-вий «тепловые удары» резких понижений температур могут приводить к зарождению трещин в разные этапы осенне-зимнего периода, примерно с ноября до конца марта. При этом в более континентальном климате, на-пример на севере Якутии, трещины образуются в более ранние сроки (ноябрь — начало февраля), чем в менее континентальных условиях. Так, на Канадо-Американском севере трещины зарождаются главным обра-зом в феврале — марте (Маскау, 1973). При одинаковых $t_{ср}$ это приводит к разной динамике развития трещин. В первом случае возникшая осенью система трещин постепенно углубляется, ширина их по верху сначала увеличивается, а затем уменьшается. Во втором случае трещины сразу проникают на большую глубину и приобретают наибольшую ширину у поверхности (Маскау, 1973). Принципиальных различий в льдообразова-нии в трещинах, образовавшихся в разное время, не будет. Однако в тре-щинах, возникающих с осени, условия для накопления сублимацион-ного льда благоприятнее.

В развитии морозобойных трещин можно выделить три основных ти-па, зависящих от температурного режима верхних горизонтов пород и глубин СТС или СМС:

1) «южный», или «высокотемпературный», тип, имеющий место, когда трещины возникают и развиваются в СМС и СТС, но не проника-ют ниже подошвы последнего;

2) «переходный», или «умеренно холодный», когда трещины зарож-даются в СТС и по мере своего развития все или только приуроченные к генерациям низких порядков проникают в верхние слои мерзлой толщи;

3) «северный», или «низкотемпературный», когда все трещины в момент своего возникновения пронизывают СТС и проникают в мерзлую толщу. В дальнейшем их развитие, т. е. увеличение глубины и изменение ширины, происходит в пределах верхних слоев многолетнемерзлых пород.

Южный тип развития морозобойных трещин наиболее детально изучен в Южном Забайкалье в условиях переходных и полупереходных резкоконтинентальных и особо резкоконтинентальных типов СТС и СМС. Подвергающиеся растрескиванию породы — это преимущественно пылеватые супеси и суглинки, а также пески различного генезиса. По влажности типы оттаивания изменяются от глубоких до мелких (на заболоченных марях).

Данные, приводимые В. Ф. Жуковым (1944), А. И. Дементьевым (1946), Н. Н. Карповым (1961), Е. А. Втюриной (1962) и др., свидетельствуют о том, что морозобойные трещины образуются в СМС и СТС последовательно. Сначала возникают трещины генераций низких порядков, затем высоких. Большая часть трещин образуется осенью, хотя известны случаи возникновения трещин в марте (Жуков, 1944). Если трещины зарождаются в конце октября — ноябре, в промерзшей части СТС и СМС существуют очень большие градиенты температур, достигающие 100 град/м и более. Это обуславливает возможность формирования частой сети морозобойных трещин (от 0,3—0,4 до 1,5—2 м).

Е. А. Втюрина обращает внимание на то, что на участках, лишенных снега и травянистого покрова, трещины развиты особенно широко. Они образуют более частую решетку и по срокам возникают раньше, чем в местах с ненарушенной растительностью и снежным покровом мощностью до 10—15 см. При наличии травяно-мохового или снежного покрова растрескивание начинается значительно (на месяц — два) позже.

Максимальная ширина трещин по поверхности СТС изменяется от 2—3 см до 10—16 см (Карпов, 1961; Втюрина, 1962), в зависимости от состава отложений и генерации трещин. Почти повсеместно трещины, развивающиеся по более редкой сети, имеют большую ширину и глубину, чем по частой ($x \sim 40-60$ см). Большая ширина трещин благоприятствует их заполнению в осенне-зимний период снегом, сублимационным льдом, подсыхающей на стенках и осыпающейся вниз породой (Втюрина, 1974).

Морозобойные трещины, возникающие осенью, в момент их зарождения невелики. По мере понижения температур пород они быстро увеличиваются и по ширине (в верхней части), и по глубине, продвигаясь в слабовлажных грунтах за фронтом промерзания. В сильновлажных грунтах, которые при замерзании распучиваются, трещины в СМС и СТС не достигают подошвы промерзающего слоя и проникают на меньшую глубину. На этой глубине породы, видимо, имеют температуры (t_n), при которых фазовые превращения в основном прекращаются, а увеличение объема мерзлой породы за счет миграции воды из талой зоны и перехода ее в лед компенсируется морозной усадкой (Куликов, 1964; Романовский, 1970а). В этом случае трещины не достигают подошвы СТС или СМС. Этим объясняется то, что при полной мощности СТС или СМС, равной 3—5 м, и t_{cp} , близких к 0° , максимальные глубины проникновения трещин составляют 1,5—2,5 м. Проникновение трещин по глубине носит дифференцированный характер: трещины генераций низких порядков проникают на большую глубину, чем трещины генераций высоких порядков.

Понижение t_{cp} пород в супесчано-суглинистых отложениях сопровождается обычно повышением их влажности. Как следствие, уменьшаются значения α пород и увеличиваются размеры полигонов. Так, в Забайкалье на участках, сложенных слабовлажными супесчано-суглинистыми породами, минимальная длина сторон полигонов равна 0,5—1,5 м (хотя существует и сеть с расстоянием между трещинами 6—10 м). На заболоченных

при глубине трещин 1—1,5 м. В Забайкалье в таких же фациальных условиях $x=4-10$ м, а глубина трещин достигает 1,5—2 м.

На основе обобщения данных натуральных наблюдений и теоретических соображений нами составлена схема развития морозобойных трещин (рис. 15) при высоких отрицательных температурах и резкоконтинентальных типах СТС. На схеме выделены три стадии развития трещин. Первая стадия охватывает осень и начало зимы. В это время температура на поверхности пород t_n понижается (показано стрелкой) и идет сезонное промерзание пород. Неглубокие морозобойные трещины образуются при значениях g_z в приповерхностном слое, близких к максимальным, появляясь почти одновременно. Трещины расширяются, достигают максимальной ширины Δx_{\max} и выборочно увеличиваются по глубине. Вторая стадия охватывает вторую половину зимы и продолжается до начала снеготаяния, заполнения морозобойных трещин водой (показано стрелками) и формирования в них элементарных жилок льда. Температуры в этот период на поверхности и в верхних слоях пород повышаются, а ширина трещин уменьшается. Глубина трещин растет, но они не выходят из пределов СТС. В третьей стадии, соответствующей второй половине весны, происходит сезонное оттаивание пород и замещение элементарных жилок льда породой.

Переходный тип развития морозобойных трещин образуется в «умеренных» по суровости мерзлотных условиях, когда морозобойные трещины зарождаются в промерзшей части СТС с поверхностью мерзлоты. По мере промерзания СТС трещины развиваются, а после смыкания часть трещин, приуроченная к генерации низких порядков, проникает в верхние горизонты мерзлой толщи. Трещины генерации высоких порядков обычно не выходят из СТС. В результате формируются полигонально-жилые системы (см. гл. VI, § 1), состоящие из грунтовых жил (в СТС) и повторно-жилых льдов (в мерзлой толще). Переходный вариант развития морозобойных трещин имеет место в разных по составу и льдистости отложениях при существенно разном их температурном режиме. Важную, возможно решающую, роль при этом имеет мощность СТС, которая, видимо, не бывает меньше 0,8—1,0 м. Для разных по составу и влажности пород это условие соблюдается при различных t_{cr} пород. В условиях континентальных, повышенно-континентальных и резкоконтинентальных типов СТС для пылеватых супесей и суглинков (при $W > \frac{1}{3} W_n - W_n$) t_{cr} примерно равна $-(2-4)^\circ$, а для песчано-гравийно-галечных и щебенисто-дресвяных пород (при $W > \frac{1}{3} W_n$) t_{cr} составляет $-(6-7)^\circ$ и ниже.

На рис. 16, а приведена схема «переходного» типа развития морозобойных трещин, характерного для повышенно-континентальных и резкоконтинентальных типов СТС. Растрескивание начинается в тот период, когда q_{\max} в приповерхностном слое достигают наибольших значений.

Северный тип развития морозобойных трещин имеет место в суровых мерзлотных условиях при низких t_{cr} и максимальном $\xi_r < (0,8-1,0$ м). Исследования Р. Блека (Black, 1963), Б. И. Втюрина и Е. А. Втюриной (1957), Р. Маккея (MacKay, 1973) показывают, что возникновение трещин в такой обстановке начинается тогда, когда СТС уже полностью промерз (рис. 16, б). Морозобойные трещины в момент зарождения проникают через промерзший слой сезонного оттаивания и углубляются в мерзлую толщу. Морозобойные трещины генераций разных порядков при северном типе развития образуются последовательно. По наблюдениям Р. Блека на мысе Барроу и Р. Маккея на о. Герри, северо-восточнее устья р. Маккензи, далеко не все ледяные жилы в полигональных системах подвергаются растрескиванию ежегодно. Из 100 жил, развитых в условиях низкотемпературных ($t_{cr} = -8, -9^\circ$) мерзлых толщ о. Герри (MacKay, 1973), которые в течение 6 лет (—1967—1973 гг.) находились под наб-

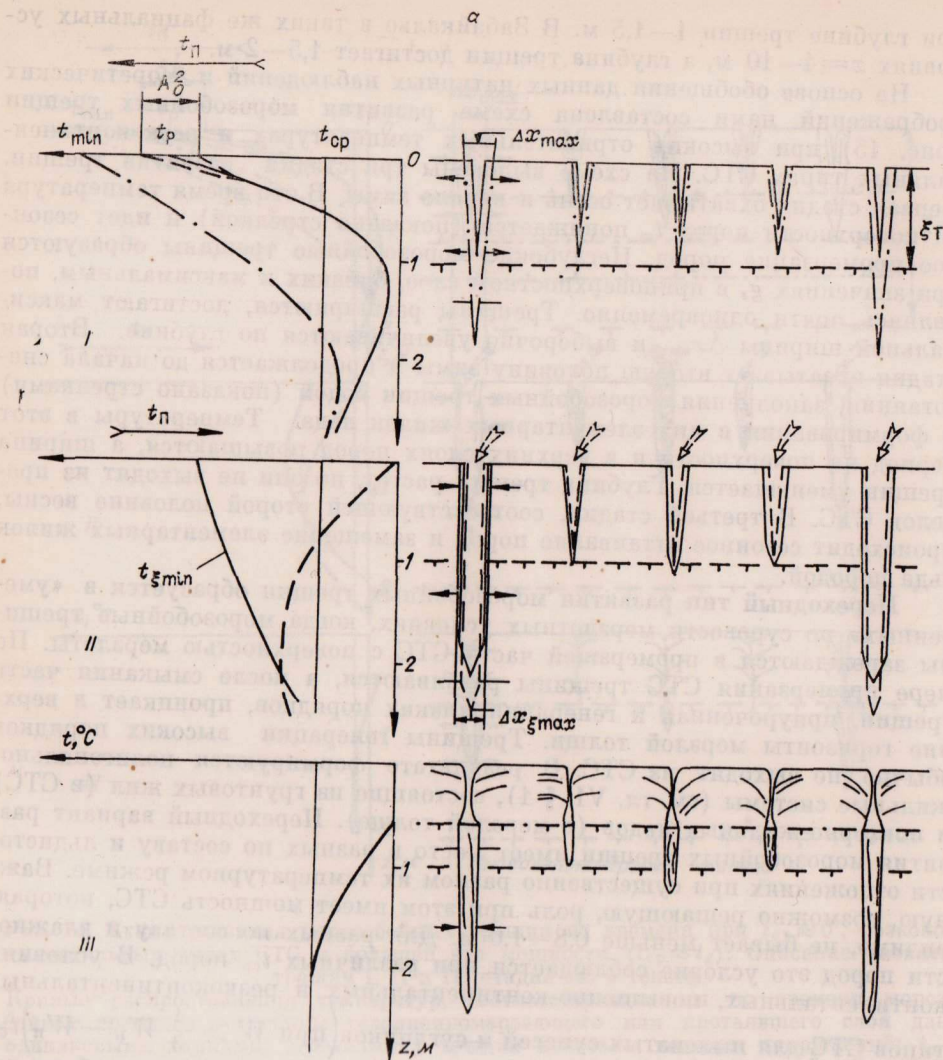
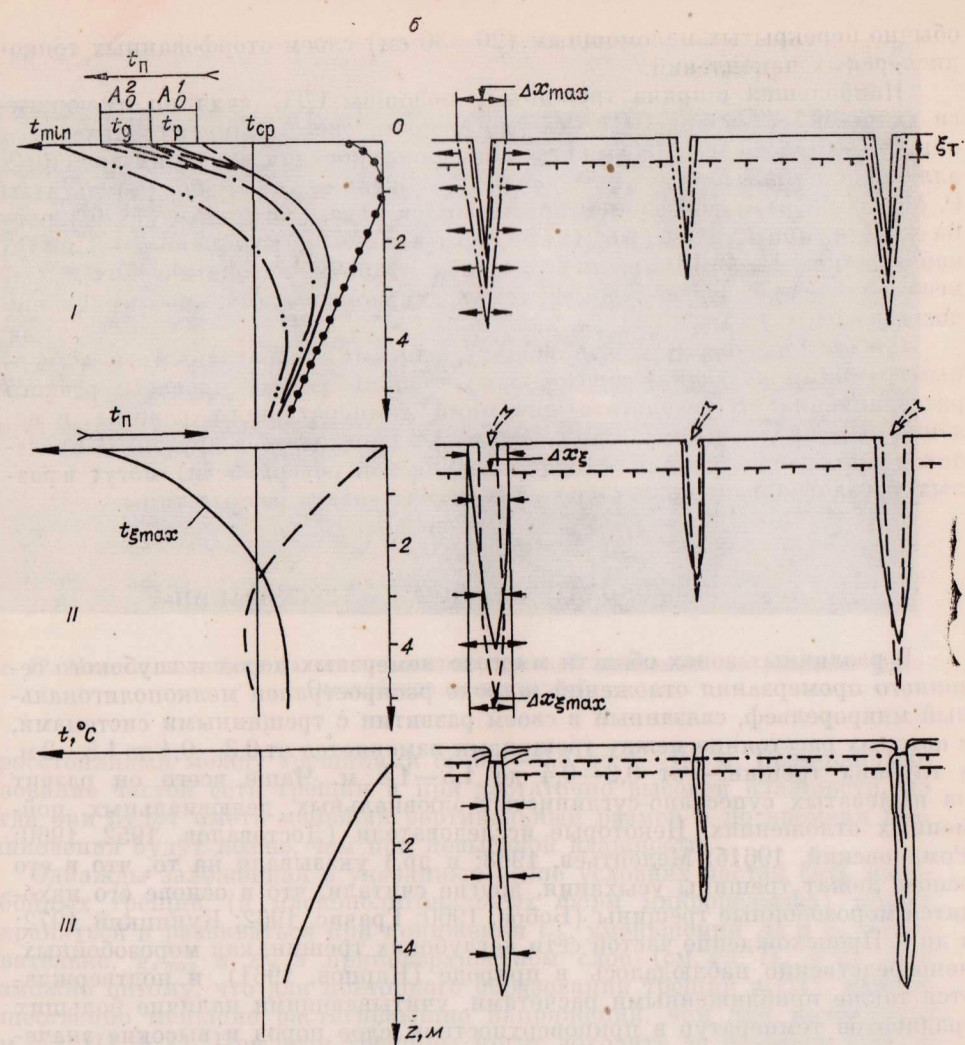


Рис. 16. Схема развития

а — при умеренно низких t_{cp} (для суглинков, супесей, пылеватых песков $t_{cp} = -2$, континентальных типах СТС, а также $t_{cp} \approx t_g$; б — при низкой t_{cp} (для супесей и $t_p > t_g$). A_0^1 и A_0^2 — амплитуды «вторичных» колебаний температур соответственно при $\Delta x_{\xi max}$ и Δx_{ξ} соответственно наибольшая ширина трещин у подошвы СТС и та ширина, при которой идет заливание воды в трещины. I, II, III — стадии развития трещин. Остальные условные обозначения см. на рис. 15.

людием, подвергались растрескиванию от 40 до 15% (Маскау, 1973). За период наблюдений 27% жил не трескались совсем, в 4% трещины образовались ежегодно, а в остальных — не каждый год. В годы с более теплыми зимами или мощным снежным покровом (1970/71 и 1971/72 гг.) растрескивание происходило позже по времени, а число трещин уменьшалось. В момент образования трещины распространялись вниз, в ледяную жилу, и вверх, в снежный покров. Ширина их на поверхности достигала 2 см, а у подошвы СТС — 1 см. Глубина трещин доходила до 3—5 м, а их ширина на глубине 3 м — до 5 мм. С конца марта началось уменьшение ширины трещин у поверхности, и к моменту снеготаяния часть их оказалась полностью закрытой.

Р. Блек (Black, 1963) на м. Барроу определял скорость роста ледяных жил, которые имели наибольшую ширину (от 2 до 6 м) и были заключены в разных по составу отложениях. По его наблюдениям, ежегод-



морозобойных трещин во времени.

—3°), значительной мощности ξ_T (~ 1 м и более), повышено-континентальных и резко-суглинков $t_{cp} = -7, -10^\circ$ и ниже), малой мощности ξ_T и континентальных типах СТС

t_p и t_g (пунктиром показаны глубины их распространения и амплитуды по глубине); рина, при которой идет заливание воды в трещины. I, II, III — стадии развития трещин. чения см. на рис. 15.

ный прирост жил по ширине изменялся от 0,04 до 6,0 мм, составляя в среднем 2 мм на жилу в год. Ежегодно трескалось порядка 50% жил. Поэтому увеличение каждой из жил, оконтуривающих полигоны, равно примерно 1 мм в год.

По полученным Р. Блеком данным, растрескиванию в большей степени подвергались более узкие, «молодые», чем развитые «древние» жилы. Жилы, заключенные в супесчано-суглинистых пылеватых образованиях, трескались несколько в меньшей степени, чем заключенные в песчано-галечных отложениях.

Многолетние наблюдения свидетельствуют о том, что в высокольдистых пылеватых песках и супесчано-суглинистых пылеватых отложениях различных фаций расстояние между морозобойными трещинами варьируют от 20—30 см до 3—5 м. В таких же пределах изменяются размеры полигонов, развитых на льдонасыщенных песчано-галечных отложениях,

обычно перекрытых маломощным (20—30 см) слоем оторфованных тонкодисперсных накоплений.

Наибольшая ширина трещины у подошвы СТС, судя по имеющимся данным, составляет 1—1,5 см; ко времени снеготаяния или половодья они сужаются до 0,8—0,3 м. Глубина проникновения зияющих трещин в аллювиально-пойменных и аласных отложениях, судя по результатам Р. Маккея и размерам элементарных жилок льда, при $t_{\text{ср}} = -(7-9^\circ)$ равна 4—5 м, при $t_{\text{ср}} = -(10-12)^\circ$ достигает 5—6, возможно 7—8 м. По наблюдениям П. А. Шумского, в древних мощных сингенетических льдах, несомненно при более суровом температурном режиме, растрескивание достигало 10—13 м.

Следует подчеркнуть, что между «южным», «переходным» и «северным» типами развития морозобойных трещин нельзя провести резкого разграничения. В результате динамики температурного режима и сезонного оттаивания пород один тип может переходить в другой. В пределах одного района (и даже морфогенетической поверхности) могут в разных мерзлотно-фациальных условиях соседствовать разные типы.

§ 2. О МЕЛКОПОЛИГОНАЛЬНОМ РАСТРЕСКИВАНИИ

В различных зонах области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания отложений широко распространен мелкополигональный микрорельеф, связанный в своем развитии с трещинными системами, в которых расстояние между трещинами изменяется от 0,3—0,4 до 1,5—2 м, а глубина трещин — от 0,2—0,4 до 1,5—1,8 м. Чаще всего он развит на пылеватых супесчано-суглинистых элювиальных, делювиальных, пойменных отложениях. Некоторые исследователи (Достовалов, 1952, 1960; Романовский, 1961б; Мелентьев, 1968; и др.) указывали на то, что в его основе лежат трещины усыхания, другие считали, что в основе его находятся морозобойные трещины (Бобов, 1960; Гравис, 1962; Куницкий, 1972; и др.). Происхождение частой сети неглубоких трещин, как морозобойных, непосредственно наблюдалось в природе (Карпов, 1961) и подтверждается также приближенными расчетами, учитывающими наличие больших градиентов температур в приповерхностном слое пород и высокие значения α супесчано-суглинистых отложений (Романовский, Шапошникова, 1974; Куницкий, 1972). Заметим, что многие мелкополигональные формы развиваются при наличии достаточно мощного мохового покрова, исключаящего образование трещин усыхания. Однако в Средней Сибири на обширных площадях, ныне занятых мелкополигональным микрорельефом, в прошлом растительный покров уничтожался пожарами, что предопределяло возможность развития трещин усыхания в суглинистом элювии и делювии (Мелентьев, 1968).

Все изложенное не оставляет сомнения в том, что мелкополигональные формы могут быть обусловлены как трещинами усыхания, так и морозобойными трещинами. Добавим, что развитие мелкополигональных форм, возникших на основе трещин усыхания, происходит при участии морозной контракции, расширяющей и углубляющей трещины, и заполнения трещин талой водой, замерзающей и образующей сезонные ледяные жилки (Романовский, 1961в; Мелентьев, 1968).

Образование частой сети морозобойных трещин при разных $t_{\text{ср}}$, $\xi_{\text{т}}$ и влажности отложений, видимо, происходит в различное время. Причины, приводящие к их развитию, по нашему мнению, также неодинаковы. В условиях переходных и полупереходных резко и особо резкоконтинентальных типов СТС в супесчано-суглинистых отложениях, обладающих невысокой влажностью ($\xi_{\text{т}} > 2-2,5$ м), возникают столь значительные градиенты температур и растягивающие напряжения, что образуется сеть

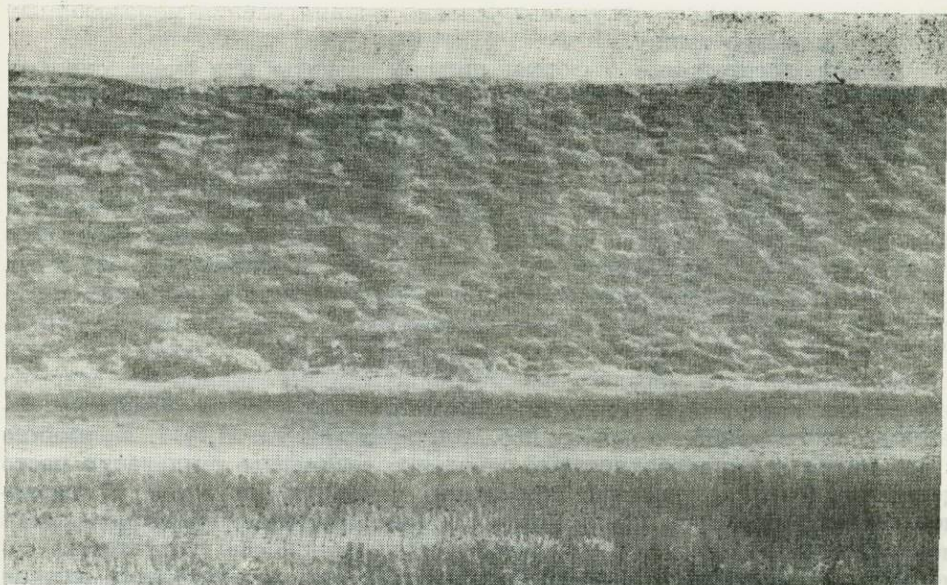


Рис. 17. Мелкие полигоны на склоне останца древней аллювиальной равнины (Яно-Омолуйское междуречье).

с расстояниями между трещинами от 0,4—0,6 до 1—1,5 м. Возможно образование частой сети трещин и при достаточно высокой влажности, но тогда они будут иметь меньший вертикальный размер и по времени возникновения будут позже, чем при невысокой влажности.

Однажды заложенная в указанных выше условиях частая сеть морозобойных трещин (и мелкополигональных форм микрорельефа) может сохраняться и развиваться при понижении t_{cp} , уменьшении A_0 и ξ_r , а следовательно, $g_{z\max}$ и A_z в приповерхностном слое (см. гл. II, § 2). Это возможно потому, что для повторного образования трещин в СТС нужны существенно меньшие растягивающие напряжения, чем для первичного (см. гл. III, § 2). При этом трещины могут доходить до подошвы СТС и даже проникать в мерзлую толщу. Такое происхождение имеют, видимо, многие мелкополигональные формы, описанные Н. Г. Бобовым (1960), Г. Ф. Грависом (1962) на Лено-Вилуйском междуречье и изучавшиеся нами позже при мерзлотной съемке в районе г. Мирного. На участках их развития сейчас сезонное оттаивание элювиальных и делювиальных супесчано-суглинистых отложений относится к полупереходным и даже длительно-устойчивым ($t_{cp} = -2, -4^\circ$), преимущественно повышенно-континентальным типам ($\xi_r = 1-1,5$ м). Таким образом, по нашему мнению, они возникли первоначально в обстановке более континентальной и менее суровой, а возможно, и при меньшей влажности пород в СТС, т. е. при большей ξ_r . Развитие их продолжается в условиях менее континентальных и более суровых.

Несмотря на то, что морозобойные трещины и трещины усыхания, расширенные за счет морозной контракции, проникают часто в мерзлую толщу, повторно-жильного льдообразования в них не происходит или идет очень медленно. Связано это с тем, что расстояния между трещинами невелики, а ширина каждой из них очень мала. В сходном по составу и влажности пойменном аллювии I террасы р. Вилуй при указанных выше t_{cp} , A_0 и ξ_r , но при отсутствии частой системы неглубоких трещин в СТС морозобойные трещины развиваются по редкой сети ($x \approx 15-20$ м). Они проникают в мерзлую толщу, и с ними связано формирование жильных льдов. Отсюда можно заключить, что наличие частой сети трещин в СТС

при умеренно низких $t_{\text{ср}}$ ухудшает условия проникновения морозобойных трещин в мерзлую толщу.

Мелкополигональные формы широко развиты и в очень суровых мерзлотных условиях, например, на севере приморских низменностей и на Новосибирских островах (рис. 17), где $t_{\text{ср}} = -10^\circ$ и ниже, сезонное оттаивание относится к повышенно-континентальному типу, $\xi_t = 0,4-0,2$ м, а осеннее промерзание СТС начинается в конце августа и заканчивается в середине — конце сентября. При этом оно происходит в значительной мере снизу и при наличии снежного покрова. Больших градиентов температур в СТС в этот период не создается. Мы предполагаем, что в таких условиях первоначально возникает основная система глубоких морозобойных трещин с расстояниями от нескольких метров до 10—20 м. Растрескивание по частой сети происходит позже, в середине зимы (когда верхние слои мерзлого массива максимально охлаждены) вследствие резких понижений температур. Судя по результатам обработки режимных наблюдений по району пос. Чокурдах (см. гл. II, § 1, 2), именно в это время в приповерхностном горизонте градиенты температур часто достигают больших значений при низких температурах пород. К сказанному следует добавить, что на выпуклых водоразделах мощность снежного покрова невелика, а в верхней части склонов мощность (льдиность) супесчано-суглинистых отложений склоновых фаций и криогенного элювия меньше, чем на плоских участках, что определяет более высокие значения α пород (см. гл. III, § 1). В тех же районах на низких плоских поверхностях, где отложения СТС водонасыщены (а следовательно, имеют относительно меньшие значения α), где скапливается снег и слабее проявляются «вторичные колебания», бывает развита только система крупных полигонов с размерами сторон от 6—12 до 20—25 м.

§ 3. ЯРУСНОСТЬ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН И ФОРМА ТРЕЩИННЫХ ПОЛИГОНОВ

Имеющиеся наблюдения за формированием морозобойных трещин и анализ систем ПЖС свидетельствуют о наличии ярусности как в распределении морозобойных трещин, так и в образовании на их основе структур. Причиной ярусности служит уменьшение от поверхности в глубь массива A_z и $g_{z \text{ max}}$.

В зависимости от величин A_0 , $t_{\text{ср}}$, характера «вторичных» колебаний, а также от состава и свойств подверженных растрескиванию отложений и изменения их по разрезу ярусность трещин имеет неодинаковый характер (Romanovsky, 1973). Наличие ярусов морозобойных трещин предопределяет и существование ярусности ПЖС, которую в одних случаях видно очень хорошо, в других она не проявляется или проявляется слабо. В последнем случае она выражена в том, что трещины генераций более высоких порядков проникают на меньшую глубину, чем высоких, и, как следствие, существуют вариации в вертикальных размерах жильных образований (Достовалов, 1952). Основные типы ярусности морозобойных трещин и соответствующих им ПЖС приведены на рис. 18.

Форма трещинных полигонов зависит от особенностей проявления процесса морозобойного трещинообразования в естественных условиях. По представлениям Б. Н. Достовалова (1952), М. В. Раца и С. Н. Чернышова (1970), положение трещин первой генерации определяется наличием и формой свободной вертикальной поверхности, роль которой могут выполнять береговые уступы рек и озер, поверхности раздела пород разного состава и свойств, в том числе многолетнемерзлых массивов и таликов. В этом случае первая генерация трещин располагается параллельно вертикальной поверхности, вторая — по нормали к первой. Наиболее характерно четырехлучевое пересечение трещин и ортогональный

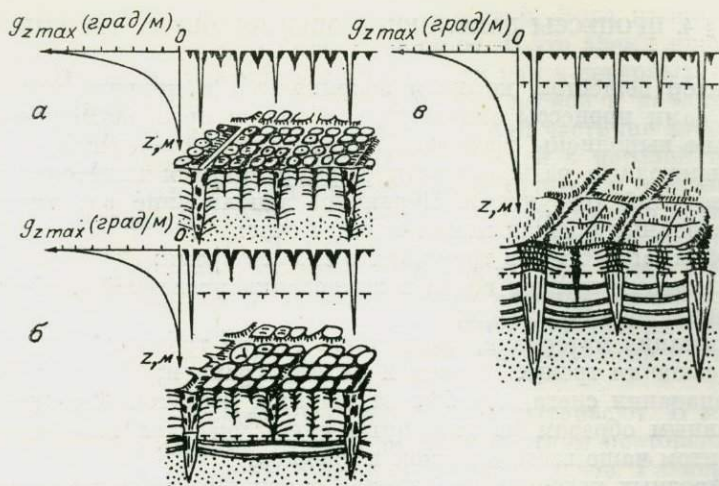


Рис. 18. Схема ярусности морозобойных трещин и образующихся полигонально-жилых структур в зависимости от изменения $g_{z \max}$ по глубине.

а — морозобойные трещины не выходят из СТС (СМС) (при высоких t_{cp} ;
 б — морозобойные трещины образуются в СТС, а трещины генераций низ-
 ких порядков проникают в мерзлую толщу; в — все морозобойные трещи-
 ны проникают в мерзлую толщу (при низких t_{cp}).

рисунок полигонов. Этот чрезвычайно широко распространенный вари-
 ант, прослеживается на огромных площадях в долинах северных рек, на
 аласах и т. д. Т. Н. Каплина и М. В. Рац (1972) на основании анализа
 микрорельефа дельты р. Яны показали, что при удалении от уступов ор-
 тогональная сеть постепенно переходит в полигональную с трехлучевым
 пересечением трещин. Это связано, по нашим наблюдениям, с увеличе-
 нием количества неоднородностей состава массива мерзлых пород, не сов-
 падающих по ориентировке своих границ с положением береговых усту-
 пов (прирусловых валов, пойменных ложбин и т. д.).

В том случае, когда полигональная сеть трещин образуется в одно-
 родном массиве без ориентирующего влияния первичного вертикального
 уступа (или трещины), возникает полигональная сеть с пяти-, шестисто-
 ронними отдельностями и узлами, в которых сходятся по три луча тре-
 щин (Рац, Чернышов, 1970; Lachenbruch, 1962). А. Лахенбрух считает,
 что неортогональные формы с трехлучевым пересечением трещин свиде-
 тельствуют об одновременном возникновении последних, а ортогональ-
 ные — о последовательном образовании трещин. Заметим, что для мелко-
 полигональных форм, возникающих на основе трещин усыхания и моро-
 зобойных трещин (или их сочетания), наиболее характерно трехлучевое
 пересечение и полигональные образования с 5—6 сторонами.

Наблюдения на ряде молодых, недавно вышедших из-под уровня во-
 ды поверхностях в районах с суровыми климатическими и мерзлотными
 условиями показывают, что морозобойные трещины могут первоначально
 не создавать выдержанной полигональной сети. Трещины на одних участ-
 ках образуют как бы фрагменты последней, на других они единичны и
 протягиваются на расстояние в несколько десятков метров, но постепен-
 но сходят на нет.

Рисунок полигонального микрорельефа позволяет в ряде случаев вос-
 станавливать геологические и мерзлотные события прошлого. Так, по
 ортогональному рисунку морозобойной трещинной сети можно восстано-
 вить былое положение береговых уступов рек, контуры подрусловых и
 подозерных таликов.

§ 4. ПРОЦЕССЫ ЗАПОЛНЕНИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН

Характер вещества, которым заполняются в природе морозобойные трещины, сами процессы заполнения, а также преобразование материала, которым выполнены трещины, определяют в совокупности основные типы и переходные разновидности формирующихся полигонально-жилых образований (структур). Первичное заполнение возникающих зимней морозобойных трещин может идти за счет:

- сублимации льда в трещинах в зимнее время;
- заливания трещин водой и замерзания последней с образованием жиллок конжеляционного льда;
- осыпания материала, слагающего стенки трещин;
- засыпания трещин песком и мелким гравием;
- попадания снега, что бывает, видимо, достаточно редко и происходит главным образом на лишенных снега участках интенсивной дефляции, притом чаще всего с песком и гравием.

В природных условиях заполнение трещин происходит за счет одного или нескольких источников материала. Однако часто имеется основной источник, определяющий главные черты образующейся полигонально-жилкой структуры.

Материал, который слагает формирующуюся морозобойную трещину, подвергается изменениям. Так, в трещинах, проникающих в мерзлую толщу, заполняющий их материал в летнее время при расширении массива подвергается «обработке давлением».

В СТС и СМС элементарные ледяные жилки оттаивают, и образующиеся при этом полости могут vyplываться оплывающим со стенок или осыпающимся талым грунтом. Процессы вторичного выполнения трещин-пустот присутствуют всегда в тех случаях, когда в морозобойных трещинах, рассекающих отложения СТС и СМС, идет образование элементарных ледяных жиллок. Эти процессы имеют очень большое значение для формирования грунтовых (земляных) жил и повторно-жилых льдов и будут рассмотрены особо. Существует представление (Данилова, 1956; Попов, 1957) о том, что первичное заполнение морозобойных трещин может происходить в результате попадания в них разжиженной породы из верхней оттаявшей части СТС. Однако наши многолетние наблюдения не подтверждают этого. Дело в том, что к началу сезонного оттаивания, т. е. перехода температуры поверхности через 0° , морозобойные трещины в своей верхней части бывают или сомкнуты или заполнены конжеляционным льдом. Поэтому проникновение разжиженной породы ниже подошвы СТС в мерзлую толщу физически невозможно (Романовский, 1970а).

1. Образование в морозобойных трещинах сублимационного льда — процесс, развитый очень широко. Наиболее благоприятны для этого широкие трещины с активным воздухообменом. В СТС и СМС сублимационный лед оттаивает. В трещинах, проникающих в мерзлую толщу, кристаллы сублимационного льда могут служить центрами кристаллизации при заливании воды в трещины или сохраняться, претерпевая преобразования под действием давления, переменных температур и других факторов.

2. Заливание воды в морозобойные трещины и замерзание ее с образованием элементарных жиллок конжеляционного льда — это основная, особенно распространенный процесс, приводящий к формированию полигонально-жилых структур. Источниками могут быть полые и талые снеговые воды. В первых количество минеральной взвеси наибольшее вблизи русел рек. Поэтому здесь в элементарных жилках содержится повышенное количество минеральных примесей. С удалением от русла загрязнение полых вод, а также число растущих за их счет ледяных жил уменьшается (Втюрин, 1955; Шумский, 1959). Наиболее чистый повторно-жилый лед образуется за счет талых вод.

Заливание вод в трещину происходит весной. Вода проникает обычно почти на всю мощность зияющей трещины. В это время происходит ее замерзание. Изучение растущих ледяных жил как в северных, так и в южных районах Восточной Сибири показало, что весной к началу лета морозобойные трещины оказываются полностью или частично заполненными конгломерационным льдом как в СТС (СМС), так и в мерзлой толще. Летом вода бывает только в трещине, которая находится в оттаявшей части СТС. С. В. Томирдиаро (1972) считает, что первоначально вода заполняет трещину только в СТС. Замерзая, она тампонирует ее. Заполнение трещины в мерзлой толще происходит к концу лета, когда СТС протает на полную мощность и вода оттаявшей ледяной жилки вливается в полую трещину. Существование такого способа заполнения нельзя отрицать полностью, но ни нами, ни другими исследователями он не был обнаружен.

В СТС и СМС элементарные жилки льда вытаивают. В многолетне-мерзлой толще они сохраняются и при многократном повторении процесса приводят к формированию повторно-жилковых льдов. Размеры элементарных жилок ниже подошвы СТС зависят от состава пород, их температурного режима и времени заполнения морозобойных трещин. Закономерности их формирования рассмотрены в следующем параграфе.

3. Заполнение морозобойных трещин материалом, который слагает стенки в пределах СТС и СМС, происходит в разных по составу отложениях неодинаково. В супесчано-суглинистых отложениях пойменного аллювия, делювия и т. д. зимой на стенках морозобойных трещин порода подсыхает и небольшие куски обваливаются вниз. Если трещина проникает в мерзлую толщу и в последней формируются ледяные жилы, то кусочки грунта образуют ксеногенные включения в повторно-жилковом льду. В морозобойных трещинах, не выходящих из СТС (СМС), эти кусочки способствуют фиксации трещины в разрезе. В случаях, когда трещины заполняются весной водою, ксенолиты обычно смешиваются с породой, которая заполняет пустоты, возникающие при оттаивании сезонных ледяных жилок.

В песках (эоловых, аллювиальных, прибрежно-морских и др.) порода со стенок осыпается как зимой, так и весной в процессе оттаивания отложений СТС (СМС). Этот процесс может сопровождаться весенним заполнением трещин водою с последующим оттаиванием ледяных жилок и обрушением породы в полость и засыпанием эолового песка в зияющие трещины.

4. Заполнение морозобойных трещин песком и мелким гравием, переносимыми ветром, — явление, весьма широко известное в Антарктиде (Réwé, 1959; Berg, Black, 1965) и на участках развития эоловых отложений Центральной Якутии (Катасонова, 1972) и в дельте р. Лены. В Антарктиде песок и гравий, переносимые и влекомые по поверхности ветром, зимой попадают в трещины, как в ловушки, или накапливаются летом в бороздах над растущими жилами, а затем зимой, когда возникают морозобойные трещины, засыпаются в них, образуя сезонные песчаные жилки. Такой процесс, повторяющийся многократно, приводит к образованию первично-песчаных жил (см. гл. VII).

Эоловый материал часто бывает смешан с сухим снегом, кроме того, он попадает в трещины, в которых содержится сублимационный лед. Летом при расширении массива песок и гравий в песчаных жилах цементируются льдом и снегом. В СТС летом лед в сезонной жилке оттаивает.

Заполнение трещин происходит зимой, когда их верхняя часть бывает широкой, но они далеко не достигают максимальной глубины. В результате, трещины приобретают клиновидную форму, что определяет в них возможность вертикальной дифференциации обломочного материала: в верхней, широкой, части может концентрироваться мелкая галька и

гравий, в то время как песок проникает в нижнюю, суженную, часть трещины. В дальнейшем трещина углубляется и песок проникает на большую глубину. Одновременно ширина трещины в верхней части уменьшается. Поэтому крупные зерна песка, гравий, мелкая галька и обломки пород остаются как бы зажатыми вблизи от поверхности и не проникают вниз.

5. Вмещающей породой широко осуществляется вторичное заполнение полостей-трещин, образующихся при оттаивании элементарных жил-лок конгломерационного льда, выполняющих морозобойные трещины в пределах СТС и СМС. В несвязных отложениях при этом происходит осыпание пород со стенок, оседание в трещину оттаивающих пород в виде блоков (в результате чего во вмещающих породах создается система сколов), а также отгибание вниз слоев вмещающих отложений в приконтактной зоне. Породы, выполняющие трещины, а также приконтактная зона вмещающих отложений обычно имеют более рыхлое сложение, чем внутри полигональных блоков. Связные отложения по стенкам трещин в большей степени оплывают, чем осыпаются. В приконтактной зоне слои вмещающих отложений обычно отогнуты вниз, но сколы в них отсутствуют. В зоне трещинообразования в породах нередко наблюдаются более интенсивные следы выветривания, затекания гумусовых веществ, кольматации трещин глинистым материалом или суффозия и др.

Процессы морозобойного растрескивания СТС и СМС, заполнения трещин льдом, вытаивание последнего и заполнение полостей породой повторяются многократно, что ведет к образованию грунтовых жил, по существу являющихся повторными псевдоморфозами по элементарным жилкам (Романовский, Боярский, 1966). Вертикальные размеры трещин, в которых идет образование ледяных жилок, замещающихся породой, в СТС и СМС, сложенных слабовлажными супесчано-суглинистыми отложениями, достигают в условиях резкоконтинентальных полупереходных типов СТС 2—2,5, реже 3 м. При понижении t_{cp} и увеличении влажности пород в СТС в связи с более близким залеганием к поверхности криогенного водоупора сокращается и ξ_t . Увеличение влажности обуславливает уменьшение значений ξ_t у супесчано-суглинистых пылеватых пород (см. гл. III, § 1), и, как следствие этого, глубины растрескивания сокращаются. При $t_{cp} = -(2-3)^\circ$ в аллювиально-пойменных, делювиальных, озерно-болотных и других отложениях указанного состава и влажности, соответствующей среднему сезонному оттаиванию (по В. А. Кудрявцеву), трещины генераций низких порядков начинают проникать в мерзлую толщу. Это вызывает образование в последней повторно-жилых льдов и над ними в СТС грунтовой части ПЖС.

При понижении t_{cp} , возрастании дисперсности и оторфованности отложений и увеличении их влажности мощность СТС уменьшается, соответственно уменьшается и мощность грунтовой части жилых льдов. Таким образом, изменения последней имеют как зональную, так и ландшафтно-фациальную природу.

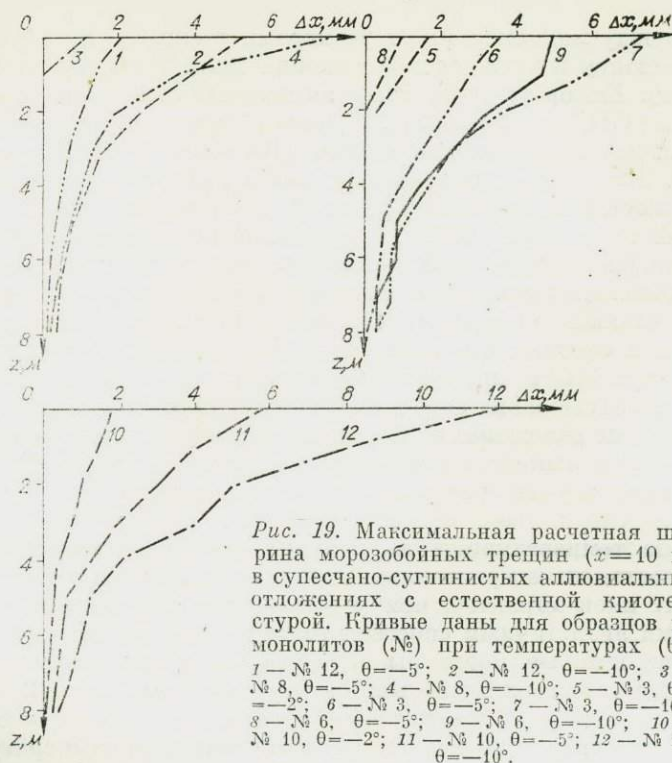
§ 5. ФАЦИАЛЬНЫЕ И ЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И ЗАПОЛНЕНИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН В МЕРЗЛОЙ ТОЛЩЕ

Размеры элементарных жилок льда, образующихся ниже СТС в многолетнемерзлых породах, зависят от размеров зияющих морозобойных трещин в момент их заполнения водой. Выше отмечалось, что наибольшие размеры морозобойных трещин в породах одинакового состава увеличиваются с понижением t_{cp} . Однако в породах, различных по составу и льдистости, обладающих различными свойствами, эта закономерность может проявляться по-разному.

Связь между максимальными размерами трещин и $t_{ср}$ пород для различных по составу и влажности отложений была рассмотрена Т. Н. Каплиной (1972). Ею были рассчитаны амплитуды колебаний температур в породах ниже СТС при разных $t_{ср}$ с учетом диапазонов изменений температур на разных глубинах для супеси ($W=35\%$ и $19,5\%$) и суглинка ($W=30\%$). Значения α , полученные для породы с нарушенным сложением (для паст), были взяты из работ И. Н. Вотякова (1966) и И. Н. Вотякова, С. Е. Гречищева (1969). Кроме того, от подошвы СТС до глубины 8 м была рассчитана наибольшая возможная ширина трещин с учетом нелинейности изменений α данных отложений в различных диапазонах отрицательных температур. На основании полученных результатов Т. Н. Каплина считает, что зональность в глубинах проникновения морозобойных трещин в многолетнемерзлые супесчано-суглинистые отложения будет затухать. Однако этот вывод не относится к пескам и грубообломочным отложениям, т. е. к породам, у которых α не меняется существенно при изменении температур (см. гл. III, § 1) и зональное увеличение глубин растрескивания при понижении $t_{ср}$ выражено отчетливо.

Изучение температурных деформаций супесчано-суглинистых отложений с естественным криогенным строением показало, что зависимость α от t носит иной характер, чем у образцов с нарушенной структурой. Поэтому нами аналогичным способом была рассчитана максимальная ширина трещин, которые могли бы образоваться в аллювиальных супесях и суглинках с естественными криотекстурами при $t_{ср} = -2, -5, -10^\circ$. Диапазоны температур, при которых происходят термические деформации, рассчитывались при значениях коэффициента температуропроводности для пылеватых супесей с $W_{ос} = 60\%$ (гл. II, § 3). Величина температурной деформации породы для каждого диапазона температур была взята непосредственно с dilatометрических кривых (гл. III, § 1; см. рис. 11, б, обр. 3, 6, 8, 10, 12). Результаты расчетов свидетельствуют о том, что при высоких $t_{ср}$ (-2 и даже -5°) морозобойные трещины часто просто не могут проникать ниже подошвы СТС или имеют очень небольшую ширину и глубину. Происходит это потому, что порода при данных температурах имеет такой же объем, как при 0° , и находится в ненапряженном состоянии (см. рис. 11, б, монолиты 8, 6). При понижении $t_{ср}$ максимальная ширина трещин всегда увеличивается (рис. 19). Таким образом, мы считаем, что в льдистых пылеватых супесях и суглинках с естественным криогенным строением, так же как и в песках, зональность в проникновении трещин ниже подошвы СТС и величине их наибольшей раскрытости выражена хорошо.

Анализ закономерностей температурного режима пород ниже подошвы СТС (гл. II, § 3) показывает, что ширина морозобойных трещин в момент льдообразования в них и толщина элементарных жилок льда при одинаковом составе и льдистости пород увеличиваются с понижением $t_{ср}$ (при разных x). Проследить это можно при оценке льдообразования в морозобойных трещинах в пределах одного района, где сроки снеготаяния на разных элементах рельефа сходны, а температурный режим пород различен. Такого рода наблюдения были проведены Т. Н. Каплиной и В. Н. Зайцевым (1975) на Колымской приморской низменности. Ширина элементарных жилок в подошве СТС, которая наблюдалась в шурфах, изменяется в этом районе от 3—4 до 10—15 мм. Размеры полигонов (расстояния между параллельными жилами x) варьируют от 7—8 до 12—18 м (и даже до 75—110 м). Авторами была оценена «удельная» ширина элементарных ледяных жилок K (в мм/м), для чего средняя ширина жилок делилась на среднее расстояние между параллельными трещинами. Заметим, что в большинстве случаев породы ниже СТС были представлены пойменными и аласными оторфованными супесями и суглинками с очень высокой льдистостью ($i=55-70\%$), в целом очень од-



породными. Близость физико-механических свойств этих отложений подтверждается в определенной степени результатами, полученными В. Н. Зайцевым при изучении монолитов (см. гл. II).

Значение K для этих отложений при $t_{cp} = -6, -7^\circ$ составляет 0,36—0,4 мм/м и увеличивается до 0,94 мм/м при $t_{cp} = -10, -11^\circ$ и даже до 1,9 мм/м при $t_{cp} = -11, -12^\circ$. Это свидетельствует об увеличении темпа повторно-жильного льдообразования в льдистых супесчано-суглинистых отложениях при понижении t_{cp} за счет большей ширины элементарных ледяных жилок при одинаковом расстоянии между параллельными трещинами.

Для мелко- и тонкозернистых аллювиальных песков, развитых в Халерчинской тундре, при $t_{cp} = -6,4^\circ, -8,8^\circ$, $K = 0,25—0,32$ мм/м. Такие значения K указывают на соизмеримый, хотя и несколько меньший темп льдонакопления в песках по сравнению с супесями и суглинками при тех же температурах. Объясняется это достаточно высокой льдистостью песков ($i = 45—48\%$). В более льдистых ($i = 60\%$) пылеватых песках при $t_{cp} = -10, -12^\circ$ величина K достигала 1,1 мм/м.

Подчеркнем, что исследования Р. Блека (Black, 1963) на м. Барроу, Т. Н. Каплиной и В. Н. Зайцева (1975) на Колымской низменности, наши многолетние наблюдения на приморских низменностях свидетельствуют о том, что размеры полигональных форм и темп повторно-жильного льдообразования при низких значениях t_{cp} в различных по составу и генезису отложениях, промерзавших преимущественно сингенетически и обладающих высокой льдистостью, очень сходны между собой. Происходит это потому, что при высоких значениях льдистости физико-механические свойства различных фациальных разновидностей пород сближаются, глубины СТС очень невелики и условия развития трещин очень сходны между собой.

Морозобойные трещины в период попадания в них воды в СТС, в том числе и у подошвы этого слоя всегда имеют ширину меньше макси-

мальной. Наши наблюдения на севере Якутии показывают, что толщина ледяных жилок составляет у поверхности земли от 0,5—0,6 до 2—3 см и уменьшается к подошве СТС.

Заливание воды в трещины на затапливаемых поверхностях идет в половодье, на незатапливаемых — в начале периода снеготаяния. Снеготаяние начинается обычно несколько раньше половодья, поэтому значительная часть трещин даже на затапливаемых участках может быть заполнена (частично или полностью) талыми водами. Особенно это относится к средним и высоким поймам рек.

При движении с юга на север сроки начала снеготаяния и половодья сдвигаются. Следовательно, запаздывает и зональное льдообразование в морозобойных трещинах. Это имеет существенное значение тогда, когда морозобойные трещины проникают ниже СТС в мерзлую толщу. В этом случае на подошве СТС степень раскрытости морозобойных трещин по сравнению с максимальной будет зонально изменяться (Романовский, 1970а). Рассмотрим этот вопрос подробнее.

По Б. Н. Достовалову (1952), ширина трещины равна

$$\Delta x = 1/2 \alpha x \Delta t. \quad (6)$$

Максимальная ширина трещины на подошве СТС при допущении синусоидального хода температур равна

$$\Delta x_{\xi_{\max}} = 1/2 \alpha x (2t_{\xi} - t_{\xi_{\min}}), \quad (7)$$

где $t_{\xi_{\min}}$ — температура породы, при которой она находится в ненапряженном состоянии. При этой температуре увеличение объема породы за счет переходов воды в лед компенсируется сжатием в результате охлаждения. Для разных по составу и влажности пород эта температура различна (гл. III, § 1).

При постоянных x , α в выражении (6) различия в ширине трещин у подошвы СТС определяются изменением Δt . На каждый момент времени (τ) у подошвы СТС $\Delta t = t_{\xi\tau} - t_{\xi_{\min}}$, где $t_{\xi\tau}$ — температура у подошвы СТС на момент τ . При гармоническом ходе температур у подошвы СТС

$$t_{\xi\tau} = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin(2\pi/T) \tau, \quad (8)$$

$$\Delta t = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin(2\pi/T) \tau - t_{\xi_{\min}}. \quad (9)$$

Максимальная температура на подошве СТС $t_{\xi_{\max}}$, равная 0° , достигается в момент максимального оттаивания (t_{ξ}). Начало отсчета времени на подошве СТС принимается $\tau_0 = \tau - 1/4 T$, когда температура на этой глубине равна $t_{\xi}(t_{\text{ср}})$ (Перлыштейн, 1967). В южных районах развития многолетнемерзлых пород морозобойные трещины в дисперсных отложениях (в пойменных пылеватых супесях, суглинках, мелкозернистых пылеватых песках) начинают проникать в мерзлую толщу при $t_{\text{ср}} \approx -2, -3^\circ$. Можно считать, что максимальное оттаивание при этих $t_{\text{ср}}$ наступает 1-го октября. Для краткости назовем такие районы «южными». В «северных» районах, где в сходных фациально-литологических условиях $t_{\text{ср}} = -8, -10^\circ$, максимальное оттаивание наступает 1-го сентября. Тогда ($t_{\xi_{\min}}$) у подошвы СТС будут соответственно в южных районах 1-го апреля, а в северных — 1-го марта. Момент льдообразования в морозобойных трещинах ($\tau_{\text{л}}$), соответствующий началу снеготаяния и половодья малых рек с местным бассейном питания, примем для южных районов 1-го мая, а для «северных» — 1-го июня.

По отношению к моменту достижения $t_{\xi_{\min}}$ (обозначим его t_{\min}), а следовательно, и наибольшей ширины трещины у подошвы СТС момент льдообразования $\tau_{\text{л}}$ составит в южных районах

$$\tau_{\text{л}} = \tau_{\min} + \frac{1}{12} T = \frac{10}{12} T, \quad (10)$$

а в северных районах

$$\tau_{\text{л}} = \tau_{\text{min}} + \frac{3}{12} T = \frac{12}{12} T = \tau_0, \quad (11)$$

т. е. когда $t_{\xi\tau} = t_{\xi}$. Поскольку на момент льдообразования $\Delta t_{\tau_{\text{л}}} = t_{0\tau_{\text{л}}} - t_{\xi\text{н}}$, то, учитывая выражения (8) и (9), можно записать

$$\Delta t_{\tau_{\text{л}}} = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin 2\pi/T \cdot \tau_{\text{л}} - t_{\xi\text{н}}. \quad (12)$$

Учитывая выражение (10) и (11),

для южных районов

$$\Delta t_{\tau_{\text{л}}} = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin 20\pi/12 - t_{\xi\text{н}} = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin 60 - t_{\xi\text{н}};$$

$$\Delta x = 1/2\alpha x (t_{\xi} + t_{\xi}/\sin 60 - t_{\xi\text{н}}); \quad (13)$$

для северных районов

$$\Delta t_{\tau_{\text{л}}} = t_{\xi} + t_{\xi} \cdot \sin 0 - t_{\xi\text{н}} = t_{\xi} - t_{\xi\text{н}},$$

$$\Delta x = 1/2\alpha x (t_{\xi} - t_{\xi\text{н}}). \quad (14)$$

Из сравнения уравнений (6), (13) и (14) следует, что ширина у подошвы СТС на момент льдообразования зонально изменяется. Эта ширина меньше отличается от максимальной в южных районах, чем в северных, т. е. на юге трещины относительно более раскрыты. Другими словами, в направлении с юга на север существует относительное уменьшение ширины трещин на подошве СТС в момент заполнения их водой и образования элементарных жилок льда. Поэтому, несмотря на увеличение амплитуды колебаний температур и минимальной температуры у подошвы СТС при понижении $t_{\text{ср}}$, зональные различия в ширине трещин на глубине $\xi_{\text{г}}$ в момент льдообразования сглаживаются. Вследствие этого толщина большинства элементарных жилок льда в фациально сопоставимых условиях колеблется в целом незначительно: как при низких $t_{\text{ср}}$ на севере, так и при высоких на юге она обычно изменяется от 0,8—0,6 до 0,4—0,3 см. Наиболее часто встречаются элементарные жилки, толщина которых у подошвы СТС составляет 0,6—0,4 см и уменьшается с увеличением глубины. Проследить их удастся до тех пор, пока ширина их не уменьшится до 2—1,5 мм.

В момент заполнения зияющих морозобойных трещин водой они не всегда успевают распространиться на полную возможную глубину. При этом на «юге» трещины проникают на меньшую относительную глубину. Это можно проследить по положению минимальной температуры, на глубине которой трещина раскрыта максимально. Исходя из второго закона

Фурье, скорость передвижения температурной волны $V = 2\sqrt{\frac{\lambda\pi}{cT}}$. Тогда

на момент льдообразования в трещинах минимальная температура сместится от подошвы СТС при принятых выше условиях в южных районах

на глубину $h_{\text{ю}} = V \frac{1}{12} T = \frac{1}{6} \sqrt{\frac{\lambda\pi T}{c}}$, а в северных — на глубину $h_{\text{с}} =$

$= V \frac{3}{12} T = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\lambda\pi T}{c}}$, т. е. в 3 раза глубже. Если сопоставить положение

минимальной температуры с полной глубиной зоны годовых колебаний $\xi^{1,2}$, то и здесь к северу относительная глубина увеличивается. Так, при $t_{\text{ср}} = -3^\circ$ в южных районах $t_{z\text{ min}}$ проникает в момент льдообразования на $0,22 \xi^1$, а в северных при $t_{\text{ср}} = -10^\circ$ — на $0,34 \xi^2$, причем $\xi^2 = 1,35 \xi^1$. Следовательно, увеличение глубин морозобойных трещин ниже подошвы СТС и вертикальных размеров элементарных ледяных жилок способствует проявлению, а стало быть, и возрастанию темпа повторно-жильного льдообразования с юга на север.

§ 6. ПРИЧИНЫ ЗАКРЕПЛЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ МОРОЗОБОЙНЫХ ТРЕЩИН ПРИ ПОВТОРНОМ РАСТРЕСКИВАНИИ

Полигонально-жильные структуры и выраженный полигональный микрорельеф могут образовываться в тех случаях, когда растрескивание происходит многократно по одним и тем же местам, а однажды возникшая зимой система морозобойных трещин не исчезает летом, и трещины оказываются не полностью «залеченными». Поэтому вопрос о закреплении положения многократно образующихся трещин имеет важное значение.

Морозобойные трещины, образующиеся однажды или возникающие систематически, способствуют уменьшению прочности пород в местах их развития в результате: а) заполнения их более рыхлым материалом, чем вмещающие отложения; б) сохранения каверн и пустот; в) иной степени водонасыщения песков в трещинах в талом и льдистости в мерзлом состоянии по сравнению с вмещающими породами; г) образования ледяных жилок в СТС и их постепенного вытаивания летом при сохранении трещин-пустот или их неполного заполнения; д) изменения состава отложений по трещинам за счет гумусирования, оторфовывания, а в песках — глинизации и др.; е) изменения текстуры пород, т. е. появления вертикальной слоистости, сланцеватости и др. Напомним, что в мерзлых слоистых породах $\sigma_{\perp}^p < \sigma_{\parallel}^p$ (гл. III, § 2).

Кроме того, уменьшение прочности пород происходит при образовании повторно-жильных льдов ниже СТС, сопротивление на разрыв которых существенно ниже, чем у пород. Влияние ледяных жил на положение морозобойных трещин увеличивается с уменьшением мощности СТС. В том случае, когда СТС очень мал, над ростками ледяных жил при сезонном оттаивании сохраняются трещины-пустоты. В некоторых из них стоит вода, замерзающая осенью, другие не заполнены ничем. В этом случае рассматриваемое влияние ледяных жил наибольшее. Морозобойные трещины практически всегда проходят по льду, и их положение из года в год меняется очень слабо.

«Залечивание» трещин в СТС в целом идет лучше, чем в мерзлой толще. Этому процессу способствуют такие факторы, как переувлажненность отложений этого слоя, слабая заторфованность, пльвунность. При большой (более 1 м) мощности СТС такие свойства вызывают запыливание морозобойных трещин. Залечиванию морозобойных трещин особенно способствует солифлюкционное течение пород сезонноталого слоя на склонах.

В золотых песках, обладающих малой влажностью и контактовым типом криотекстур (Катасонова, 1972), смещение морозобойных трещин обусловлено их слабой цементацией льдом, в целом небольшим сопротивлением на разрыв и, видимо, большей прочностью песков в местах, где их льдистость больше.

Наши наблюдения за растрескиванием песков, слагающих дюноподобные формы в верховьях р. Хромы (Яно-Индибирская низменность) и на Яно-Омолойском междуречье позволяют утверждать, что на участках задерживаемых, где влажность отложений в СТС достаточно высока ($W_{\text{от}} = 15-20\%$), смещение морозобойных трещин ограничено, но отчетливо выражен полигональный микрорельеф с бороздами над трещинами. В то же время на развеваемых песках, влажность которых в СТС невелика ($W_{\text{от}}$ до 3—5%), смещения трещин выражены отчетливо. Здесь развиты как «молодые» трещины, образовавшиеся в зиму, предшествующую наблюдениям, так и «старые», засыпанные песком, часто совершенно не выраженные в рельефе.

§ 7. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

В обширной литературе по-разному оценивается как генезис ПЖС, так и признаки и отличительные черты, присущие различным их категориям. Все исследователи выделяют повторно-жильные (клиновидно-жильные, полигонально-жильные) льды и грунтовые (земляные) жилы. Последние обычно подразделяются на жилы с «первичным» выполнением минеральным материалом и вторичным, т. е. выполнением по вытаявшему повторно-жильному льду. Жилы с вторичным выполнением называют псевдоморфозами по повторно-жильным льдам (Москвитин, 1940, 1947; Романовский, 1958а; Каплина, Романовский, 1960; Dylik, 1963; и др.), жилами замещения (Катасонов, 1962) или муляжами (Pissart, 1970). Эти образования имеют большое значение, так как они указывают на былое существование многолетнемерзлого состояния пород. Анализ имеющихся материалов привел нас к необходимости выделения на современном этапе четырех основных типов ПЖО полигонально-жильных структур (Романовский, 1972б).

Первый тип **изначально-грунтовые жилы (ИГЖ)**, формирующиеся в СТС и СМС в результате периодически повторяющегося морозобойного растрескивания, заполнения трещин водой, которая, замерзая, переходит в лед, последующего вытаивания элементарных ледяных жилок и заполнения образовавшейся полости породой. Такие жилы, по существу, являются повторными псевдоморфозами по элементарным ледяным жилкам. Они несут некоторые черты „псевдоморфозности“, что сближает некоторые их разновидности с настоящими псевдоморфозами по повторно-жильному льду.

Второй тип — **повторно-жильные льды (ПЖЛ)**, формирующиеся при наличии многолетнемерзлого субстрата и являющиеся структурами двухъярусными. Верхний ярус — грунтовый — приурочен к СТС и обладает многими чертами изначально-грунтовых жил. Нижний ярус — ледяная жила — заключен в мерзлой толще. Чем более суровы мерзлотно-температурные условия, в которых развиваются ПЖЛ, меньше по мощности СТС, тем более редуцирован верхний и развит нижний ярус. У сингенетических ПЖЛ по сравнению с эпигенетическими, сформировавшимися в сходных температурных и литологических условиях, ледяная часть развита относительно больше, чем грунтовая.

Третий тип — **первично-песчаные жилы (ППЖ)** развиваются главным образом в районах, где интенсивная деятельность ветра ведет к сдуванию снега зимой, дефляции, переносу гравийно-песчаных частиц и засыпанию их в морозобойные трещины. Условия, в которых развиваются такие жилы, характеризуются недостаточным увлажнением поверхности и обычно низкой влажностью пород в СТС. Американские исследователи называют такого рода образования «sand-wedge» — «песчаные жилы», а Я. Дылик — «первично-грунтовыми жилами». Мы считаем необходимым отличать их от изначально-грунтовых жил и выделять их в особый тип, поскольку условия их развития и палеогеографическое значение существенно иные.

Четвертый тип — **псевдоморфозы по повторно-жильным льдам**. Формируются в результате вытаивания ледяных жил и заполнения вытаявшего пространства породой. Псевдоморфозы обладают чертами, возникшими как при развитии ледяных жил, так и связанными с оттаиванием льда и деформациями вмещающей породы при проседании в полость. Первые три типа ПЖС являются первичными, четвертый — вторичным. Первичные типы могут развиваться эпигенетическим путем, т. е. в ранее сформировавшихся отложениях, без участия осадконакопления на поверхности, а так же сингенетическим, т. е. одновременно (в геологическом смысле) с осадконакоплением.

В природе встречаются трещинные формы, не выполненные никаким инородным материалом (Романовский, 1970а). Они могут фиксироваться зоной осушения породы около трещин, частичным их заполнением минеральным материалом, осыпавшимся со стенок, особенно в песках, наличием кристаллов сублимационного льда в мерзлой толще и т. п. Но ввиду их малого распространения, небольшого значения для палеогеографии и четвертичной геологии отнесение их к самостоятельному типу не представляется необходимым. В самостоятельную группу не выделены также и ледогрунтовые жилы. Некоторые из них являются формами начальных стадий развития повторно-жильных льдов (Каплина, 1971), генезис других недостаточно ясен.

Характер заполнения морозобойных трещин из года в год может изменяться. Так, в одни годы трещины могут заполняться эоловым песком, в другие — льдом (конжеляционным или сублимационным). В этом случае образуется группа ПЖС, имеющая переходный характер между первично-песчаными жилами, с одной стороны, и изначально-грунтовыми жилами и повторно-жильными льдами — с другой. Такие переходные формы могут образовываться как целиком в СТС (СМС), так и в мерзлой толще, т. е. при разных мерзлотно-температурных условиях и в различных фациальных (литологических) разновидностях пород. К формам, образованным в результате чередующегося песчано-ледяного заполнения морозобойных трещин в СТС, относятся, по нашему мнению, песчаные жилы, описанные Е. Г. Катасоновой (1963, 1972) на тукуланах — массивах развееваемых песков в Центральной Якутии — и Н. С. Даниловой (1963) в аллювии I—V террас р. Вилюй. В мерзлых толщах песчано-ледяные жилы (composite-wedges), переходные между первично-песчаными и ледяными, изучены в Антарктиде (Péwé, 1959; Berg, Black, 1966).

Полигонально-жильные образования в своем развитии зависят от температурного режима пород, что определяет их зональный характер, наличие переходных форм. Наиболее изученным является переход от изначально-грунтовых жил к жильным льдам. Для разных литолого-фациальных разновидностей пород этот переход осуществляется при различном температурном режиме. Отсюда следует, что необходимо изучать основные типы ПЖС, имея в виду их зональную природу, наличие переходных разновидностей и возможность существования разных типов в одной полигональной системе.

ВЫВОДЫ

1. Морозобойные трещины в породах любого состава развиваются по трем основным типам: «высокотемпературному», «умереннохолодному» и «низкотемпературному», зависящим от мерзлотных условий. В конечном итоге каждый из типов определяет положение морозобойных трещин по отношению к СМС и СТС в мерзлой толще.

2. В супесчано-суглинистых элювиальных, делювиальных и других отложениях существуют мелкополигональные (x от 0,3—0,4 до 1,5—2 м) сети трещин, обязанные своим происхождением как усыханию, так и морозной контракции. Трещины усыхания могут расширяться и углубляться за счет последней, т. е. служить основой развития морозобойных трещин. Условия образования частой сети морозобойных трещин при высоких и низких $t_{\text{ср}}$, видимо, существенно различны.

3. В заполнении морозобойных трещин участвует ряд источников, однако основное значение имеет первичное заполнение их конжеляционным льдом и эоловым песком. Первое осуществляется при достаточно высоком увлажнении, второе — при недостаточном увлажнении поверхности. Наличие льда в трещинах делает возможным его вытаивание в пределах СМС и СТС и ежегодное вторичное выполнение трещин-пустот породой.

4. Ниже подошвы СТС в породах одного состава и свойств вертикальные размеры морозобойных трещин увеличиваются при понижении $t_{ср}$. Ширина трещин у подошвы СТС (при прочих равных условиях) в пределах одного района в момент их заполнения тем больше, чем ниже $t_{ср}$.

5. При движении с юга на север, т. е. зонально, сроки заполнения трещин водой сдвигаются. Это приводит к тому, что в фациально сопоставимых условиях при понижении $t_{ср}$ на юге трещины максимально открыты, а на севере существенно закрыты. В результате зональные различия в ширине трещин и элементарных жилок льда сглаживаются, но сохраняются и даже увеличиваются их зональные различия в вертикальных размерах. Темп повторно-жильного льдообразования в целом увеличивается в фациально сопоставимых условиях с понижением $t_{ср}$.

6. По отношению морозобойных трещин к СТС (СМС) и мерзлой толще, по характеру их заполнения и последующего преобразования выполняющего их вещества в настоящее время целесообразно выделять три основных первичных типа ПЖС: изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды и первично-песчаные жилы. Между ними существуют переходные разновидности ПЖС, связанные с изменениями условий увлажнения и мерзлотных условий в процессе их образования.

7. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам являются вторичными образованиями. Они выделены в четвертый основной тип ПЖС.

8. Изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды образуют зональный ряд, зависящий от $t_{ср}$ пород, причем проявление зональности в разных по составу и льдистости отложениях неодинаково.

Глава V

ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫЕ ЖИЛЫ

Рассматриваемые жилы, образующиеся на основе морозобойного растрескивания, были изучены впервые А. В. Паталеевым (1955) в районе г. Хабаровска и Н. С. Даниловой (1956) в Западной Сибири, в районе г. Салехарда. Позже этому вопросу были посвящены работы А. И. Попова (1957, 1959 и др.), Т. Н. Каплиной (1960), Е. М. Катасонова (1962, 1972, 1973 а, б), Г. Ф. Грависа (1962), Е. Г. Катасоновой (1963, 1972), Н. С. Даниловой (1963, 1968), Н. Н. Романовского и О. Г. Боярского (1966), Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1973) и многих других.

§ 1. ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫХ ЖИЛ

Типичные изначально-грунтовые жилы (рис. 20) образуются в слоях сезонного протаивания и сезонного промерзания в результате того, что морозобойные трещины заполняются весной водой, последняя замерзает, образуя ледяную элементарную жилку. При сезонном протаивании пород СТС и СМС происходит замещение полости, возникающей при вытаивании ледяной жилки, влажным, а иногда разжиженным грунтом со стенок трещины и из верхней части этих слоев, наблюдается также обвалывание пород со стенок. Этот процесс, повторяющийся многократно из года в год, мы считаем основным при образовании изначально-грунтовых жил. Он происходит в большинстве фациальных разновидностей четвертичных отложений в условиях достаточного увлажнения поверхности (Романовский, Боярский, 1966; Романовский, 1970 а).

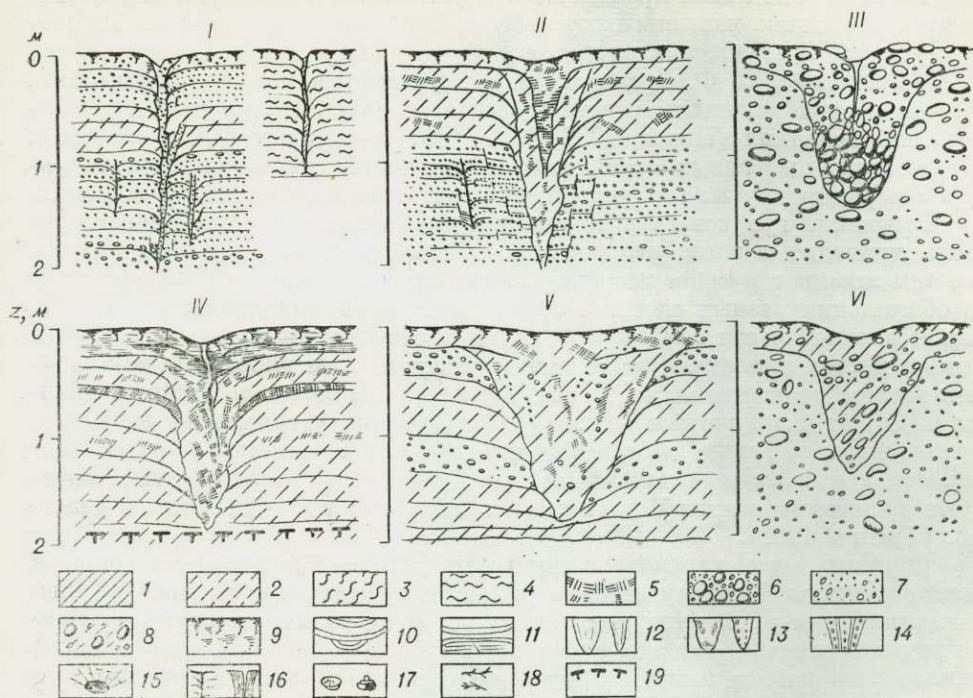


Рис. 20. Изначально-грунтовые жилы.

1 — суглинки; 2 — супеси; 3 — лессы; 4 — лессовидные породы и алевроиты; 5 — торф; 6 — валуны и галька; 7 — песок и гравий; 8 — валуны и галька и гумусированные породы; 9 — почвенно-растительный слой; 10 — ледяные шпиль и «попсы» в сингенетически промерзших отложениях; 11 — слоистость пород и мелкие сбросы; 12 — повторно-жилые льды; 13 — грунтовые жилы; 14 — песчано-ледяные жилы (composite-wedges); 15 — пустоты в породе; 16 — «жилы отгибания» и открытые морозобойные трещины; 17 — раковины пресноводных моллюсков; 18 — аллохтонные растительные остатки; 19 — верхняя поверхность многолетне-мерзлых пород (граница СТС).

Заполнение морозобойных трещин в породах СТС кристаллами суб-лимационного льда и водой, переходящей в лед, приводит к цементации пород в мерзлом состоянии, к возникновению полости при вытаивании ледяной жилки и к повышению влажности вмещающих отложений около трещины в период оттаивания. Последнее обуславливает уменьшение прочности отложений и делает возможным заполнение полости обваливающимся или разжиженным грунтом.

Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1973) считают, что зали- вающаяся в трещины весной вода в СТС и СМС замерзает не всегда. Это может быть справедливым только для верхних 10—15 см трещины, там, где она «разработана», имеет ширину до 20—30 см и не закрывается полностью летом. Ниже этой глубины трещины в период их заполнения уменьшаются по ширине до 10—15 мм и менее за счет идущего весной расширения массива. При температурах -2 , -3°C и ниже, которые в период снеготаяния бывают на глубине 15—20 см, вода замерзает за вре- мя от 20—30 мин до нескольких часов. Расширение массива с момента жилого льдообразования до оттаивания, как справедливо считают Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский, приводит к уплотнению поро- ды вдоль ледяных жилок и способствует сохранению (обычно временно- му) полости при оттаивании жилки. Последнее имеет место еще и пото- му, что во влажных дисперсных супесчано-суглинистых отложениях при повышении температур в диапазоне, близком к 0° , и последующем оттаи- вании объем отложений уменьшается (гл. III, § 1). Благодаря этому да- же в том случае, когда трещины не заполняются льдом, следы их могут сохраняться в виде зоны пониженной прочности, а не повышенной, как утверждают указанные авторы.

По этой зоне летом проникают поверхностные и дождевые воды, вымываются глинистые частицы гумусового и торфянистого вещества. Вывывание гумуса отмечалось многими исследователями: А. И. Дементьевым, Е. А. Втюриной, Г. Ф. Грависом, Е. М. Катасоновым и др. Кроме того, обычно в зоне развития трещин начинается активный процесс криогенного выветривания (Попов, 1957, 1959, 1967 и др.), который приводит к образованию пылеватых отложений, обладающих посткриогенной структурой и рядом других свойств, характерных для покровных образований.

Вывывание гумусового и торфянистого вещества из почвенного горизонта приводит к тому, что породы, слагающие жилы, приобретают более темный цвет и субвертикальную полосчатость за счет неравномерного обогащения разных слоев. В грунтовых жилах, приуроченных к СМС или к верхней части СТС, при большой мощности последнего, гумусовые потоки иногда проникают даже ниже основного тела жилы и бывают ориентированы субвертикально. В том случае, когда жила достигает подошвы СТС или оканчивается близко от этой границы, гумусовые вещества, проникающие по жиле, могут растекаться вблизи границы мерзлой толщи, образуя субгоризонтальные языки. Гумусовые языки как бы фиксируют положение верхней поверхности мерзлоты в геологических разрезах (Гравис, 1962).

Формирование изначально-грунтовых жил — процесс периодически повторяющийся. Поэтому степень развития существенно зависит от числа циклов: чем их больше, тем значительнее по размерам формирующаяся грунтовая жила. Однако в разных по составу породах равное число циклов приводит к разной ширине образующихся жил. Периодичность является также одной из причин возникновения субвертикальной полосчатости — характерной особенности ИГЖ.

§ 2. ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫЕ ЖИЛЫ НАЧАЛЬНЫХ СТАДИЙ РАЗВИТИЯ

При небольшом числе циклов растрескивания образуются узкие изначально-грунтовые жилы (ИГЖ). Слои вмещающих отложений около таких жил в одних случаях сохраняют первоначальное залегание (рис. 21), в других — оказываются отогнутыми вниз. Н. С. Данилова (1962) отмечает, что при образовании таких форм одни слои вмещающих отложений более плотные, обычно супесчано-суглинистого состава, сохраняют изначальное положение, другие, часто песчаные, могут быть сильно отогнуты вниз. В самой жилке по вертикали состав может меняться от изменения состава вышележащих слоев вмещающих пород. Узкие жилы с отогнутыми вниз слоями (рис. 20, IV) названы Е. М. Катасоновым (1962) «жилами» отгибания. По нашим представлениям (Романовский, 1970 а, б, 1972б), это жилы *начальных стадий развития*. Они выполнены породами, по составу очень сходными с вмещающими. Отложения, выполняющие жилы, в слабой степени изменены процессами вымывания глинистого вещества или гумуса, выветриванием, ожелезнением и др. Эта важнейшая отличительная черта изначально-грунтовых жил в их начальной стадии развития. Ширина деформированной зоны около этих жил обычно больше, чем тела жил, и достигает до 20—30 см с каждой стороны. Однако встречаются жилы, где деформации во вмещающих отложениях отсутствуют вовсе или бывают разными около разных их частей (рис. 24).

Жилы по единичным морозобойным трещинам иногда видны только по цвету породы и небольшому изменению слоения, в то время как в их теле сохраняется слоистость, свойственная вмещающим породам (Данилова, 1963). Существуют узкие жилки, в которых слои «вмещающих» пород отогнуты вниз, соединены по осевому шву, а само тело жилы практически отсутствует (см. рис. 20, I и 22).

В одних случаях рассматриваемые жилы так и захороняются в разрезах четвертичных отложений, в других, при продолжающемся растрескивании, они переходят в более развитые формы. Жилы начальных стадий весьма характерны для отложений фации прирусловой отмели, представленной песками или переслаиванием песков и супесей (Данилова 1963), прирусловых валов, сложенных песками, аллювия наледных полей, заандровых песков и лессов (рис. 22). В одних случаях они образуют отчетливую полигональную сеть с размером полигонов от нескольких (2—3) метров до 10—15 м, в других — это образования по одиночным трещинам, не соединенным в замкнутую полигональную решетку.

Изначально — грунтовые жилы, особенно образованные в песчаных отложениях, часто имеют сложную форму, связанную с тем, что морозобойные трещины проходили каждый раз на некотором удалении друг от друга. В результате возникает система жилок, соединенных в одну большую жилу. Последняя имеет многочисленные

апофизы у нижнего конца, образующие как бы бахрому, и включает ксенолиты вмещающей породы, в которых обычно сохраняется первичная слоистость (Данилова, 1963). Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский (1973) называли такие жилы «бахромчатыми».

ИГЖ начальных стадий развития очень часто образуются в условиях синхронного накопления вмещающих отложений (Катасонов, 1962; Данилова, 1963; Катасонова, 1963). Так, сингенез в развитии грунтовых жил весьма характерен для отложений фации прирусловой отмели. К числу признаков сингенеза, по Н. С. Даниловой, относятся наличие захороненных жилок генераций высокого порядка, «плечики» у относительно широких и сложных жил, а также то, что вертикальные полосы жил упираются в боковые контакты и «плечики». Интересным признаком сингенеза в накоплении аллювия и образовании жил являются разновидности последних с вложенными в их теле слоями вмещающей породы (рис. 23). «Слои вмещающей породы то загibaются внутрь жилы, то лежат горизонтально, а при этом часть их упирается в загнутые» (Данилова 1963, с. 37).

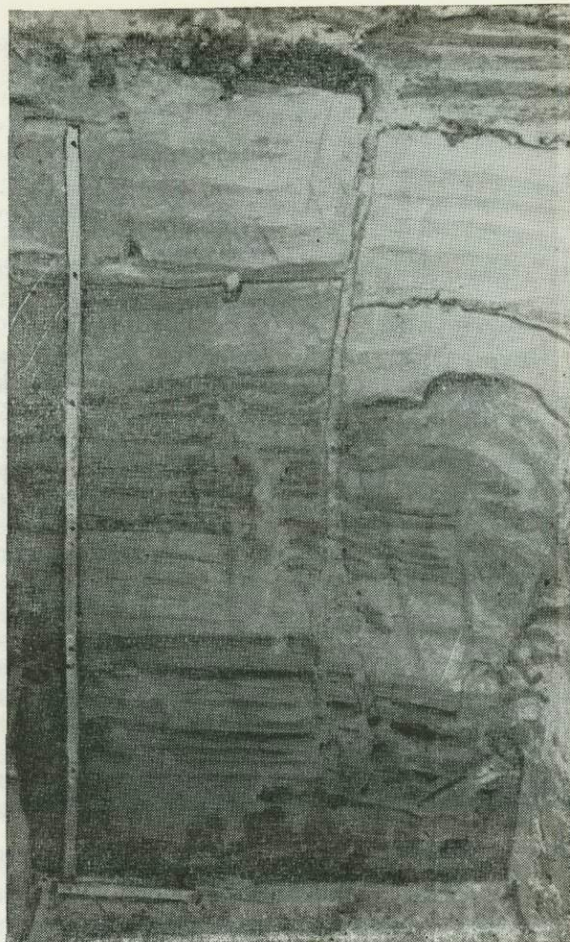


Рис. 21. Узкая изначально-грунтовая жила в верхнечетвертичном песчаном аллювии р. Мроги близ Лодзи (Польша). Аллювий рассматривается нами как наледный, в нижней части он представлен слоистым мелкозернистым песком. В верхней части разреза песок становится крупнозернистым, увеличивается количество гальки и гравия. Слои аллювия на контакте с жилой не деформированы.

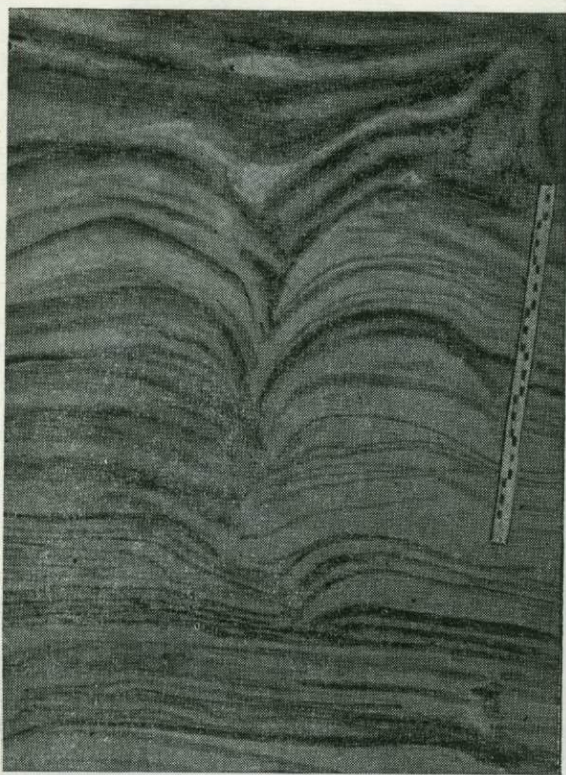


Рис. 22. Небольшая жила в слоистых лессах (Сандомирская возвышенность, Польша).

чатость в теле жилы» (Данилова, 1963, с. 34).

Н. С. Данилова (1963) высказала предположение, которое находит все большее подтверждение в том, что в условиях быстрого осадконакопления очень часто образуются изначально-грунтовые жилы по единичным трещинам, подвергавшиеся растрескиванию, небольшое число раз, сложные формы вида «бахромчатой» и др. Это связано с тем, что осадки перекрывают старые трещины. Кроме того, песчаные отложения в СТС часто имеют низкую влажность (льдистость), это способствует смещению трещин (гл. IV, § 6). Поэтому образующиеся зимой новые трещины не всегда могут «попасть» в старые.

§ 3. РАЗВИТЫЕ ФОРМЫ ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫХ ЖИЛ

Среди указанных жил большую группу составляют *развитые формы*, в которых породы, выполняющие жилы, существенно отличаются по составу (и строению) от вмещающих отложений. Эти отличия могут быть связаны, во-первых, с тем, что жила

Непременным условием при формировании таких жил являются хорошо выраженные канавки, образующие полигоны, соответствующие морозобойным трещинам. «При отложении осадков слои ложатся в эту канавку, непосредственно наследуя ее форму. Так, на дневной поверхности образуются вложенные в жилу слои. Определенная серия слоев, например отложившихся в течение одного сезона, заполняет канавку целиком, после чего начинается отложение горизонтальных слоев. Образовавшаяся вновь трещина становится причиной появления новой канавки и образования новой серии вложенных слоев. По мере отложения осадков морозобойные трещины пересекают вложенные слои, а попадающий в них песок создает вертикальную полос-

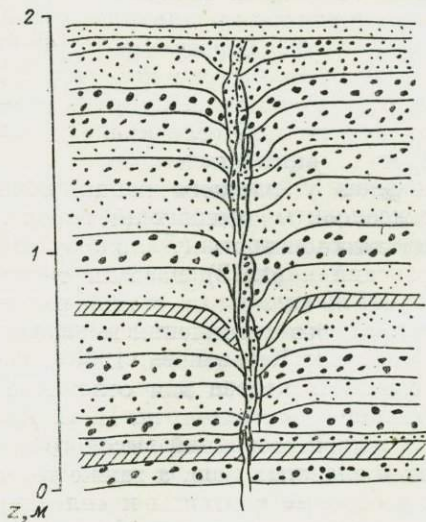


Рис. 23. Сингенетические грунтовые (песчаные) жилы в аллювии прирусловой отмели с вложенными в их тело слоями вмещающей породы (по Н. С. Даниловой, 1963).

образуется в процессе многократного растрескивания, заполнения трещин льдом, протаивания, когда породы в жиле преобразованы и отличаются от вмещающих по составу, цвету, степени обогащения органическим веществом, ожелезнению, структурным особенностям и т. д. Такие жилы весьма характерны для лессовидных суглинков и других относительно однородных пород. Во-вторых, в процессе растрескивания породы верхнего слоя (в случае слоистых толщ) могут внедряться в нижний, образуя в последнем жилы, отличающиеся, прежде всего, по составу отложений. Такая картина весьма типична для аллювиальных толщ, когда в результате растрескивания отложения пойменных фаций внедряются в подстилающий их русловой аллювий.

Жилы, выполненные материалом, отличающимся от вмещающих отложений, названы Е. М. Катасоновым (1961) «земляными жилами заполнения». Позднее (Катасов, 1973а, б) они были подразделены на «жилы заполнения трещин», «жилы заполнения трещин-каналов», а также «жилы биохимического изменения пород». Последние, по определению Е. М. Катасонова, «образуются в результате обогащения гумусом и облессовывания отложений, подвергающихся растрескиванию. Они характерны для отложений плоских обширных понижений, межгрядных ложбин поймы и низких надпойменных террас в районах с достаточно сухим климатом» (Катасов, 1973а, с. 18). Помимо указанных видов, этим автором были выделены «жилы вымывания», описанные впервые Т. Н. Каплиной (1960) в аллювиальных отложениях. Они развиты в грубообломочных несортированных образованиях, из которых в зоне, подвергающейся растрескиванию, вымыты тонкие фракции (см. рис. 20, III). По свидетельству Е. М. Катасонова, такие жилы характерны для флювиогляциальных отложений. Нами такие жилы были встречены в песчано-гравийно-галечных накоплениях морских пляжей в районе мыса Св. Нос (северная оконечность Яно-Индибирской низменности).

В подобных же по составу отложениях, но на участках с ослабленным стоком, были вскрыты также ИГЖ, закальматированные пылевато-глинистым материалом. По аналогии их можно было бы назвать «жилами вымывания» (рис. 20, VI). Некоторые разновидности их описаны ниже.

Весьма распространенным видом ИГЖ являются эпигенетические жилы, описанные Н. С. Даниловой (1956), в районе г. Салехарда на останцах водораздельного плато. Жилам на поверхности соответствует полигональная сеть канавообразных углублений, расстояние между которыми составляет 20—25 м. Грунтовые жилы, имеющие вертикальные размеры от 1,5 до 2,3 м, заключены в песчано-гравийно-галечных отложениях и выполнены пылеватыми супесями и суглинками с включениями гальки и гравия, количество которых в жилах зависит от содержания их в материнской породе. Слои вмещающих отложений в зоне шириной до 0,5—0,7 м опущены в сторону жилы. Иногда наклон слоев в сторону жил отсутствует. «Тогда вдоль контакта, в полосе шириной 10 м, первичная слоистость нарушена, грунт уплотнен или обогащен глинистыми фракциями, слои материнской породы около этой полосы расширяются (раздавливаются)» (1956, с. 115—116). В теле жил видна нечеткая вертикальная слоистость. Слои имеют неясные контуры и различаются по составу и цвету. В верхней части жилы они постепенно переходят в отложения элювиально-делювиального слоя. Супесчано-суглинистые толщи в жилах имеют зернисто-листовую структуру, образование которой связано с сезонным промерзанием — протаиванием отложений. Эти жилы следует рассматривать как результат интенсивного криогенного выветривания пород по морозобойным трещинам. В настоящее время породы на участках развития жил преимущественно талые: $t_{ср}$ изменяется примерно от +2 до 0°. Следов активного развития жил не отмечено. Не исключено, что жилы мощностью около 2 м в прошлом имели окончание в виде маломощных (до 0,5—0,6 м) ледяных жил и являются псевдоморфозами (см. гл. VIII).



Рис. 24. Полигональная поверхность гранитного останца на северных склонах кряжа Полоусного. Видна концентрация наиболее крупных глыб гранита по межполигональным понижениям.

ИГЖ широко встречаются в элювии коренных пород. Растущие жилы были изучены нами, в частности, в элювии гранитов на северном склоне кряжа Полоусного (Романовский, Шапошникова, 1971). Элювий был представлен сверху щебенисто-дресвяными образованиями с округлыми глыбами-валунами и супесчаным заполнителем, а с глубины 0,5—0,8 м — с заполнителем из разнозернистого песка. Размеры полигонов на элювии составляли 3—4 м (см. рис. 24), над жилами развиты понижения шириной 0,6—1,0 м, глубиной до 0,3—0,4 м. По центрам некоторых проходят узкие борозды, соответствующие трещинам генераций высоких порядков.

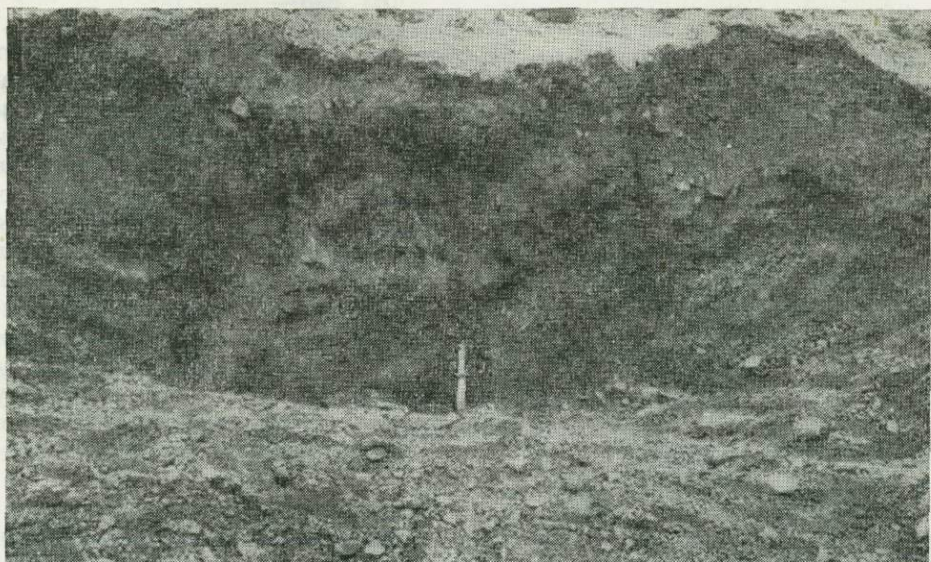


Рис. 25. Одна из изначально-грунтовых жил в элювии гранитов. Границы жилы хорошо видны по более темному цвету породы за счет обогащения органическим веществом (для масштаба нож — 25 см).

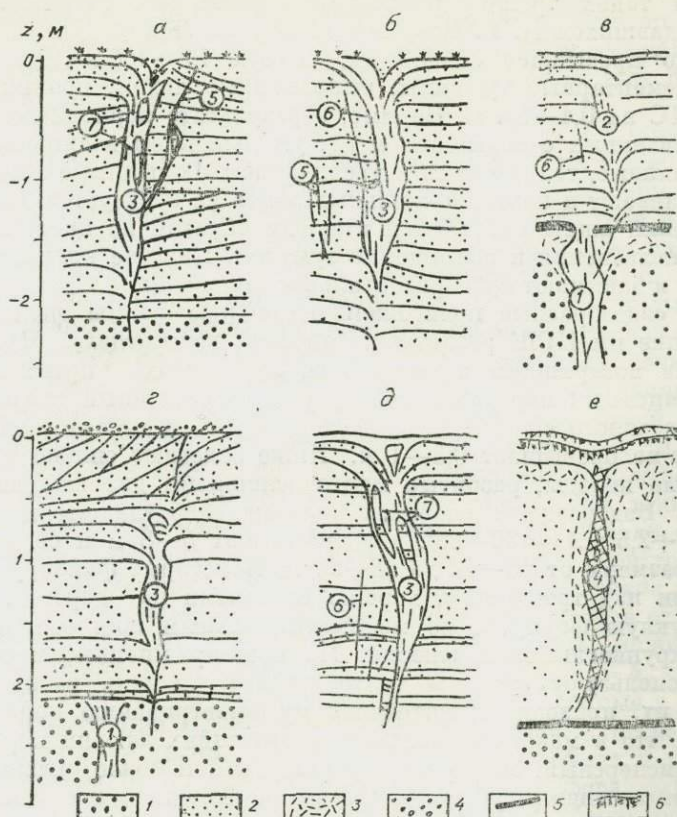


Рис. 26. «Первично-земляные жилы» (по Е. Г. Катасоновой, 1973) в сезоннопротаивающих эоловых отложениях.

1 — пески аллювиальные, постоянно затопленные; 2 — эоловые пески с различной слоистостью; 3 — темный сильно гумусированный песок; 4 — присыпка из крупного песка, образующая ветровую рябь; 5 — погребенная почва; 6 — современная почва.

Цифры в кружках: 1 — земляные жилы в аллювии; 2 — земляные жилы отгибания; 3 — земляные жилы заполнения; 4 — жилы из торфа и слабо разложившихся растительных остатков; 5 — элементарные трещины, не нарушающие первичной слоистости; 6 — сколы и сбросы по трещинам; 7 — ксенолиты вмещающих пород в жилах.

Изначально-грунтовые жилы ниже узких борозд имеют глубину 0,3—0,5 м, а под крупными желобами — до 1,5—1,7 м. Это соответствует примерно максимальной мощности СТС в многолетнем разрезе при средней мощности, равной 1,2—1,4 м. Тип сезонного оттаивания устойчивый ($t_{\text{ср}} = -6, -7^\circ$), резкоконтинентальный, по влажности средний и глубокий. Жилы выполнены пылеватой грубой супесью с древесой и щебнем, полосами заторфованной. В средних частях жил порода имеет рыхлое сложение вследствие продолжающегося морозобойного растрескивания. Содержание супеси в жилах больше, чем в верхней части слоя элювия. По периферии жил заторфованность увеличивается (рис. 25). Все это говорит о процессах вымывания в тело жилы глинисто-пылеватого и органического материала и о более интенсивном процессе выветривания. Несомненно, имеет место выпучивание каменного материала и концентрация его на поверхности полигонов и главным образом в желобах над жилами (рис. 24).

Небольшие грунтовые жилки по густой сети (от 50—60 см до 1,5—2 м) морозобойных трещин (часто при участии усыхания пород) широко известны на водораздельных поверхностях Средне-Сибирского плоскогорья, где они развиты в супесчано-суглинистом элювии и делювиальных накоплениях (Бобов, 1960; Мелентьев, 1968; Куницкий, 1972). Условия

образования таких трещин рассмотрены ниже (гл. VI, § 2). Ширина жил, наблюдавшихся Н. Г. Бобовым (1960) на Лено-Вилуйском междуречье, редко превышает 30—50 см, высота 1,5—1,7 м при $\xi_t = 1,1$ —1,4 м. Элементарные трещины, выполненные льдом, проникают ниже подошвы СТС на 0,1—0,4 м. Видимо, в результате периодических увеличений ξ_t , связанных с повышением t_{cp} , уменьшением влажности отложений в засушливые, теплые годы и увеличением A_0 , ледяные жилки периодически оттаивают и повторно-жильных льдов не образуется. От вмещающих отложений жилы отличаются главным образом по цвету за счет их большого ожелезнения и обогащения гумусом. Нижние концы жил часто искривлены и занимают субгоризонтальное положение.

Весьма своеобразные полигонально-жильные формы рельефа и соответствующие им ИГЖ развиты на плоских водоразделах Чульманской впадины. На поверхности водоразделов, сложенных преимущественно песчано-сланцевыми породами юры, развит маломощный покров элювия песчано-супесчаного состава, мощность которого в местах распространения трещин не превышает 0,5—1 м. Ниже залегают сильно трещиноватые коренные породы, разбитые многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Водоразделы сложены тальми слабовлажными породами: t_{cp} до $+1$, $+2,5^\circ$; $A_0 = 20$ — 25° , а ξ_t достигают 5—8 м и более. Полигоны имеют размеры от 10—12 до 18—20 м. Некоторые фиксируются только бороздами над трещинами, хорошо видимыми на дорогах, другие — имеют выпуклую форму, а по межполигональным понижениям концентрируется крупноглыбовый элювий. По нашему мнению, морозобойные трещины используют системы тектонических трещин, расшатывают и расширяют их, приводят к интенсивному выветриванию пород по ним. Характерно, что в межполигональных понижениях элювий коренных пород более дисперсный, менее водопроницаемый и более влажный, в то время как вмещающие щебенисто-дресвяные отложения с заполнителем из легкой супеси и разнозернистого глинистого песка имеют влажность всего в несколько процентов. Поэтому над понижениями, особенно на дорогах после дождей, долго стоит вода. Ширина жил поверху от 20—30 см до 1—1,2 м. Вскрыты они до глубины 1,5 м.

§ 4. ФОРМЫ, ПЕРЕХОДНЫЕ ОТ ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫХ ЖИЛ К ДРУГИМ ТИПАМ ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

При образовании ИГЖ в песчаных отложениях наряду с процессом заполнения трещин породой со стенок отмечается и засыпание песка, приносимого ветром. Это установлено Н. С. Даниловой (1963, 1968) для жил в аллювии высоких террас р. Вилуй, поймы и I надпойменной террасы в дельте р. Лены и Е. Г. Катасоновой (1972) для жил в эоловых образованиях — тукуланах.

Н. С. Данилова показала, что ряд грунтовых жил в песчаном аллювии фаций прирусловых отмелей содержит элементарные жилки, выполненные песком, каждая из которых различается по крупности. Песок, выполняющий некоторые жилки, часто существенно более крупный, чем вмещающие породы. Другие жилки несут явные черты заполнения вмещающей породой. Например, примесь мелкого гравия, крупного песка увеличивается в жилках ниже уровней, где последние пересекают соответствующие по составу отложения.

Очень существенно, что значительная часть жил формировалась ниже подошвы СТС, в мерзлой толще. Об этом свидетельствует неодинаковая льдистость песков в элементарных жилках. В одних она достигает (по влажности) 50%. В других жилках, напротив, песок бывает очень сухим. Заметим, что последнее свойственно некоторым песчано-ледяным жилам

Антарктиды (см. гл. VII). Около ряда жил в мерзлой толще Н. С. Даниловой наблюдались плитчатые смятия слоев. В то же время в верхней части жил, соответствующей СТС, повсеместно слои вмещающих отложений опущены вниз, в сторону жилы, а в удалении от жил были обнаружены следы криогенных нарушений.

Несомненно, что некоторые жилы, описанные Н. С. Даниловой (1963), образовывались как в результате процессов затекания в элементарные трещины воды с большим количеством песка, так и засыпания песка зимой в открытые трещины. Это говорит о меняющихся из года в год условиях увлажнения поверхности, несомкнутости снежного покрова и интенсивной эоловой деятельности. В СТС сильнольдистые жилки протаивали и слои вмещающих отложений оседали вниз, в сторону жилы. По нашему мнению, такого рода жилы носят по условиям своего образования переходный характер между изначально-грунтовыми и первично-песчаными, а следовательно, являются разновидностью песчано-ледяных жил (см. гл. VII), формирующихся в умеренно суровой мерзлотной обстановке. Н. С. Данилова считает, что они развивались при климате, существенно более суровом, чем сейчас, при котором отложения прирусловых отмелей р. Вилюй находились в мерзлом состоянии. Часть жил, такие как многоярусные сингенетические жилки, короткие, узкие жилки с отогнутыми вниз слоями вмещающих пород, жилы с вложенной слоистостью, формировались в СТС. В то же время длинные (до 3—4 м) узкие жилы образовывались ниже подошвы СТС. Учитывая песчаный состав отложений прирусловой отмели и их довольно высокую льдистость, можно с большой долей уверенности утверждать, что $t_{ср}$ были не выше $-4, -5^{\circ}$. Это подтверждается тем, что подобные жилы в песках, описанные в дельте р. Лены, развиваются при $t_{ср} = -8, -9^{\circ}$. На прирусловых песчаных отмелях обычно $t_{ср}$ на $3-4^{\circ}$ выше, чем на заболоченных поймах и террасах, сложенных с поверхности супесчано-суглинистыми оторфованными отложениями. Поэтому можно полагать, что на последних $t_{ср}$ были ниже $-7, -8^{\circ}$.

В иных мерзлотно-фациальных условиях формируются песчаные жилы на тукуланах — массивах развеваемых песков в Центральной Якутии. Для тукуланов характерны высокие $t_{ср}$ (от 0 до -1°), большие глубины сезонного оттаивания, составляющие на бугристых, закрепленных растительностью поверхностях 2,8—3 м, а на развеваемых, лишенных растительности песках — до 4,5—5 м (Катасонова, Толстов, 1963; Катасонова, 1973). Эоловые пески в СТС обладают малой влажностью (1—5% к сухой навеске) и контактового типа криотекстурой в мерзлом состоянии. Зимой на тукуланах снег маломощный, испаряющийся уже в апреле, что не дает обычно возможности трещинам заполняться талой водой. Морозобойные трещины развиты здесь широко и проникают в пески до глубины 0,5—1,5 м, т. е. находятся в верхней половине СТС. Максимальные градиенты в слое 0—0,5 м, по расчетам Е. Г. Катасоновой (1973), достигают 84° . С морозобойными трещинами связано формирование нескольких разновидностей грунтовых жил (см. рис. 26). Е. Г. Катасонова считает, что при их развитии в трещинах «не образуются даже кратковременные ледяные жилки. В процессе протаивания, которое начинается вслед за сходом снежного покрова, разорванные концы слоев вмещающих отложений, оттаивая, уплотняются (?), слегка отгибаются и осыпаются. В трещины попадают также песчинки, переносимые ветром» (1972, с. 86—87). По нашему мнению, в трещинах зимой образуется сублимационный лед, в результате чего при оттаивании прилегающие к трещине слои увлажняются, что и служит причиной их опускания вниз. Нельзя полностью исключить также и периодического попадания в трещины снега и талых снеговых вод. Представляется, что поступление в них эолового песка невелико, так как он может засыпаться в трещины только ранней весной, зимой же они прикрыты снегом, а позже смыкаются. По трещинам, со стенок которых песок преимущественно осыпается и в которые попадает

эоловый материал, формируются жилы, называемые Е. М. Катасоновым (1973 а, б) «жилами заполнения трещин», около которых слои вмещающих пород сохраняют первоначальное залегание. На тукуланах встречены как эпигенетические, так и сингенетические жилы. Последние часто имеют отчетливую вертикальную слоистость (см. рис. 26, а, б). При этом слои — элементарные песчаные жилки могут упираться в боковые контакты. На участках, где развит почвенный покров, жилы бывают выполнены торфом и гумусированным песком (рис. 26, е).

Грунтовые (преимущественно песчаные) жилы на тукуланах, по нашему мнению, являются «высокотемпературными» переходными разновидностями от изначально-грунтовых к первично-песчаным жилам (гл. VII), находящимися на начальных стадиях своего развития. Они целиком образуются в пределах СТС, поэтому большую роль в их заполнении играет материал, осыпавшийся со стенок трещин. Для них характерно частое отгибание слоев вмещающих отложений вниз, отсутствие выжимания слоев вверх на контактах с жилами, наличие в теле жил, гумусовых потоков, элементарных жилок песка, отсутствие в последних различий в льдистости.

При понижении t_{cp} пород и повышении их влажности (льдистости) в СТС изначально-грунтовые жилы переходят в двухъярусные образования — повторно-жильные льды. При проникновении трещин в мерзлую толщу ниже грунтовых жил начальных стадий развития образуется небольшая ледяная или ледогрунтовая жилка, обычно отвечающая небольшому числу (несколько десятков) циклов растрескивания. В частности, в прирусловых отмелях, выполненных влажными мелко- и тонкозернистыми пылеватыми песками с растительным детритом, переход одних форм в другие наблюдается при t_{cp} от -2 до -4° . При этом одни трещины (и жилы) внедряются в мерзлую толщу, другие, генераций более высоких порядков, не выходят из СТС. Такая картина отмечается на пойме р. Лены, ниже г. Якутска, что отражено в Путеводителях международных симпозиумов (Катасонов, Соловьев, 1969; Катасонов, Иванов, 1973) при иной их интерпретации этими авторами. В слабовлажных эоловых песках в Чарской котловине (Климовский, Напрасников, 1966; Климовский, 1967) в СМС образуются песчаные жилы мощностью 1,5—2,0 м, а на участках задернованных и увлажненных при $t_{cp} = -2^\circ$ ниже СТС начинают формироваться небольшие ледяные жилы. Более подробно переходные системы от грунтовых к ледяным жилам рассмотрены в гл. VI, § 4.

Периодические увеличения глубин СТС могут приводить к оттаиванию маломощных повторно-жильных льдов и образованию по ним небольших псевдоморфоз. При продолжающемся морозобойном растрескивании верхняя их часть развивается как изначально-грунтовая жила и может достигать значительной ширины. В результате возникают структуры, имеющие, по существу, переходный характер от изначально-грунтовых жил к псевдоморфозам по ПЖЛ (гл. VIII).

§ 5. СВЯЗЬ ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫХ ЖИЛ С МЕРЗЛОТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ И ИХ ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Данные жилы образуются в самых разнообразных по составу и генетической (мерзлотно-фацальной) принадлежности породах: от разрушенных скальных пород до суглинков и торфяников, имеющих весьма различную льдистость (Романовский, 1972; Romanovsky, 1973; Каплина, 1973). Формирование типичных ИГЖ возможно в тех условиях, при которых в СМС и СТС образуются морозобойные трещины, заливаемые весной талой или полой водой, или в которых зимой образуется сублимационный лед.

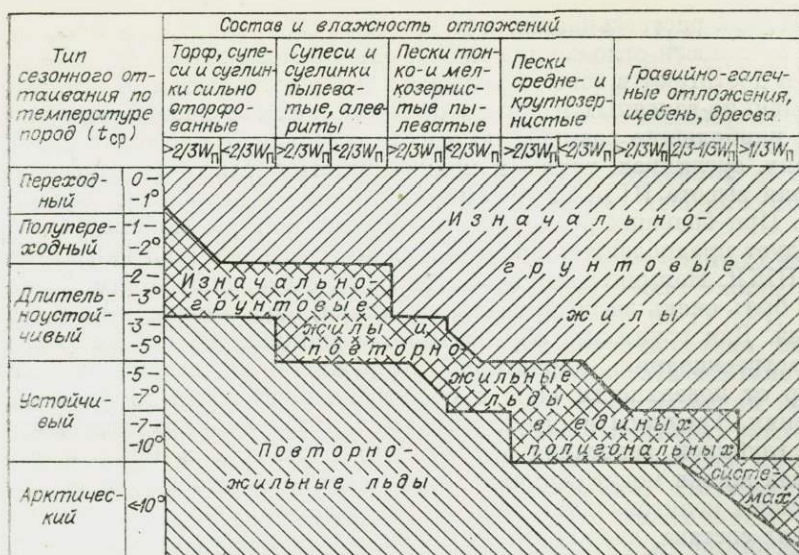


Рис. 27. Схема соотношения изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов в отложениях разного состава и влажности в СТС в зависимости от типов сезонного оттаивания по t_{cp} . Схема составлена для континентальных, повышенно- и резкоконтинентальных типов СТС (по В. А. Кудрявцеву). W_n — полная влагоемкость отложений за вычетом замерзшей воды.

Изначально-грунтовые жилы распространены зонально. Они развиваются в СТС и СМС, тяготея к переходным ($t_{cp} = 0 \pm 1^\circ$) и полупереходным ($t_{cp} = \pm 1, \pm 2^\circ$), по В. А. Кудрявцеву, типам этих слоев разного состава. Реже они встречаются в длительно-устойчивом типе СМС. В этих случаях они развиты в суглинисто-супесчаных отложениях при повышенно-, резко- и особо резкоконтинентальных типах СМС. В условиях длительно устойчивых ($t_{cp} = -2, -5^\circ$) и устойчивых ($t_{cp} = -5, -10^\circ$) типов СТС в различных по литолого-фациальной принадлежности отложениях ИГЖ переходят во второй тип ПЖС — повторно-жильные льды. В арктических типах СТС ($t_{cp} = -10-15^\circ$) даже в самых грубообломочных породах изначально-грунтовые жилы встречаются редко.

Соотношение между изначально-грунтовыми жилами и повторно-жильными льдами, развитыми в породах, различных по составу и влажности (льдистости) в СТС, в зависимости от t_{cp} пород представлено на рис. 27. Схема отражает различный характер зональности указанных типов ПЖС и их взаимные переходы в отложениях разного состава и льдистости, т. е. в породах, обладающих различными физико-механическими свойствами. Она составлена для континентальных, повышенно- и резкоконтинентальных типов сезонного оттаивания и поскольку содержит сведения о t_{cp} , составе пород и пределах изменения их влажности в СТС, постольку она косвенно учитывает глубины сезонного протаивания (ξ_r), при которых ИГЖ переходят в жильные льды. Величины ξ_r могут быть рассчитаны по номограммам, составленным В. А. Кудрявцевым и В. Г. Меламедом (Методика..., 1970; Основы мерзлотного прогноза..., 1974). На рис. 27 видно, что чем менее дисперсный, более грубый состав подвергающихся растрескиванию отложений, тем при более суровом температурном режиме (при более низких t_{cp}) совершается переход от ИГЖ к ПЖЛ. Подчеркнем, что этому переходу благоприятствует уменьшение глубин СТС.

Важным морфологическим признаком изначально-грунтовых жил, имеющих генетическую значимость, является их высота. Она контролирует

ется глубиной растрескивания и мощностью СТС. В одних и тех же по составу и влажности отложениях максимальной мощности, равной мощности СТС, они достигают в зоне перехода к повторно-жильным льдам. В песчаных, гравийно-галечных и других образованиях без дисперсного заполнителя их наибольшие размеры по высоте составляют примерно 1,8—2,5 м. В супесях, суглинках, тонко- и мелкозернистых пылеватых песках максимальная высота ИГЖ не превышает 1,5—1,8 м, а обычно бывает еще меньше. При больших размерах это связано или со следами спонгизации, или следует предположить происхождение грунтовых жил как псевдоморфоз по ПЖЛ. Наименьшие по высоте ИГЖ составляют всего 20—40 см и могут быть очень легко приняты за жилки, образующиеся по трещинам усыхания. Для грунтовых образований, возникших на основе морозобойного растрескивания, характерно разреживание системы трещинных структур от поверхности вниз и относительно большая глубина их проникновения. Трещины и структуры, созданные при усыхании, контролируются глубиной залегания водоносного горизонта в СТС, и поэтому в разрезах жилки могут оканчиваться примерно на одном уровне.

Размеры полигональной решетки изначально-грунтовых жил в плане зависят от состава, влажности отложений, а также от степени континентальности типов СТС и $t_{ср}$ и изменяются в очень большом диапазоне. В супесчано-суглинистых отложениях, особенно имеющих невысокую влажность и большие значения α (гл. III, § 1), расстояние между жилами может изменяться от первых десятков сантиметров (20—30 см) до 10—30 см, а возможно, и более. Минимальные размеры поперечников полигонов в песках, гравийно-галечных и щебенисто-древянных образованиях с песчаным и супесчаным заполнителем, судя по натурным наблюдениям, составляют 0,6—0,8 м (до 1—1,5 м), а наибольшие достигают 20—40 м и более. Размеры частой сети морозобойных трещин соизмеримы с полигонами, возникающими на основе трещин усыхания (гл. IV, § 2). В рельефе изначально-грунтовыми жилам соответствуют, как правило, безваликовые полигоны с бороздами над ними.

В строении изначально-грунтовых жил в приконтактной зоне вмещающих отложений имеется ряд характерных признаков (Романовский, 1970а, 1972б):

а) слои вмещающих пород в приконтактной зоне изначально грунтовых жил чаще всего отогнуты вниз. В несвязных и слабосвязных породах могут быть системы мелких сколов и оседаний по ним. Размеры плоскости смещения (по вертикали) 5—10 см, реже до 20 см, амплитуда смещений до 2—3. В связных породах чаще всего отгибание слоев плавное. Ширина зоны, где нарушено первоначальное залегание слоев, у узких с каждой из сторон достигает 20—30 см, у широких 0,5—0,8 м. Этот признак близок к одному из признаков псевдоморфоз по повторно-жильным льдам (гл. VIII);

б) жилы, как правило, имеют субвертикально ориентированную полосчатость, часто неясную, обусловленную различиями в цвете и степени оторфованности, наличием подтеков гумуса, дающих при существовании мерзлоты у подошвы СТС следы растекания в стороны, и т. д. Отчетливая слоистость, представленная прямыми вертикальными и наклонными полосами — элементарными песчаными жилками (Данилова, 1963; Данилова, Баулин, 1973), является, по нашему мнению, типичной только для разновидностей жил, переходных к первично-песчаным;

в) внутри тела ИГЖ в ряде случаев «могут сохраняться следы ненарушенного первичного напластования вмещающих пород, например, наряду с вертикальной полосчатостью сохраняется горизонтальная слоистость» (Данилова, Баулин, 1973, с. 76);

г) в породах, образующих жилы, обычно больше соединений железа, как окисных, так и закисных, выше степень обогащения органическим веществом, больше следов выветривания, выше содержание глинистых и

пылеватых фракций. В гравийно-галечных и других крупнообломочных отложениях, выполняющих жилы, могут наблюдаться следы суффозии мелкозема (см. рис. 20, III) («жилы вымывания»), в иных частях жил — следы кальматации мелкоземом (рис. 20, IV) («жилы вмыывания»).

Контакт жилы с вмещающими породами может быть различный: от очень четкого, с выраженной границей, подчеркиваемой различием цвета и состава пород (рис. 20, II, III, IV), до весьма неясного, постепенного изменения цвета (рис. 20, V).

Е. М. Катасонов (1962, 1973) среди грунтовых (земляных) жил, которые можно отнести к рассматриваемому типу, выделяет «жилы отгибания» (рис. 20, IV) и «жилы заполнения» (рис. 20, II, IV, V), «жилы биохимического изменения пород». При употреблении таких названий грунтовых жил следует помнить, что они могут обозначать как генетически единые, так и разные по происхождению и условиям развития жильные структуры. По нашему мнению, среди изначально-грунтовых жил «жилы отгибания» — это начальные формы, «заполнения» — зрелые, сформировавшиеся при большом числе циклов растрескивания, длительном действии процессов криогенного выветривания пород в жилах и т. д. И те и другие формы могут быть развиты в разных фациальных разновидностях и в отложениях одной фации. Во втором случае они часто связываются с трещинами генераций разных порядков.

ВЫВОДЫ

1. Изначально-грунтовые жилы являются образованиями зональными, приуроченными к СМС и СТС и формирующимися в условиях достаточно высокой увлажненной поверхности. Зональность развивающихся ИГЖ и переход их в ПЖЛ по-разному проявляется в породах разного состава и льдистости и хорошо увязывается с типами сезонного оттаивания пород по классификации В. А. Кудрявцева (см. рис. 27).

2. Степень развития изначально-грунтовых жил (ширина, изменение пород, образующих жилы, по сравнению с вмещающими и др.) обычно больше у эпигенетических и меньше у сингенетических разновидностей.

3. Особенности процесса образования ИГЖ определяет ряд морфологических черт, сходных с другими типами ПЖС. Поэтому принадлежность жильных структур к изначально-грунтовым жилам может определяться только по комплексу признаков.

4. Выявляются формы, переходные от ИГЖ к другим типам ПЖС:

а) образующиеся при понижении $t_{ср}$, неизменной или увеличивающейся влажности пород в СТС и являющиеся переходными к повторно-жильным льдам; б) формирующиеся при уменьшении влажности в СТС, усилении ветровой деятельности, развитии эоловых процессов, уменьшении сомкнутости снежного покрова зимой и весной. В этом случае развиваются формы, переходные к первично-песчаным жилам;

в) образующиеся при вытаивании маломощных жильных льдов, но продолжающемся растрескивании, заложении элементарных жилок льда в СТС, их вытаивании и замещении породой. Они являются переходными к псевдоморфозам по ПЖЛ.

Глава VI

ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫЕ ЛЬДЫ

Повторно-жильным льдам посвящено очень большое число исследований. Работы Б. Н. Достовалова (1952, 1960, 1961), А. И. Попова (1952, 1953а, 1955, 1967), П. А. Шумского (1952, 1955, 1959а), Б. И. Втюрина (1955, 1975) и др. заложили базис современных представлений о повтор-

но-жилых льдах. Этот тип полигонально-жилых структур изучен в целом более полно, чем другие. Между тем многие вопросы, касающиеся механизма развития сингенетических жилых льдов и особенностей строения четвертичных отложений, включающих последние, остаются еще неясными.

§ 1. О ПОВТОРНО-ЖИЛЫХ ЛЬДАХ И «ПЕРЕХОДНЫХ» ПОЛИГОНАЛЬНО- ЖИЛЫХ СИСТЕМАХ

Под повторно-жилыми льдами обычно понимают ледяные жилы, заключенные в многолетнемерзлых породах. Однако развивающиеся полигонально-жилые структуры, включающие жилы льда, являются двухъярусными образованиями (рис. 28). Поэтому для сохранения установившейся терминологии мы предлагаем под термином «повторно-жилые льды» понимать двухъярусные полигонально-жилые структуры, нижний ярус которых представлен ледяной жилой, а верхний — грунтовым образованием, приуроченным у развивающихся структур в основном к СТС. Ниже мы будем называть его «грунтовой частью ПЖЛ». Образование последней обусловлено сезонным оттаиванием отложений, а размеры по высоте главным образом соответствуют наибольшей мощности СТС (Романовский, 1970а).

В условиях, при которых изначально-грунтовые жилы переходят в повторно-жилые льды (гл. V, § 5, рис. 27), размеры ледяных жил, образующихся в мерзлой толще, весьма невелики и измеряются первыми десятками сантиметров, достигая иногда 1—1,2 м. В то же время мощность грунтовой части повторно-жилых льдов составляет 1,2—1,6 м. Но иногда ширина ледяной жилы бывает существенно меньше ширины грунтовой. Такие формы ПЖЛ, когда размеры ледяной и грунтовой части примерно равны или грунтовая часть больше, Е. М. Катасонов (1972, 1973а, б; Катасонов, Соловьев, 1969; Катасонов, Иванов, 1973) трактует или как «земляные», или как двухъярусные «земляно-ледяные» жилы. При этом он подчеркивает независимость образования «земляной жилы» в СТС от ледяной в мерзлой толще. Эти положения представляются нам неправильными.

Известно, что по мере понижения $t_{ср}$ пород в сходных мерзлотно-фациальных условиях уменьшается мощность СТС, а следовательно, и размеры грунтовой части ПЖЛ. В то же время увеличивается глубина проникновения морозобойных трещин, а стало быть, и размеры ледяных жил. Мощность СТС в грунтовой части ПЖЛ может сокращаться также при уменьшении континентальности типов СТС, увеличении влажности отложений, их заторфованности и т. д. Другими словами, существуют зональные (мерзлотно-температурные и литолого-фациальные) факторы, влияющие на уменьшение грунтовых частей ПЖЛ и увеличение ледяных жил. В условиях арктических мелких типов сезонного оттаивания супесчано-суглинистых заторфованных отложений, пойменных фаций аллювия, делювиальных шлейфов, аласных котловин мощность СТС, а следовательно, и грунтовая часть ПЖЛ составляет 0,2—0,3 м, а глубина растрескивания и вертикальная протяженность ледяных жил увеличиваются до 3—5 м. В этом случае грунтовая часть ПЖЛ настолько редуцирована, что ее обычно не принимают во внимание, хотя она играет существенную роль в формировании литологических и криогенных особенностей приконтактной зоны сингенетических жилых льдов (см. § 5, 6, 7 настоящей главы). Сингенетический рост способствует увеличению размеров ледяной жилы при неизменной или уменьшающейся высоте грунтовой части ПЖЛ.

Основные черты грунтовой части ПЖЛ формируются в результате двух основных процессов. Во-первых, они возникают вследствие многократно повторяющегося растрескивания, образования элементарных ледя-

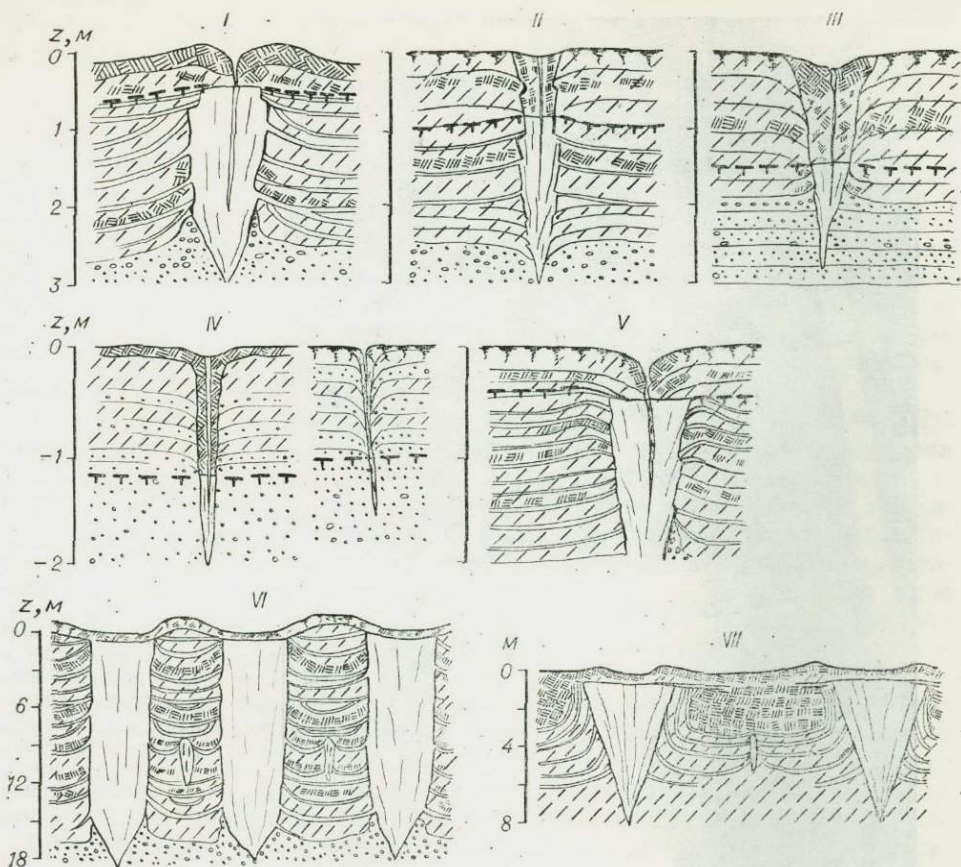


Рис. 28. Повторно-жильные льды (усл. обозн. см. на рис. 20).

ных жилок и их летнего оттаивания. При этом происходит выветривание, заторфовывание и другие изменения состава, а также сложения, слоистости породы и т. п., т. е. имеют место все те процессы и явления, что и при образовании изначально-грунтовых жил. В этом обнаруживается сходство последних и грунтовых частей ПЖЛ. Во-вторых, повторно-жильные льды развиваются под воздействием периодического протаивания верхних частей ледяных жил при динамике СТС, которая происходит в результате изменения как климатических, так и мерзлотно-фациальных условий, в частности при динамике полигонально-валикового микрорельефа (гл. IX, § 1).

Протаивание верхних частей ледяных жил — это процесс, непременно сопутствующий их развитию. Он систематически приводит к просадкам вниз грунтовой части ПЖЛ в одних случаях на несколько сантиметров, в других — на несколько десятков сантиметров. При этом над жилой образуется полость, обычно заполненная рыхлой породой. В связанных отложениях слои породы в СТС приобретают изгиб в сторону жилы, а в песках могут происходить обвалы небольших блоков породы. Слои породы около ледяной жилы могут быть также отогнуты вверх (рис. 29). В образовавшихся над жилами понижениях — бороздах или «канавках» меняется влажностный режим, происходит заболачивание и торфонакопление. После такого протаивания и осадки наблюдается «отрыв» подошвы СТС от «головы» ледяной жилы и образование над ней слоя многолетнемерзлой породы. В это время наиболее часто меняется местоположение ежегодно образующихся морозобойных трещин по отношению к ледяной жи-

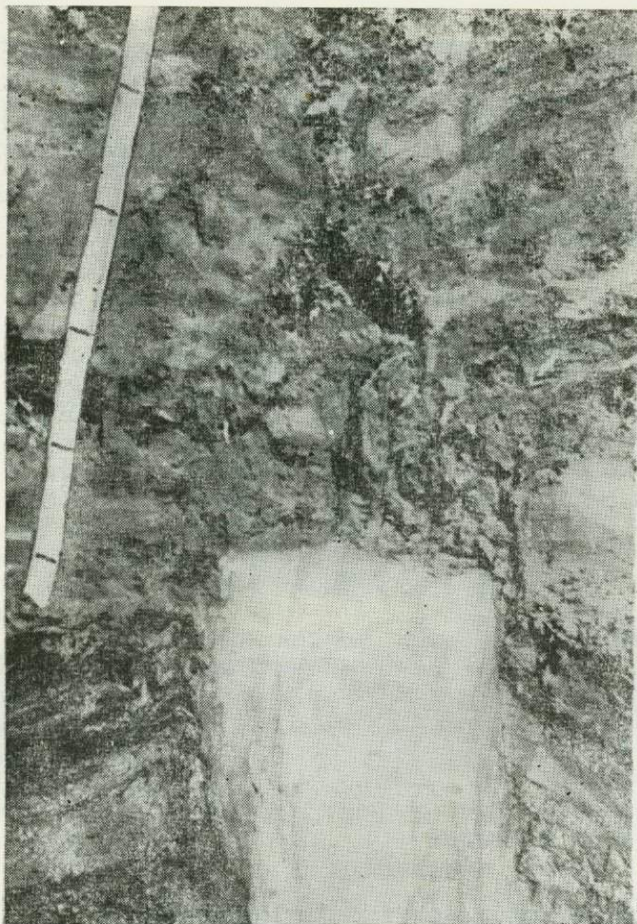


Рис. 29. Растущая ледяная жила на низкой пойме р. Яны, на которой развит безвальный микрорельеф. Слои пылеватых супесей у контакта с ледяной жилой приподняты вверх. Над жилой льда порода имеет рыхлое сложение, видна полость на месте ежегодно образующейся трещины и изгиб слоев вмещающих пород вниз. Снимок сделан при максимуме сезонного оттаивания, цена деления на рейке 10 см.

ле. На поверхности поймы, на пологих делювиальных склонах в «канавках» часто идет накопление как минеральных осадков, так и растительного детрита. В понижениях — бороздах и канавах, возникающих в результате частичного оттаивания ледяных жил, образуется грунтовая часть ПЖЛ с характерными признаками, свойственными псевдоморфозам по жильным льдам (гл. VII). Именно такие случаи просадки породы над жилами описаны Т. Певе (Péwè, 1965) под названием просадочных или обвальных структур над ледяными жилами (slump structures over foliated ice fissures), а также Е. М. Катасоновым в обнажении Маймага (1973а, б; Катасонов, Иванов, 1973) как «земляные жилы трещин-канав».

Неодинаковый состав и влажностный режим отложений над жилами и в центрах полигонов приводит к различиям в глубинах СТС (ξ_T). Если над жилами сезонное протаивание более глубокое, чем на полигонах, то осенью сезонное промерзание идет здесь медленнее. В этом случае в грунтовой части ПЖЛ могут возникнуть замкнутые системы, где благодаря криогенному давлению возможны деформации отложений типа криотурбаций. Как утверждает Е. М. Катасонов (1973б), эти деформации выражены в виде смятий отложений, образующих и вмещающих «земляные жилы». Если в центрах полигонов оттаивание более глубокое, чем над жилами, то такие явления отсутствуют. При малых глубинах СТС обстановка для образования криотурбаций также неблагоприятна. Напротив, при большой мощности СТС (>1 м), супесчано-суглинистом составе отложений и небольших ледяных жилах процессы, связанные с возникновением криогенного давления в замкнутых системах, развиваются широко

и приводят как бы к расплющиванию, увеличению ширины грунтовых частей ПЖЛ. В то же время размеры ледяных жил меняются мало.

Таким образом, мы утверждаем наличие тесной зависимости в развитии грунтовой части ПЖЛ в СТС от ледяной жилы в мерзлой толще и динамики полигонально-жильных систем. Появление ледяных жил в мерзлой толще ниже грунтовых в СТС мы рассматриваем как качественный скачок в развитии полигонально-жильной системы. Появление жильных льдов в отложениях, даже самых небольших по размерам, предопределяет новые особенности формирования ПЖС, иное мерзлотно-фациальное (и палеомерзлотное) значение, новые инженерно-геологические особенности, возможность развития нового процесса — термокарста по жильному льду и, как следствие, влияния его на динамику микрорельефа. Меняется также характер дальнейшего развития полигонально-жильных систем при изменении температурных условий. Последнее требует пояснения.

Необходимым условием того, чтобы морозобойные трещины из СТС начали проникать вниз в верхние горизонты мерзлой толщи, является понижение $t_{ср}$ пород, что предопределяет увеличение A_z , $g_{z\max}$ и растягивающих напряжений, приводящих к разрыву породы. Заполнение трещины льдом, не оттаивающим ниже СТС, приводит к сохранению ослабленного места вследствие меньшего сопротивления на разрыв льда по сравнению с мерзлой породой (гл. III, § 2). Поэтому в последующие годы морозобойные трещины могут продолжать проникать в мерзлую толщу и в них может образовываться жильный лед даже при повышении $t_{ср}$ пород. Таким образом, в природе развивающаяся система, в которой изначально-грунтовые жилы переходят в повторно-жильные льды, может иметь температурный режим пород, соответствующий не только такому режиму, при котором начали формироваться ледяные жилы, но и более мягкому, при котором повторно-жильное льдообразование может еще продолжаться. В связи с этим существует диапазон температур, при котором в породах той или иной фации (состава, льдистости и свойств) начинают закладываться жильные льды.

В литературе неоднократно описывались полигонально-жильные системы, включающие как изначально-грунтовые жилы, так и повторно-жильные льды. Представляется возможным выделить два основных соотношения указанных ПЖС.

1. Полигональная сеть охватывает отложения различной мерзлотно-фациальной принадлежности. В пределах этой единой сети в отложениях одних фаций развиты ИГЖ, других — жильные льды. Такие системы описаны нами в северной части Витимо-Патомского нагорья (Романовский, Боярский, 1966), Н. С. Даниловой (1968) в дельте р. Лены, широко встречаются в пойме р. Лены ниже г. Якутска и т. д. (рис. 30, а).

2. В пределах единой полигональной сети по трещинам генераций низких порядков развиты ПЖЛ, а по генерациям высоких порядков — ИГЖ (Романовский, Боярский, 1966). Такие системы знаменуют собой переход грунтовых жил в жильные льды и с точки зрения мерзлотно-фациальной (и палеомерзлотной) представляют особый интерес, так как соответствующий им температурный режим отражает этап качественных изменений для данной фации, имеющей определенный состав, влажность пород в СТС, льдистость в мерзлом состоянии, а также режим осадконакопления и т. д.

Изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды, находящиеся в обоих указанных соотношениях, могут встречаться как раздельно, так и совместно (рис. 30, б). Одним из типичных районов, где полигонально-жильные системы, включающие изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды и псевдоморфозы по ним развиваются в различных мерзлотно-фациальных условиях, является описанная нами ранее (Романовский, Боярский, 1966) долина р. Мал. Патом в пределах Витимо-Патомского нагорья.

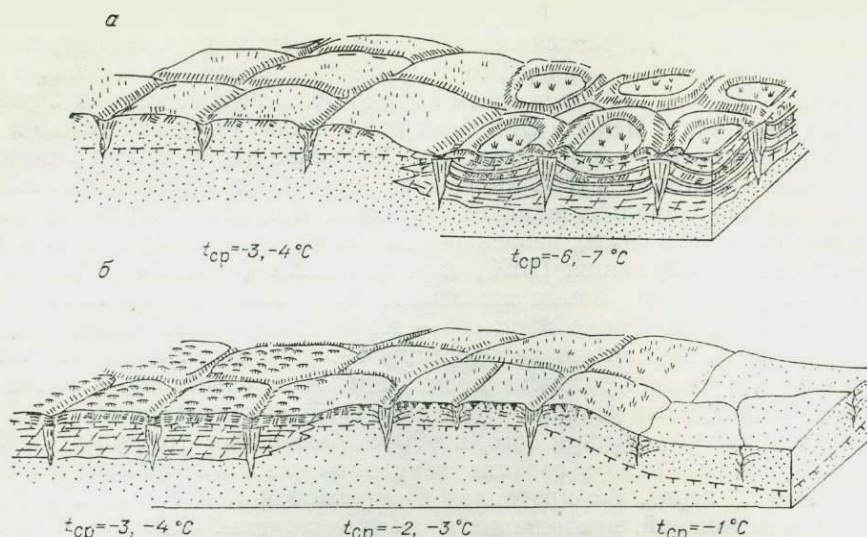


Рис. 30. Схема основных соотношений изначальнo-грунтовых и ледяных жил в единых полигональных системах.

а — в песчаных аллювиальных отложениях при глубоком сезонном оттаивании развиты грунтовые жилы, а в заторфованных пойменных супесях при мелком оттаивании — ПЖЛ; б — в песчаных отложениях низкой поймы развиты небольшие грунтовые жилки, в оторфованных пылеватых песках при средней глубине сезонного оттаивания — единая система жильных льдов и грунтовых жил, а в оторфованных пойменных супесях при мелком типе оттаивания — ПЖЛ.

§ 2. ОБ ЭПИГЕНЕЗЕ И СИНГЕНЕЗЕ В ФОРМИРОВАНИИ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Значительная часть ледяных жил имеет признаки (такие, как наличие «плечиков», упирание элементарных жилок в боковые контакты и др.), которые принято считать показателями сингенеза, т. е. одновременности роста жил и накопления осадков. Такие признаки свойственны небольшим ледяным жилам (или нижним частям больших жил), заключенным в отложениях, промерзавших заведомо эпигенетически. Происхождение «признаков сингенеза» у ледяных жил, эпигенетических по отношению к вмещающим породам, требует анализа и объяснения.

Известно, что процессы накопления отложений (даже при наличии многолетнемерзлого субстрата) и их промерзания — перехода в многолетнемерзлое состояние — всегда разорваны во времени. У пород, промерзающих по эпигенетическому типу, т. е. после накопления и диагенеза, такой разрыв во времени может быть весьма значительным. У сингенетически промерзающих отложений, накапливающихся в субэаральных условиях, он существенно меньше. Поскольку накопление осадков идет на поверхности земли, а в многолетнемерзлое состояние переходят породы у подошвы СТС, постольку разрыв во времени зависит от темпа осадконакопления, температурного режима верхних горизонтов пород, глубин СТС (ξ) и их динамики, связанных с изменениями климата и ландшафтно-фациальных условий (Попов, 1967; Максимова, 1973). Этот разрыв во времени тем значительнее, чем больше ξ , выше t_{ep} , ниже влажность отложений в СТС и меньше скорость осадконакопления на поверхности.

Перед началом этапа сингенеза в промерзании и накоплении отложений всегда должна существовать эпигенетически промерзшая толща пород. Сезонноталый слой этой толщи будет промерзать в условиях ландшафтной и мерзлотно-фациальной обстановки, соответствующей синкриогенной фации, накапливающейся на его поверхности.

В том случае, когда изменяются мерзлотно-фациальные условия, меняется не только состав накапливающихся отложений, влажность пород в СТС, характер растительности, но соответственно преобразуются и температурный режим верхних горизонтов пород (A_0 , t_{cp}) и глубины СТС. При этом основная часть СТС в начальный момент представлена отложениями той фации, на которую откладываются более молодые осадки. Эти отложения могут быть по составу сходны с осадками перекрывающей фации или резко отличаться от них, но всегда условия формирования криогенных текстур в них будут определяться уже новой мерзлотно-фациальной обстановкой, т. е. нести ее «криогенную информацию». Это в меньшей степени может быть замечено в обломочных отложениях с формирующимися в них массивными и базальными типами криотекстур и прекрасно видно в супесчано-суглинистых накоплениях, в которых образуются шлировые криотекстуры.

Сказанное можно суммировать следующим образом: верхняя часть разреза каждой мерзлотно-фациальной разновидности пород, по мощности примерно соответствующая глубине СТС, в случае развития сингенетического осадконакопления и промерзания переходит в многолетнемерзлое состояние в условиях, характерных для новой мерзлотно-фациальной обстановки, а образующиеся криогенные текстуры отражают эту обстановку. Верхний слой эпигенетической части разреза, по мощности равный ξ_r , существовавшей до начала синкриогенного осадконакопления, обладает криогенными текстурами, типичными для сингенетически промерзающих отложений. Криогенные текстуры, соответствующие новой мерзлотно-фациальной обстановке, как бы накладываются на отложения, иные по своей фациальной принадлежности или даже по генетическому типу (Каплина, Романовский, 1969б). В условиях переходных и полупереходных резкоконтинентальных типов СТС при небольшой изначальной влажности супесчано-суглинистых отложений такие слои, где фациальная принадлежность пород одна, а криогенная текстура иная, могут иметь мощность, достигающую 2—3 м. В ряде случаев отложения новой фации слагают только СТС (или часть его), а криогенная информация этой фациальной обстановки уже запечатлена в более древних накоплениях. В условиях более низкотемпературных и менее континентальных типов СТС, с более высокими влажностями отложений, где ξ_r невелика (обычно менее 1 м), соответственно уменьшается и мощность описываемого переходного слоя.

Переход отложений нижней части СТС в многолетнемерзлое состояние возможен не только при осадконакоплении на поверхности (при относительно неизменной или уменьшающейся ξ_r), но также и при сокращении мощности СТС в результате понижения t_{cp} , уменьшения A_0 или повышения влажности отложений при неизменном положении поверхности земли. И в первом и во втором случае породы в нижней части сезонно-протаивающего слоя, перешедшие в многолетнемерзлое состояние, будут обладать криогенными текстурами, типичными для фаций с сингенетическим промерзанием отложений, несмотря на то, что во втором случае ниже СТС эти же породы промерзали эпигенетически. Эти породы могут быть как древними, так и современными, но накапливавшимися в условиях гидрогенных (подозерных, подрусловых, субмаринных) таликов.

Процессы морозобойного растрескивания и повторно-жильного льдообразования являются всегда наложенными. Морозобойные трещины, в которых возникают элементарные ледяные жилки, проникают уже в формировавшиеся многолетнемерзлые отложения, т. е. они моложе вмещающих отложений и текстурообразующих льдов в последних. И только в самой нижней части СТС, которая переходит в многолетнемерзлое состояние при поднятии верхней поверхности мерзлой толщи, текстурообразующий лед синхронен в разрезе одного года с закладывающейся эле-

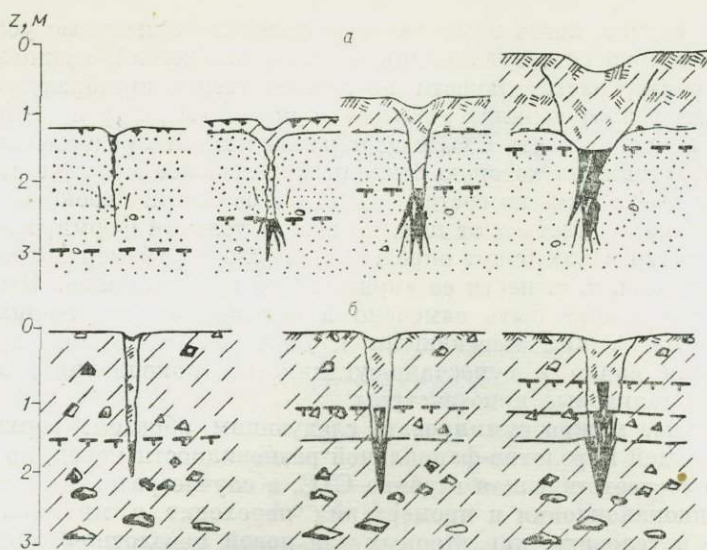


Рис. 31. Схема роста эпигенетической ледяной жилы.
а — в русловом аллювии при накоплении пойменных отложений; б — в элювиальных щебенчатых супесях при уменьшающейся мощности СТС. Жилы эпигенетичны по отношению к вмещающей породе, но обладают признаками «ложного сингенеза».

ментарной жилкой. Именно в этом слое возможно закономерное сочетание текстурообразующего и повторно-жильного льда.

Таким образом, текстурообразующие льды в мерзлых толщах являются вторичными образованиями по отношению к породам, а повторно-жильные льды третичными. Следы связи текстурообразующего льда в отложениях с повторно-жильным льдом обычно принимают за свидетельство их сингенеза, т. е. синхронности формирования сингенетически промерзающих отложений и повторно-жильных льдов. На самом же деле, это только признак одновременности поднятия верхней поверхности мерзлоты и заложения повторно-жильных льдов. Обе указанные причины повышения поверхности мерзлой толщи могут приводить к интенсификации процесса морозобойного трещинообразования и развития ПЖЛ. Так, в процессе накопления отложений на поверхности при смене фациальной обстановки и увеличении суровости температурного режима морозобойные трещины, прежде развивавшиеся только в СТС, могут начать проникать в мерзлую толщу и способствовать формированию повторно-жильного льда в отложениях фации, для которой они ранее не были свойственны. Примером может служить формирование ПЖЛ в русловых песчаных отложениях прирусловой отмели при перекрытии их пойменными осадками (рис. 31, а). При этом жилы льда часто имеют признаки сингенеза, которые было бы правильнее назвать признаками «ложного сингенеза», так как некоторые ледяные жилки оканчиваются на разных уровнях ниже СТС, в теле ледяной жилы элементарные жилки льда упираются в боковые контакты, а сама жила имеет «плечики» и т. д.

Вторая причина — сокращение мощности СТС, особенно при понижении $t_{\text{ср}}$, также может приводить к появлению признаков, свидетельствующих об одновременности поднятия верхней поверхности мерзлой толщи и роста ледяных жил. При понижении $t_{\text{ср}}$ поднимается «голова» ледяной жилы и увеличивается глубина проникновения элементарных жилок. Последнее приводит к росту жилы по глубине. Схема развития повторно-жильных льдов в элювиальных отложениях при неизменном уровне поверхности, но уменьшающейся ξ , приведена на рис. 31, б. В этом случае ледяные жилы являются эпигенетическими по отношению к вмещающим



Рис. 32. Контакт озерных отложений ($l Q_{IV}$) с эпигенетической ледяной жилой. Видно слабое смятие слоев вмещающих отложений вблизи контакта (о. Бол. Ляховский).

отложениям, но в той части СТС, которая перешла в многолетнемерзлое состояние, они могут иметь признаки синхронности роста и промерзания отложений, т. е. признаки «ложного сингенеза». Ниже этого слоя они обладают особенностями эпигенетических жил, такими, как ровные контакты льда и вмещающих пород, отсутствие связи с текстурообразующими льдами, отсутствием или слабой деформацией пород в зоне контакта (рис. 32). Заметим, что отложения, вмещающие такого рода жилы, могли промерзать как эпигенетически так и сингенетически, но при высоких $t_{ср}$, когда морозобойные трещины или не образуются, или, образовываясь, не выходят за пределы СТС. Признаки «ложного сингенеза» у ледяных жил могут легко стираться в периоды увеличения глубин оттаивания при периодических повышении $t_{ср}$, увеличении A_0 или осушении отложений СТС, но также и возникать вновь при последующем похолодании и уменьшении мощности СТС. Итак, приуроченность признаков синхронности роста ледяных жил и промерзания отложений нижней части СТС при неизменном уровне поверхности к зоне многолетних изменений глубин СТС делает их неустойчивыми, т. е. приводит к периодическому возникновению и уничтожению.

Выше мы обратили особое внимание на несоответствие между временем и условиями формирования отложений, их промерзания и образования в них повторно-жильных льдов. В суровых мерзлотных условиях на элементах рельефа, где идет накопление и сингенетическое промерзание отложений, их морозобойное растрескивание и развитие повторно-жильных льдов, формируются полигонально-жильные комплексы, в которых жильные льды в геологическом смысле сингенетичны вмещающим отложениям. Существенно, что их развитие определяет характер полигонального микрорельефа (гл. IX, § 1), конфигурацию верхней поверхности мерзлой толщи, а следовательно, особенности накопления осадков и их криогенное строение. Рост этих жил идет в определенном термодинамическом соответствии между ландшафтными, температурными и криолито-

гическими (т. е. мерзлотно-фациальными) условиями. Другими словами, фациальная обстановка в условиях определенного климата приводит к формированию соответствующих мерзлотно-температурных условий, а последние определяют характер морозобойного растрескивания пород. При этом растрескиванию подвергаются породы той же фациальной принадлежности, что и накапливающиеся на поверхности и переходящие в многолетнемерзлое состояние у подошвы СТС. Таким образом, ПЖЛ, сингенетичные вмещающим отложениям, определяют особенности строения последних. В свою очередь, эти особенности являются признаками сингенетического роста жильных льдов (см. § 7 настоящей главы).

Суммируя изложенное, можно выделить повторно-жильные льды (или части ледяных жил): а) эпигенетические по отношению к вмещающим породам и не имеющие признаков сингенеза; б) эпигенетические по отношению к вмещающим породам, но обладающие признаками одновременности роста жильного льда и повышения верхней поверхности мерзлой толщи, такие льды условно можно назвать «ложносингенетическими»; в) сингенетические по отношению к вмещающим отложениям.

§ 3. ТЕКСТУРА И СТРУКТУРА ПОВТОРНО-ЖИЛЬНОГО ЛЬДА

Текстурные особенности ПЖЛ изучались в той или иной степени всеми геологами, занимавшимися вопросами их генезиса. Структурные исследования с применением современных петрографических методов были начаты в Центральной Якутии П. А. Шумским при участии Б. И. Втюрина (Шумский, 1952) и продолжены в нижнем течении р. Яны (Шумский, 1955; Втюрин, 1955). В результате были получены обширные сведения о структуре льдов, характере, величине, составе газовых и минеральных включений и др. Петрографические исследования жильных льдов района м. Барроу на Аляске проводил Р. Блек (Black, 1951, 1954). В последующем в разные годы петрографией повторно-жильного льда занимались Н. Н. Романовский (1959), Ш. Ш. Гасанов (1969), М. М. Корейша (1970). Результаты этих работ дополняли и развивали отдельные стороны вопроса. Однако наиболее крупные исследования текстуры и структуры жильных льдов, существенно обогатившие наши представления, были выполнены В. И. Соломатиним (1965, 1970, 1974).

Текстура повторно-жильных льдов характеризуется наличием вертикальной полосчатости (слоистости и сланцеватости), что является ярким генетическим признаком этого типа льда. Вертикальная слоистость в жилах создается элементарными жилками льда, имеющими часто отчетливый осевой шов; субвертикальным распределением газовых и минеральных включений во льду; субвертикально ориентированными жилками песка (Соломатин, 1970); слоями льда шириной в несколько сантиметров, в которых элементарные жилки не видны, но лед различается по цвету и прозрачности из-за различного количества инородных включений и некоторых различий в структуре.

П. А. Шумский и Б. И. Втюрин показали, что наличие вертикальной слоистости в ледяных жилах — это результат льдообразования в трещинах. Однако они признавали, что далеко не всегда элементарные жилки отчетливо видны. А. П. Попов (1955), автор данной работы (Романовский, 1959) и др. указывали, что не весь лед жил имеет отчетливую вертикальную слоистость и несет следы многократного образования в морозобойных трещинах. В. И. Соломатин пришел к выводу о большой роли криометаморфических процессов в формировании его основных текстуро-структурных особенностей ПЖЛ.

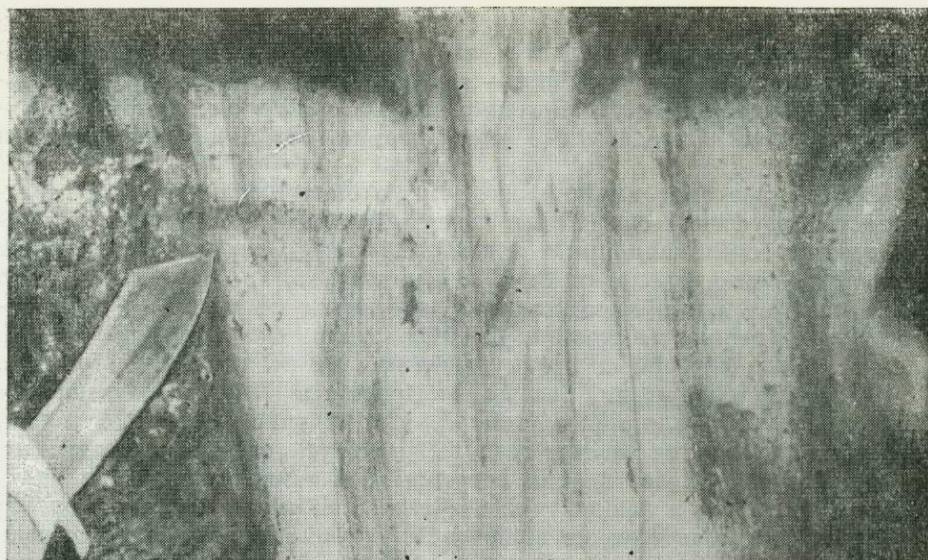


Рис. 33. Горизонтально ориентированные цепочки пузырьков воздуха и минеральных включений, оконтуривающие прослой сегрегационного льда в ледяной жиле.

Отличительной чертой ПЖЛ является наличие большого числа включений минерального и органического вещества и пузырьков воздуха. По Б. И. Втюрину (1975), количество примесей достигает 5%, а по В. И. Соломатину (1974) — до 10% по весу. Включения минерального и органического вещества бывают рассеяны во льду в виде мелких вкрапленников и примазок по границам и внутри кристаллов, концентрируются в виде прожилок или имеют вид ксенолитов. Минеральные включения попадают в лед жилы вместе с водой, заливающейся весной. Они объединяют как автогенные, так и ксеногенные образования. Характерная черта первых заключается в их отчетливой связи с текстурными и структурными особенностями льда. К ксеногенным включениям В. И. Соломатин относит вертикальные прослой толщиной в несколько сантиметров отмытого грубозернистого песка, встречающиеся во льду мощных сингенетических жил. Иногда агрегаты породы обваливаются зимой с подсушенных стенок морозобойных трещин, рассекающих СТС, и включаются в лед жилы в виде маленьких ксенолитов различной формы. Ксенолиты породы могут быть «отсечены» жильным льдом от пород, вмещающих или перекрывающих жилу. Подчеркнем, что большинство минеральных включений имеет вертикальную ориентировку. Однако встречаются субгоризонтальные цепочки минеральных и органических включений различных размеров и формы. Иногда они оконтуривают прослой входящего в тело ледяных жил сегрегационного льда (рис. 33). Сами прослой сегрегационного и термокарстово-пещерного льда, различимые в теле небольших жил по особенностям их структуры, создают элементы горизонтальной слоистости.

В. И. Соломатин (1970) обращает внимание на то, что часто минеральные включения меняются по составу на уровнях, соответствующих смене литологических особенностей вмещающих пород. В отложениях различного цвета на этих же уровнях изменяется и окраска жильного льда. В сингенетических ледяных жилах иногда наблюдается горизонтальная ребристость. На о. Мостах «ребра» пересекали жилы от контакта до контакта. Они «имели высоту в 1,5—2 см и располагались строго параллельно на расстоянии 2—3 м. Чередование ребер и углублений между

ними диктовалось характером переслаивания грубозернистых песков и супеси во вмещающих отложениях, так что прослоям песка соответствующим углублениям, а прослоям супеси — «ребра». «Ребристость жил», по мнению В. И. Соломатина, обусловлена различной устойчивостью льда к таянию и отражает определенные модификации особенностей структуры и текстуры.

Большое значение имеют газовые включения в жильном льду. В зависимости от условий обводнения поверхности и заполнения морозобойных трещин сублимационным льдом или водой содержание газовых включений сильно варьирует. Б. И. Втюрин (1966, 1975) указывает, что содержание газовых примесей может изменяться примерно от 2% объема в жилах, целиком состоящих из конжеляционного льда, до 6—7% и более в жилах, состоящих преимущественно из сублимационного льда.

По способу образования газовые включения в ПЖЛ подразделяются на автогенные и ксеногенные, гипергенные и гипогенные. (Шумский, 1955). Они образуются за счет воздуха, растворенного в воде, захваченного водой при ее просачивании в трещины, а также воздуха, находившегося в трещинах и защемленного в них. Наиболее тесную связь со структурой имеют автогенные включения. В элементарных жилах льда они образуют микроскопические скопления пузырьков по осевому шву, иногда включены в тело кристаллов или находятся между ними. По данным В. И. Соломатина, наибольшее количество газовых включений принадлежит к типу ксеногенных и гипергенных. Пузырьки, концентрирующиеся по граням кристаллов и по трещинам, имеют разную форму: сферическую, плоского эллипсоида, цилиндров, неправильную. Включения газа сложной ветвистой формы связаны с сохранением первичных пор между сублимационными кристаллами льда. Пузырькам внутри кристаллов в большей степени присуща сферическая форма. Размеры пузырьков изменяются от долей миллиметра до 5—6 мм по длинным осям.

Состав газа во льду изучался только П. А. Шумским (1955). По его данным, преобладают инертные и биохимические газы. Это объясняется тем, что кислород, некогда входивший в их состав, идет на окисление органического вещества, содержащегося во льду. Давление газов в пузырьках изучено плохо. Согласно результатам П. А. Шумского (1952), на глубине 8—10 м в жильных льдах Абалахского междуречья оно достигало 1,5—1,7 атм. Первоначальное давление в период замерзания воды в трещинах, по его представлениям, должно быть равно 1,05—1,2 атм.

Газовые включения, их форма, размеры, особенности распределения в ПЖЛ сильно подвержены влиянию различных факторов внешней среды, особенно давления и температурного режима. Поэтому В. И. Соломатин считает, что их распределение во льду и другие особенности зависят главным образом от современных процессов, влияющих на текстуру и структуру льдов. Процессы диагенеза под влиянием меняющихся термодинамических условий находят отражение в первую очередь в распределении газовых включений. Они обуславливают изменение формы, слияние, деление и миграцию пузырьков воздуха. Так, боковое давление, по наблюдениям П. А. Шумского (1955), вызывает их сплющивание. Нам удалось наблюдать изменение формы газовых включений в трещинах, находящихся ниже элементарных жилок. Одни трещины шириной 2—3 мм оставались открытыми и были выполнены мелкими кристаллами сублимационного льда. Другие уже сомкнулись под действием бокового давления и были заметны по распределению сплюснутых пузырьков воздуха и трещинам, рассекающим кристаллы. Наконец, третьи трещины в кристаллах уже не были видны, а наблюдались только вертикальные цепочки плоских пузырьков (рис. 34).

П. А. Шумский (1952, 1959) указывает, что в верхних частях крупных жил, в слое, примерно соответствующем глубине интенсивных годовых колебаний температур, наблюдается вертикальная удлиненность пузырьков как следствие миграции вещества внутри их в сторону теплового потока. В. И. Соломатин считает, что в жильном льду происходит миграция пузырьков в сторону более высоких температур. Причиной этого является разница температур и упругости паров на «холодном» и «теплом» концах пузырьков. В холодные периоды пузырьки движутся вниз, к основанию жилы, в теплые — вверх. Иногда это обуславливает несовпадение слоистости, созданной включениями грунта в элементарных жилках, часто наклонных, с вертикально вытянутыми пузырьками газа во льду (Романовский, 1959; Втюрин, Втюрина, 1970).

Хорошо известно, что во льду жил имеются субвертикально ориентированные слои шириной до 4—5 см, почти лишенные газовых включений. Другие прослои обогащены ими. Очень часто у боковых контактов

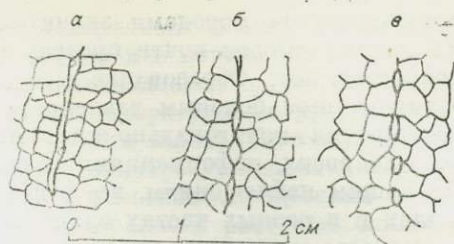


Рис. 34. Изменение характера полой морозобойной трещины (а) в жильном льду под действием бокового давления. При смыкании стенок трещины первоначально сохраняется осевой шов и пузырьки имеют вытянутую форму (б); впоследствии шов исчезает, а пузырьки округляются (в). Зарисовка под поляроидами.

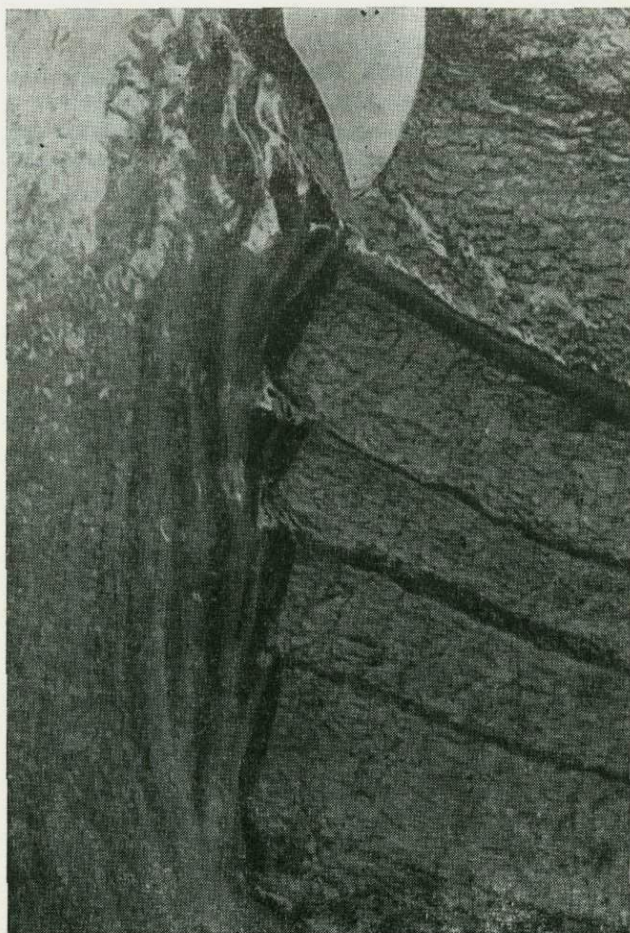


Рис. 35. Лед каймы у контакта с изогнутыми вверх слоями льдистых пылеватых аллювиальных суглинков. Видны следы пластических перемещений: ширина прослоев уменьшается у «выступов» минеральных слоев и увеличивается к верхней части «плечиков».

с вмещающими породами значительные по ширине жилы (более 0,6—0,8 м) имеют слой почти прозрачного льда — «лед каймы», по А. И. Попову (рис. 35). Образование последнего, скорее всего, обусловлено ориентированным боковым давлением, возникающим в результате летнего расширения полигонально-жильных систем, выдавливанием пузырьков воздуха вверх, деформациями течения льда в жилах, режелацией и др. По нашим наблюдениям, все эти процессы неодинаково идут в разных жилах и в разных частях одних и тех же жил. Связано это с тем, что, во-первых, максимум сжатия — растяжения в жилах уменьшается по вертикали. Во-вторых, в приконтактных зонах деформации в породе и во льду связаны между собой. В-третьих, разные части жил чаще всего неодинаково «открыты» в сторону СТС. Обычно над частью растущей жилы есть слой многолетнемерзлой породы, затрудняющий «течение» льда ниже его, отжатие пузырьков и т. д. Напротив, там, где жила «открыта», особенно в контактной зоне, эти процессы более интенсивны.

Структура повторно-жильных льдов имеет сложный и довольно разнообразный характер. В целом это льды мелкокристаллические: размеры кристаллов изменяются от 1—2 см до 1—2 мм и меньше (Шумский, 1955; Соломатин, 1970). Преобладающий размер поперечников кристаллов 4—6 мм. Средние площади поперечников кристаллов, по данным В. И. Соломатина, изменяются от 1,5 до 35—40 мм² при преобладании кристаллов с площадью 5—10 мм². Изменение размеров кристаллов в жилах наблюдается как по горизонтали (по нормали к боковым контактам), так и по вертикали. Отмечается «тенденция к увеличению размеров близ контактов, особенно там, где вмещающие породы резко деформированы» (Соломатин, 1970). П. А. Шумский, исходя из того, что все кристаллы образуются в морозобойных трещинах, утверждает, что «в верхних частях годовых слоев кристаллы сравнительно крупные — до 1—1,5 см в поперечнике, а в нижних частях их средний поперечник менее 1,5 мм. В большинстве случаев кристаллы, имеющие, в общем, неправильную форму, приблизительно изометричны или же несколько сплюснены в плоскости слоев...» (Шумский, 1959б, с. 313). Для верхних частей жил П. А. Шумский (1955) указывает на уменьшение количества минеральных примесей. Заметим, что это явление часто встречается в небольших растущих жилах с включением прослоев сегрегационного или линз термокарстово-пещерного льда. Последнее отмечалось нами, Ш. Ш. Гасановым (1969), а также М. М. Кореишей (1970), который наблюдал изменение структуры и текстуры жил у верхнего их контакта в слое мощностью 10—20 см.

Ориентировка оптических осей кристаллов в ПЖЛ изменяется от упорядоченной в пределах каждого из слоев льда до неупорядоченной. Наиболее характерна слабоупорядоченная ориентировка. Максимальной упорядоченностью ориентировки оптических осей кристаллов обладают молодые элементарные жилки, «ростки» жильного льда, выполненные конжеляционным льдом (Соломатин, 1965; Втюрин, Втюрина, 1970). Упорядоченность ориентировки уменьшается, если в морозобойной трещине было много сублимационного льда. П. А. Шумский (1955, 1959б) считал, что первичная структура жильного льда связана с температурными условиями кристаллизации, шириной трещин, ориентирующим влиянием поверхности и влиянием кристаллов, глубиной изморози, служащих центрами кристаллизации. В нижних частях жил, где, по его мнению, температуры вмещающих пород в период кристаллизации низкие, преобладают кристаллы, оптические оси которых ориентированы преимущественно горизонтально, по нормали и боковым стенкам трещин. В средней части жил ориентировка хаотическая, к верхней поверхности жил постепенно переходящая в преимущественно вертикальную со столбчатыми кристаллами. По мнению П. А. Шумского, последняя создается за счет того, что вода замерзает в верхней части трещин только осенью

при медленном охлаждении со стороны поверхности земли. Это положение нашими натурными наблюдениями весной и в первой половине лета не подтверждается. Повсеместно вода, заливающаяся в морозобойные трещины, замерзает очень быстро, причем температуры на уровне подошвы СТС в это время достаточно низкие (-5° и ниже). Поэтому указанные особенности структуры верхней части жил требуют иной интерпретации. С наших позиций, такое строение обусловлено процессами сегрегационного льдообразования на верхней поверхности растущей жилы и перекристаллизацией льда.

По материалам П. А. Шумского «повторно-жильный лед в большинстве случаев обладает аллотриоморфно-зернистой или пластинчатой гипидиоморфно-зернистой структурой (особенно в нижней части годовых слоев) и иногда столбчатой гипидиоморфно-зернистой структурой (в верхних частях годовых слоев), мало измененной процессами перекристаллизации» (1959б, с. 313).

В. И. Соломатин подчеркивает, что структурный рисунок почти всегда несет следы сланцеватости и слоистости, связанной с образованием льда в морозобойных трещинах и, как он считает, с сегрегационным льдовыделением на боковых контактах. Последний процесс, по нашему мнению, не имеет места (см. § 6 настоящей главы), а первичная слоистость впоследствии преобразуется под действием горизонтальных динамических напряжений со стороны вмещающих пород.

Вопрос о преобразовании первичной структуры повторно-жильного льда имеет важнейшее значение. П. А. Шумский (1952, 1959б) показал, что под действием бокового давления во льду развиваются оптические аномалии (облачное погасание и оптическая двусосность), которые возникают при упругом изгибе кристаллов. Релаксация внутренних напряжений приводит к тому, что изогнутые кристаллы распадаются на отдельные блоки с близкой ориентировкой оптических осей. В тех частях ПЖЛ, которые подвергались сильному давлению, количество двусосных кристаллов достигает 70%, средний угол оптических осей всех кристаллов составляет 125° , а наибольший измеренный 47° . Структура льда на таких участках приобретает характер катакластической и псевдопорфировой, сохраняя при этом основные черты первичной кристаллизационной зернистой структуры.

Наблюдения за молодыми ростками жильных льдов на севере Якутии (Втюрин, Втюрина, 1960; Соломатин, 1965) свидетельствуют о том, что первоначально для элементарных жилок характерен четкий осевой шов, видимый даже при отсутствии примесей, горизонтальная вытянутость кристаллов, упорядоченная в этом направлении кристаллографическая ориентировка и т. д. Но уже через несколько лет осевой шов может исчезнуть. Его следы сохраняются только там, где по нему были сконцентрированы минеральные примеси. Происходит смещение границ кристаллов, изменение формы воздушных пузырьков (с цилиндрической на сферическую и дискообразную), меняется кристаллографическая ориентировка.

Наши наблюдения за текстурой повторно-жильного льда в южных районах развития этого типа ПЖС (Патомское нагорье, долина р. Лены, ниже Якутска, долина р. Вилюй) свидетельствуют о том, что структура элементарных жилок сохраняется здесь лучше, чем на севере. По нашим представлениям, это зависит от того, что амплитуда колебаний температур ниже подошвы СТС увеличивается с понижением $t_{ср}$. Вследствие этого возрастают напряжения сжатия — растяжения и связанный с ними динамометаморфизм льда (Романовский, 1972а). Поэтому на севере с понижением $t_{ср}$ увеличивается и степень рекристаллизации льда, и преобразование его структуры. Особенно сильно и направленно перекристаллизация льда может идти в слое повторно-жильного льдообразования, где ежегодно идет приращение массы жильного льда, а амплитуда колебаний

температур наибольшая. По мнению Б. И. Втюрина (Втюрин, Втюрина, 1970), динамометаморфизм является основным процессом преобразования подземных льдов. Наличие направленных давлений, даже небольших по величине, приводит, как показали исследования Б. А. Савельева и А. Е. Гуликова (1964), к росту размеров кристаллов и к переориентировке их оптических осей. Кристаллы поворачиваются оптическими осями перпендикулярно к действующему напряжению, а в результате изменения структуры прочность льда во времени постепенно снижается. Подчиненное значение имеют округление кристаллов и собирательная перекристаллизация.

П. А. Шумский (1955) считает, что в естественных условиях напряжения в ледяной породе бывают вызваны: 1) внешними динамическими воздействиями; 2) колебаниями температур в слое годовых ее изменений и 3) собственным весом мерзлых пород и льда. Основной причиной развития напряжений являются колебания температур. В приповерхностных горизонтах слоя повторно-жильного льдообразования напряжения могут сниматься в результате деформаций мерзлых пород на контактах или (в случае более высокой прочности последних) пластических деформаций жильного льда (Lefingwell, 1915; Конищев, Маслов, 1968). Б. И. Втюрин пишет, что, «возможно», и в жильном льду под влиянием бокового давления вмещающих пород наблюдаются процессы течения, выдавливания льда и соответственно миграционной рекристаллизации» (Втюрин, Втюрина, 1970, с. 252). Однако П. А. Шумский (1952, 1959) отрицает наличие течения льда. Тем не менее ряд признаков указывает на то, что такой процесс все же существует. Так, Б. И. Втюрин (1955), В. И. Соломатин (1965), Ш. Ш. Гасанов (1969), А. И. Попов (1967) и др., изучавшие лед приконтактной зоны («лед каймы»), описывают такие его черты, как отсутствие пузырьков воздуха, больший размер и несколько большая извилистость кристаллов, наличие сланцевато-«струйчатой» текстуры и т. д., которые можно трактовать как результат течения льда и связанных с этим процессов рекристаллизации.

В. И. Соломатин установил, что «во льду мощных древних жил преобладают антедральные формы кристаллов, в то время как для молодых небольших по размерам жил характерны эвтедральные и субэтедральные кристаллы. Это дает право утверждать, что степень совершенства форм кристаллов грубо характеризует возраст льда» (1970, с. 16). В последнее время попытка оценить возраст льда по структуре предпринята В. В. Роговым. Правомерность ее покажет будущее.

Таким образом, в последнее время все больше исследователей склоняются к тому, что текстурные и главным образом структурные особенности ПЖЛ подвергаются с момента их образования сильным изменениям. Если учитывать, что некоторые толщи с жильными льдами существуют десятки тысяч лет, то такой срок вполне достаточен «для ощутимого проявления даже самых медленных процессов метаморфизма льда». Фактор колебания температуры приводит к метаморфическим изменениям не только жильных, но и всех первичных внутригрунтовых льдов (лед-цемент, сегрегационный и инъекционный), являющихся наряду с грунтом вмещающими породами по отношению к жильному льду. По-видимому, такому же сильному метаморфическому преобразованию, как и жильный, подвергается сегрегационный лед на контактах с ледяными жилами (Втюрин, Втюрина, 1970). Все это не дает возможности всегда и достаточно точно решать вопросы генезиса и механизма формирования жильных льдов с применением только петрографических методов, так как трудно отличить первичные их структурные особенности от вторичных.

Дальнейшее развитие исследований структуры и текстуры льда петрографическими методами следует сопровождать комплексным изучением состава, условий формирования льдов и моделированием. Оно должно быть статистически полным и комплексным (Корейша, 1970).

§ 4. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Химический состав подземных льдов в четвертичных отложениях, в том числе и повторно-жильных, изучен недостаточно. Между тем состав льдов, особенно в сингенетически промерзавших породах, является одной из важных характеристик их вещественного состава, показателем гидрохимических условий времени формирования отложений и подземных льдов (Методика..., 1970, гл. VII, § 8; Волкова, Романовский, 1970, 1974).

Сведения о химическом составе повторно-жильных льдов рассеяны в ряде публикаций, касающихся региональной характеристики ПЖЛ (Граве, 1944; Соловьев, 1959; Толстов, 1964; Дубиков, 1966; и др.). Несколько более полно изучен химический состав ПЖЛ в Центральной Якутии благодаря исследованиям Н. П. Анисимовой (1963, 1971). В последнее время состав повторно-жильного льда изучался на Новосибирских островах Я. В. Неизвестным, а в низовьях р. Колымы — В. Н. Зайцевым, Т. Н. Каплиной и др. Широкие исследования состава подземных льдов были проведены экспедициями кафедры мерзловедения МГУ в северной части Яно-Индибирского междуречья (Волкова, Романовский, 1970, 1974), низовьях р. Яны и Яно-Омолыйском междуречье (Кондратьева и др., 1975). Основные черты мерзлотно-гидрогеологического строения этих территорий освещены в ряде публикаций (Романовский, Каплина и др. 1970; Романовский, Кондратьева и др., 1970; Хруцкий и др., 1972) и нами не рассматриваются. Большое внимание было уделено изучению состава повторно-жильных, текстурообразующих и термокарстово-пещерных льдов в разных по возрасту аллювиальных, склоновых и аласных отложениях. Тщательно изучались льды отложений древней озерно-аллювиальной равнины ($la Q_{III}$), представленных пылеватыми супесями, суглинками, реже пылеватыми песками, объемная льдистость которых достигает 90—95% и в которых текстурообразующие и сингенетические жильные льды являются основными породообразующими компонентами (рис. 36, табл. 11).

Минерализация сингенетических ПЖЛ отложений древней озерно-аллювиальной равнины невелика и меняется в пределах 0,02—0,14 г/л. Принадлежат они к гидрокарбонатному классу группы кальция, реже магния. Реакция слабокислая. Суммарное железо находится от «следов» до 10 мг/л. Свободной углекислоты 6,87—20,62 мг/л. Минерализация текстурообразующего льда меняется от 0,07 до 0,72 мг/л. Лед гидрокарбонатный кальциевый, магниевый или же со смешанным катионным составом. Иногда присутствует сульфат-ион (8—16 мг/л). Реакция слабокислая. Из второстепенных компонентов присутствует ион аммония (0,1—6,0 мг/л), окисное (до 0,3 мг/л) и закисное (2—24 мг/л) железо.

В верхнечетвертичных и современных аласных отложениях ($lh Q_{III-IV}$) ПЖЛ (табл. 12) имеют минерализацию 0,01—0,02 г/л и относятся к гидрокарбонатному и гидрокарбонатно-хлоридному классам группы кальция, кальция и магния, кальция и натрия. Реакция слабокислая (рН до 6,0). Из второстепенных ионов присутствуют NH_4 (0,2—0,7 мг/л), NaO_2 (0,02—0,2) и Fe^{3+} (0,3—2,0 мг/л).

Из отложений I надпойменной террасы ($a Q_{III-IV}$) ПЖЛ также имеют ультрапресную минерализацию (табл. 12) и принадлежат к гидрокарбонатному классу со смешанным катионным составом или к группе магния и кальция.

Интенсивное повторно-жильное льдообразование идет в настоящее время в солифлюкционно-делювиальных и делювиальных отложениях. Жильные и текстурообразующие льды в склоновых отложениях наиболее детально были изучены в бассейнах рек Хромы и Тенкели. Как видно из табл. 13, минерализация жильных льдов меняется от 0,01 до 0,05 г/л, а в текстурообразующих — от 0,02 до 0,13 г/л. По составу льды в склоно-

Химический состав подземных льдов отложений древней озерно-аллювиальной равнины (Ia QIII), мг/л

Глубина отбора пробы, м	Характер льда	pH	NH_4^-	Fe^{2-}	Fe^{3-}	Сумма ионов	Формула Курлова
Обнажение на правом берегу р. Хромы, ниже устья р. Кыл-Бастах							
1,4	Повторно-жильный	6,0	0,2	—	Сл.	32,68	$\text{M}_{0,03} \frac{\text{HCO}_3 65 \text{ Cl} 35}{\text{Na} 63 \text{ Ca} 28 \text{ Mg} 9}$
4,3		6,0	0,2	—	0,3	66,34	$\text{M}_{0,007} \frac{\text{HCO}_3 79 \text{ Cl} 21}{\text{Ca} 61 \text{ Mg} 20 \text{ Na} 19}$
8,2—8,4	»	6,2	Сл.	Сл.	Сл.	43,20	$\text{M}_{0,04} \frac{\text{HCO}_3 68 \text{ Cl} 32}{\text{Na} 55 \text{ Ca} 30 \text{ Mg} 15}$
9,2	Текстурообразующий	6,2	0,1	24,0	—	76,89	$\text{M}_{0,08} \frac{\text{HCO}_3 75 \text{ Cl} 25}{\text{Ca} 51 \text{ Mg} 34 \text{ Na} 15}$
10,8	Повторно-жильный	6,0	0,2	2,0	Сл.	76,38	$\text{M}_{0,08} \frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl} 22}{\text{Ca} 44 \text{ Mg} 26 \text{ Na} 30}$
10,0—11,0	Текстурообразующий	6,0	0,1	2,0	—	93,61	$\text{M}_{0,09} \frac{\text{HCO}_3 79 \text{ Cl} 21}{\text{Ca} 71 \text{ Mg} 21 \text{ Na} 8}$
12,0		6,0	0,2	4,0	Сл.	90,04	$\text{M}_{0,09} \frac{\text{HCO}_3 84 \text{ Cl} 16}{\text{Na} 40 \text{ Ca} 30 \text{ Mg} 30}$
18,8—19,0	Повторно-жильный	6,4	Сл.	—	»	100,96	$\text{M}_{0,10} \frac{\text{HCO}_3 83 \text{ Cl} 17}{\text{Ca} 74 \text{ Mg} 13 \text{ Na} 13}$
Обнажение на левом берегу р. Уяндины, в 6 км ниже устья Тирэхтээх							
10,0 *	Повторно-жильный	6,1	0,7	2,0	—	36,46	$\text{M}_{0,04} \frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl} 22}{\text{Mg} 55 \text{ Ca} 35 \text{ Na} 10}$
3,5 *	»	6,2	3,0	4,0	—	78,84	$\text{M}_{0,08} \frac{\text{HCO}_3 86 \text{ Cl} 14}{\text{Ca} 62 \text{ Mg} 27 \text{ Na} 4}$

* Высота над урезом воды в реке.

Химический состав подземных льдов в верхнечетвертичных и современных аласных и аллювиальных отложениях, мг/л

Генезис отложений	Глубина отбора пробы, м	Характер льда	pH	NH_4^+	Fe^{3+}	Сумма ионов	Формула Курлова
Аласные	1,8—2,05	Повторно-жильный	5,8	0,2	2,0	11,10	$\text{M}_{0,01} \frac{\text{HCO}_3 50 \text{ Cl} 50}{\text{Ca} 62 \text{ Na} 38}$
			5,8	0,7	1,5	16,74	$\text{M}_{0,02} \frac{\text{HCO}_3 68 \text{ Cl} 32}{\text{Ca} 42 \text{ Mg} 42 \text{ Na} 16}$
	4,0	Термокарстово-пещерный	6,0	0,7	0,3	14,46	$\text{M}_{0,01} \frac{\text{HCO}_3 60 \text{ Cl} 40}{\text{Ca} 50 \text{ Na} 50}$
I надпойменной террасы р. Хромы	1,2	Повторно-жильный	5,7	—	—	19,08	$\text{M}_{0,02} \frac{\text{HCO}_3 57 \text{ Cl} 43}{\text{Ca} 36 \text{ Mg} 36 \text{ Na} 28}$
	2,6	»	5,8	0,1	—	20,10	$\text{M}_{0,02} \frac{\text{HCO}_3 71 \text{ Cl} 29}{\text{Ca} 36 \text{ Mg} 36 \text{ Na} 28}$
	3,4	»	6,0	0,1	Сл.	13,38	$\text{M}_{0,01} \frac{\text{HCO}_3 60 \text{ Cl} 40}{\text{Ca} 50 \text{ Mg} 50}$
I надпойменной террасы р. Сакудджик	2,5	Повторно-жильный сингенетический	6,0	1,0	0,5	38,22	$\text{M}_{0,04} \frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl} 22}{\text{Mg} 43 \text{ Ca} 35 \text{ Na} 22}$
	0,6	Текстуробразующий	5,9	6,0	4,0	159,94	$\text{M}_{0,16} \frac{\text{HCO}_3 97 \text{ Cl} 3}{\text{Ca} 53 \text{ Mg} 40 \text{ Na} 7}$
I надпойменной террасы р. Баки (скв. 1 МГУ)	2,0—2,5	»	6,0	6,0	10,0	444,75	$\text{M}_{0,44} \frac{\text{HCO}_3 99 \text{ Cl} 1}{\text{Ca} 41 \text{ Mg} 34 \text{ Na} 25}$
	2,5—3,0	»	6,0	6,0	6,0	466,50	$\text{M}_{0,47} \frac{\text{HCO}_3 94 \text{ Cl} 6}{\text{Ca} 40 \text{ Na} 35 \text{ Mg} 25}$
	3,0—3,5	»	6,0	6,0	4,0	130,65	$\text{M}_{0,13} \frac{\text{HCO}_3 79 \text{ Cl} 21}{\text{Na} 38 \text{ Ca} 36 \text{ Mg} 36}$
	3,5—4,1	»	6,0	6,0	10,0	293,98	$\text{M}_{0,29} \frac{\text{SO}_4 39 \text{ HCO}_3 36 \text{ Cl} 25}{\text{Mg} 46 \text{ Ca} 27 \text{ Na} 27}$

Химический состав подземных льдов в современных делювиальных отложениях на северных склонах края Полоусного и в Уяндинской впадине, мг/л

Место отбора пробы	Глубина, м	Характер льда	pH	NH_4^+	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Сумма ионов	Формула Курлова
Долина рч. Суор	1,8	Повторно-жильный	5,7	0,7	—	0,8	14,94	$M_{0,01} \frac{\text{Cl}60 \text{HCO}_340}{\text{Ca}50 \text{Na}50}$
	2,0	»	5,6	1,5	—	0,3	46,15	$M_{0,05} \frac{\text{HCO}_373 \text{Cl}27}{\text{Ca}50 \text{Na}38 \text{Mg}17}$
	4,0	»	5,8	1,5	—	0,3	43,60	$M_{0,04} \frac{\text{HCO}_379 \text{Cl}21}{\text{Ca}71 \text{Mg}18 \text{Na}11}$
	11,5	»	5,8	4,5	—	1,0	39,06	$M_{0,04} \frac{\text{HCO}_358 \text{Cl}42}{\text{Ca}42 \text{Na}37 \text{Mg}21}$
	5,0	Текстурообразующий	5,6	1,0	—	1,0	21,08	$M_{0,02} \frac{\text{HCO}_352 \text{Cl}48}{\text{Ca}36 \text{Mg}36 \text{Na}26}$
	10,0	»	5,7	6,0	—	6,0	49,14	$M_{0,05} \frac{\text{HCO}_350 \text{Cl}50}{\text{Ca}36 \text{Mg}36 \text{Na}28}$
	0,8	Повторно-жильный	6,8	0,4	—	0,5	13,44	$M_{0,01} \frac{\text{Cl}60 \text{HCO}_340}{\text{Ca}50 \text{Na}50}$
Участок Сигняхтах	5,0	»	6,3	0,3	—	Сл.	18,84	$M_{0,02} \frac{\text{Cl}57 \text{HCO}_343}{\text{Ca}72 \text{Na}28}$
	0,4—0,8	Текстурообразующий	5,7	6,0	18,0	Сл.	131,92	$M_{0,13} \frac{\text{HCO}_391 \text{Cl}9}{\text{Mg}61 \text{Ca}39}$
	3,6	»	6,5	0,2	—	—	67,62	$M_{0,07} \frac{\text{HCO}_387 \text{Cl}13}{\text{Mg}54 \text{Ca}44 \text{Na}2}$

Делювиальные отложения, развитые на отложениях древ- ней аллювиальной равнины в Уяндинской впадине	10,0*	Повторно-жильный	5,7	0,4	—	—	34,35	$\frac{\text{HCO}_3 74 \text{ Cl} 26}{\text{M}_{0,03} \text{Na} 36 \text{ Mg} 52 \text{ Ca} 32}$
			»	2,0	—	—	40,48	$\frac{\text{HCO}_3 74 \text{ Cl} 26}{\text{M}_{0,04} \text{Na} 50 \text{ Ca} 33 \text{ Mg} 17}$
			»	1,5	3,0	—	38,40	$\frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl} 22}{\text{M}_{0,04} \text{Na} 45 \text{ Ca} 28 \text{ Mg} 27}$
			»	1,0	—	—	36,30	$\frac{\text{HCO}_3 85 \text{ Cl} 15}{\text{M}_{0,04} \text{Na} 51 \text{ Ca} 30 \text{ Mg} 19}$

* Высота над урезом воды в реке.

вых отложениях относятся к гидрокарбонатно-му, реже гидрокарбонатно-хлоридному классу группы кальция и смешанной группе катионов. В текстурообразующих льдах на первое место среди катионов выходит магний-ион. Ион аммония присутствует от 0,2 до 6 мг/л. Следует отметить, что в подземных льдах склоновых отложений содержится наибольшее количество железа — окисного до 30 мг/л, закисного до 6 мг/л.

Часто среди жильных льдов, заключенных в аласных, аллювиальных и озерно-аллювиальных отложениях, встречается термокарстово-пещерный лед. Минерализация этих льдов не превышает 0,02 г/л, по составу они хлоридные, реже хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. В данном случае минерализация и состав термокарстово-пещерного льда соответствуют составу современных атмосферных осадков и происхождение льда связано с деятельностью поверхностных вод. Иногда же термокарстово-пещерный лед формируется в результате затекания в полости и вод СТС (Волкова, Романовский, 1970). Состав и степень минерализации текстурообразующих и жильных льдов в одних и тех же отложениях различны. Минерализация текстурообразующих льдов в целом выше, чем жильных, а солевой состав более разнообразный. Зависит это от того, что исходными растворами текстурообразующих льдов служат воды СТС, а также связанная вода, содержащиеся в пределах данного слоя. Для жильных льдов исходными являются талые снеговые и другие поверхностные воды, имеющие минерализацию меньшую и состав более близкий к атмосферным водам, чем к водам СТС. Таким образом, в генетически единых геологических комплексах сингенетически промерзающих отложений входящие в их состав разные по генезису льды обладают различным составом.

Исследования В. Н. Волковой и Н. Н. Романовского (1970, 1974) показали, что в условиях малой минерализации (пресной и ультрапресной) поверхностных и подземных вод химический состав этих вод и химический состав образующихся при их замерзании подземных льдов очень близки между собой. Это было, в частности, установлено при сравнении состава современных поверхностных вод (талых и речных) и формирующихся за их счет ПЖЛ, а также надмерзлотных вод СТС и текстурообразующих льдов в верхних слоях сингенетически промерзающих отложений. Установленные закономерности позволяют по составу указанных типов льдов судить о палеогидрохимических условиях времени их образования.

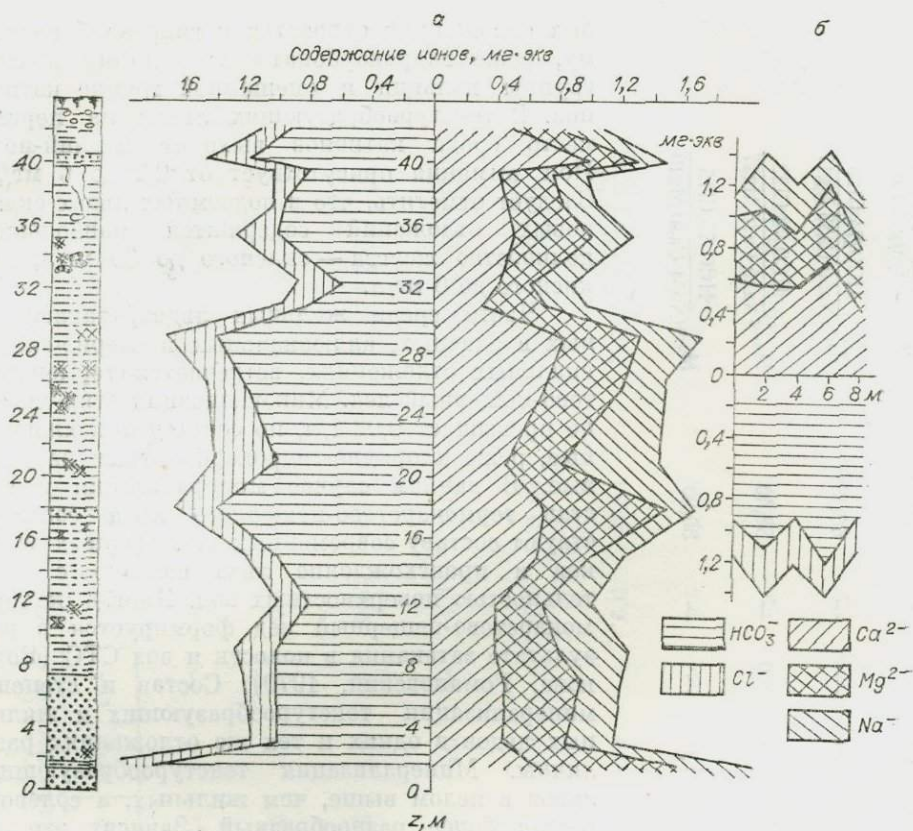


Рис. 36. Изменение химического состава льда обнажения Мус-Хая (а — по глубине, б — по простиранию жилы) (по Н. И. Чижовой).

Различия в составе и степени минерализации жильных и текстурообразующих льдов в сингенетически промезающих аллювиальных, аласных и склоновых отложениях не подтверждают представления о сегрегационном наращивании ледяных жил по боковым контактам (Соломатин, 1970) и о значительном фронтальном наращивании за счет ледяных шпиров на верхней поверхности жил (Каплина, Романовский, 1969а). Заметим, что различия в степени минерализации по вертикали, косвенно отражающие включение сегрегационного льда, бывают больше, чем по ширине жил. Часто довольно высокая минерализация льда отмечается у нижних концов жил. Возможно, это связано с большим количеством минеральных включений во льду этой части жил, что, по данным Н. П. Анисимовой (1963), сильно влияет на содержание водно-растворимых солей. Анализ химического состава повторно-жильных льдов вниз по разрезу и ширине жил показывает, что на их образование идут поверхностные воды, имеющие меньшую минерализацию и более однообразный состав, чем воды СТС. В качестве примера приведен гидрохимический разрез по одной из сингенетических ледяных жил в обнажении Мус-Хая (см. рис. 38). Сравнение химического состава подземных льдов в различных по генезису и возрасту четвертичных отложениях Уядинской впадины и южной части приморской низменности, низовий р. Яны показывает отсутствие существенных различий в степени минерализации одинаковых по возрасту и генезису отложений.

Относительно наибольшую минерализацию имеют сингенетические подземные льды отложений древней озерно-аллювиальной равнины (la Q_{III}), особенно текстурообразующие, формирующиеся при замерзании

вод СТС. Видимо, по сравнению с современными условиями воды зоны свободного стока имели более высокую степень минерализации. Возможно, это говорит о более сухом и континентальном климате и концентрации в таких условиях солей в водах полигональных «ванн» и СТС (Гасанов, 1973а). Однако минерализация вод, которые шли на заложение жильных и текстурообразующих льдов этого комплекса, невелика и не выходит из пределов пресной.

Сравнение данных по химическому составу льдов из обнажений, находящихся на большом удалении от водных артерий и из тех, которые расположены непосредственно в зоне действия крупных рек, например р. Яны, указывает на отсутствие заметных различий. Состав сингенетических ПЖЛ приморских низменностей и Центральной Якутской низменности (Анисимова, 1963) также весьма сходен. Сходство химического состава современных ПЖЛ из отложений различных фаций и из древних льдов свидетельствует о близких условиях их формирования и, видимо, о преимущественно водном генезисе пород, вмещающих мощные сингенетические льды.

Несколько иной состав имеют жильные льды на побережье северных морей. Для них характерна повышенная минерализация и высокое содержание ионов Na^+ и Cl^- . Это в целом соответствует составу и минерализации поверхностных и талых вод этих территорий.

§ 5. СООТНОШЕНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ В ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СИСТЕМАХ

В полигональных системах вмещающие породы находятся в определенных закономерных соотношениях с жильными льдами.

На начальных стадиях развития повторно-жильных льдов, когда морозобойные трещины начинают проникать в мерзлую толщу и в них образуются ледяные жилки, первичное залегание пород обычно не нарушается. Для этой стадии характерно наличие льдогрунтовых или небольших ледяных жил шириной до 10—20 см. Формирование льдогрунтовых жил еще недостаточно выяснено. Некоторые исследователи полагают, что они закладываются в результате затекания в морозобойные трещины разжиженного грунта с последующим его замерзанием, что приводит к сегрегации льда и минеральных частиц (Баулин, 1967). Другие, как, например, Р. Е. Розенбаум, А. Д. Маслов (1967), считают, что образование жильных тел из льдогрунта связано с проникновением полых вод в морозобойные трещины в песчаных мелкозернистых и пылеватых отложениях, протавиванием их вокруг трещины и последующим замерзанием возникшей талой зоны с сегрегационным льдовыделением. К этому же мнению приходит и Т. Н. Каплина (1971), которая указывает, что благоприятные условия для развития льдогрунтовых жил по указанному способу существуют в заиленных песчаных отложениях прирусловых отмелей и низкой поймы, где $t_{\text{ср}}$ пород относительно высоки, а отложения часто малолдысты. Несомненно, такой механизм образования льдогрунтовых жил имеет место. Однако помимо элементарных жилок-шпиров сегрегационного облика встречаются элементарные жилки конжеляционного льда с четким осевым швом. Видимо, они формируются в условиях, когда проникшая в трещину вода замерзает быстро, не приводя к оттаиванию грунта на стенках. Льдогрунтовые жилы очень часто оставляют первичную слоистость отложений практически неизменной. Она прослеживается как в обрамлении, так и в теле жил (рис. 37).

Небольшие ледяные жилы, обычно эпигенетические, пересекают слои вмещающих пород, не нарушая их залегания или обуславливая слабый изгиб слоев вблизи контактов (см. рис. 32).

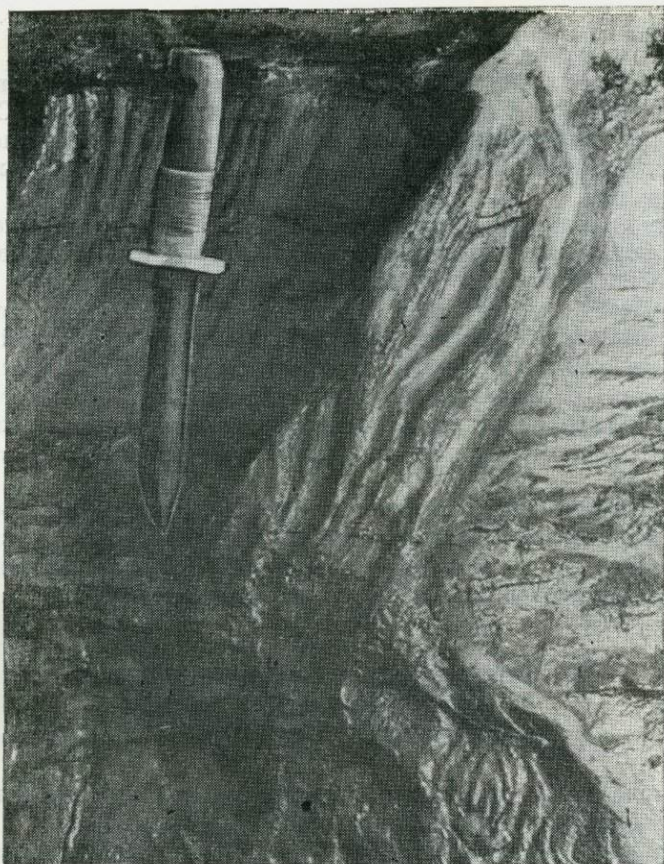


Рис. 37. Льдогрунтовая жила, около которой сохраняется первичная слоистость песков русловой фации аллювия.

Негоризонтальное залегание слоев породы и льда обычно связано с сингенетическими или «ложносингенетическими» повторно-жильными льдами. Первоначально большинство исследователей считало, что нарушение горизонтального залегания пород у контактов с ледяными жилами является исключительно следствием их деформации в мерзлом состоянии за счет давления, оказываемого на них растущими в ширину ледяными жилами (Достовалов, 1952; Попов, 1952; Шумский, 1952; и др.). Позднее Е. М. Катасонов (1958) показал, что во многих случаях за деформацию слоев принимается негоризонтальное залегание ледяных шпиров и «поясков» в отложениях, вмещающих жилы. Эти шпирь и пояски формируются на неровной поверхности многолетнемерзлого субстрата за счет промерзания пород СТС снизу и переходят в многолетнемерзлое состояние при накоплении отложений.

Автором совместно с Т. Н. Каплиной (Романовский, Каплина, 1969) было предложено выделять четыре основных типа образования негоризонтального залегания многолетнемерзлых пород в полигонально-жильных системах четвертичных отложений различного генезиса. Позже нами были добавлен еще один (Методика..., 1970).

Первый тип негоризонтального залегания является следствием осадконакопления на полигональной поверхности. На плоских поверхностях откладывающийся наилок обычно покрывает ее равномерно. Если полигоны имеют высокие валики, оконтуривающие полигональную ванну, осадконакопление на валиках почти отсутствует, а в ваннах, которые служат

отстойниками, оно идет более интенсивно. Торфонакопление на такого рода поверхностях также приурочено преимущественно к внутренним частям полигонов (Попов, 1955). Слои осадков, накапливающиеся на полигонах с валиками, либо имеют небольшие углы наклона, либо залегают в виде заторфованных линз во внутриполигональных ваннах. Эти различно выраженные особенности осадконакопления на полигонах находят свое отражение в фациальных особенностях отложений. Так, в аллювиальных пойменных (Катасонов, 1954) и собственно аласных отложениях (Романовский, 1958б, 1961в) выделяются даже подфации слабо, сильно заболоченных полигонов и подфации заторфованных полигонов.

На безваликовых полигонах осадконакопление может идти более интенсивно над жилами льда, если имеются желоба или борозды. На низких пойменных поверхностях вблизи русла и на русловых отмелях (в северных районах) в таких бороздах концентрируются песчаные отложения, в то время как на самих полигонах осадки имеют пылеватый, супесчаный состав. Во внутренних, удаленных от русел участках полигональных пойм, в желобах над жилами отложения имеют более высокую степень оторфованности, чем в центральных частях полигонов. Слои породы в центральных плоских частях полигонов залегают горизонтально, около полигональных понижений бывают изогнуты вниз (см. рис. 27). При этом мощность слоев может увеличиваться.

Второй тип негоризонтального залегания слоев обусловлен положением ледяных поясков и толстых шпиров, сформировавшихся при промерзании отложений сезонно-оттаивающего слоя снизу в процессе сингенеза в накоплении осадков и их промерзании (Катасонов, 1958). В условиях полигональной поверхности шпирь и пояски льда повторяют конфигурацию подошвы сезонноталого слоя. В связи с динамикой форм полигонального микрорельефа конфигурация верхней поверхности мерзлой толщи, а следовательно, и форма поясков и шпиров льда изменяются. Ниже (см. гл. VIII, § 1) будут рассмотрены причины таких изменений и геологический эффект, к которому они приводят: появление в сингенетически промерзающих толщах серий континентальных отложений, в которых шпирь и пояски различно изогнуты и на определенных уровнях срезают друг друга (рис. 38).

Имеющиеся материалы показывают, что соответствие слоистости органо-минеральных отложений и ледяных шпиров (поясков) — явление частое, но не повсеместное. Это и понятно, поскольку конфигурация подошвы СТС, где идет формирование криотекстуры породы, часто не соответствует микрорельефу полигональной поймы, на которой идет осадконакопление. В одних случаях ледяные шпирь при своем формировании используют плоскости наслоения отложений как наиболее ослабленной зоны, в других — при значительном несоответствии в напластовании органо-минеральной части отложений и положении подошвы СТС, наблюдается несовпадение литологической и криогенной слоистости. В относительно однородных пылеватых супесях (алевритах) с неясной слоистостью, формирующихся на поймах рек, на аласах и т. п., такое несовпадение обычно просто не видно в разрезах. В. В. Рогов (1972) на основании изучения микростроения сингенетических мерзлых отложений пришел к выводу о том, что первичная осадочная микрослоистость теряется в результате многократного промерзания — протаивания отложений в СТС, приводящих к коагуляции коллоидной и глинистой фракций и образованию агрегатов. Затусhevыванию первичной слоистости способствуют сильная льдонасыщенность породы и их слоисто-сетчатые криотекстуры в интервале между толстыми ледяными шпирями и поясками. Указанное несоответствие хорошо прослеживается лишь в литологически неоднородных отложениях: например, в начках супесей, переслаивающихся с торфом, или в слоистых пылеватых песках. Угловое несогласие между первичной слоистостью и положением выдержанных ледяных прослоев и «поясков» обычно не пре-

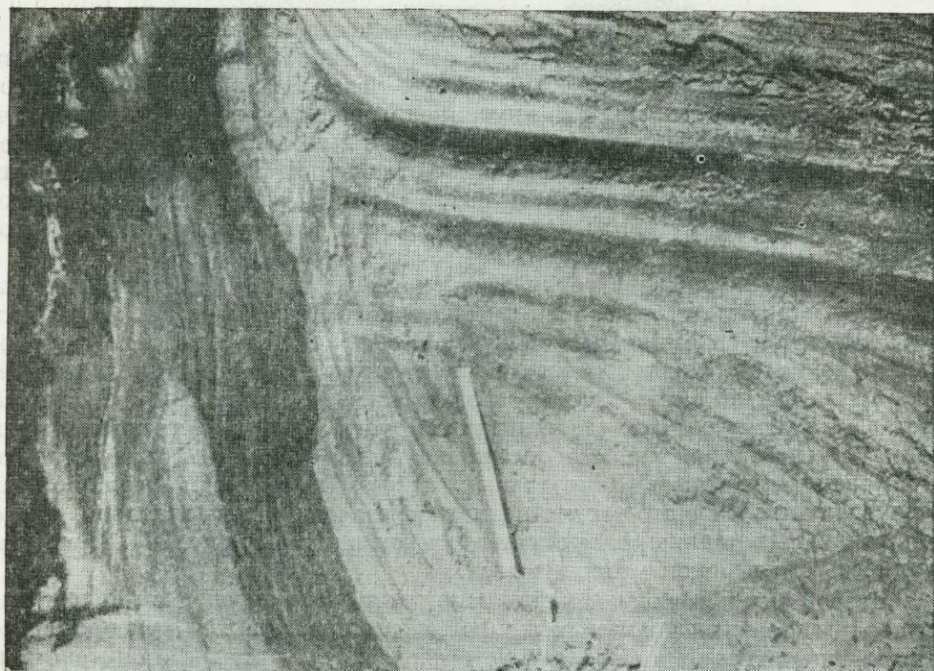


Рис. 38. «Срезание» пачки льдистых алевроитов ($lh Q_{IV}$) со слоями, сильно изогнутыми у контакта с жилой, серией, в которой слои залегают в нижней части полого, а вверх по разрезу приобретают сильный изгиб (о. Бол. Ляховский).

вышает 5—10°. Исключение составляют случаи, когда на отмеченные выше процессы накладываются иные дополнительные влияния, рассматриваемые ниже.

Третий тип негоризонтального залегания обусловлен деформацией мерзлых пород в результате давления, которое оказывают на них ледяные жилы в процессе своего роста. В период создания теории сингенетического развития жильных льдов с существованием такого рода деформаций соглашались все исследователи. Позже А. И. Попов (1955, 1967) поставил под сомнение их возможность и предложил гипотезу развития деформаций в СТС по мере роста жил и осадконакопления. Он полагает, что при протавании СТС слои талых пород увеличиваются в объеме и, расширяясь, надвигаются на «головы» ледяных жил, над которыми глубина протавания меньше, чем в центре полигонов.

Наши наблюдения не подтверждают указанного механизма деформаций. Известно, что в условиях полигональных поверхностей, обычно затрудняющих сток поверхностных вод, при пылеватом составе отложений, их заторфованности, наличии мохово-травяного слоя и неглубоком летнем протавании породы СТС при промерзании имеют очень высокую льдистость, особенно в нижней своей части. По существу, СТС распучен и при температурах до (-2°) — (-5°) и ниже в нем существуют напряжения сжатия (гл. III, § 1). В процессе протавания при переходе льда в воду происходит усадка пород СТС и тепловая осадка этого слоя. Набухание минеральных агрегатов обычно не компенсирует уменьшение объема за счет перехода льда в воду. Можно привести еще одно негативное соображение. Около жил льда длина отогнутых вверх частей слоев достигает 2—3 м, а иногда и более. Следуя гипотезе А. И. Попова, такая же должна быть и величина смещения отложений СТС. По ширине полигональных блоков в 6—8 м это соответствует линейному расширению при набухании пылеватых оторфованных супесей и суглинков на 50—70%. В отложениях

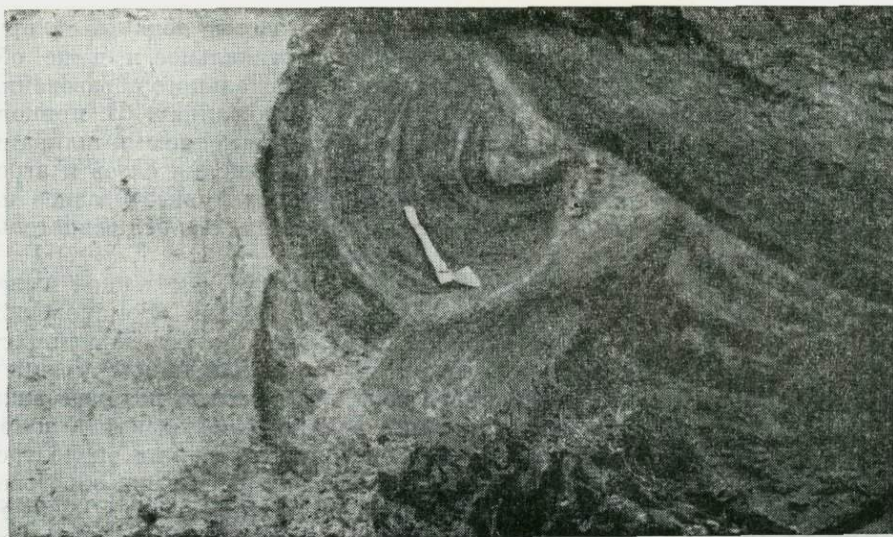


Рис. 39. Ледяная жила высокого порядка генерации, деформированная в результате роста крупной ледяной жилы. Озерно-аллювиальные верхнечетвертичные отложения в Уядинской впадине (пояснения в тексте).

пойм северных рек в составе глинистой фракции преобладают гидрослюды, в меньшем количестве содержится монтмориллонит и каолинит, такого линейного расширения при набухании породы не имеют. Таким образом, причин, которые приводили бы к движению пород в СТС в сторону «голов» жил в период сезонного оттаивания, не существует. Добавим, что в отложениях, слагающих СТС, следы горизонтальных подвижек отсутствуют. При малой мощности СТС (до 0,4—0,6 м) над жилами в оторфованных отложениях в течение всего лета часто сохраняются полости-трещины, образующиеся при вытаивании сезонных ледяных жилок.

Многие факторы однозначно свидетельствуют о том, что деформации органо-минеральных льдистых отложений в мерзлом состоянии имеют место. Так, на рис. 39 приведена фотография мощных сингенетических жильных льдов, входящих в состав отложений, слагающих III надпойменную террасу р. Уядины (*a Q_{III}*). В полигональном блоке, сложенном однородными пылеватыми супесями (алевритами) с толстослойной криотекстурой, видна сильная деформация слоев у контакта с крупной ледяной жилой. В деформированной зоне шириной около 3 м находится небольшая сингенетическая ледяная жила генерации высокого порядка с симметричным валикообразным изгибом ледяных поясков у боковых контактов. Перекрыта она теми же отложениями, в которых пояски «срезают» голову жилы и изогнутые вверх слои породы. Наши наблюдения свидетельствуют о том, что значительное отклонение от вертикального положения часто имеют жилы льда, заключенные в резко неоднородных грунтах (галечниках, щебнистых накоплениях), а также жилы, образующиеся на склонах (Гравис, 1969). В обоих случаях характерна резко асимметричная их форма и разная степень деформации вмещающих пород на контактах. Поскольку рассматриваемая жила приурочена к однородным пойменным отложениям и имеет симметричное строение, ни к одному из названных выше случаев она отнесена быть не может. Эта жила образовалась в условиях горизонтальной полигонально-валиковой поверхности, а после захоронения была вовлечена в движение вместе с включающими ее многолетнемерзлыми породами в результате давления со стороны развивающихся в ширину жил более низкой генерации.

В разрезах около ледяных жил слои породы, толстые ледяные шпилы и пояски часто имеют очень крутое ($60-70^\circ$), вертикальное и даже обратное падение, что не может быть результатом изначального образования поясков и шпилей у подошвы СТС в полигональных ваннах. В приконтактной зоне между параллельными и более толстыми ледяными шпирами и поясками можно заметить следы взаимного перемещения слоев и агрегатов, ограниченных тонкими шпирами льда, как бы кулисообразное их залегание, пережимы и сколы в параллельных шпирах. Все это свидетельствует о деформациях пород в мерзлом состоянии.

На низкой пойме р. Нерпалах (о. Бол. Ляховский), сложенной пылеватыми суглинками, нами отмечалось следующее явление (Романовский, Каплина, 1969). Весной, когда сезонное оттаивание на освободившихся от снега участках не превышает 3—5 см, около морозобойных трещин, в которых в результате заливания талой воды образовались ледяные жилки, формируются выпуклые полигональные валики. Наблюдения в конце лета при глубине оттаивания 40—50 см показали, что валики около трещины заметно осели и не выделяются в рельефе поймы. На них образовались трещины усыхания глубиной 10—15 см, но нижняя часть СТС была пересыщена влагой. Таким образом, валики в полигональных системах, находящихся в стадии восходящего развития при низких температурах пород (t_{cp} ниже -10°), на поверхностях, где растительный покров не сомкнут, возникают весной, после образования элементарных ледяных жилок в морозобойных трещинах, в период повышения температуры мерзлых пород. Деформации пород, образующих валики, происходят в мерзлом состоянии. В период оттаивания породы в валиках проседают.

Возможность деформаций мерзлых пород в полигонально-жилых системах при развитии в них напряжений сжатия ставится под сомнение многими исследователями в связи с тем, что лед не обладает длительной прочностью (Войтковский, 1960; Савельев, 1963). При длительном действии нагрузок прочность мерзлых грунтов с массивной криотекстурой обычно больше, чем льда. Однако Н. А. Цытович указывает, что «вязкость мерзлых грунтов (особенно глинистых) меньше вязкости льда. Последнее позволяет предположить, что в массивах вечномерзлых грунтов ...возможны пластично-вязкие течения грунтов подобно ледниковым» (1973, с. 142). Как известно, все испытания механических прочностных свойств мерзлых пород проводились на образцах малых размеров с относительно однородным распределением льда в породе. Изучение влияния криотекстуры на прочность пород носило, скорее, качественный характер (Григорьева, Пекарская, 1962). Поэтому полученные в эксперименте данные могут быть применены к объяснению деформаций в мерзлых массивах пород только с учетом специфики криогенного строения последних. Объемная льдистость супесчано-суглинистых отложений, вмещающих сингенетические ПЖЛ, бывает очень велика и достигает 60—70%, т. е. льда в породе больше, чем минеральной составляющей. При этом толстые ледяные шпилы и пояски создают общую параллельно-слоистую криотекстуру, а между ними отложения имеют сетчатые и линзовидные разновидности криотекстур. Минеральные агрегаты разных размеров оказываются со всех сторон окруженными льдом. Это позволяет считать, что высокая льдистость и слоисто-сетчатые криотекстуры определяют возможность развития деформаций по льду шпилей, когда агрегаты минерального грунта сами не деформируются, а испытывают только взаимные перемещения. Наличие практически недеформируемых агрегатов грунта обуславливает неравномерность передачи давления на лед шпилей. В породе создаются локальные зоны высоких напряжений, а соответствующие им деформации идут по льду как наиболее слабому компоненту гетерогенной системы мерзлого грунта (Цытович, 1973). В массивах мерзлых пород положение зон повышенных напряжений меняется, во-первых, в результате изменения распределения температур в слое сезонных колебаний во

времени; во-вторых, в связи с развивающимися по льду деформациями, снимающими напряжения. Очевидно, возникновение локальных зон с высоким давлением на контактах грунтовых агрегатов и ледяных прослоев и связанное с этим неравномерное развитие деформаций приводят к большим суммарным нарушениям изначального залегания льдистых пород.

В природе при нагревании и расширении полигонально-жильных систем деформации, по нашему мнению, могут идти как по вмещающим отложениям, так и по жильному льду. Это зависит от состава, льдистости и криогенного строения вмещающих пород и соотношения их с жилами льда. Чем более дисперсный состав и выше льдистость вмещающих пород, тем легче они подвергаются деформации. Видимо, выше деформируемость пород с криотекстурами, где минеральные агрегаты или кластический материал включены в массу льда и разведены между собой. О справедливости этого свидетельствует тот факт, что наибольший изгиб вверх у контактов с ледяными жилами имеют дисперсные отложения с толстошпировой, слоисто-сетчатой и атакситовой криотекстурой, а также кластические накопления с базальной криотекстурой. В малоледистых отложениях деформации легче идут по жильному льду как наименее прочному компоненту системы. Это фиксируется в теле жил каймой более прозрачного льда, возникающего в результате перекристаллизации.

Для изгибания слоев мерзлых пород в сингенетических полигонально-жильных системах важными являются: во-первых, изначальное изгибание у контактов кверху слоев породы, толстых ледяных шпиров и поясков, описанных выше; во-вторых, существование над большинством растущих ледяных жил слоя мерзлых пород, который превышает по мощности СТС. Такой слой образуется над жилами в результате глубокого (максимального) протаивания, возникающего при периодических изменениях теплообмена на поверхности земли и как следствие циклических изменений полигонального микрорельефа в зрелой стадии развития (см. гл. VIII, § 1) или локальных нарушений. Подчеркнем, что совпадение подошвы СТС и головы жилы бывает только в конце периодов увеличения ξ_r и его многолетнего максимума. В остальное время между верхней поверхностью жилы и подошвой СТС существует мерзлый слой. Это явление имеет повсеместное развитие во всех регионах и температурных зонах области многолетнемерзлых пород. В частности, оно наблюдалось Б. И. Втюриным (1966) в низовьях Яны, нами на приморских низменностях, в Центральной Якутии и Витимо-Патомском нагорье.

В случае изначального загибания слоев льда и органо-минеральной породы у контактов с жилами давление, возникающее при нагревании и расширении пород в полигональной системе, передается не по простирацию слоев (не в их торцы), а по касательной к ним. Тогда преимущественное развитие получают напряжения и деформации сдвига и изгиба. Сопротивление мерзлых пород и льда сдвигу и изгибу существенно меньше, чем сжатию (Цытович, 1973). Выпуклые валики и глубокие полигональные ванны создают весьма благоприятные условия для изгиба слоев мерзлых пород, так как верхняя часть испытывает небольшое сопротивление со стороны пониженной и глубоко протаивающей части полигонального блока (рис. 40). При этом максимальные деформации развиваются в верхнем, наиболее высокотемпературном, слое многолетнемерзлых пород.

В полигонально-жильных системах, где давление со стороны жил направлено в торцы слоев, деформации в приконтакт-



Рис. 40. Различный характер передачи давления со стороны растущей ледяной жилы при негоризонтальном и горизонтальном залегании слоев вмещающей породы.

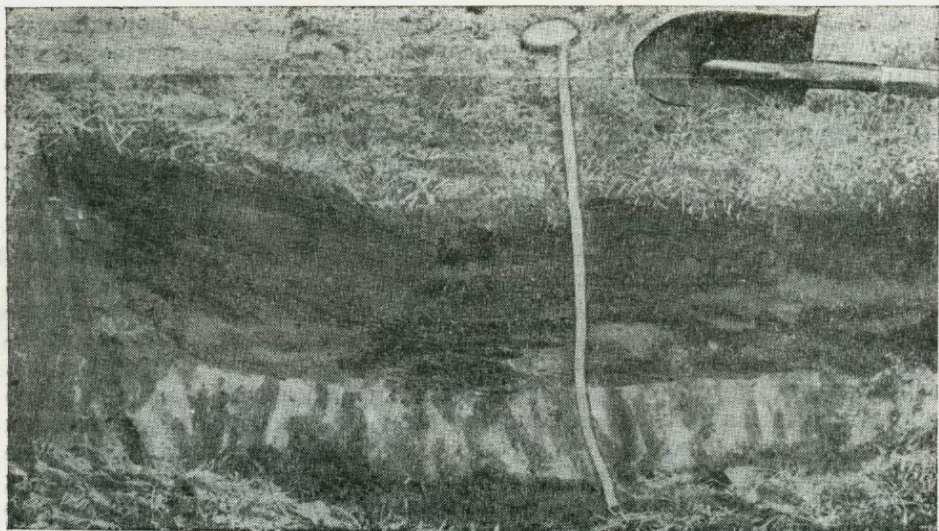


Рис. 41. Слегка вогнутая поверхность подтаявшей ледяной жилы в аласных отложениях. Жила продолжает активно расти. На поверхности аласа полигоны без валиков. Колымская низменность вблизи побережья Восточно-Сибирского моря (фото В. Н. Зайцева).

ной зоне меньше и носят иной характер. Это обычно небольшое пloyчатое смятие слоев и отжатие их в узкой приконтактной зоне вверх. По свидетельству М. М. Корейши, в ледяных жилах, заключенных в мерзлых аллювиальных песках, иногда наблюдается широкая (до 30 см) «кайма» чистого льда, указывающая на его перекристаллизацию. Сами же породы остаются недеформированными.

Как отмечалось выше, ледяные жилы обычно перекрыты небольшим (до 50—60 см) слоем многолетнемерзлых пород. При этом у подтаявших

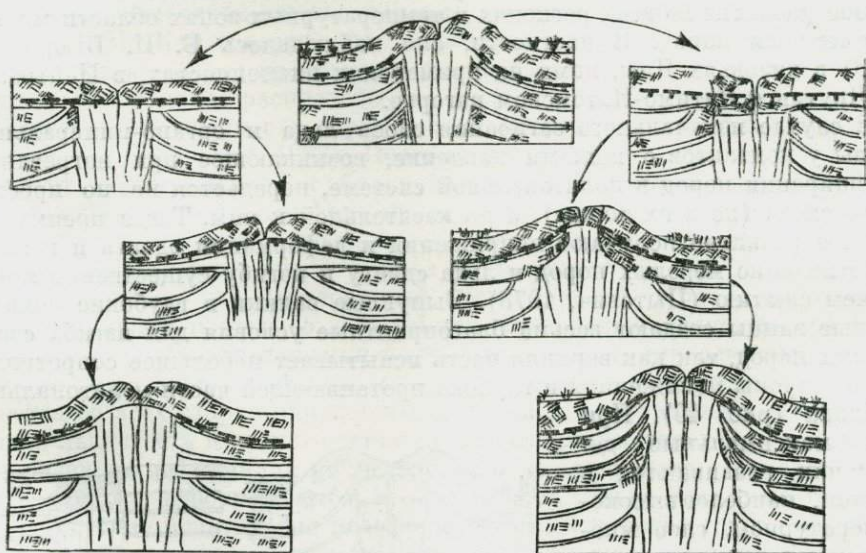


Рис. 42. Схема образования двух видов деформаций слоев вмещающих отложений в приконтактной зоне с развивающимися ледяными жилами: без «отрыва» подошвы СТС от «головы» ледяной жилы (левая часть рисунка) и с «отрывом», когда над жилой при ее частичном протаивании образуется слой породы по мощности больший, чем СТС (правая часть рисунка).

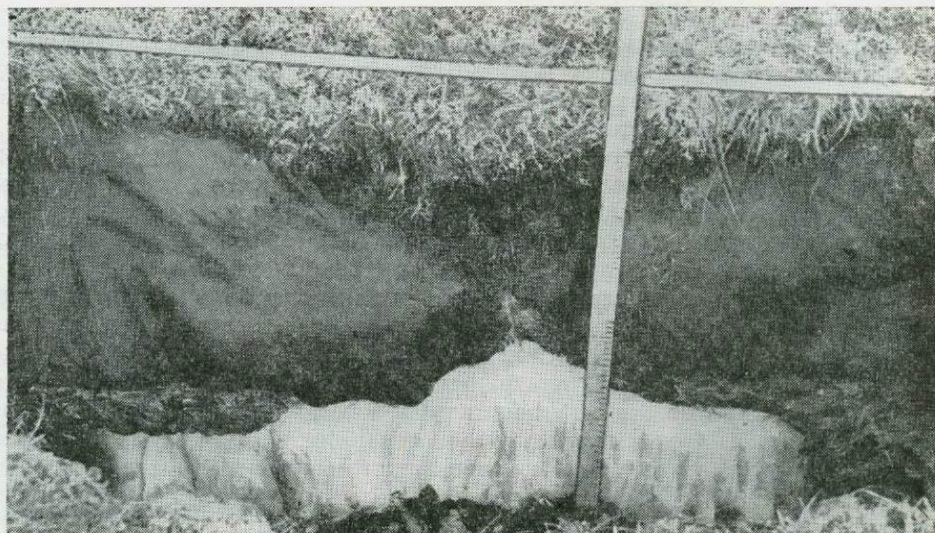


Рис. 43. Верхняя часть растущей ледяной жилы. В центре поверхность жилы выпуклая, а перекрывающий ее слой породы приподнят вверх. Высокий уровень Халерчинской тундры (фото В. Н. Зайцева).

ледяных жил поверхность обычно плоская или вогнутая (рис. 41). Если процесс жильного льдообразования продолжается, то имеет место механизм развития деформации в полигонально-жильной системе (рис. 42, правая часть). Элементарные жилки льда систематически проникают в тело «перекрытых» ледяных жил, обуславливая увеличение размеров последних. Жесткие стенки вмещающих пород, не способных к уплотнению, препятствуют росту жил в ширину. В этом случае начинает деформироваться лед жилы. Он выжимается вверх (Конищев, Маслов, 1968) и приподнимает находящийся над ним слой мерзлой породы, в котором развивается новая ледяная жилка (рис. 43). Если последняя внедряется в нижнюю жилку в центре, «голова» ее принимает выпуклые очертания.

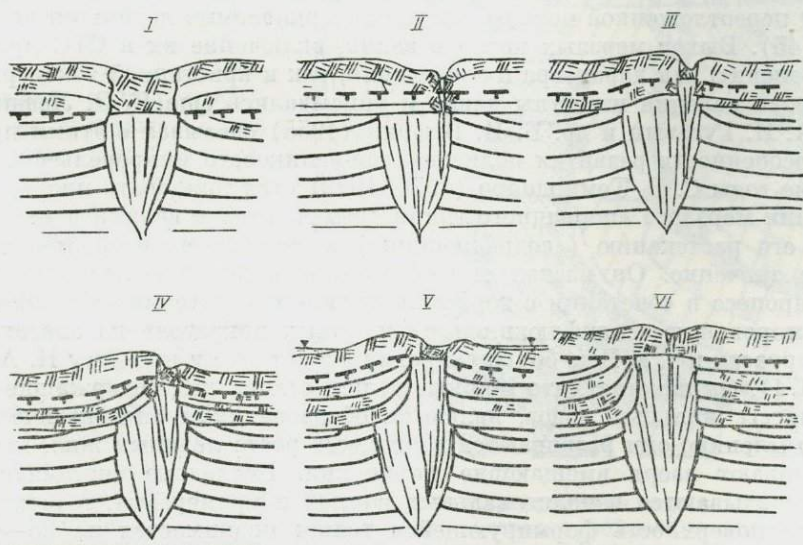


Рис. 44. Схема развития неодинаково деформированных слоев вмещающих пород у контактов с сингенетической ледяной жилой. I—VI — стадии процесса.

Первоначальный подъем слоев может быть небольшим, но при активном развитии верхней жилы может значительно увеличиваться. Слои пород в приконтактной зоне могут принимать вертикальное положение. Иногда наблюдается уменьшение толщины деформированных слоев, их вытягивание вверх вдоль контактов с жилой.

В случае, когда верхняя жилка входит в край находящейся ниже жилы (рис. 44), «выдавливание» льда приводит к сильной деформации породы только с одной стороны. У противоположного контакта слои породы остаются недеформированными. С описанным механизмом связано образование асимметричных валиков на полигонах.

В сингенетически развивающихся полигонально-жилых системах, особенно в аллювии, как современном, так и древнем, вдоль контактов ледяных жил наблюдаются прослой или серии линз грубозернистых отложений, в которые эти жилы внедряются своими нижними эпигенетическими концами. Обычно это отложения руслового аллювия, песчаные и гравийно-галечные. В делювиальных образованиях, развитых на аллювии коренных пород, вдоль контактов прослеживаются щебень и дресва. Ширина этих слоев и линз непосредственно над горизонтом, откуда поступает материал, редко превышает 10—20 см, а выше составляет первые сантиметры. Часто удается видеть отдельные гальки и зерна гравия, включенные в супесчано-суглинистый материал перекрывающих отложений, расположенные непосредственно вдоль контактов со льдом жил и протягивающиеся вверх на несколько (4—5) метров. В других случаях вдоль контактов вытянуты тонкие (1—3 см) прослой песка. Иногда над «головой» жилы, у ее бокового контакта, прослой песка оканчивается расширением в виде языка, несущим в своей текстуре следы выдавливания вверх. Причины возникновения такого рода деформаций еще не выяснены. Имеющиеся объяснения (Розенбаум, 1973) не могут быть признаны удовлетворительными. Можно только предполагать, что в вертикальном распределении галек принимает участие их морозное выпучивание в СТС.

Четвертый тип негоризонтального залегания пород в сингенетических полигонально-жилых системах обусловлен процессами оттаивания слоев многолетнемерзлых пород, выводимых в результате деформаций в приконтактной зоне в полигональные валики. Летом часть этих пород может включаться в СТС, проседать или растекаться как в сторону понижения над жилой, так и в сторону полигональной ванны. Они образуют линзы переотложенной породы, часто подчеркиваемые ледяными шпирами (рис. 45). Выход мерзлых пород в валик, включение их в СТС приводит к изменению как характера их залегания, так и криогенной текстуры. Такого рода явления известны давно и описывались еще К. Э. Лефтингуэлом, А. И. Гусевым и др. Б. И. Втюрин (1955) связывал с этими процессами особенности развития полигонально-валикового микрорельефа. В последние годы С. В. Томирдиаро (1970, 1972) стал придавать процессу выжимания мерзлого «первичного глинистого грунта» в валики и последующему его растеканию («солифлюкции») в сторону полигональных ванн особое значение. Он назвал его «фонтанирующим осадконакоплением». Этот процесс в сочетании с торфонакоплением, по его мнению, приводит к формированию «солифлюкционно-биогенных покровов» на аласах, речных террасах и т. д. Еще большую роль придает этому процессу Н. А. Шило (1971). Он полагает, что мощные толщи отложений, содержащие большие массы жилых льдов, являются образованиями эпигенетическими. По его мнению, они развиваются в процессе роста ледяных жил, которые выдавливают вверх вмещающие отложения. Последние систематически переоткладываются в полигональных ваннах и промерзают, в результате верхняя поверхность формирующейся толщи поднимается на 25—30 м.

Представляется, что придание только одному процессу решающей роли в развитии полигональных систем с жилыми льдами и игнорирование других, не менее важных процессов ставит под сомнение справедли-

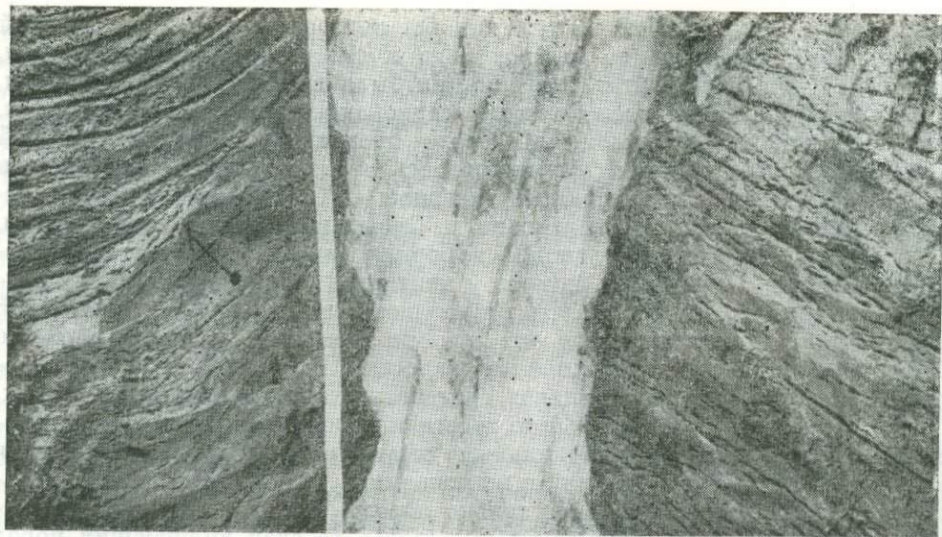


Рис. 45. Следы оплыwania пылеватых аллювиальных супесей с сильно приподнятых валиков в полигональную ванну в виде линз, залегающих на слоях, наиболее сильно изогнутых вверх. Линзы наиболее четко видны в левой части снимка (показаны стрелкой).

вость любой гипотезы. Многообразие геологического строения хотя бы только аллювиальных свит, например, мусхаинской, детально изученной Е. М. Катасоновым (1954), не укладывается в рамки одной этой гипотезы.

В разрезах пойменных отложений на контактах с ледяными жилами наблюдается несогласное залегание деформированных слоев породы и ледяных шпиров. В качестве примера на рис. 46 изображена ледяная жила в аллювии I надпойменной террасы р. Уяндины, в основании разреза которой залегает мелкозернистый оторфованный песок с косои слоистостью, согласно перекрытый оторфованной пылеватой супесью. У контакта с ледяной жилой слои песка вытянуты вверх и поднимаются выше ее «головы». Здесь песчаное тело как бы перекрывает жилу. Криогенная текстура песков в блоке и в нижней части приконтактной зоны с ледяной жилой созданы шпирами льда толщиной от 1 до 2 мм, залегающими согласно со слоистостью. У верхней ее части шпирь залегают субгоризонтально и безразлично секут слои песка, стоящие «на головах». По плоскостям напластования песчаных отложений имеются только очень тонкие (доли миллиметров) редкие линзочки льда. Над жилой па-

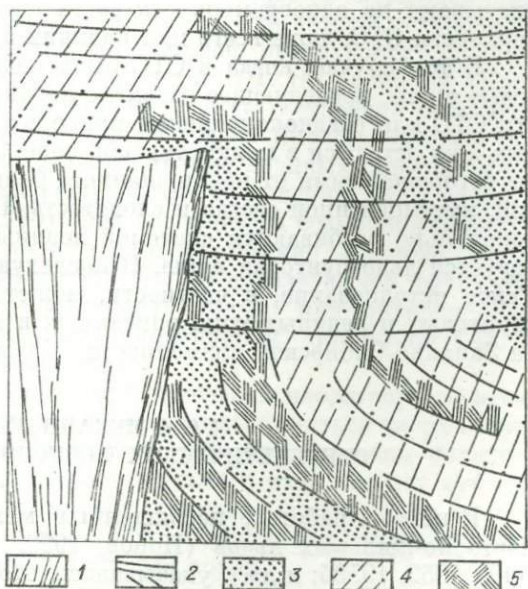


Рис. 46. Характер залегания пород аллювиальных русловых песков и пойменных пылеватых супесей I террасы р. Уяндины на контакте с ледяной жилой.

1 — повторно-жильный лед; 2 — ледяные шпирь; 3 — песок, 4 — супесь; 5 — торф.

параллельные между собой шпирь как бы повторяют форму ее верхней поверхности. Соотношение шпиров льда и слоев пород говорит о том, что слои песка в результате деформации были выжаты вверх, в валики, и вошли в СТС. При последующем осадконакоплении и росте жилы и, наконец, накоплении отложений после прекращения роста последней криогенная текстура пород формировалась при их промерзании снизу и была обусловлена конфигурацией подошвы СТС. Поэтому основная система шпиров почти горизонтальна и безразлично сечет слои породы.

Несогласное залегание сильно деформированных слоев органо-минеральной породы и ледяных шпиров у контактов с развивающимися ледяными жилами удается наблюдать преимущественно в породе с отчетливой слоистостью. Подчеркнем, что это явление возникает только в процессе одновременного подъема верхней поверхности СТС и роста ПЖЛ. Оно может служить одним из признаков сингенетического развития последних.

Пятый тип негоризонтального залегания слоев породы связан с изменениями типа полигонально-жильных структур в процессе изменения мерзлотно-фациальных условий и понижения $t_{ср}$ пород. Если первоначально растрескивание захватывало только породы СТС и в них образовывались небольшие изначально-грунтовые жилы, то слои вмещающих пород у контакта с ними приобретали характерный изгиб вниз или возникала зона с обрушениями и сколами (см. гл. V, § 1). В последующем при изменении фациальной обстановки, увеличении влажности пород в СТС и понижении $t_{ср}$ происходил подъем верхней поверхности мерзлой толщи. Морозобойные трещины начинали проникать в мерзлую толщу, способствуя росту жильных льдов. Нижняя часть ледяных жил в этом случае бывает оконтурена отложениями, слои которых опущены вниз или, как это отмечено Н. С. Даниловой (1966), имеют зону сколов. В пылеватых супесях и суглинках, лессах и др. опущенные вниз слои могут отжиматься растущей в ширину жилой, волнообразно изгибаясь на контактах с последней (Романовский, 1972б; Romanovsky, 1973). Указанные выше особенности слоистости вмещающих отложений в контактной зоне с жильными льдами указывают на одновременность роста последних и поднятие верхней поверхности СТС, чаще всего при наличии осадконакопления.

В том случае, когда в СТС были развиты крупные изначально-грунтовые жилы, последующее развитие ледяных жил при сокращении мощности СТС или осадконакоплении приводит к тому, что тела этих грунтовых жил остаются в приконтактной зоне. Ледяные жилы оказываются как бы отгороженными от ненарушенного блока вмещающих отложений породой, имеющей иной состав и слоистость. Иногда же грунтовые жилы первоначально разбиваются системой ледяных жилок, в результате чего образуется льдогрунтовая жила. В последующем в нее внедряется ледяная. Такое истолкование, в частности, может быть дано для сложных льдогрунтовых и ледяных жил, описанных в аллювиальных отложениях севера Западно-Сибирской низменности (Баулин, 1967).

§ 6. О МЕХАНИЗМЕ РОСТА СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

В первых работах, посвященных механизму роста сингенетических повторно-жильных льдов (Попов, 1952, 1953а; Достовалов, 1952; Шумский, 1952, 1959б; и др.), указывалось, что как эпигенетические, так и сингенетические ледяные жилы целиком состоят из льда, образовавшегося в морозобойных трещинах. Однако ряд особенностей строения мощных жил не удавалось объяснить с точки зрения их формирования исключительно за счет элементарных ледяных жилок. Это относится в первую очередь к часто наблюдающемуся несоответствию между шириной ледяных жил и масштабом деформаций вмещающих пород у их контактов:

при большой ширине жил деформации пород у контактов бывают незначительными, и наоборот. Поиски объяснений этих особенностей привели А. И. Попова (1955) к гипотезе фронтального роста сингенетических ледяных жил вследствие накопления льда в полостях, образующихся над жилами. Возникновение последних связано с вертикально направленными растягивающими температурными напряжениями. В дальнейшем А. И. Попов (1965а) высказал предположение о том, что ведущая роль в их формировании принадлежит диагенетическим процессам в СТС, главным образом усадке пород при высыхании. Гипотеза этого автора встретила резкую критику со стороны П. А. Шумского (1960), который категорически отрицал возможность фронтального роста ледяных жил.

Представления А. И. Попова (1955, 1965а) о фронтальном росте жильного льда за счет замерзания воды в полости, образующейся над жилой, не подтверждаются и нашими данными. При наблюдениях в осенний период полостей над ледяными жилами нигде не было обнаружено. В северных районах полигоны покрыты обычно слоем мха и достаточно сильно увлажнены. Мох препятствует высыханию пород. Зимнее промерзание СТС, сложенного сильновлажными суглинистыми отложениями, что весьма типично для пойм, аласов, делювиальных шлейфов и т. д., приводит к интенсивному льдовыделению в нижней части этого слоя и к его распучиванию, а не к усадке. В шурфах, пройденных летом, в период, когда сезонное оттаивание не достигает еще своего максимума, над жилами видны шлиры сегрегационного льда, а не лед, замерзший в диагенетических полостях.

На основании наблюдений за морфологией сингенетических ледяных жил и изучения структуры льда (Романовский, 1959) было установлено, что в их формировании принимает участие сегрегационный лед шлиров. Шлиры образуются на поверхности ледяных жил таким же образом, как и в осадках внутриполигональных блоков на подошве СТС в процессе промерзания последнего снизу (Катасонов, 1958). Участие сегрегационного льда в росте сингенетических жил подтвердилось наблюдениями Г. И. Дубикова (1966) и Ш. Ш. Гасанова (1969). Эти авторы установили, что сегрегационный лед формируется на верхней поверхности ледяных жил локально. В дальнейшем автором совместно с Т. Н. Каплиной (Каплина, Романовский, 1969а) были собраны материалы о строении растущих и древних сингенетических ледяных жил на севере Якутии, которые показали, что существует фронтальное наращивание ледяных жил за счет сегрегационного льда. Следующий важный шаг в решении этого вопроса был сделан Л. Н. Максимовой (1970). Она рассмотрела возможность включения шлиров сегрегационного льда в сингенетические ледяные жилы в связи с многолетней динамикой глубин СТС и показала, что фронтальный рост за счет шлиров может происходить только при определенном равновесии между интенсивностью осадконакопления, динамикой СТС и промерзанием отложений этого слоя снизу.

В. Н. Конищев и А. Д. Маслов (1968) высказали плодотворную идею о том, что лед растущих жильных льдов должен выжиматься вверх в процессе расширения полигонально-жильной системы при сезонном повышении ее температуры. Тем самым прирост жильного льда за счет субвертикальных элементарных жилок льда обуславливает фронтальное поднятие верхней поверхности ледяных жил, заключенных в жестких стенках несжимаемых и слабодеформируемых мерзлых пород.

Суммируя представления, приведенные в предыдущих разделах, рассмотрим основные особенности механизма роста сингенетических ПЖЛ.

Основным процессом, который приводит к образованию жильных льдов, как эпигенетических, так и сингенетических, является многократно повторяющееся замерзание поверхностных вод в морозобойных трещинах, проникающих ниже подошвы СТС. Этот процесс всеобщий, определяющий кардинальные черты ПЖЛ. Он проявляется в различных фациальных

я литологических разновидностях четвертичных отложений от грубообломочного щебенисто-дресвяного элювия и валунно-гравийно-галечного аллювия до суглинистых пылеватых отложений и торфяников, т. е. в породах, обладающих существенно неодинаковыми физическими и механическими свойствами в мерзлом и в талом состоянии.

Развитие повторно-жильных льдов обычно начинается с влияния $t_{\text{ср}}$ или увеличения влажности (льдистости) пород в СТС и уменьшения мощности этого слоя. Понижение $t_{\text{ср}}$ может происходить как при общем похолодании климата, которое определяет сначала возникновение многолетне-мерзлых толщ, а затем возрастание суровости их температурного режима, так и при местных изменениях фациальных условий, например, при выходе озерных отложений из-под уровня воды или при образовании сначала прирусловой отмели, а затем поймы в процессе миграции русла реки. Увеличение влажности (льдистости) пород в СТС при низменной или понижающейся $t_{\text{ср}}$ может приводить к тому, что глубина растрескивания не увеличится, но уменьшится $\xi_{\text{т}}$ и трещины начнут проникать в верхние слои мерзлой толщи.

В одинаковых по составу и льдистости отложениях глубина проникновения морозобойных трещин ниже СТС и их максимальная ширина возрастает при понижении $t_{\text{ср}}$ пород, что предопределяет увеличение размеров образующихся элементарных жилок, в результате чего возрастает темп повторно-жильного льдообразования при формировании эпигенетических и сингенетических ледяных жил. Эта закономерность проявляется в естественных условиях во всех фациальных и литологических разновидностях пород. Однако особенности изменения размеров элементарных жилок различны в породах разного состава и льдистости.

Фактические данные и теоретические соображения, основывающиеся на анализе свойств пород (см. гл. III), свидетельствуют о том, что при высоких $t_{\text{ср}}$, когда повторно-жильное льдообразование в породах только начинается, оно идет быстрее в торфах и пылеватых суглинистых отложениях, чем в песках и кластических образованиях. В последних больше размеры полигонов, меньше вертикальные размеры элементарных жилок, ниже СТС и, видимо, их ширина. В условиях сингенетического накопления отложений при понижении $t_{\text{ср}}$ возрастает общая льдистость всех фациальных и литологических разновидностей пород. Это приводит к сближению их свойств и, как следствие, к сходному темпу повторно-жильного льдонакопления при одинаковом их температурном режиме. При достаточно мощных сингенетических жильных льдах, когда морозобойные трещины уже не проникают до их нижних концов, условия жильного льдонакопления в различных по механическому составу сильнольдистых отложениях еще больше сближаются и зависимость этого процесса от температурного режима пород проявляется в более чистом виде.

Возрастание размеров элементарных жилок льда и скорости льдообразования при понижении $t_{\text{ср}}$ приводит к увеличению деформаций в полигонально-жильных системах, идущих как по жильному льду, так и по вмещающим породам. В более дисперсных льдистых отложениях со слоисто-сетчатыми и атакситовыми криотекстурами деформации проявляются сильнее по вмещающим породам, а в более грубозернистых, менее льдистых — в основном по жильному льду. В «легко деформируемых», преимущественно сингенетически промерзших породах существенно легче, чем в породах «трудно деформируемых» происходит увеличение жил по ширине. По сторонам от жил в этом случае образуются высокие полигональные валики, выжатая в них порода может переоткладываться во внутриполигональных ваннах и понижениях над жилами. Тем самым предопределяется возможность повышения верхней поверхности мерзлой толщи и происходит перекрытие ледяных жил выжатыми отложениями.

К «трудно деформируемым» можно отнести большую часть эпигенетически промерзших пород в связи с их относительно небольшой льди-

стостью, часто песчаным или грубо-обломочным составом, а также мало-льדיстые сингенетические промерзшие отложения. В такого рода породах происходит сильное выжимание вверх жильного льда при льдообразовании в морозобойных трещинах. Слои пород, залегающие у контактов с жилами горизонтально, практически могут не подвергаться деформации, а лед жилы, выжимаясь, приподнимает лежащие над ними породы СТС. Чем больше деформируется лед, тем выше степень изменения его первоначальной структуры и текстуры (см. § 3 настоящей главы). При сингенезе в рассматриваемом случае может сохраняться почти неизменная ширина жилы (Коницев, Маслов, 1968), если подошва СТС

длительное время совпадает с верхней поверхностью растущей жилы.

Лед растущей жилы также выжимается вверх, если он оказывается перекрытым слоем породы по мощности большим, чем СТС (см. рис. 42). При этом происходит отжатие вверх и в стороны слоев перекрывающей породы, их сильная деформация и рост валиков, а сингенетическая жила в этом месте часто имеет меньшую ширину (рис. 47, а). Рост валиков в этом случае предопределяет возможность переотложения в полигональной ванне пород, перекрывающих жилу, и прирост системы вверх. В связи с этим отметим два важных обстоятельства.

Во-первых, приращение льда в полигонально-жильных системах в виде вертикальных жилок трансформируется в выжимание вверх ледяных жил и (или) вмещающих пород в приконтактной зоне, что в конечном итоге приводит к повышению ее поверхности. В эпигенетических системах это повышение невелико и неизбежно сменяется просадкой поверхности над жилами, в сингенетических — это устойчивый процесс, поскольку он связан с переотложением осадков, накапливающихся над жилами, в полигональные ванны. Однако основной рост сингенетической полигонально-жильной системы во всех случаях обеспечивается осадконакоплением, торфообразованием в полигональных ваннах и сегрегационным льдообразованием у подошвы СТС. Последний процесс очень сильно зависит от динамики $t_{ср}$ и ξ_t в многолетнем разрезе (Попов, 1967; Максимова, 1973), т. е. от условий, определяющих и рост жильных льдов.

Во-вторых, в сингенетически промерзающих отложениях условия повторно-жильного льдонакопления существенно более благоприятны, чем в эпигенетических, где этот процесс конечный.

Напомним, что по Б. Н. Достовалову (1952, 1960), изменение формы сингенетических ледяных жил находится в обратной зависимости от темпа осадконакопления на поймах рек. В тех частях разреза, где жилы имеют меньшую ширину, темп осадконакопления возрастал. Это обусловлено тем, что на единицу мощности накопившегося осадка изменяется количество циклов растрескивания и число элементарных жилок льда. Увеличение темпа накопления пойменного аллювия обычно сопровождается уменьшением дисперсности отложений, снижением их льдистости, существованием полигонального микрорельефа, безваликового или с низкими валиками. Все это ухудшает условия, при которых деформации развиваются по вмещающим породам. Поэтому, по нашему мнению, отличительной особенностью суженных частей сингенетических ледяных жил, обязанных своим образованием увеличению темпа осадконакопления от описанных

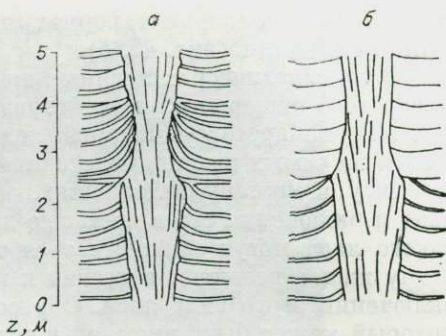


Рис. 47. Характер залегания слоев вмещающих пород около суженной части сингенетической ледяной жилы, когда уменьшение ширины возникло в результате «отрыва» подошвы СТС от «головы» жилы (а) и увеличения темпа осадконакопления (б).

выше, является слабая деформация слоев вмещающих отложений на контактах с жилами (рис. 47, б).

В сингенетических ледяных жилах наблюдаются включения линз термокарстово-пещерного и субгоризонтальных прослоев сегрегационного льда. Термокарстово-пещерный лед может содержаться в жилах, находящихся на самых различных стадиях развития и заключенных в разных по генезису и составу отложениях. Условия образования сегрегационного льда и включения его в жильные льды существенно ограничены. Прослои такого льда могут закладываться только в дисперсных отложениях. Поэтому жилы, развитые в песках и грубообломочных породах, не содержат включений этого вида льда. Образование прослоев сегрегационного льда, который может быть включен в тело растущих ледяных жил, происходит только в том случае, когда мощность СТС равна глубине залегания их «голов». Глубины СТС периодически изменяются, поэтому последнее условие соблюдается редко. Такое равенство возможно, когда ξ_t , увеличиваясь, достигает верхней поверхности жилы. Относительно длительное равенство между ξ_t и глубиной залегания «головы» ледяной жилы может соблюдаться при наличии низкотемпературных мелких типов СТС в супесчано-суглинистых оторфованных отложениях (Максимова, 1970) и плоском полигональном микрорельефе, безваликовом или с низкими валиками, и отсутствии полигональных понижений над жилами. При осадконакоплении в таких условиях возможно фронтальное наращивание на верхней поверхности ледяных жил прослоев сегрегационного льда. Шлифы такого льда имеют значительную (измеряемую сантиметрами) мощность только при $t_{cp} = -(3-5)^\circ$ и ниже (Кудрявцев, 1961а; Втюрина, 1974).

Далеко не весь сегрегационный лед, который включается в ледяные жилы ежегодно, сохраняется и становится их постоянным компонентом. Ледяные шпирь, нарастающие на верхней поверхности жилы, в первую очередь вытаивают при увеличении глубин СТС. Если при образовании элементарных жилок льда больше выдавливается лед жил, чем вмещающие породы, то уменьшается количество и сегрегационного льда, входящего как конституционный компонент в ледяные жилы. Большой темп осадконакопления замедляет рост полигональных валиков, а следовательно, и их просадки по сравнению с участками, где осадконакопление отсутствует или идет медленно. Это способствует сохранению прослоев сегрегационного льда в ледяных жилах.

Сегрегационный лед, нарастающий на верхней поверхности сингенетических ледяных жил, в определенной мере выполняет роль буфера. Оттаивая в первую очередь, он предохраняет собственно повторно-жильный лед. Нарастание сегрегационного льда — явление более общее, чем его сохранение в теле ледяных жил. Об этом, в частности, свидетельствуют данные гидрохимических исследований льдов.

Наблюдения за растущими жилами на поймах северных рек, сложенными в верхней части разреза супесчано-суглинистыми пылеватыми и оторфованными отложениями, позволили установить (Каплина, Романовский, 1969а) ряд особенностей в соотношении шпиров сегрегационного льда и собственно повторно-жильного льда. Так, ледяные шпирь мощностью от 0,5 до 5 см можно видеть на верхней поверхности и в верхней части молодых растущих сингенетических ледяных жил (рис. 48). При этом над жилами залегает слой мерзлой породы и подошва СТС не достигает головы жилы. Часто эти ледяные шпирь являются продолжением шпиров, имеющих во вмещающих породах (см. рис. 33). Такое продолжение можно проследить только в верхних частях жил, причем тогда, когда вмещающие породы у контактов с жилой не деформированы. Ледяные шпирь, подходящие к жиле из вмещающих пород, обычно вливаются в нее на уровне плечиков жилы и пересекаются элементарными жилками, образующими росток ледяной жилы.

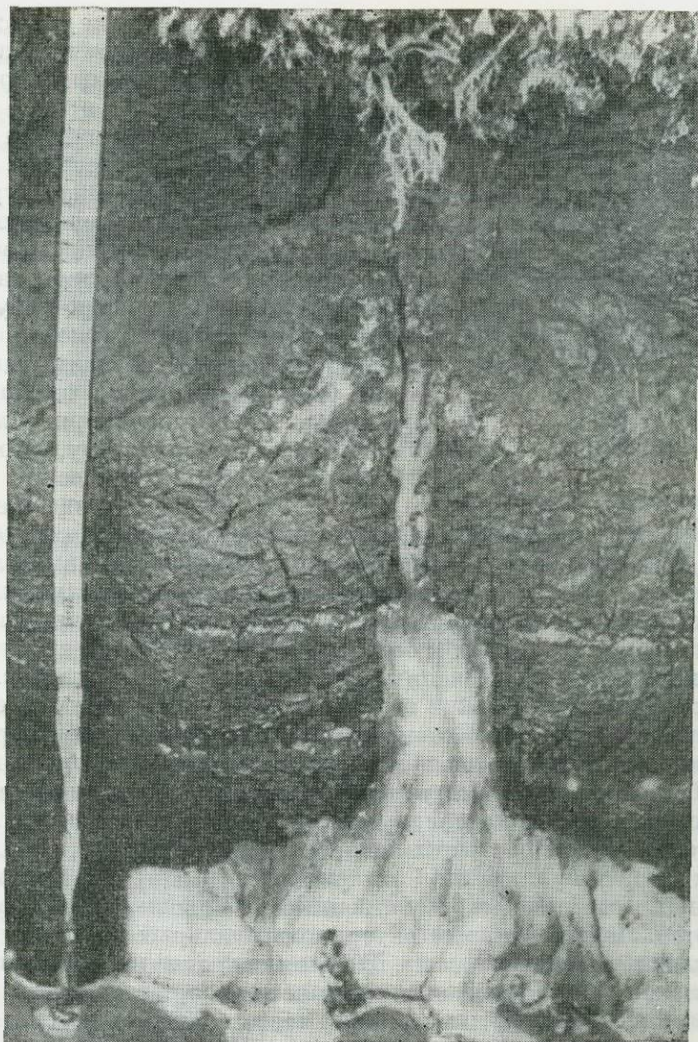


Рис. 48. Включения шпиров сегрегационного льда в тело растущей жилы на уровне плечиков (показано стрелкой). Высокая пойма р. Колымы (фото В. Н. Зайцева).

Анализ имеющихся материалов позволяет заключить, что слои сегрегационного льда могут сохраняться в теле ледяных жил в период, когда глубина сезонного оттаивания достигает многолетнего максимума и начинает постепенно уменьшаться. При медленном процессе уменьшения ξ_t образуется и включается в тело жилы больший по мощности шпир льда, нежели при резком сокращении ξ_t . Чем чаще в сингенетически промерзающей толще отложений происходит «отрыв» верхней поверхности жил от подошвы СТС, тем больше существует уровней с фронтальным наращиванием ледяных жил, образующихся за счет прослоев сегрегационного льда (рис. 49). При этом объем последнего (при прочих равных условиях) возрастает с увеличением ширины жилы. В целом объем сегрегационных и термокарстово-пещерных льдов в сингенетических ледяных жилах невелик. Однако они имеют значение как показатель сингенетического роста последних.

Иные представления об участии сегрегационных льдов в строении ледяных жил развивает В. И. Соломатин (1965, 1970, 1974). Он полагает,

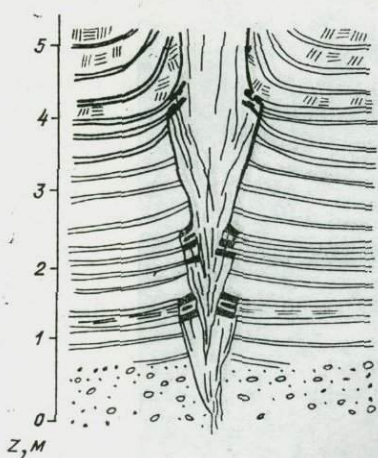


Рис. 49. Положение шпиров сегрегационного льда (показаны черным) в теле сингенетической ледяной жилы.

движение связанной влаги, идущее в направлении тепловых потоков, будет направлено не по нормали к боковым контактам жил, а под углом, что должно приводить к образованию сильно наклонных шпиров. Вблизи контактов ледяных жил должна создаваться зона иссушения с резко иной криотекстурой по сравнению с внутренними частями блоков породы. Подобной картины в природе не наблюдается, поэтому указанные представления В. И. Соломатина не могут быть приняты, а приводимые им в подтверждение фактические материалы требуют иного истолкования.

В широких частях растущих ледяных жил, особенно в мощных ледяных жилах древнего аллювиального комплекса ($a Q_{II}$) северных районов Якутии, многие особенности, свойственные небольшим развивающимся жилам, теряются. Ледяные шпировы внутриполигональных блоков утрачивают связь с жилами, оторваны от них. В теле жил они не прослеживаются. Исчезает резкая зубчатость контактов, плечики округляются и сглаживаются. Отрыв ледяных шпиров от жилы часто сопровождается значительной деформацией слоев вмещающих пород. По контакту ледяных жил с вмещающими породами появляется «кайма» из более светлого, прозрачного льда. Сама ледяная жила как бы обособляется от вмещающих пород. Наконец, структура льда крупных жил отличается от таковой, свойственной молодым росткам жил. Все эти особенности говорят о существенных криодиагенетических (криометаморфических) преобразованиях синкриогенных отложений с жильными льдами. Эти преобразования происходят как в процессе роста полигонально-жильных систем, так и позже, в стадии консервации, в той части толщи, которая испытывает сезонные изменения температур, а следовательно, и напряжений. В синкриогенных отложениях слой, в котором идет по-

что существенное значение в росте ПЖЛ имеет процесс сегрегационного льдовыделения на контактах мерзлых пород с жилами льда. Причину этого процесса В. И. Соломатин видит в наличии горизонтальных градиентов температур, возникающих в слое годовых температурных колебаний за счет большей теплопроводности льда по сравнению с мерзлой породой. Немногочисленные фактические данные не свидетельствуют о сколько-нибудь сильных различиях температурного поля в жилах и во вмещающих породах. Однако если такого рода искажения и возможны, то направление тепловых потоков при охлаждении станет противоположно тому, которое будет иметь место при проникновении «теплой» волны. Таким образом, движение влаги в период охлаждения будет компенсироваться противоположным по направлению ее перемещением в теплый полупериод. Само

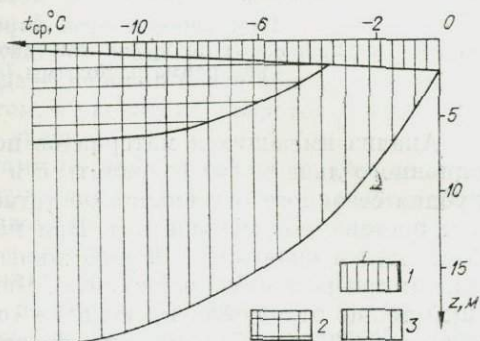


Рис. 50. Соотношение слоев различных криометаморфических (криодиагенетических) изменений многолетнемерзлых пород в зависимости от $t_{ср}$.

1 — слой сезонного оттаивания; 2 — слой повышенного криометаморфизма (криодиагенеза), в котором происходит повторно-жильное льдообразование; 3 — слой ослабленного криометаморфизма (криодиагенеза), в котором происходят суточные изменения температур мерзлых пород.

вторно-жильное льдообразование, а в связи с этим и направленные изменения, нами (Романовский, 1972а) предложено выделять в качестве слоя повышенного криометаморфизма (криодиагенеза) многолетнемерзлых горных пород. Слой, где повторно-жильное льдообразование отсутствует, но имеют место сезонные изменения температур, выделяется как слой ослабленного криометаморфизма (криодиагенеза). Соотношение этих слоев зависит от $t_{ср}$ и свойств пород и подчиняется мерзлотно-температурной зональности (рис. 50). При одинаковой скорости сингенетического осадконакопления чем больше мощность слоя, где идет повторно-жильное льдообразование, тем более длительный отрезок времени мерзлые породы подвержены интенсивному криометаморфизму. Следовательно, чем ниже $t_{ср}$, тем существеннее криодиагенетические изменения при прочих равных условиях в толщах синкриогенных мерзлых пород.

§ 7. ПРИЗНАКИ СИНГЕНЕТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Сингенетическое развитие полигонально-жильных систем в отложениях различного генезиса и фациальной принадлежности определяет возникновение ряда характерных черт в морфологии повторно-жильных льдов и в особенностях строения вмещающих их пород, которые можно назвать «признаками сингенетического роста» этих льдов. Особенности возникновения этих признаков описаны в предыдущих разделах настоящей главы и сведены в табл. 14 (графы 2, 3, 4). В таблице при описании условий, в которых может появиться тот или иной признак (графа 6), выделяются два случая в росте жильных льдов и подъеме верхней поверхности мерзлой толщи: а) «истинный» сингенез, когда рост жильных льдов происходит в условиях синхронного накопления осадков; б) «ложный» сингенез, при котором жильные льды растут вверх при сокращении мощности СТС (§ 1 настоящей главы). Поэтому выделяются признаки, характерные только для «истинного» сингенеза, и группа признаков, общих для «истинного» и «ложного». Однако мощность СТС сокращается незначительно и редко превышает 0,5—1 м. Отсюда если признаки второй группы проявляются в зоне (мощностью более 1 м), то они с уверенностью могут свидетельствовать о синхронности накопления осадков и роста повторно-жильного льда. Другими словами, в данном случае необходим учет масштаба этого процесса.

Признаки сингенеза с некоторой долей условности можно разделить на четыре группы. Это признаки (см. табл. 14), связанные:

а) со строением самих ледяных жил, т. е. их текстурными особенностями и морфологией (признаки 1—5, 7);

б) со взаимоотношением ледяных жил и шпиров миграционно-сегрегационного льда во вмещающих отложениях (признаки 3, 6, 8);

в) с мерзлотно-фациальными особенностями пород, вмещающих ледяные жилы, которые обусловлены характером осадконакопления и формирования криотекстур в условиях полигонального микрорельефа (признаки 8—12), а также изменений условий морозобойного трещинообразования (признак 13);

г) с включением в состав мерзлой толщи грунтовых частей полигонально-жильных образований, находившихся в СТС над ледяными жилами (признаки 14—16).

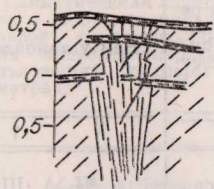
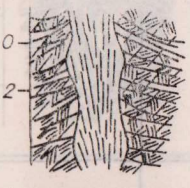
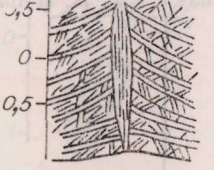
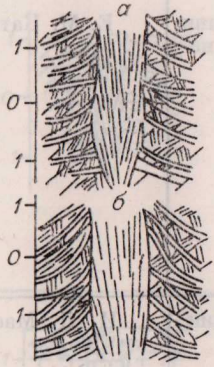
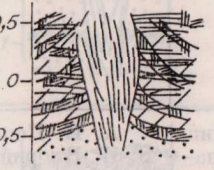
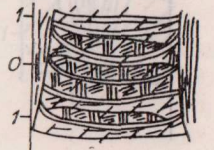
В графе 5 табл. 14 указано, для каких стадий развития полигонально-жильных систем и повторно-жильных льдов типичен каждый из признаков. В настоящее время точные понятия о стадиях развития полигонально-жильных систем как единых мерзлотно-геологических образований, включающих отложения разной фациальной принадлежности, но объединенных рядом общих признаков, еще не разработаны. Ниже (см. гл. VIII,

Признаки сингенетического

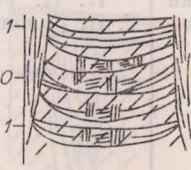
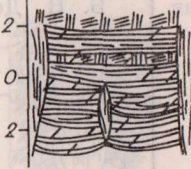
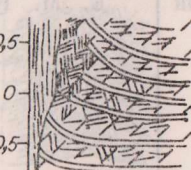



Номер признака	Масштаб, м Схематическая зарисовка повторно-жильных льдов и вмещающих их многолетнемерзлых отложений (размеры в метрах)*	Описание морфологических особенностей полигонально-жильных образований, служащих признаком сингенетического роста повторно-жильных льдов	Процесс, результатом которого является признак
1	2	3	4
1		Окончание элементарных жилок ниже уровня верхней поверхности жилы льда и «уширение» элементарных жилок в боковые контакты жилы льда	Смещение вверх головы жилы в процессе ее роста, отжатие элементарных жилок в стороны при повторяющихся циклах растрескивания в процессе ее роста вверх
2		Наличие в обрамлении ледяной жилы элементарных жилок льда, начинающих на разных уровнях; характерно для песчаных и гравийно-галечных отложений	Смещение вверх верхней поверхности мерзлой толщи при образовании морозобойных трещин, заполняющихся льдом
3		«Плечики» на боковых контактах ледяной жилы с вмещающими ее отложениями	Последовательное смещение вверх головы жилы в процессе ее роста при разном количестве циклов образования элементарных жилок на каждом из уровней; «оплавление» головы жилы и «припаивание» к ней ледяных шпиров (в случае наличия слоистой криотекстуры)
4		Небольшие ледяные жилы, «вложенные» одна в другую	Изменение мерзлотно-фацциальной обстановки (состава, влажности, $t_{ср}$ пород) при наличии циклов быстрого осадконакопления, сменяющегося уменьшением его скорости, и постоянном морозобойном растрескивании
5		Узкие «ростки» над верхней поверхностью ледяных жил	Увеличение мощности СТС и последующее ее уменьшение при продолжающемся морозобойном растрескивании и повторно-жильном льдообразовании

роста повторно-жильных льдов

Для каких стадий развития полигонально-жильных систем и повторно-жильных льдов характерен признак	При каких условиях (в результате сокращения мощности СТС или при накоплении осадков) возникает признак	Кем установлен признак
5	6	7
Для всех стадий развития полигонально-жильных систем и ледяных жил	При накоплении осадков, редко при сокращении мощности СТС	П. А. Шумским, Б.И. Вториным
Для начальных стадий роста полигонально-жильных систем и небольших ледяных жил	При сокращении мощности СТС, при накоплении осадков	Н. С. Даниловой, Т. Н. Капиной
Преимущественно для небольших (шириной до 1 м) жил на восходящих стадиях развития полигонально-жильных систем	При сокращении мощности СТС, при накоплении осадков	Е. М. Катасоновым
Для всех стадий роста полигонально-жильных систем с небольшими ледяными жилами	При накоплении осадков	И. Д. Масловым
Для зрелых и нисходящих стадий развития полигонально-жильных систем и ледяных жил различных размеров	При сокращении мощности СТС, при накоплении осадков	А. И. Поповым, Б. И. Вториным, Е. А. Вториной, Е. Б. Белопуховой

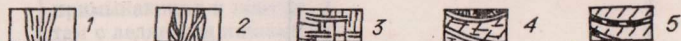
1	2	3	4
6		Следы горизонтальных шпиров миграционного льда в теле жилы	Фронтальное наращивание тела ледяной жилы
7		Изменение толщины ледяной жилы на разных уровнях при значительной ее вертикальной мощности	Многократное изменение скорости роста жилы вверх вследствие изменения темпа осадконакопления и числа циклов морозобойного растрескивания на каждом уровне
8		Большой изгиб «поясков» и выдержанных ледяных шпиров около небольших по ширине ледяных жил	Формирование «поясков» и выдержанных ледяных шпиров на нижней поверхности сезонного слоя в полигональных ваннах при последовательном смещении поверхности мерзлой толщи вверх
9		«Срезание» одной серии «поясков» и выдержанных ледяных шпиров другой, более полого залегающей или более сильно изогнутой серией	Изменение характера полигональных ванн (в том числе обводнения, формы и размеров полигональных валиков) и глубин сезонного протаивания в них в процессе прогрессивного развития полигонально-жилых систем и роста повторно-жилых льдов. а) без «отрыва» верхней поверхности жилы от подошвы СТС; б) с «отрывом»
10		Пересечение выдержанными ледяными шпирями и «поясками» под крутым углом слоев органо-минеральной породы, изогнутых вверх у контакта с жилой	Отжатие органо-минеральной породы вверх в полигональный валик, протаивание их там и последующее формирование «поясков» и шпиров на подошве слоя сезонного протаивания при поднятии поверхности мерзлой толщи
11		Наличие в полигональном блоке захороненных линз автохтонных торфяников, не примыкающих к контактам с ледяными жилами	Формирование торфяников в полигональных «ваннах»

5	6	7
Преимущественно для начальных этапов роста ледяных жил в восходящих и зрелых стадиях развития полигонально-жилых систем	При сокращении мощности СТС, при накоплении осадков	Н. Н. Романовским, Т. Н. Каплиной
Для мощных жил на зрелых стадиях развития полигонально-жилых систем	При накоплении осадков	Б. Н. Достоваловым
Для начальной стадии развития ледяных жил во всех стадиях роста полигонально-жилых систем	При накоплении осадков	Е. М. Катасоновым
Для всех стадий роста полигонально-жилых систем	При накоплении осадков	Е. М. Катасоновым, А. И. Поповым (причины различий в «срезании» Н. Н. Романовским)
Для относительно небольших жил во всех стадиях их роста в отложениях с отчетливо выраженной слоистостью, преимущественно песчаных и оторфованных разновидностей	При накоплении осадков	Н. Н. Романовским, Т. Н. Каплиной
Для полигонально-жилых систем в зрелых стадиях их развития с жилами преимущественно больших размеров	При накоплении осадков	А. И. Поповым

1	2	3	4
12		Наличие в полигональном блоке линз породы, перекрывающих наиболее изогнутые вверх слои и ограниченные по нижней и верхней поверхностям, выдержанными ледяными шпирами и «поясками»	Оплывание супеси из сильно приподнятых валиков в полигональную «ванну»
13		Наличие в полигональном блоке захороненных ледяных жил (обычно небольших)	Захоронение ледяных жил в результате изменения условий трещинообразования при повышении $t_{ср}$ пород в процессе развития полигонально-жильной системы
14		Изменение состава пород (например, сильное оторфовывание) и криогенной текстуры отложений у контакта с ледяной жилой по сравнению с составом пород и их криогенной текстурой в полигональном блоке	Формирование пород иного состава (чем в полигональном блоке) в СТС над ледяной жилой и последующее их отжатие расширяющейся и растущей вверх жилой в полигональный блок породы
15		Волнообразно изогнутые слои на контакте с ледяной жилой	Опускание слоев породы вниз в приконтактной зоне с грунтовой частью жильного образования в СТС; последующее отжатие их вверх и в сторону растущей ледяной жилой
16		Отгибание вниз прослоев породы и шпиров льда около нижнего конца ледяной жилы и их изгиб вверх в выше-залегающих горизонтах	Формирование отогнутых вниз прослоев при систематическом образовании и оттаивании элементарных ледяных жилок в слое сезонного протаивания, последующий переход пород этого слоя в многолетнемерзлое состояние в процессе осадконакопления, понижения среднегодовой температуры горных пород и образования в них повторно-жильного льда; выше горизонта с изначально отогнутыми вниз слоями происходит обычное развитие полигонально-жильной системы
		Отгибание вниз слоев песка, небольшие сбросы около контактов с ледяными жилами	

* На рисунках подчеркнуто криогенное строение пород, вмещающих сингенетические пов-
равны.

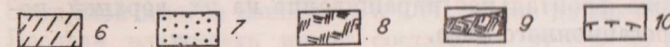
Условные



1 — повторно-жильный лед с характерной для него вертикальной полосчатостью; 2 — положение жилы и в породе; 4 — ледяные шпирь; 5 — прослой сильнооблиственной породы или льда, сильно об-

5	6	7
Для полигонально-жильных систем в зрелых стадиях их развития с жилами преимущественно больших размеров	При накоплении осадков	Б. И. Втюриным, С. В. Томирдиаро, Н. Н. Романовским и др.
Преимущественно для зрелых стадий развития полигонально-жильных систем	При накоплении осадков	Б. Н. Достоваловым, Е. М. Катасоновым, Н. Н. Романовским
Для жил относительно небольшой ширины во всех стадиях их развития	При накоплении осадков, реже при сокращении мощности СТС	Т. Н. Каплиной, Н. Н. Романовским
Преимущественно для стадий восходящего развития полигонально-жильных систем и небольших по ширине жил	Преимущественно при накоплении осадков	Н. Н. Романовским
Для начальных стадий развития полигонально-жильных систем	При накоплении осадков	Н. Н. Романовским, Т. Н. Каплиной, Н. С. Даниловой

торно-жильные льды, и дан примерный масштаб явления. Вертикальный и горизонтальный масштабы обозначения



элементарных жилок льда в ледяной жиле; 3 — положение шпиров миграционного льда в теле гашенного минеральными примесями «пояски»; 6 — супеси пылеватые; 7 — песок; 8 — оторфован-
верхняя поверхность мерзлой толщ.

§ 1) подробно рассмотрены и обоснованы стадии развития полигонального микрорельефа в связи с развитием изначальнo-грунтовых жил и жильных льдов. Полигональный микрорельеф в определенной мере отражает этапы развития полигонально-жильных систем, поскольку эти явления причинно связаны. Представляется возможным выделить следующие стадии развития полигонально-жильных систем: восходящую, зрелую, нисходящую, консервации, разрушения и остаточную. Первые три стадии относятся к группе стадий роста полигонально-жильных систем.

На восходящей стадии условия для развития морозобойного растрескивания и повторно-жильного льдообразования становятся более благоприятными: понижаются t_{cp} , меняется состав накапливающихся отложений в сторону увеличения дисперсности, оторфованности, льдистости и т. д.

Зрелая стадия характеризуется относительно неизменными условиями накопления осадков, определенным постоянством их состава, влажности и температурного режима пород, при котором образуется полигонально-валиковый микрорельеф, развивающийся циклически (см. гл. IX, § 1). Условия морозобойного трещинообразования и повторно-жильного льдообразования благоприятны. Подчеркнем, что зрелые стадии в разных по составу и льдистости отложениях могут быть достигнуты и устанавливаться на разном термодинамическом уровне (при разных t_{cp}). Переход от одного уровня к другому, более низкотемпературному, знаменует этап восходящего развития системы, к более высокотемпературному — нисходящего развития.

Стадия нисходящего развития связана с ухудшением условий морозобойного растрескивания и повторно-жильного льдообразования (при обязательном существовании этих процессов). Это может зависеть как от повышения t_{cp} пород, так и от изменения фациальных условий — накопления более грубых по составу отложений с меньшей влажностью в талом состоянии и меньшей льдистостью — в мерзлом.

Для стадии консервации типично прекращение морозобойного растрескивания и погребения полигонально-жильной системы под слоем отложений, мощность которых больше максимальной мощности СТС. Стадия разрушения связана с протаиванием жильных льдов и вмещающих пород, уменьшающим объем подземных льдов в системе. Остаточной мы называем стадию, когда полигонально-жильная система протаяла и на месте ледяных жил возникли псевдоморфозы.

В стадии разрушения и остаточной стадии признаки сингенетического развития ПЖЛ уничтожаются. В последней могут сохраняться только признаки, связанные с мерзлотно-фациальными особенностями пород, включавших сингенетически жильные льды (см. гл. VII).

ВЫВОДЫ

1. Повторно-жильные льды — образования зональные. По своему строению они являются двухъярусными структурами, состоящими из ледяной жилы, приуроченной к мерзлой толще, и «грунтовой части», связанной с СТС. Размеры ледяных жил имеют тенденцию к увеличению с понижением t_{cp} , а «грунтовая часть» ПЖЛ — к уменьшению в соответствии с сокращением ξ_T .

2. Основным процессом, приводящим к формированию ПЖЛ, является конжеляционное льдообразование в морозобойных трещинах, проникающих в мерзлую толщу. В росте сингенетических ледяных жил подчиненное значение имеет также фронтальное наращивание на их верхней поверхности прослоев сегрегационного льда.

3. На развитие ПЖЛ большое воздействие оказывает динамика глубин СТС, которая обуславливает систематическое протаивание верхних

частей растущих ледяных жил. Поэтому скорость повторно-жильного льдообразования (сильно зависящая от $t_{ер}$) не равна скорости повторно-жильного льдонакопления. На последнее существенно влияет также накопление осадков. В условиях сингенетического развития полигонально-жильных систем повторно-жильное льдонакопление (при одном и том же температурном режиме и сходном составе вмещающих пород) идет намного быстрее, чем при эпигенетическом.

4. Развитие сингенетических ПЖЛ сопровождается сложным комплексом процессов, включающих деформацию вмещающих пород и жильного льда, изменение его структурных и текстурных особенностей и др. Меняются условия осадконакопления, состав, особенности залегания и криогенное строение четвертичных отложений, формирующихся в условиях полигонально-жильных систем. Образующиеся при этом особенности строения ледяных жил и вмещающих их пород могут служить признаками сингенеза в развитии ПЖЛ.

Глава VII

ПЕРВИЧНО-ПЕСЧАНЫЕ ЖИЛЫ

Первично-песчаные жилы (sand-wedges или tessellations) были описаны впервые Т. Певе в Антарктиде (Péwé, 1959) в районе Мак-Мердо в долине Тейлора. В дальнейшем они очень детально изучались Т. Бергом и Р. Блеком (Black, Berg, 1963; Berg, Black, 1966; Black, 1973; и др.) в Антарктиде на Земле Виктории. В Арктической Канаде на о. Принца Патрика песчаные жилы были обнаружены и описаны А. Писсаром (Pissart, 1968). В ископаемом состоянии они широко распространены в Центральной и Северной Европе. В Германии их изучением занимались Г. Гальвиц (Gallwitz, 1949), В. Зоргель (Sorgel, 1936) и др., в Скандинавии — Х. Свенсон (Svenson, 1965, 1966), Г. Джонсон (Jonsson, 1959) и др. В Польше подобные исследования проводили Я. Дылик (Dylik, 1963, 1966 и др.), Я. Гоздик (Gozdzik, 1970, 1973) и многие другие.

В современных условиях первично-песчаные жилы наиболее широко развиты в Антарктиде, где они парагенетически связаны с песчано-ледяными жилами (composite-wedges) и повторно-жильными льдами. Все известные жильные образования в этом регионе являются эпигенетическими, хотя существование сингенетических ПЖО не исключается.

Для понимания условий развития первично-песчаных и парагенетических песчано-ледяных и ледяных жил необходима краткая характеристика природных условий Земли Виктории в Антарктиде, где проводилось наиболее детальное их изучение. Этот район представляет собой свободную от льда территорию, прилежащую к морю. Среднегодовая температура воздуха (t_v) по данным 12-летних наблюдений на о. Росса, в заливе Мак-Мердо, равна -17° , минимальная -51° , максимальная $+6^\circ$, а на базе Скотта $t_v = -20^\circ$.

Район отличается очень сильными ветрами. Их средняя годовая скорость составляет 22,5 км/ч, а максимальная — 155 км/ч. Осадки незначительны. На побережье их примерно выпадает порядка 200 мм/год. Климат здесь весьма засушливый. Это приводит к тому, что с поверхности очень широко развит слой сухих, нецементированных льдом грубообломочных пород различного генезиса мощностью от 5 см до 2 м и более. Этот слой иногда совпадает с СТС, а иногда превышает его по мощности. Весовая влажность пород составляет от 0,5 до нескольких процентов. По терминологии американских исследователей — это так называемая ненасыщенная мерзлота (undersaturated permafrost). Ниже слоя не-

сцементированного галечника, гравия, песка и валунов лежат мерзлые породы, насыщенные или пересыщенные льдом (saturated or supersaturated permafrost). К последним относятся морены с ледяным ядром (ice — covered moraine). «Насыщенные» льдом породы — это грубообломочные моренные образования, отложения временных потоков, дельт, морских пляжей, вулканические пеплы и обломки и т. д. Среднегодовая температура пород в Полярном плато, имеющем высоты в 2—3 тыс. м над уровнем моря (по измерениям в шахте), достигает -40° , а на о. Росса, в Кратере Ветров (Windy Crater), — около — $(17-18)^{\circ}$.

§ 1. ПРОЦЕСС ОБРАЗОВАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНО-ПЕСЧАНЫХ ЖИЛ (ППЖ)

Первично-песчаные жилы — наиболее распространенный тип ПЖС в Антарктиде. Они имеют ширину от первых десятков сантиметров до 10 м, а возможно, и более. Наибольшей ширины достигают жилы в мертвом ледниковом льду, перекрытом абляционной мореной. Их глубина превышает, по крайней мере, 2 м, а в особо благоприятных условиях достигает 5 м и более.

Размер полигонов с первично-песчаными и сопутствующими им песчано-ледяными жилами и повторно-жильными льдами изменяется от 3 до 30 м, причем преобладают полигоны диаметром 10—20 м.

Над всеми песчаными жилами развиты понижения — желоба, где скапливается эоловый песок, находящийся в воздушно-сухом состоянии, а иногда гравий, полуокатанная галька или щебень (рис. 51). Песок и гравий могут переноситься и попадать в желоба не только летом, но и зимой, поскольку снег в таких условиях часто отсутствует.

Первично-песчаные жилы образуются в результате многократно повторяющегося процесса заполнения морозобойных трещин сухим эоловым



Рис. 51. Желоб над первично-песчаной жилой, развитой в валунной морене (Земля Виктории). Ширина первично-песчаной жилы 4 м. Жила находится под валунами по обе стороны от желоба, заполненного песком (фото Р. Ф. Блека).

песком. В морозобойные трещины он может попадать в разное время и различными способами. Если сухой несцементированный льдом песок скопился в желобе над жилой, он может проникать в трещину с момента ее образования. Т. Берг и Р. Блек отмечают наличие воронок на дне желобов, возникающих при засыпании песка в открытые трещины. В пределах единой полигональной системы на интенсивность роста песчаных жил и, как следствие, на их ширину и величину желобов над ними влияет положение последних по отношению к направлению господствующих ветров. В желобах над жилами, нормальных по отношению к направлению ветров, условия скопления песка (и роста жил) более благоприятны, чем в тех, оси которых совпадают с направлением ветра (табл. 15).

В том случае, когда песок не скапливается в желобе, трещина может зимой постепенно заполниться песком и гравием, влекомыми ветром по поверхности. В открытых трещинах образуется также сублимационный лед. В зависимости от соотношения кристаллов льда и песка элементарные жилки имеют разную льдистость. Видимо, это явление общее для всех современных первично-песчаных жил. Иногда кристаллы инея так сильно забивают трещину, что могут препятствовать попаданию в нее песка. Могут препятствовать также и обломки пород, щебень, галька, скапливающиеся над трещинами в желобе (Berg, Black, 1966).

Жилы шириной до 3—4 м имеют форму, близкую к клиновидной.

Таблица 15

Отношение полигональных желобов к направлению господствующих ветров
(по Berg, Black, 1966)

Отношение	Средняя ширина желобов, м	Средняя скорость роста жил, мм/год	Число измеренных желобов
⊥	175	1,43	19
	110	0,96	13
⊥	140	1,07	14
Среднее	147	1,19	

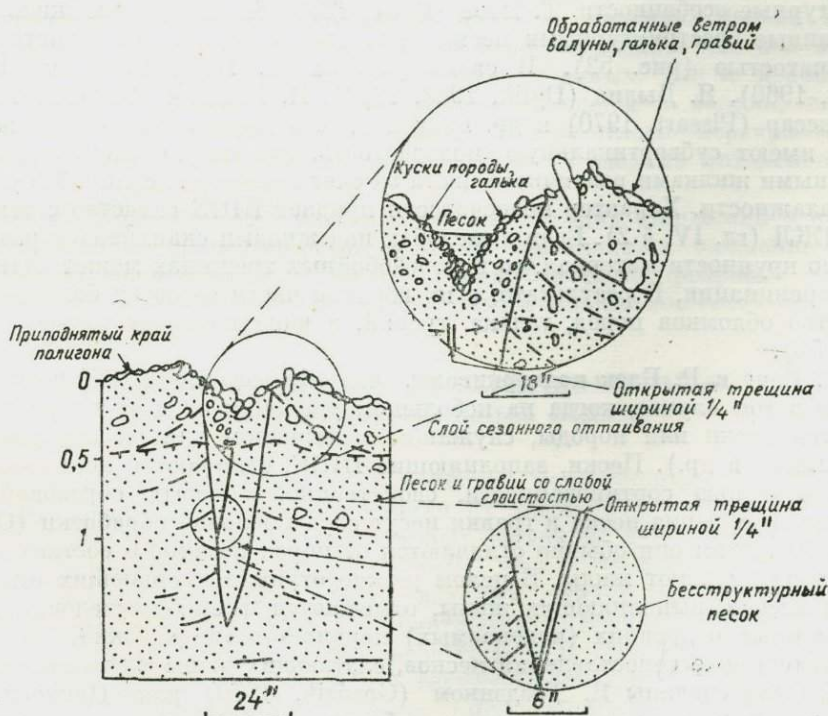


Рис. 52. Схема строения первично-песчаных жил в Антарктиде (по Réwé, 1959).

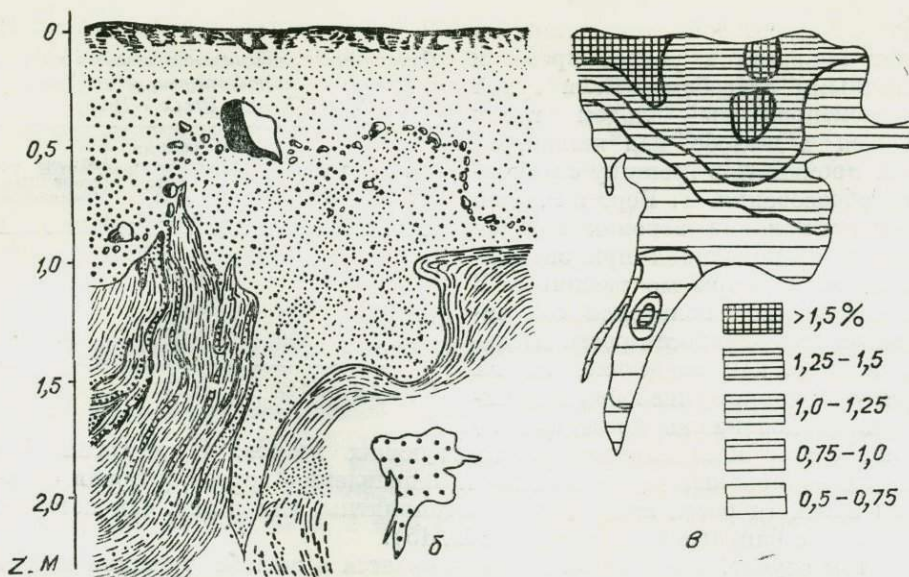


Рис. 53. Распределение в первично-песчаной жиле наиболее крупных (гравийных) фракций (Новоставы Гурны, Польша) (по Gozdzik, 1973).

а — первично-песчаная жила; б — места взятия проб; в — распределение фракций гравия (%) в жиле.

В нижней части и с боков бывают развиты апофизы, выполненные песком. Жилы большей ширины более сложные, форма их пока изучена недостаточно.

Песчаные эоловые отложения, выполняющие жилы, имеют различные структурные особенности. Т. Певе (Pève, 1959) были описаны жилы, образованные бесструктурными песками, т. е. не обладающими слоистостью, полосчатостью (рис. 52). В своих работах Т. Берг, Р. Блек (Berg, Black, 1966), Я. Дылик (Dylik, 1963, 1966), Я. Гоздзик (Gozdzik, 1970), А. Писсар (Pissart, 1970) и др. показали, что первично-песчаные жилы часто имеют субвертикальную полосчатость, созданную элементарными песчаными жилками различного цвета за счет некоторых отличий в составе и влажности. Характер полосчатости придает ППЖ сходство с текстурой ПЖЛ (гл. IV, § 2). Если в желобах над жилами скапливался различный по крупности материал, то в морозобойных трещинах может идти его дифференциация. В результате, в их верхней части остается большое количество обломков пород, галька, гравий, а вниз попадает только песок (рис. 53).

Т. Берг и Р. Блек подчеркивают, что образование ППЖ возможно только в том случае, когда на небольшом удалении от мест их развития имеются пески или породы, служащие материалом для их образования (песчаники и др.). Пески, заполняющие ППЖ, отличаются довольно высокой степенью сортированности, свойственной эоловым образованиям. Как правило, зерна песка и гравия несут следы эоловой обработки (Gozdzik, 1970). Этим они обычно отличаются от пород песчаного состава, если последние вмещают жилы. В целом резкие отличия вмещающих отложений и песков, выполняющих жилы, отмечаются всеми исследователями современных и древних (ископаемых) первично-песчаных жил.

Интересные сопоставления песков, слагающих дюны и выполняющих ППЖ, были сделаны Я. Гоздзиком (Gozdzik, 1970) для Центральной Польши. Он установил, что при их общем сходстве имеются отличия, связанные с содержанием фракции зерен гравия (от 2 мм и более). В песках из жил содержание гравия хотя и мало, но существенно больше,

Содержание гравийных зерен (в % от веса) в золотых песках, выполняющих первично-песчаные жилы и слагающих дюны (по Gozdzik, 1970)

Пески	Фракции, мм					
	0,0	0,0— —0,5	0,5— —1,0	1,0— —2,0	2,0— —3,0	>3
Выполняющие жилы (число проб, %) . . .	37,0	26,0	8,5	6,5	—	18,0
Дюнные (число проб, %)	79,0	11,0	8,0	2,0	—	—

чем в дюнных песках (табл. 16). В первых встречаются, а в последних полностью отсутствуют зерна размером более 5 мм. Из последних данных Я. Гоздзик делает вывод о том, что транспортировка материала, которым заполнялись жилы, шла благодаря ветровому переносу с участием волочения и перекачивания наиболее крупных зерен. Осуществлялась она на относительно короткие расстояния, существенно меньше тех, которые отмечались при переносе песков, которые шли на образование дюн.

Очень важной особенностью ППЖ является характер деформации вмещающих отложений на контактах с жилами. При ширине песчаных отложений до 20—30 см слои у контактов сохраняют свое первоначальное залегание или очень слабо приподняты вверх. При увеличении ширины жил степень отгибания слоев вверх возрастает. Поскольку эпигенетические ППЖ имеют максимальную ширину в верхней части, здесь же наблюдается и наибольшая изогнутость слоев вмещающих пород вверх (см. рис. 52). Такая картина свойственна даже плохо деформируемому в мерзлом состоянии слабодистым грубообломочным отложениям. Причина сильных деформаций заключается в том, что песчаные элементарные жилки после уплотнения образуют несжимаемые, непластичные тела, расклинивающие слои вмещающих пород и отгибающие их вверх. При значительной ширине (~1,5—2 м) слои в приконтактной зоне иногда стоят вертикально или даже имеют обратное падение. Весьма важно, что изгиб слоев вверх около контактов с жилами имеет место и в мерзлой толще, и в СТС. В разрезах как современных, так и ископаемых жил слои деформированных пород иногда выведены в валики, которые окаймляют песчаные жилы, а чаще срезаны и несогласно перекрыты горизонтом «каменной или пустынной мостовой» со следами интенсивной золотой обработки.

Описанный характер изгиба слоев вмещающих отложений в приконтактной зоне с первично-песчаными жилами является важнейшей чертой, отличающей этот тип ПЖС от других. Эта черта прекрасно сохраняется в жилах, оттаивающих и переходящих в ископаемое состояние.

§ 2. ФОРМЫ, ПЕРЕХОДНЫЕ ОТ ПЕРВИЧНО-ПЕСЧАНЫХ ЖИЛ К ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ

В определенных условиях заполнение морозобойных трещин сухим песком может сменяться заполнением их льдом, образующим элементарные жилки. Чередование элементарных жилок из льда или песка приводит к формированию песчано-ледяных жил. Элементарные ледяные жилки могут возникать в песчано-ледяных жилах как за счет снега и сублимационного льда при их уплотнении в процессе летнего сжатия трещин, так и за счет талых снеговых вод. Проникновение последних (при скоплении снега в желобах) осуществляется весной и сопровождается перепавлением снега и кристаллов сублимационного льда. Как указывает Т. Берг и Р. Блек, в составе песчано-ледяных жил может быть самое различное соотношение льда и песка. Такие жилы образуют не-

Содержание влаги W (в % к весу породы) в породах и жильных структурах на различных геоморфологических поверхностях (по Berg, Black, 1966)

Генезис поверхности	Влажность W , %		
	многолетне-мерзлых пород	СТС	жил
Морена с ледяным ядром современная	100	0,9—6	песчаных 2,5—8
То же	100	0,5—4	ледяных 100
Террасы	8—15	0,5—4	песчаных 2—8
Дельты реликтовые . .	5—18	2—6	песчано-ледяных 12—30
» современные . . .	6—13	1,5—8	песчаных 5—10
			» 2—10
Вулканические поверхности (о. Росса)	7,5—20	1,2—9	песчано-ледяных 10—15
			» 6—10
			» 12—50
			ледяных 100

прерывный ряд от первично-песчаных жил с влажностью не более 10% до ледяных жил, содержащих практически чистый лед. Пределы изменений влажности песчаных и песчано-ледяных жил, развитых на различных генетических поверхностях в районе Земли Виктории (Антарктида), приведены в табл. 17.

Песчано-ледяные жилы (ПЛЖ) обладают отчетливо выраженными текстурными особенностями, связанными с чередованием ледяных и песчаных (имеющих к тому же разную льдистость) элементарных жилок.

Как указывалось выше, Т. Певе, описывая ППЖ, говорил о «бесструктурности» выполняющего их материала. Т. Берг и Р. Блек, подтверждая наличие «бесструктурных» жил, подчеркивают, что даже чередование однородных по составу жилок песка, имеющих в целом очень небольшую, но разную льдистость, придает им «листоватую» (foliated) структуру. Представляется, что ППЖ, выполненные очень однородным песком с весьма малой влажностью, будут иметь менее отчетливую субвертикальную полосчатость, чем обладающие большей и неравномерно распределенной по жилкам влажностью. При увеличении неоднородности выполняющего жилы материала полосчатость становится более отчетливой. Это удастся наблюдать на древних, т. е. ныне оттаявших, ППЖ в Центральной Польше, хорошо сохранивших полосчатость (Dylik, 1963, 1966).

Песчано-ледяные жилы, обладающие вертикальной полосчатостью, при оттаивании обычно теряют эту особенность в связи с осадкой песка при вытаивании ледяных жилок. Таким образом, некоторые ПЛЖ в ископаемом состоянии имеют черты, свойственные ППЖ, выполненным очень однородным песком с весьма малой влажностью. Это часто затрудняет их подразделение.

Слои пород, вмещающих песчано-ледяные жилы, обычно деформированы, изогнуты вверх. Степень деформации возрастает при увеличении ширины жилы. Обычно у песчано-ледяных жил, имеющих форму клина, наибольший изгиб слоев вмещающих пород бывает в верхней части. При повышении содержания льда в ПЛЖ наблюдается тенденция к уменьшению величины деформации пород в приконтактной зоне. Около эпигенетических ледяных жил грубообломочные льдонасыщенные отложения, преимущественно развитые в Антарктиде, деформированы незначительно. В соответствии с величиной изгиба вверх слоев вмещающих пород находятся и размеры полигональных валиков около песчано-ледяных жил (гл. VII, § 2).

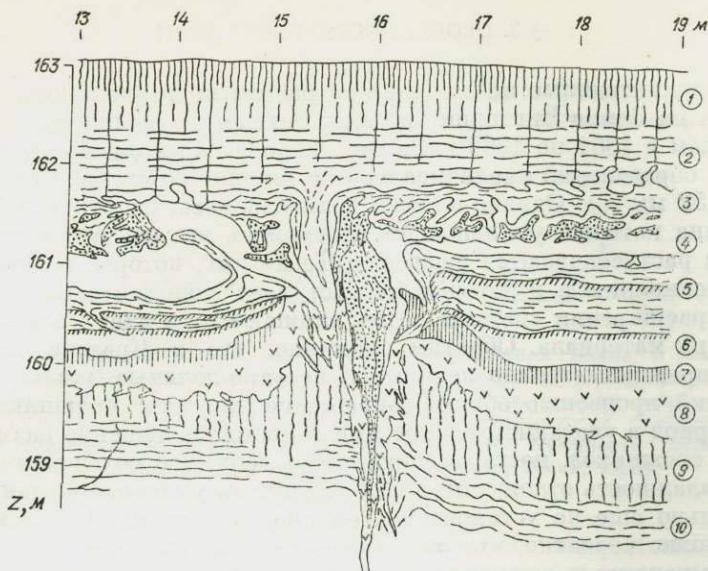


Рис. 54. Разрез жили в Тонгрине (Бельгия) — типичной области развития лесса (по Раере, Pissart, 1969).

1 — серо-коричневая подзолистая почва; 2 — нижняя часть суглинистого покрова; 3 — почвенный горизонт с криотурбациями, осложненный псевдоморфозой; 4 — лесс; 5 — слоистый суглинок; 6 — лесс; 7 — гумусированный слой; 8 — серый солифлюкционный суглинок; 9 — красноватый горизонт почвы B₂; 10 — желто-коричневый тонкослоистый тяжелый суглинок.

Поскольку СТС в условиях Антарктиды имеет большую мощность, а вмещающие жилы отложения в этом слое обладают малой влажностью, постольку при сезонном протаивании они сохраняют характер деформаций, свойственный им в мерзлом состоянии. Кроме того, растущие валики постепенно срезаются ветровой эрозией (Berg, Black, 1966), обнажая все новые слои, выжимаемые на поверхность.

При оттаивании песчано-ледяных жил выполняющий их песок, видимо, становится рыхлым, происходит его осадка, образование полостей и увеличение глубины желоба между валиками. Все это может сопровождаться просадкой пород в приконтактной зоне с возникновением разрывов, обрушений, обвалов, кусков и блоков пород в сторону жилы, т. е. появляются признаки, свойственные псевдоморфозам по повторно-жильным льдам (гл. VII). При этом отгибание слоев вверх частично может сохраняться.

Специально следует отметить, что протаявшие песчано-ледяные жилы бывают «выполнены» как золотым песком, так и материалом из вмещающих и перекрывающих их отложений. Наличие золотого песчаного материала отличает реликтовые формы песчано-ледяных жил от псевдоморфоз по повторно-жильным льдам. Таким образом, признаки псевдоморфоз в совокупности с признаками первично-песчаных жил могут свидетельствовать о былом существовании песчано-ледяной жилы. В этом свете вызывает сомнение интерпретация как псевдоморфоз по ПЖЛ жильных образований, изученных в Бельгии (Раере, Pissart, 1969) (рис. 54), в Северной Америке, в штате Висконсин (Black, 1965, 1969) и других местах. Все эти жилы с признаками псевдоморфоз содержат в своем составе включения золотого песка, резко отличающегося от вмещающих и перекрывающих жилы отложений. В отношении материалов Р. Блека по ПЖС Висконсина такого рода сомнения были высказаны ранее Я. Гоздзиком (Gozdzik, 1969). Видимо, правильнее, такие жилы интерпретировать как реликты песчано-ледяных жил.

§ 3. ОСОБЕННОСТИ РОСТА ЖИЛ

Инструментальные наблюдения за ростом полигонально-жильных образований на Земле Виктории и Антарктиде проводились Т. Бергом и Р. Блеком с 1961 по 1969 г. За этот период подавляющее большинство жильных образований увеличивалось по ширине со средней скоростью от 0,31 до 1,52 мм/год. Однако во всех полигональных системах имелись жилы, ширина которых уменьшалась. Возможно, это связано с тем, что не все жилы растрескиваются ежегодно. Те из них, которые не подвергаются растрескиванию и в которые не поступает дополнительно песок или лед, при расширении системы летом снижаются за счет уплотнения слагающего их материала. Обратим внимание, что в Кратере Ветров, где развиты преимущественно ледяные и песчано-ледяные жилы, за время наблюдений произошло общее сокращение ширины большинства жил. В этот период в указанном районе имело место уменьшение размеров многолетних снежников, поставлявших талую воду, что обуславливало повышенную влажность отложений в СТС. Причины уменьшения ширины жил окончательно еще не установлены, однако, по мнению Р. Блека (Black, 1973), вполне вероятно, что определенную роль сыграли изменения термического режима, а возможно, и процессы течения (выдавливания), происходящие в жильном льду.

Изучение скоростей роста жил позволяет производить абсолютную датировку поверхностей, освободившихся из-под Антарктического ледника, и изучать динамику его краевых частей (Black, Berg, 1963).

Выше указывалось, что первично-песчаные и песчано-ледяные жилы могут иметь ширину до 10 м. Такой большой ширины достигают жилы, развитые в мертвом ледниковом льду, перекрытом моренным материалом. Лед легко поддается выдавливанию при образовании в нем песчаных жил. Поэтому рост последних в ширину может идти до полного или почти полного замещения (до глубин 2—5 м) мертвого ледникового льда материалом, слагающим песчаные и песчано-ледяные жилы. При максимальном диаметре полигонов (30 м) и наибольшей известной ширине жил (10 м) этот процесс зашел уже достаточно далеко, и более чем на 50% площади поверхности морены подстилающий ее ледниковый лед в верхней части замещен эоловым песчаным материалом, содержащим прожилки сублимационного метаморфизованного льда. Покров этого материала, по нашему мнению, представляет собой своеобразную, не выделяющуюся ранее «криогенную фацию первично-песчаных и песчано-ледяных жил». Отложения этой фации, перекрытые грубообломочным моренным материалом, предохраняют ледниковый лед от возгонки и, видимо, в определенных условиях от оттаивания.

В случае, когда первично-песчаные и песчано-ледяные жилы заключены в грубообломочных отложениях, полное замещение последних происходить не может, хотя иногда жилы, достигая средней ширины 2—3 м при средних размерах решетки 15 м, занимают до 30—40% площади. В этом случае возникает «сетчатое» сочетание первичных аллювиальных, ледниковых, вулканических и других образований с эоловыми полигонально-жильными вторичными накоплениями. Такая мозаично построенная система при оттаивании может сохранять общие черты в соотношении основных ее компонентов.

§ 4. О ПРИЧИНАХ И УСЛОВИЯХ ПАРАГЕНЕЗА ПЕРВИЧНО-ПЕСЧАНЫХ, ПЕСЧАНО-ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ И ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Т. Берг и Р. Блек (Black, Berg, 1963; Berg, Black, 1966) решающими факторами в образовании того или иного вида жил и их сочетаний считают влажность пород в СТС, которая в свою очередь зависит от сезонных

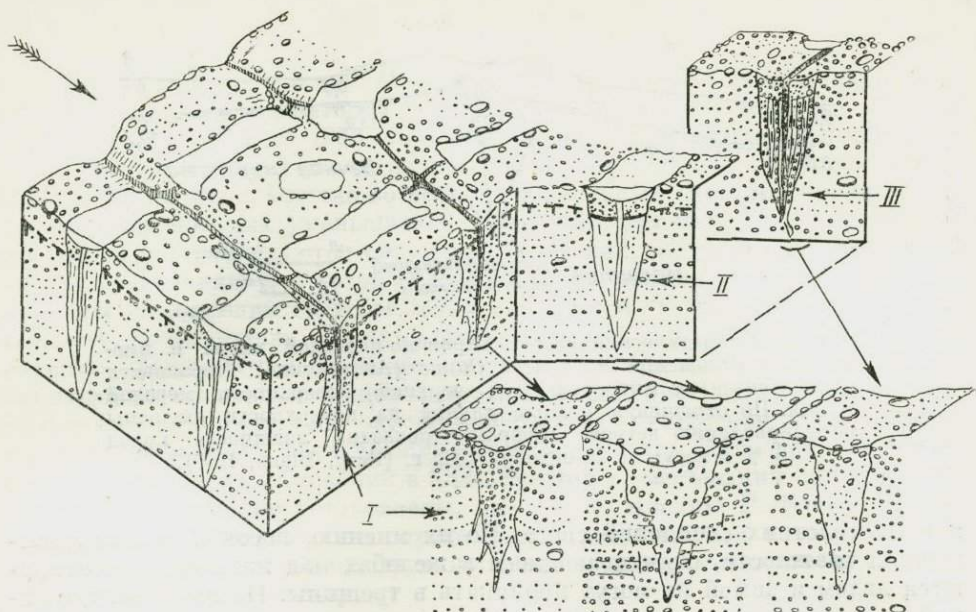


Рис. 56. Блок-диаграмма, показывающая условия развития первично-песчаных жил (I) и сопутствующих структур: повторно-жильных льдов (II) и песчано-ледяных жил (III). В нижней левой части рисунка приведены те же структуры после протаивания. Стрелка слева вверх показывает направление господствующих ветров, белым на поверхности изображен снег.

бов и валиков по отношению к жилам, что связано и с изменением влажности (льдиности) мерзлых пород в разных частях полигонов (см. рис. 55).

Переходы на небольших расстояниях, часто в пределах единой полигональной решетки, первично-песчаных в песчано-ледяные (с разным содержанием льда), а последних в ледяные жилы — важная отличительная черта указанных категорий парагенетических полигонально-жильных образований в суровых мерзлотных условиях.

В разных по составу породах t_{cr} , при которых могут развиваться указанные ассоциации ПЖО, будут различны. Так, в песчано-гравийно-галечных отложениях и других крупнообломочных образованиях разного генезиса с невысокой льдиностью в многолетнемерзлом состоянии (10—15% к весу породы) и, как следствие, малыми значениями α t_{cr} должны быть очень низкими, видимо ниже -10° . Это обеспечивает, с одной стороны, большой диапазон колебаний температур и высокие g_{max} в СТС и верхних слоях мерзлой толщи, приводящие к образованию трещин, с другой — развитие малого по мощности СТС (менее 1 м) в условиях большой континентальности и на отдельных участках — ничтожной влажности пород этого слоя. Это, в свою очередь, обеспечивает проникновение трещин ниже подошвы СТС и возможность образования в них как песчаных, так и ледяных жилок, т. е. парагенез первично-песчаных, песчано-ледяных жил.

В первом приближении можно считать, что такого рода парагенез в грубообломочных отложениях может иметь место в условиях арктических и полярных (t_{cr} ниже $-10, -15^\circ$) резкоконтинентальных и особо резкоконтинентальных мелких, средних и глубоких типах СТС.

При более высокой влажности пород СТС (т. е. преимущественно при средних и мелких типах оттаивания) из указанной триады будут, очевидно, полностью исключены первично-песчаные жилы. При этом условии ассоциации песчано-ледяных и ледяных жил могут, видимо, развиваться в песках уже при более высоких t_{cr} ($-7, -8^\circ$ и ниже) и меньшей

континентальности типов СТС, но обязательно при малоснежных зимах с интенсивной ветровой деятельностью. Такого рода системы еще не изучены. Можно лишь предположить их существование на отдельных участках дельты р. Лены, на Земле Бунге и т. п.

В песчаниках и грубообломочных породах при малой и средней их влажности в СТС, когда $t_{ср}$ пород опускается от 0 до $-5, -6^\circ$, а возможно, и ниже, а ξ_t достигает 1,5 м и более, морозобойные трещины не будут проникать в мерзлую толщу. В этом случае элементарные песчаные и ледяные жилки будут полностью располагаться в СТС, причем последние при сезонном оттаивании замещаются вмещающей породой. Образующиеся при этом жилы носят переходный характер от первично-песчаных к изначально-грунтовым и являются высокотемпературной разновидностью жил с песчано-ледяным заполнением.

В супесчано-суглинистых отложениях первично-песчаные, песчано-ледяные (и ледяные) жилы развиваются, видимо, при более высоких $t_{ср}$ (от $-2, -4^\circ$ и ниже) и менее континентальных типах СТС (от повышено-континентальных). В современных условиях такого рода системы неизвестны, но, судя по некоторым материалам (Gozdzik, 1970) и личным наблюдениям автора, они были широко распространены в приледниковой зоне юрмского оледенения Европы. Такие ассоциации ПЖС образовывались в моренных глинах, лессах и других дисперсных накоплениях. Отличительной их особенностью по сравнению с полигональными системами, развитыми в грубообломочных и песчаных накоплениях, был меньший размер полигональной решетки, изменяющийся от 2—3 до 10—15 м.

ВЫВОДЫ

1. Первично-песчаные жилы могут образовываться только в условиях сухого, континентального климата при интенсивной ветровой деятельности, наличии песчаного материала и очень низкой увлажненной поверхности.

2. Современные первично-песчаные жилы изучены только в условиях полярных ($t_{ср} -15^\circ$), резко- и особо резкоконтинентальных типов СТС в грубообломочных отложениях различного генезиса, обладающих в СТС малой влажностью (глубокие типы оттаивания). В современной обстановке зонального ряда ПЖ не образуют. Не изучены современные формы этого типа жил в дисперсных отложениях.

3. Первично-песчаные жилы в суровых климатических и мерзлотных условиях образуют парагенетические ассоциации с песчано-ледяными жилами и повторно-жильными льдами. При этом развитие того или иного из указанных видов полигонально-жильных структур обусловлено характером заполнения морозобойных трещин и причинно связано с увлажненностью поверхности и влажностью (льдистостью) пород в СТС.

4. Полигонально-жильные структуры с песчано-ледяным заполнением морозобойных трещин являются породами, переходными от первично-песчаных жил к повторно-жильным льдам и изначально-грунтовым жилам. В настоящее время жилы с песчано-ледяным заполнителем формируются в различных мерзлотно-температурных условиях (от переходных до полярных типов СТС) преимущественно в отложениях песчаного состава. При их развитии увлажненность поверхности и влажность пород в СТС периодически изменяется.

5. Ископаемые первично-песчаные жилы и реликты песчано-ледяных жил широко встречаются в отложениях перигляциальных зон, отвечающих отдельным этапам развития материковых оледенений Европы, Сибири и Северной Америки. В этих условиях они формировались в различных по составу и генетической принадлежности породах, как эпигенетических, так и сингенетических, и, видимо, образовывались зональные ряды, зависящие от мерзлотно-температурных условий.

ПСЕВДОМОРФОЗЫ ПО ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ (ПЖЛ)

Псевдоморфозы по ПЖЛ имеют важное значение для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии четвертичного времени, поскольку они несут весьма значительную информацию о палеомерзлотных условиях.

Псевдоморфозы по ПЖЛ в СССР начали использоваться для стратиграфических целей А. И. Москвитиным (1940, 1947). В дальнейшем число исследователей, учитывавших наличие псевдоморфоз для стратиграфических и палеогеографических построений, увеличилось. Возникла необходимость установления критериев, по которым псевдоморфозы могли быть выделены среди других жильных образований. В связи с этим автором совместно с Т. Н. Каплиной (Каплина, Романовский, 1960) были проанализированы условия протавания жильных льдов, установлены характерные черты псевдоморфоз и предложены признаки, по которым можно отличать их от изначально-грунтовых жил (ИГЖ). В дальнейшем Е. М. Катасоновым (1962), Е. Г. Катасоновой (1963), Н. Н. Романовским, О. Г. Боярским (1966) и другими было показано, что некоторые из этих признаков свойственны и изначально-грунтовым (земляным) жилам. Появилась тенденция отрицания происхождения многих ПЖС как псевдоморфоз.

А. И. Попов (1962), А. Г. Костяев (1962, 1964, 1965 и др.), Е. В. Артюшков (1964), С. Джулинский (Dżulynski, 1963, 1965, 1966, Ancetell e. a., 1970 и др.) установили наличие полигональных образований

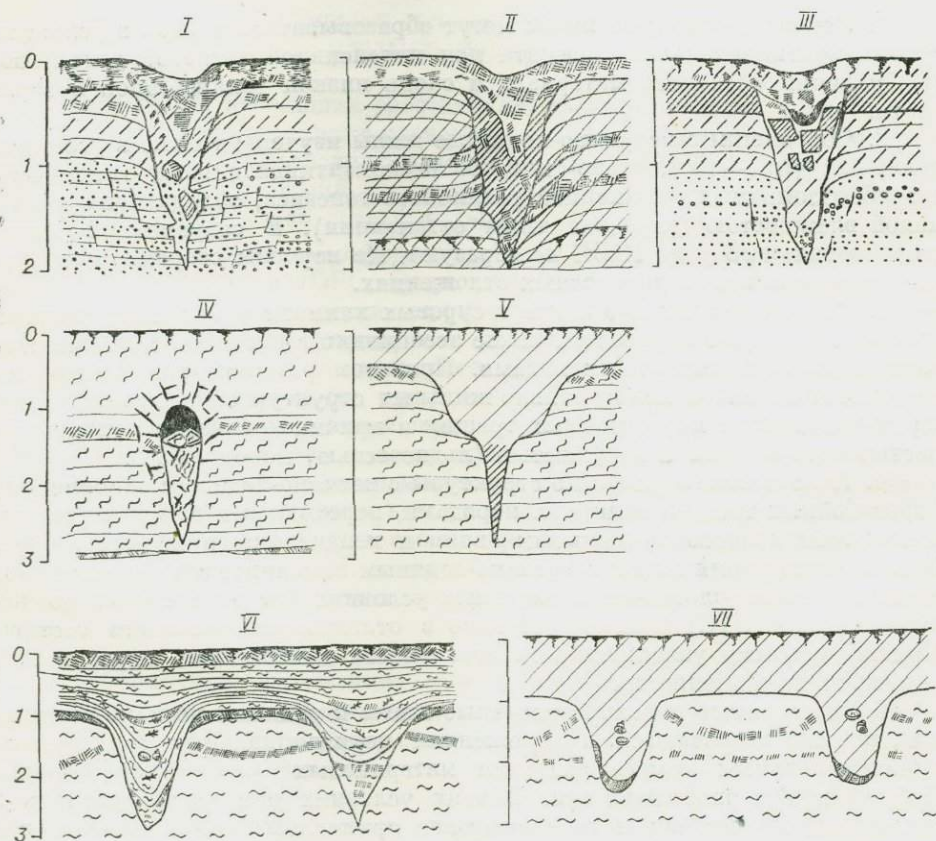


Рис. 57. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам. (Усл. обозн. см. на рис. 20).

немерзлотного происхождения, которые весьма сходны с некоторыми разновидностями псевдоморфоз, особенно мерзлотными структурами обложения (Романовский, 1958а; Romanowsky, 1960). Это дало повод А. Г. Костяеву поставить под сомнение криогенное происхождение подавляющего большинства грунтовых полигонально-жильных образований. Правда, эта точка зрения не нашла большого числа сторонников, и новые материалы исследований опровергают всеобщность и ведущую роль процессов конвективной неустойчивости и субаэральных условий области сезонно-и многолетнемерзлых пород. Однако представления А. Г. Костяева заставили исследователей более внимательно относиться к установлению генезиса ПЖС, а также учитывать диагенетические процессы в формировании криогенных структур (Jahn, 1970, 1975; Goździk, 1973), в том числе и псевдоморфоз по ПЖЛ. В последние годы были сделаны попытки показать природу происхождения общих черт у разных типов жильных структур и сформулировать более точно их отличительные особенности (Романовский, 1970а, 1972б; Данилов, 1973; Данилова, Баулин, 1973).

Псевдоморфозы по ПЖЛ (рис. 57) как вторичные образования обладают двумя группами особенностей: первая из них включает особенности, связанные со строением полигонально-жильных систем, в которых были развиты жильные льды; вторая обусловлена процессами, происходящими при вытаивании ледяных жил.

Псевдоморфозы могут наследовать от повторно-жильных льдов три признака: а) полигональное расположение жильных тел в плане; б) жильные (иногда клиновидные) формы в поперечном разрезе; в) деформации вмещающих пород на контакте с жильными телами. Остальные признаки псевдоморфоз возникают при вытаивании ПЖЛ и образовании на их месте полости. Они включают: а) следы опускания вмещающих пород в сторону полости и заполнения ими последней; б) следы обрушения в полость отложений, перекрывающих ледяные жилы; в) пустоты, сохранившиеся на месте вытаивших жил; г) полигональные системы канавообразных углублений, заполненные более молодыми осадками. Среди этих двух групп есть признаки, свойственные также изначально-грунтовым, первично-песчаным или песчано-ледяным жилам, и признаки, типичные только для псевдоморфоз.

§ 1. ПРИЗНАКИ ПСЕВДОМОРФОЗ, УНАСЛЕДОВАННЫЕ ОТ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Полигональное расположение жильных тел в плане может быть одним из свидетельств их морозобойного происхождения.

ПЖЛ имеют расстояния между параллельными жилами, изменяющимися от 3—4 м, а чаще от 6—8 до 20—40 м. Таким образом, и для псевдоморфоз по ПЖЛ размеры полигональных решеток укладываются в указанные пределы. Полигональные решетки меньшего размера чаще связаны с изначально-грунтовыми, реже первично-песчаными жилами, возникающими как по морозобойным, так иногда и по диагенетическим трещинам. Псевдоморфозы, находящиеся друг от друга на расстоянии в несколько метров, могут сочетаться с ИГЖ, расположенными по более частой сети и имеющими меньшие вертикальные размеры.

При близком залегании жильных тел к дневной поверхности их полигональное размещение может проявляться в полигональном микрорельефе. Последний в зависимости от древности форм, геоморфологических, климатических и других условий может быть в различной степени преобразован экзогенными процессами: склоновыми, суффозионным выносом мелкозема, почвообразованием, а также антропогенным воздействием, главным образом сведением растительных покровов и агрономическими мероприятиями (Баранов, 1958; Виткина, 1960; Литвинов, 1962; Бердин-

ков, 1971; Величко, 1973а, б; Christensen, 1973а, б, 1974; и др.). Если жильные образования погребены осадками с ненарушенным залеганием слоев, их полигональное расположение устанавливается обычными геологическими методами.

Вертикальные размеры жил могут использоваться как один из генетических признаков, если жилы не срезаны эрозией и не являются сингенетическими образованиями. Жилы высотой до 0,6—0,8 м не могут быть псевдоморфозами, если они не эродированы сверху. Максимальные известные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ в малолдыстых отложениях достигают 5—6 м.

Форма псевдоморфоз по ПЖЛ бывает различной. Клиновидная свойственна псевдоморфозам, образующимся по эпигенетическим, небольшим сингенетическим ледяным жилам. Изначально-грунтовые и первично-песчаные жилы также могут иметь форму, сходную с псевдоморфозами.

Псевдоморфозы по крупным сингенетическим ПЖЛ обычно не формируются из-за высокой лдыстости вмещающих жилы отложений и большой массы самого жильного льда. Суммарная объемная лдыстость таких толщ достигает 75—95%. При оттаивании этих образований органоминеральная порода переходит в текучее или текуче-пластичное состояние. На склонах накапливаются солифлюкционные отложения. Под термокарстовыми водоемами формируются термокарстово-озерные («таберальные») отложения. Последние слагают обычно основание разреза осадков аласного комплекса (Романовский, 1960), выполняя иногда полигональную систему понижений, образующихся на месте концов сингенетических ледяных жил, внедрявшихся в малолдыстые отложения русловых фаций аллювия или в более древние породы.

Нередко псевдоморфозы по ПЖЛ, которые были развиты в лдыстых отложениях, имеют форму, далеко не соответствующую вытянувшимся жилам льда. Ширина псевдоморфоз по верху в 3—4 раза превышает таковую жил льда, боковые контакты их существенно более пологие. Часто на месте ледяных жил образуются выполненные грунтом «впадины». Происхождение таких полигональных систем и «впадин» как псевдоморфоз было установлено Е. Б. Белопуховой (1960) на аласах Центральной Якутии, где эти образования соседствуют с ледяными клиньями, будучи развитыми в одном горизонте руслового аллювия.

В настоящее время нельзя утверждать, как это делалось ранее (Каплина, Романовский, 1960), что клиновидная форма грунтовых жильных образований наряду с их полигональным расположением может считаться доказательством их криогенного происхождения. Однако такое сочетание должно заставлять исследователей принимать как возможные две гипотезы: криогенное и диагенетическое (конвективное) происхождение таких структур — и искать признаки того или иного генезиса. Важнейшее значение при этом играет фациальный анализ вмещающих и выполняющих отложений.

Повторно-жильные льды (и псевдоморфозы по ним) бывают развиты почти во всех фациях субаэральных отложений криолитозоны, а также в прибрежно-морских (Данилов, 1973), озерных и других субаквальных образованиях. По составу эти могут быть породы от разрушенных скальных до тяжелых суглинков и глин. По геоморфологическому положению ограничения также невелики.

Для развития диагенетических (конвективных) структур, сходных по размерам с псевдоморфозами, необходимо соблюдать два условия: первое и основное условие — это залегание более плотного осадка над менее плотным; второе — неконсолидированное, разжиженное состояние осадков, обеспечивающее низкое сопротивление сдвигу. Оба они могут выполняться, по нашему мнению, только в осадках водного генезиса, причем в обстановке, когда материал поступает большими порциями и откладывается мощными слоями. Е. В. Артюшков считает, что основное условие конвекции «в некотором смысле тривиально и выполняется очень часто» (1964,

с. 116) как в субаквальной, так и в субаэральной обстановке. В действительности выполняется оно крайне редко.

При накоплениях в водоемах однородных толщ водных осадков степень их консолидации, а стало быть, и плотность увеличивается с глубиной. В этом случае менее плотные, более влагонасыщенные и подвижные осадки лежат выше по разрезу, чем более плотные. Следовательно, даже при водном генезисе, но однородном составе и нормальной стратификации осадков по плотности не создается режим, необходимый для возникновения плотности конвекции. Ритмическое осадконакопление, связанное с сезонными изменениями седиментации (например, в ленточных глинах), создает слои с разной плотностью, в которых конвекция возможна. Однако она может происходить в слоях, толщина которых изменяется в пределах первых сантиметров. Аналогичная ситуация имеет место и в отношении распределения плотностей в разрезах и условий развития клиновидных структур в лессовидных породах водного происхождения.

Обратимся к аллювиальным толщам, где на контакте песчаного руслового и супесчано-суглинистого оторфованного пойменного аллювия развито наибольшее количество ПЖС. Обычно сторонники рассматриваемой гипотезы считают их конвективными. При удельном весе песков, равном

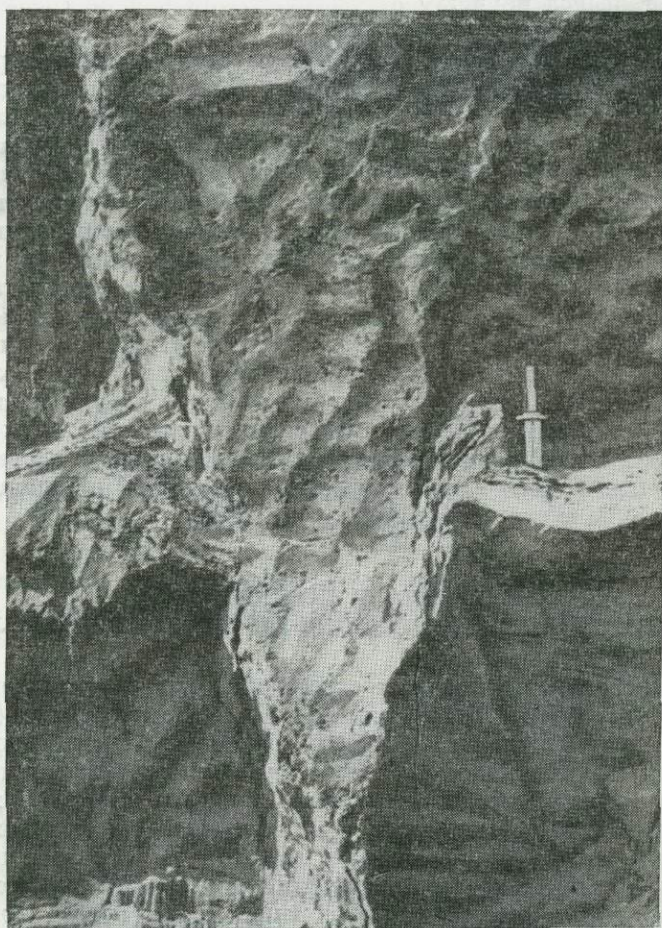


Рис. 58. Псевдоморфоза по ПЖЛ в песчаном аллювии высокой поймы р. Лены. В прослое пылеватых оторфованных супесей сохранились следы их первоначального отжимания вверх и последующего опускания в сторону вытаявшей ледяной жилы.

в среднем $2,65 \text{ г/см}^3$, пористости 30—40% и полном их водонасыщении, объемные веса (δ) изменяются от 2,15 до $2,0 \text{ г/см}^3$. В незаторфованных суглинках при удельном весе $2,71 \text{ г/см}^3$, пористости 35—45% и полном водонасыщении δ изменяются от 2,1 до $1,95 \text{ г/см}^3$. В русловых песках полное водонасыщение в природе достигается часто, а в пойменных суглинистых отложениях практически никогда. Поэтому можно принять, что объемная влажность суглинков с завыванием составляет на заболоченных поверхностях пойм 30 и 40% соответственно. Тогда изменения δ составят $2,05—1,9 \text{ г/см}^3$. Таким образом, водонасыщенные супесчано-суглинистые пойменные отложения всегда имеют меньшую плотность, чем водонасыщенные пески, на которых они залегают. Если же уровень грунтовых вод понижается настолько, что происходит дренирование песков, то последние вообще теряют свойства «подвижности» и конвекция в них исключается. Добавим, что отложения пойменных фаций сильно заторфованы, что значительно уменьшает их δ по сравнению с приведенными выше. В области многолетней мерзлоты степень разложений органического вещества невелика и включение слабо разложившегося торфа и растительных остатков существенно уменьшает подвижность пород. Такая же ситуация существует и в отложениях дельтовых, пролювиальных и т. д. Поэтому условия для развития крупных конвективных структур в отложениях указанного генезиса попросту отсутствуют, так как не соблюдается первое, основное, условие.

Деформации вмещающих пород на контактах с псевдоморфозами могут быть унаследованы от ПЖЛ, на месте которых они образовались. Последние являются образованиями двухъярусными. Около жил льда слои вмещающих пород могут сохранять горизонтальное залегание, бывают пloyчато смяты или отогнуты вверх. Около верхних грунтовых частей ПЖЛ слои, как правило, опущены вниз. Напомним, что слои вмещающих отложений бывают также отжаты вверх на контактах с первично-песчаными и песчано-ледяными жилами. Поэтому наличие отогнутых вверх слоев пород у контактов с грунтовыми жилами может быть результатом давления со стороны растущих ледяных жил или первично-песчаных жил на вмещающие отложения и свидетельствовать об их криогенном происхождении. Около некоторых ледяных жил слои бывают изогнуты волнообразно. Сохранение такого характера их залегания вместе с другими признаками также может указывать на происхождение грунтовой жилы как псевдоморфозы (рис. 58). С другой стороны, около грунтовых частей ПЖЛ и около ИГЖ (гл. V, § 5) слои вмещающих отложений опущены вниз. Эта же черта типична и для псевдоморфоз по ПЖЛ.

§ 2. ПРИЗНАКИ ПСЕВДОМОРФОЗ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ВЫТАИВАНИИ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Опускание слоев вмещающих отложений вниз у контактов с грунтовыми жилами в работе Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовского (1960) указывалось в качестве одного из основных признаков их происхождения как псевдоморфоз. Позднее рядом исследователей было показано, что этот признак типичен и для изначально-грунтовых жил. Однако между характером негоризонтального залегания слоев у ИГЖ и псевдоморфоз часто существуют различия. Причины их связаны с тем, что у ИГЖ изгиб слоев вниз — это следствие многократно повторяющегося длительного процесса опускания в сторону узких полостей, образующихся на месте элементарных жилок льда, а у псевдоморфоз — это результат однократного относительно кратковременного акта просадки в полость, возникающую при оттаивании ледяной жилы. Различия проявляются и в масштабах явлений. Псевдоморфозы образуются по ледяным жилам, имеющим высоту от 30—40 см до 4—6 м при ширине попереху, изменяющейся от 3—5 см до

1,5—2 м. При этом величина грунтовой части ПЖЛ колеблется от 1,5—2 до 0,5—0,3 м. Следовательно, не остается постоянной и величина возникающей полости, и способ ее заполнения, и доля участия в строении псевдоморфозы грунтовой части ПЖЛ.

При вытаивании небольших ледяных жил, у которых грунтовая часть, приуроченная к СТС, значительна по размерам, заполнение полости в песках идет главным образом за счет обваливания стенок, прогибания вниз слоев, а в суглинистых отложениях — вследствие их оплывания. Образующиеся при этом псевдоморфозы мало отличимы от ИГЖ. При ширине жил свыше 20 см и высоте 0,5—0,6 м и более зона нарушений во вмещающих породах иная, чем около ИГЖ. В песках ее ширина увеличивается до 0,6—0,7 м и более, с каждой из сторон возникают крупные сколы с длиной, превышающей 40—50 см, и амплитудой смещения 5—10 см и более. Иногда видны просадки целых блоков, прослеживаются плоскости, по которым шло проседание, по длине близкие к величине ледяной жилы, образуются системы смещений в слоях, имеющие вид лестниц, выполаживающихся по мере удаления от жилы (рис. 59). Внутри блоков, ограниченных трещинами, сохраняется первоначальное строение пород. В суглинках и супесях зона нарушенных слоев, отогнутых вниз, в сторону жилы, увеличивается до 1—1,5 м и более. Часто с одной из сторон слои сохраняют изгиб вверх, а с другой — опущены вниз. В слоистых толщах характерны внутренние сбросы по пескам, располагающиеся под горизонтально залегающими слоями супесчано-суглинистых разновидностей отложений. Серии таких сбросов показывают, что обрушение происходило неоднократно на различных уровнях по мере протаивания ледяной жилы. В некоторых псевдоморфозах, развитых в песчаных отложениях, проектируя сброшенные блоки вверх на их прежнее место, можно с известным приближением восстанавливать размеры ледяных жил.

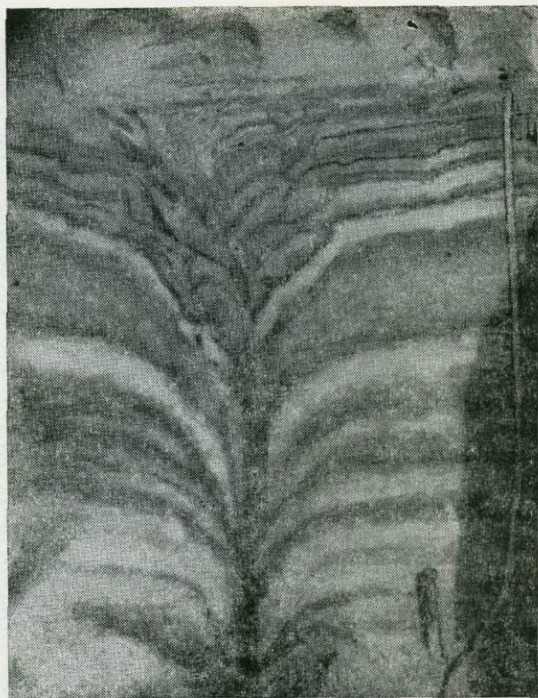


Рис. 59. Псевдоморфоза по жильному льду в песчаных отложениях 14—16-метрового уровня р. Печоры, представляющая собой систему блоков вмещающей породы, осевших в сторону полости по многочисленным сколам, веерообразно расходящимся снизу вверх (фото Т. Н. Каплиной).

Породы, которые перекрывали ледяные жилы и обрушались в образовавшуюся при вытаивании льда полость, выполняют некоторые псевдоморфозы по ПЖЛ. По распределению выполняющего псевдоморфозу материала иногда удается восстановить первоначальное залегание слоев над существующей прежде ледяной жилой. На рис. 60 показана такая псевдоморфоза по ПЖЛ из отложений 16-метровой террасы р. Северной Двины. По ней удастся восстановить первоначальное залегание перекрывавших ледяную жилу неслоистого голубого суглинка и слоистых песчано-глинистых пород. Подробный анализ этой структуры приведен в работе Т. Н. Каплиной и Н. Н. Романовского (1960).

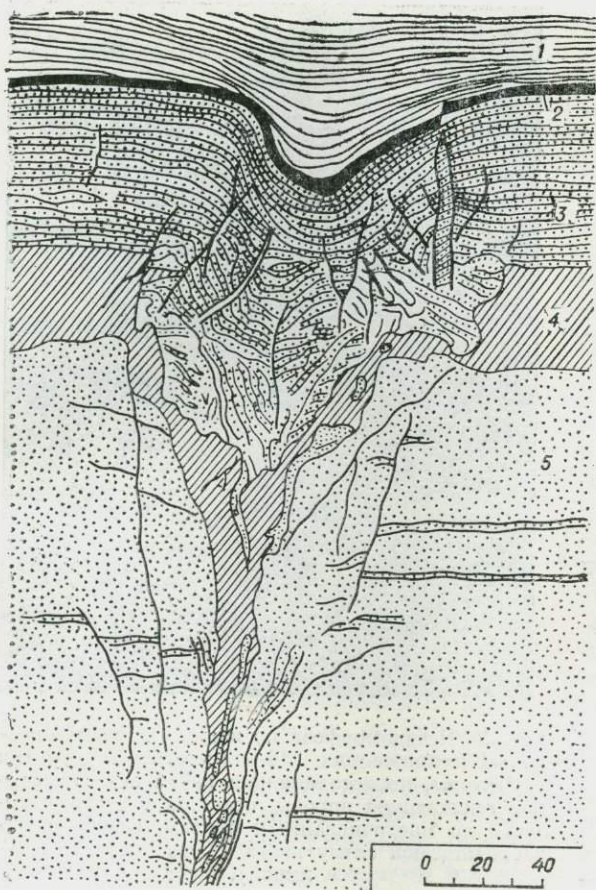


Рис. 60. Псевдоморфоза по ледяной жиле в отложениях 16-метровой террасы р. Северной Двины. 1 — ленточные глины; 2 — торфянистая прослойка; 3 — переслаивание голубой супеси и желтого песка; 4 — голубой огненный суглинок; 5 — песок. Зарисовка Т. Н. Каплиной.

нии небольших ледяных жил, развитых в малоледистых отложениях прирусловых валов и сухих пойм. Сохраняются они, как правило, в той части, где вмещающие жилу отложения имеют суглинистый состав (рис. 61). Процесс образования таких пустот наблюдался нами на I террасе р. Вилюй, ниже устья р. Бол. Ботубия. Здесь, на прирусловом вале, сложенном с поверхности оторфованной слабовлажной супесью, с глубины СТС (ξ_r) 1—1,2 м были вскрыты ледяные жилы шириной 6—8 см, над которыми существовали полости высотой 5—10 см. Выше полостей в грунтовой части жильных образований и во вмещающих отложениях развита система концентрических трещин. Жильные льды подтаивали в результате увеличения ξ_r , а пустоты сохранялись благодаря малой влажности пород и хорошей дренированности участка.

Псевдоморфозы с пустотами были изучены на IV надпойменной террасе р. Енисей в районе г. Красноярска А. Я. Литвиновым (1962) и Н. С. Шевелевой (1964; Шевелева, Литвинов, 1959). Эта терраса с поверхности и до глубины 15—18 м сложена лессовидными суглинками и супесями, обладающими горизонтальной слоистостью. В ее разрезе встречено три системы псевдоморфоз по ПЖЛ. Первая система залегает на глубинах от 1,0—1,5 до 4,5—6 м и совпадает с полигональной сетью канав на поверхности террас, осложненной бугристо-западинным микрорель-

Рассматриваемый прием весьма надежный при установлении генезиса ПЖС как псевдоморфоз. Однако применим он далеко не всегда. Обычно это удастся, если ледяные жилы были перекрыты слоистыми отложениями, резко отличающимися по цвету от вмещающих пород, а также если в дальнейшем, после обрушения в полость, породы не были существенно переработаны при выветривании, затекании гумуса и др. Кроме того, обвалившиеся или затекшие в полость породы сохраняют свои первоначальные особенности при вытаивании, как правило, относительно небольших по размеру жил, шириной обычно не более 1—1,2 м и высотой 2—2,5 м.

В псевдоморфозах по ПЖЛ могут сохраняться пустоты (см. рис. 57, IV), возникающие потому, что при вытаивании ряда ледяных жил перекрывающие и вмещающие отложения могут сохранять устойчивость и образующаяся полость заполняется не полностью. Пустоты часто образуются при вытаива-



Рис. 61. Псевдоморфоза в аллювии высокой поймы р. Лены. К пачке слоистых пылеватых супесей приурочена полость, сохранившаяся после вытаивания льда. В нижележащих песках видна система сколов и наклон слоев в сторону жильного тела.

ефом. Залегающие ниже две другие полигональные системы псевдоморфоз несколько сдвинуты в плане по отношению друг к другу. Глубина залегания второй системы от 5,5—6 до 8—9 м, третьей 18—20 м.

Псевдоморфозы в разрезе имеют форму клиньев, оканчивающихся узкой трещиной. Горизонтальные слои породы у контактов с жилами изгибаются вверх. Внутри жил часто встречаются участки, не заполненные породой (воздушные полости) или выполненные кусками лессовидных суглинков, обвалившихся с боковых стенок и сводов. Воздушные полости оконтурены системой взаимно параллельных трещин, часто зияющих. Их образование, по мнению А. Я. Литвинова, связано с напряжением, существующим в породе, залегающей над полостями, под влиянием их собственного веса. А. Я. Литвиновым и Н. С. Шевелевой наблюдалась гамма переходов от псевдоморфоз с воздушными пустотами, через выполненные кусками суглинка, до псевдоморфоз, заполненных достаточно плотной породой.

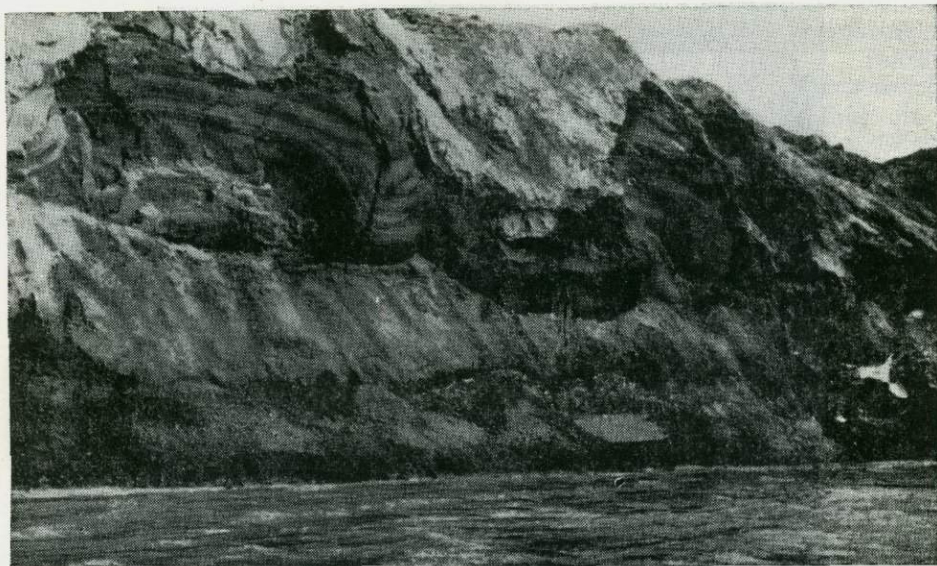


Рис. 62. Мерзлотные структуры облекания в береговом обнажении о. Бол. Ляховский. Вмещающие лагунные отложения (mQ_{II}) фации прибрежной отмели, представленные малолдыстными алевритами, включают слабогнутые линзы автохтонного торфа. Структуры выполнены слоистым аллювием.

Сохранение полостей при вытаявании ПЖЛ возможно в случае, когда вмещающие породы малолдысты и при оттаивании не переходят в текучее состояние. Очевидно, лессовидные суглинки района Красноярска переходили в мерзлое состояние, когда их влажность была ниже предела их текучести, а при их протаивании условия удаления влаги из толщи пород были благоприятными.

Полигональная сеть канавообразных углублений часто возникает при вытаявании ПЖЛ, залегающих близко к поверхности. Такие сети углублений, выполненных слоистыми отложениями, впервые были изучены нами в береговых обнажениях о. Бол. Ляховский и в северной части Яно-Индигирской низменности (Романовский, 1958а; Romanovsky, 1960). В дальнейшем этот вид псевдоморфоз, названный «мерзлотными структурами облекания» (рис. 62), был обнаружен на Западно-Сибирской низменности (Баулин и др., 1960; Хруцкий, 1964; и др.) и во многих других районах. Наряду со структурами, выполненными слоистыми осадками, известны также образования, заполненные неслоистыми озерными пылеватými супесями (рис. 63).

Размер канавообразных углублений и их форма зависят от величины вытаявших льдов, а также от литологических и криогенных особенностей вмещающих их отложений. Наиболее часто они имеют ширину от 1 до 3—4 м и глубину 1—3 м. Ниже канавообразных углублений нередко видна линза отложений клинообразной формы, отличающаяся от вмещающих пород по цвету, характеру слоистости, оторфованности, но обычно очень близкая к ним по составу (рис. 64). Мы рассматриваем ее как результат переотложения породы, оплывающей со стенок и образующейся из кровли ледяной жилы. Иногда эта линза видна крайне неотчетливо, в других случаях она отсутствует. Объяснение этому явлению будет дано позднее. Ниже описываемой линзы в основании структуры облекания в породах часто прослеживается полость — трещина, связанная своим образованием с вытаяванием узкого конца ледяных жил.

Слои вмещающих отложений у контактов с мерзлотными структурами облекания обычно опущены вниз. Однако наблюдаются и изогнутые вверх

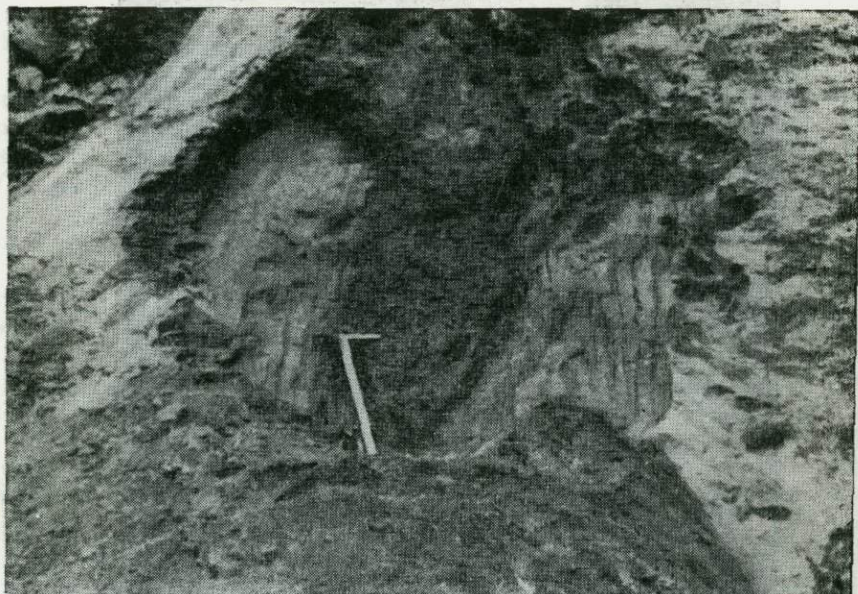


Рис. 63. Псевдоморфоза по повторно-жильному льду, выполненная неслоистыми алевритами. По периферии псевдоморфозы и в ее нижней части порода обогащена торфом (Яно-Индигирская приморская низменность).

слои в приконтактной зоне шириной до 30—40 см. Большая ширина «каналов» по сравнению с жилами льда обусловлена переотложением пород приконтактной зоны, в которой слои могли быть отжаты вверх.

Полигональное расположение мерзлотных структур облекания и размеры их полигональной решетки были установлены как по обнажениям, так и изучены на морском пляже северного побережья Яно-Индигирской низменности, где структуры облекания, выходящие на уровне моря, были срезаны абразией (рис. 65). Расстояние между осями каналов составляет от 6—8 до 10—12 м.

О происхождении «мерзлотных структур облекания» не существует единого мнения. А. И. Попов предполагает, что это «седиментационные нарушения, соответствующие, по-видимому, стадии начального диагенеза» (1962, с. 17). А. Г. Костяев (1964, 1965 и др.) считает их нарушениями, связанными с конвективной неустойчивостью грунтов. В. В. Баулин, Ю. А. Лаврушин, Т. Н. Каплина, Ф. А. Каплянская, В. Д. Тарноградский, автор и другие придерживаются их мерзлотного генезиса. Критика последней точки зрения имела ряд объективных предпосылок. Дело в том, что приводимые в работах автора (Романовский, 1958а, б, 1959; Romanovsky, 1960), Ю. А. Лаврушина (1960, 1963), В. В. Баулина и др. (1960) особенности строения вмещающих и выполняющих структур отложений не были рассмотрены с позиций их диагенетического происхождения.

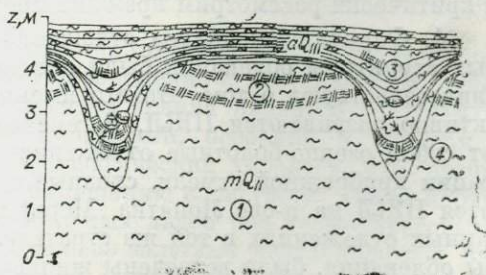


Рис. 64. Мерзлотные структуры облекания (южный берег о. Бол. Ляховский).

1 — алевриты (супеси пылеватые) серые, неслоистые, слаболистые, лагунные (mQ_{II} ?); 2 — линзы автохтонного гипсового торфа; 3 — алевриты (супеси пылеватые) слоистые, с прослоями аллохтонного торфа, слаболистые (mQ_{III} ?). В структурах концентрируется плавник и пресноводные моллюски. На крыльях структур наблюдаются трещины; 4 — алеврит серый, неслоистый (переотложения со стенок породы).



Рис. 65. Полигоны на морском пляже, образованные мерзлотными структурами облекания, верхняя часть которых срезана абразией (Оягосский Яр).

Полевые наблюдения во многих районах Сибири в 60-х — начале 70-х годов подтвердили правильность предположения о происхождении структур облекания как псевдоморфоз по ПЖЛ. Приведем доказательства и критически рассмотрим прежние представления.

1. Фациальный анализ отложений приморской низменности, в которых структуры облекания были описаны автором и Ю. А. Лаврушиным, свидетельствуют о том, что это именно те отложения, в которых сейчас активно развиваются ПЖЛ. В генетическом отношении они представляют собой озерно-болотные отложения, торфяники и лагунные отложения фации прибрежной отмели, сходные с теми, в которых и сейчас развиваются ПЖЛ на п-ове Лопатка, Меркушиной стрелке и т. д. Во всех указанных отложениях в той же стратиграфической позиции, что и структуры облекания, были встречены жильные льды.

2. В верхней части толщи отложений лагунного комплекса, к поверхности которых приурочен регионально распространенный горизонт мерзлотных структур облекания, имеется ряд особенностей, свойственных отложениям с сингенетическими ПЖЛ. Так, между канавообразными углублениями существует до трех горизонтов линз автохтонного торфа, имеющих форму, характерную для торфяников, образующихся во внутриполигональных понижениях (см. рис. 62 и 64). Комплекс диатомовой флоры свидетельствует о болотных условиях, суровом климате и весьма типичен

для всех комплексов с сингенетическими ПЖЛ (Рапопорт, Романовский, 1959, 1961).

3. Отложения лагунного комплекса, вмещающие структуры облекания и выполняющие их слоистые торфяно-алевритовые отложения, разновозрастны. Между их накоплением существовал длительный перерыв и имела место смена не только фациальных, но и климатических условий (Романовский, 1958, 1959). Следовательно, отложения лагунного комплекса, прежде чем они были перекрыты слоистой толщей, прошли длительный этап диагенеза и сильно уплотнились.

4. Слоистые отложения, выполняющие основной горизонт мерзлотных структур облекания, считаются нами аллювиальными пойменными, возможно лайдовыми, а Ю. А. Лаврушиным (1960) — озерными. Но не зависимо от их генезиса ряд особенностей говорит о том, что канавообразные углубления выполнялись послойно. Так, в них концентрируются пресноводные моллюски и плавник в виде крупных древесных остатков, которые в самой толще отсутствуют или встречаются крайне редко. Эти отложения очень сильно обогащены растительным детритом и торфянистым веществом. Некоторые слои полностью состоят из спрессованных растительных остатков, плохо размываемых. Они малолдысты, совершенно непластичны в талом состоянии (см. рис. 62), обладают малым объемным весом скелета и небольшой плотностью, существенно меньшей, чем нижележащие плотные алевриты. Ряд мерзлотных структур облекания приурочен к автохтонным гипновым торфяникам, степень разложения торфа в которых ничтожна и которые в талом состоянии не обладают никакой пластичностью.

5. Мерзлотные структуры облекания встречены и в современных аллювиальных отложениях. В частности, они изучены нами на р. Жуя (Патомское нагорье) в аллювии высокой поймы, где на соседних участках развиты ПЖЛ (Перльштейн, Романовский, 1965). Облекающей слоистостью здесь выполнена не только полигональная сеть, образовавшаяся при вытаивании жильных льдов, но и эрозионные рывины и овражки.

Важным аргументом в пользу диагенетического происхождения мерзлотных структур облекания, с точки зрения А. И. Попова и А. Г. Костяева, являются нарушения горизонтального залегания слоев внутри блоков, опускания их в сторону «каналов». Автор считает, что при формировании мерзлотных структур облекания вытаивание жильных льдов и образование канавообразных углублений предшествовали заполнению последних осадками. Причиной вытаивания ПЖЛ было увеличение глубин СТС, а не общая деградация мерзлых толщ. Выполнение осадками каналов происходило при временном обводнении поверхности, а не под водоемами.

Ю. А. Лаврушин (1960, 1963) считает, что образование структур облекания происходило под водоемами одновременно с протаиванием льдов. Основным возражением против этой точки зрения является то, что оттаивание ПЖЛ под озерами — процесс быстрый, особенно в начальных стадиях. Осадки при этом носят катастрофический характер, что, несомненно, должно приводить к резкому нарушению слоистости. Такая картина и наблюдается при вытаивании жильных льдов под термокарстовыми озерами, когда в основании разрезов аласов залегают псевдоморфозы, выполненные осадками с потечной, неясной слоистостью, часто с зоной по периферии структур, где перемешаны вмещающие и выполняющие их отложения (Белопухова, 1960).

В свете выяснения условий образования мерзлотных структур облекания важно открытие В. И. Соломатиним и Р. О. Кузьминым (1972) так называемых «структур проседания», возникающих на полигональной поверхности аллювиально-озерной толщи с сингенетическими ПЖЛ. Оттаивание последней шло под мелкими термокарстовыми водоемами. Ледяные жилы протаяли глубже, чем грунтовые блоки. И те и другие оказались

перекрытыми полуметровым слоем таберальных суглинков, выше которых залегает толща слоистых озерных отложений с пресноводной фауной. Над жилами в понижениях развиты структуры с облегающей слоистостью, углы падения слоев на крыльях различны: от 30 до 70—80°. «Поперечник структур меняется от 1—1,5 до 3—4 м, высота — от 1 до 2,5 м. Следует отметить фациальные изменения породы в структурах — утоньшение слоев и уменьшение органической составляющей породы от оси к крыльям и постепенное выполаживание слоистости вверх от оси» (1972, с. 69). Отсюда авторы делают вывод о синхронности процессов осадконакопления и складкообразования. Однако этот вывод противоречит приводимым данным. Микрорельеф поверхности в основном сформировался до начала накопления слоистых озерных отложений, об этом свидетельствует наличие выдержанного по мощности горизонта таберальных суглинков. При этом в прибрежной зоне мелких водоемов микрорельеф был менее контрастным, чем в их центральных частях, где льдистые отложения протаяли на большую глубину. «Фациальные изменения породы в структурах» — это следствие существования канавообразных углублений, а не показатель прогибания структур. Небольшие «фациальные» различия наблюдаются в нижней части структур, что говорит о максимальной глубине «канав» именно в начальный этап формирования структур. Эти различия исчезают по мере выполнения «канав» осадками и уменьшения их глубины.

«Структуры проседания», по нашему мнению, являются одной из разновидностей мерзлотных структур облекания, широко образующейся при неполном вытаявании ПЖЛ (рис. 66). Они однозначно свидетельствуют о криогенном, а не диагенетическом происхождении мерзлотных структур облекания. Сами структуры проседания могут существовать только при наличии мерзлых толщ и должны переходить в иную форму псевдоморфоз при их оттаивании.

Полученные к настоящему времени материалы позволяют считать, что в процессе образования мерзлотных структур облекания первоначальное существование полигональной сети канавообразных углублений всегда имело место. Под канавообразными углублениями жильные льды могли быть уничтожены термокарстом как полностью, так и частично. Во втором случае может иметь место их протаивание как в процессе заполнения канав осадками, так и позже, в процессе деградации мерзлых толщ. При оттаивании остатков ледяных жил в процессе осадконакопления могли иметь место как небольшие пластические деформации слоев на стенках и в днищах канав, так и провалы разрушающейся породы в полость. Если оттаиванием захватывались не только жилы льда, но и вмещающие породы, то возникали благоприятные условия для проявления пластических деформаций. Эти деформации могли иметь конвективную природу и охватывать отложения, вмещающие и выполняющие структуры облекания. Появлению пластических деформаций могло способствовать следующее.

При оттаивании ледяных жил вмещающие породы (пылеватые супеси, суглинки, алевроиты), обладающие небольшими коэффициентами фильтрации, получали дополнительное количество влаги и могли переходить в нестабильное состояние. Слабая водоотдача и плохие водно-фильтрационные свойства пород препятствовали быстрому отфильтровыванию воды и их консолидации. Породы в СТС, в талой зоне над канавообразными углублениями и по их периферии были существенно более консолидированы и имели большую плотность, чем оттаивающие сильнольдистые отложения в обрамлении ледяной жилы. Поэтому создавались условия, благоприятные для проявления плотностей конвекции. Деформации могли захватывать не только породы, слагающие мерзлотные структуры облекания и непосредственно примыкающие к ним, но и отложения внутри блоков и ниже оттаявших жил льда.

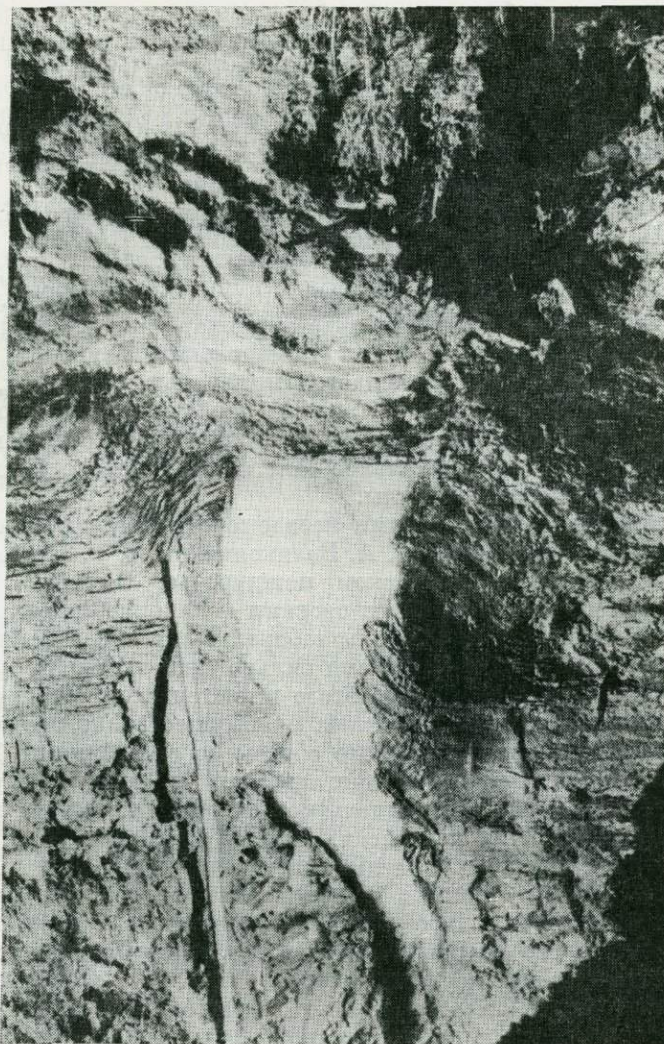


Рис. 66. Частичное протаивание небольшой ледяной жилы в пылеватом супесчаном аллювии поймы р. Яны. Над жилой хорошо видна «структура проседания» с линзовидной слоистостью.

Деформации, видимо, могут иметь место и при отсутствии остатков ледяных жил только за счет оттаивания сильнольдистых отложений, вмещающих мерзлотные структуры облекания. Именно в процессе таких деформаций в движение вовлекается линза переотложенных пород, находящаяся ниже структуры. Она приобретает форму периферийного слоя последней и уже не выделяется в разрезах. Замечено, что в отложениях, заключающих структуры облекания со следами пластических деформаций, отмечаются случаи полного их протаивания и последующего промерзания. Тогда ледяные шпильки безразлично секут контакты выполняющих и вмещающих отложений.

Обратим внимание, что оттаивание многолетнемерзлых сильнольдистых отложений, залегающих ниже СТС и представленных глинами, пылеватыми супесями, суглинками, тонкими пылеватыми песками и т. д., над которыми залегают более плотные консолидированные породы, создает

очень благоприятную обстановку для развития процессов конвективной неустойчивости. Следы последних удалось наблюдать в Польше в большом числе разрезов четвертичных отложений, содержащих по ПЖЛ (Goździk, 1973). Между тем это обстоятельство, очень важное для понимания соотношения криогенных и диагенетических (конвективных) образований, не было отмечено ни в одной работе, посвященной плотностной конвекции в грунтах в перигляциальных условиях.

Укажем еще два способа образования псевдоморфоз по ПЖЛ, изученных еще очень мало и имеющих локальное развитие. В первом случае ледяные жилы размываются поверхностными или надмерзлотными водами СТС, а в последующем замещаются термокарстово-пещерным льдом. Такое замещение повторно-жильного льда термокарстово-пещерным наблюдалось нами в долине р. Мал. Патом (Романовский, Боярский, 1966). Во втором случае жильный лед замещается минеральной породой, приносится и откладывается водотоками. При этом образуется локальная система псевдоморфоз, соседствующих с мерзлыми вмещающими отложениями, которые сохраняют свое первоначальное залегание, и переходящих по протиранию в обычные ледяные жилы.

В определенной связи с такими псевдоморфозами находятся «структуры протаивания», описанные М. А. Великоцким и И. Р. Плахтом (1972) в разрезе аласов на Яно-Омолойском междуречье. В этих структурах жильный лед замещен суглинками и песками — накоплениями небольшого ручья. Полигональные блоки сложены таберальными образованиями. Слои пород на контактах с псевдоморфозами сильно загнуты вверх, как это бывает в отложениях аласов. Помимо этого имеются слои, отогнутые вниз вблизи с псевдоморфозами, а в нижней, преимущественно песчаной части разреза наблюдаются многочисленные сбросы со смещениями блоков породы в сторону жил. «Структуры протаивания» и псевдоморфозы перекрывают алевриты с плитчатой отдельностью, образовавшиеся в неглубоких термокарстовых озерах на аласах. Авторы отмечают, что в центральных частях структур имеются следы проседания пород вниз. Нам представляется, что ледяные жилы в высокольдистых аласных отложениях были локально уничтожены эрозией. Впоследствии из поверхности аласа образовался водоем, под которым произошло протаивание льдистых отложений и их осадка. Наличие псевдоморфоз по ПЖЛ, выполненных суглинками и песками, как бы армировало полигонально-жильную систему — не позволило слоям в приконтактной зоне изменить свое первоначальное положение.

§ 3. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПСЕВДОМОРФОЗ ПО ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ

Известно большое число разнообразных псевдоморфоз по ПЖЛ. Они имеют ряд общих признаков, описанных выше. Однако наблюдаются и существенные различия в строении некоторых псевдоморфоз. Такие различия могут быть поняты, но при этом необходимо выяснить три основных вопроса: 1) на базе какого из видов жильного льда (эпигенетического или сингенетического) развились псевдоморфозы, в каких по генезису, составу и криогенному строению отложениях заключены были льды; 2) в каких условиях происходило вытаявание жильного льда, чем это было вызвано и какова была динамика этого процесса; 3) какими отложениями и в каких условиях было заполнено пространство вытаявшей жилы (Каплина, Романовский, 1960).

Остановимся на них более подробно.

1. Сингенетические ПЖЛ развиты преимущественно в сильнольдистых пылеватых суглинках и супесях, аллювиальных, делювиальных, собственно аласных и других отложениях. Протаивание этих отложений при-

водит к приобретению ими текучей консистенции, и псевдоморфозы образуются только по нижним частям ледяных жил, заключенным в мало-льדיстых подстилающих отложениях.

Псевдоморфозы по сингенетическим ПЖЛ, приуроченным к торфяникам или мало-льдистым отложениям, например, пескам, фации прирусловой отмели и т. п., формируются весьма широко, поскольку вмещающие породы не теряют своей прочности при оттаивании. Важным является и соотношение размеров полигональных блоков и ледяных жил. При небольших по размерам жилах и значительных по ширине блоках породы в последних могут не испытывать существенных нарушений. При образовании псевдоморфоз признаки сингенеза (см. гл. VI, § 7) часто утрачиваются. Вопрос о принадлежности льдов к тому или иному типу может решаться главным образом на основе фациального анализа отложений.

Эпигенетические ПЖЛ развиты в самых разнообразных по генезису, составу и льдистости отложениях. В целом льдистость пород с эпигенетическими льдами меньше, чем с сингенетическими. Поэтому условия образования псевдоморфоз по ним более благоприятны. Встречаются они в разных стратиграфических позициях, и далеко не всегда время образования льдов, а также псевдоморфоз по ним может быть определено достаточно точно.

2. Псевдоморфозы по ПЖЛ широко распространены как в области многолетнемерзлых пород, так и за ее пределами. Они могут быть развиты локально и образовывать выдержанные горизонты, залегать внутри толщ одного возраста, быть приуроченными к контактам разновозрастных свит и различных по генезису отложений. Поэтому всегда важны причины и условия вытаивания жильных льдов. Вытаивание этих льдов является разновидностью термокарста, общие условия развития которого разобраны в работах С. П. Качурина (1961) и В. А. Кудрявцева (1959б). Процесс вытаивания ПЖЛ, залегающих близко к поверхности, начинается в результате увеличения глубин СТС. Это бывает вызвано как локальными изменениями теплообмена на поверхности земли (изменением условий стока, характера растительных покровов и др.), так и общими климатическими изменениями: периодическими короткопериодными и длиннопериодными колебаниями (Кудрявцев, 1959а; Швецов, 1964). Изменение общего характера удается устанавливать по широкому площадному распространению псевдоморфоз. Причины увеличения глубин СТС только на основании анализа псевдоморфоз определить нельзя. Для этого необходимо привлекать иные данные — мерзлотные, геологические, палеонтологические и др.

Вытаивание ПЖЛ не указывает на деградацию мерзлых толщ. Даже вне области многолетней мерзлоты находки псевдоморфоз не могут свидетельствовать о том, что они формировались в период оттаивания многолетнемерзлых толщ, а не существенно раньше. Напомним, что в Центральной и Северной Якутии, районах с суровым климатом, псевдоморфозы образуются и сейчас. Можно утверждать, что в плейстоцене, как и теперь, вытаивание ПЖЛ, за исключением погребенных под слоем пород значительной мощности, происходило раньше общего протаивания мерзлых толщ, а часто и вне всякой связи с их деградацией. И. Д. Данилов (1972, 1973) показал, что в прибрежно-морских отложениях при обмелении образуются ПЖЛ, которые при изменении глубин могут вытаивать и давать псевдоморфозы. Все это происходит без видимых перерывов в накоплении осадков. В констативно построенной толще аллювия олерской свиты (Q_1^2) на р. Чукочьа обнаружено три горизонта псевдоморфоз (Шер, 1971; Архангелов, 1973), заложение которых можно связывать как с миграцией русла и смещениями подруслового талика, так и с протаиванием льдов в связи с увеличением глубин СТС при сменах фациальной обстановки и короткопериодных потеплениях.

На молодых элементах рельефа долин, особенно прирусловых валах, дренированных участках пойм и др., развивающиеся здесь жильные льды могут вытаивать в результате увеличения глубин СТС. В этом случае образуются обычно небольшие псевдоморфозы, сингенетичные в геологическом понимании вмещающим их отложениям (сингенетические «земляные жилы выполнения», по Е. М. Катасонову). В них часто наблюдаются небольшие полости, особенно если вмещающие породы имеют суглинистый состав, выполняющая псевдоморфозы порода обладает рыхлым сложением, в то время как грунтовая часть ПЖЛ остается ненарушенной, плотной.

Следует особо сказать о тех случаях, когда морозобойное растрескивание продолжается, но трещины локализуются в СТС, псевдоморфоза продолжает развиваться как ИГЖ. Ее нижняя часть, приуроченная к мерзлой толще (собственно псевдоморфоза по ледяной жиле), остается узкой, а верхняя, находящаяся в СТС, увеличивается по ширине, возрастает степень изменения выполняющего ее материала и т. п. Этот процесс может достигнуть большого развития, если осадконакопление прекращается или заметно ослабевает. Сходным образом, видимо, могут формироваться и псевдоморфозы по эпигенетическим ПЖЛ, когда после вытаивания небольших ледяных жил грунтовая часть в СТС продолжает развиваться. Таким образом, по нашему мнению, образовались «двухъярусные» грунтовые жилы, описанные впервые А. И. Поповым (1959), широко развитые в покровных суглинках европейской части СССР (см. рис. 57, V). Наблюдения за двухъярусными жилами в лессах показали, что в нижней, узкой, части порода обладает очень рыхлым сложением, а в некоторых жилах даже имеются каверны, в то время как в верхней, широкой, части жил порода сильно уплотнена.

Особенности вытаивания жильных льдов, залегающих непосредственно ниже СТС, различны при отсутствии или при наличии стока вод из образующихся канав. В первом случае ледяные жилы прогрессивно оттаивают (Кудрявцев, 1959), во втором процесс обычно затухает за счет накопления над жилами слоя породы, превышающей по мощности СТС.

Вытаивание погребенных ПЖЛ происходит только в двух случаях: во-первых, при оттаивании мерзлых толщ в связи с общим потеплением климата, во-вторых, под водоемами — термокарстовыми, искусственными и др. Под водоемами оттаивающие породы имеют высокое водонасыщение и легко теряют устойчивость. Это приводит к заплыванию полостей, возникающих на месте захороненных ледяных жил. В субаэральной обстановке оттаивание погребенных полигонально-жильных систем происходит при различных условиях удаления избыточной влаги, образующейся при таянии льдистых отложений и ПЖЛ. При неблагоприятной обстановке породы становятся сильно водонасыщенными, в результате чего превалирует заплывание полостей, при благоприятной — породы, вмещающие и перекрывающие жилы льда, не теряют устойчивости, что способствует сохранению пустот. Необходимыми условиями, видимо, являющихся сухой климат в период деградации, малое количество атмосферных осадков, дренированность участка, высокая проницаемость пород для воздуха и небольшая для воды (за счет большого числа микропор).

3. Заполнение полостей, образующихся при вытаивании ПЖЛ, породой может происходить при различных условиях и в разное время. С некоторой долей условности можно выделить два этапа замещения льда грунтом: 1) в процессе вытаивания жилы и просадки боковых и перекрывающих жилу пород в образующуюся полость; 2) при заполнении возникших на поверхности канавообразных углублений вновь накапливающимися отложениями. Оба процесса могут быть как совмещены, так и разделены по времени.

На первом этапе пространство вытаявшей жилы заполняется породой за счет трех основных источников: а) минеральных и органических частиц, содержащихся во льду вытаявшей жилы. Их количество крайне невелико и редко достигает 5% от веса льда (Шумский, 1959б); б) пород обрушающейся кровли. Над жилами льда она обычно представлена заторфованными породами, входящими в грунтовую часть ПЖЛ, имеет мощность от 25—30 см до 1,5—1,7 м. В зависимости от размера вытаивающих ледяных жил и состава вмещающих пород доля этого источника в заполнении полости сильно изменяется; в) пород, оплывающих или обрушающихся со стенок полости или канавы. Роль их в выполнении псевдоморфоз тем больше, чем меньше прочность вмещающих жилу пород при их протаивании. Жилы льда небольших размеров, заключенные в песках, могут замещаться в результате оседания песков по системе сколов. В этом случае псевдоморфоза представлена зоной нарушений или сколов со швом смыкания и морфологически очень похожа на «жилы отгибания». Доля участия пород кровли в заполнении псевдоморфозы очень невелика.

Таким образом, за счет указанных выше источников могут быть выполнены только полости от вытаивания небольших ледяных жил. Но и при их близком залегании к поверхности, на ней образуется полигональная сеть канавообразных понижений.

При вытаивании значительных по размеру ледяных жил только нижние части полостей могут быть заполнены породами кровли и вмещающими отложениями. При этом в рельефе образуются глубокие канавообразные углубления, заполнение которых может происходить как в субаэральных, так и в субаквальных условиях.

Заполнение канавообразных углублений в субаэральных условиях осуществляется при оплывах породы со стенок «канав», торфонакопления в последних элювиального и почвообразовательного процессов. Последние два процесса приводят к стиранию границ псевдоморфоз, особенно в верхней части. Это хорошо видно при анализе данных по бугристо-западинному рельефу Средней и Восточной Сибири (Баранов, 1958; Виткина, 1960; Литвинов, 1962; и др.). Так, пока только в районе Красноярска, где вскрыты псевдоморфозы на глубине от 1,5—2 до 4—5 м, определенно устанавливается их связь с остаточным полигональным микрорельефом.

Псевдоморфозы в неслоистых пылеватых супесчано-суглинистых породах, выполненные неслоистыми осадками, не отличающимися по составу от вмещающих пород, обычно имеют весьма неясные очертания. Плохо видны контуры верхних частей «двухъярусных грунтовых жил» (Попов, 1957) в покровных суглинках, трактуемых нами как псевдоморфозы.

При субаквальном заполнении канав различаются заполнения ритмически-слоистыми и неслоистыми осадками. Ритмически-слоистое заполнение, которое приводит к образованию «структур проседания» и мерзлотных структур облекания, возможно как при периодическом обводнении в условиях поймы и лайд, так и при постоянном, под озерами. Типы псевдоморфоз по степени их соответствия форме вытаявшей ледяной жилы могут быть разделены на «нарушенные» и «ненарушенные».

Ненарушенные псевдоморфозы чаще всего приурочены к малоледистым прочным породам (супесям и суглинкам с прослоями торфа, пескам, переслаивающимся с глинистыми породами, торфяникам и др.), т. е. сохраняющим при оттаивании устойчивость стенок. Заполняются они главным образом за счет пород кровли.

Нарушенные псевдоморфозы, форма которых не соответствует форме вытаявшей ледяной жилы, образуется, во-первых, в том случае, когда полость заполнялась вмещающими породами при их обрушении или оплывании; во-вторых, тогда, когда процессы эрозии, солифлюкции на стенках канав изменили форму канавообразных углублений. Третий случай, это псевдоморфозы, верхняя часть которых уничтожена, чаще всего срезана эрозией.

ВЫВОДЫ

1. Псевдоморфозы по ПЖЛ обладают рядом характерных черт, связанных с их вторичным «характером». Они приурочены к отложениям, в которых развиты ПЖЛ, и отражают мерзлотно-температурную зональность времени роста жильных льдов, на основе которых они образовались.

2. Псевдоморфозы по ПЖЛ обладают двумя группами признаков: первых, признаками, присущими полигонально-жильным системам, сохранившим в прошлом этот вид льда, и, во-вторых, группой признаков, образовавшихся при вытаивании ледяных жил и заполнении появившихся на их месте полостей.

3. К первой группе относятся: а) полигональное расположение жил в плане при размерах решетки, соответствующей ПЖЛ; б) следы отгибания вмещающих пород вверх у контактов с жилой; в) наличие прогнутых вниз в центральной части торфяных линз, формировавшихся в условиях полигональной ванны; г) изменение состава пород (оторфованность, ожелезнение и др.) у контакта по сравнению с центральной частью блока. Два последних признака указывают на сингенетический характер вытаивших жильных льдов.

4. Ко второй группе признаков относятся: а) следы провала, опускания вмещающих пород в полость; б) следы заполнения полости породами кровли ледяной жилы; в) сохранение полостей, пустот в теле грунтовых жильных образований и рыхлое сложение выполняющих их пород; г) наличие канавообразных углублений, выполненных более молодыми отложениями, в основании которых существуют линзы переотложенных пород, слагающих кровлю ледяных жил и вмещающих последние, а также жилки — трещины, представляющие собой следы узких частей ледяных жил.

5. Криогенное происхождение мерзлотных структур облекания подтверждается существованием переходных форм («структур проседания»), ниже которых сохраняются невытаявшие концы ледяных жил.

6. Большая часть мерзлотных структур облекания и «структур проседания» образуется тогда, когда полигональный микрорельеф уже сформировался.

7. Протаивание пород, вмещающих «структуры проседания», в процессе деградации мерзлых толщ может приводить к вторичному нарушению условий залегания отложений, образующих структуры облекания в полигональной сети канавообразных углублений, формированию сложных видов псевдоморфоз по ПЖЛ.

8. Вытаивание ПЖЛ и появление псевдоморфоз обычно происходит при сохранении вмещающих пород в многолетнемерзлом состоянии, т. е. в результате увеличения мощности СТС. Деградируют мерзлые толщи позже, иногда через большие отрезки геологического времени.

9. Переход льдистых пород, вмещающих псевдоморфозы, в талое состояние в условиях переувлажнения может привести и к потере ими прочности, к пластическим деформациям отложений, образующих и вмещающих псевдоморфозы.

10. Ряд псевдоморфоз по ПЖЛ обладает особенностями строения жильных тел и вмещающих отложений, свойственными другим видам ПЖЛ (изначально-грунтовым жилам, жилам с песчано-ледяным первичным выполнением и др.). Это требует привлечения комплекса признаков для их диагностики и поисков новых критериев для их различения.

11. Псевдоморфозы, образующиеся при увеличении глубин СТС и вытаивании за этот счет ПЖЛ, но продолжающемся морозобойном растрескивании могут развиваться как ИГЖ. В этом случае для них характерна узкая клиновидная часть, приуроченная к мерзлой толще, и широкая развитая верхняя часть, приуроченная к СТС.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНОГО МИКРОРЕЛЬЕФА

Формы полигонального микрорельефа при развитии повторно-жильных льдов наиболее полно рассмотрены и классифицированы Б. И. Втюриным (1956). В основу классификации им положены стадии развития полигонов в связи с особенностями формирования жильных льдов. Эта классификация используется и сейчас, но новые исследования проблемы морозобойного трещинообразования и развития жильных структур показывают ее недостаточность на современном этапе (Попов, 1967; и др.).

Значение полигонального микрорельефа велико. Во многих случаях он служит признаком морозобойного растрескивания и развития различных типов полигонально-жильных структур. При дешифрировании аэрофотоснимков часто он может указывать на существование мерзлых толщ (Методика ..., 1970). На элементах рельефа, где идет осадконакопление и формирование жильных льдов, характер микрорельефа влияет на особенности слоистости и криогенного строения сингенетических промерзающих отложений (см. гл. VI, § 5).

Полигональный микрорельеф различных поверхностей при некоторых общих чертах, обусловленных единой природой основного геологического рельефообразующего процесса, отличается определенным разнообразием. Поэтому целесообразно рассмотреть закономерности образования полигонального микрорельефа и в их связи с типами ПЖС, составом вмещающих пород, их температурным режимом, мощностью СТС, стадиями развития процесса, многолетней динамикой мерзлотных условий и условий осадконакопления.

Особенности развития полигонально-жильного микрорельефа (ПЖР) различны для генетических рядов ПЖС, которые были освещены в V, VI и VII главах: а) изначально-грунтовых жил — повторно-жильных льдов — псевдоморфоз по ПЖЛ и б) первично-песчаных жил — песчано-ледяных жил и повторно-жильных льдов. Поэтому они будут рассмотрены отдельно.

§ 1. РАЗВИТИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНОГО МИКРОРЕЛЬЕФА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ИЗНАЧАЛЬНО-ГРУНТОВЫХ ЖИЛ И ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ

Верхние горизонты мерзлых пород, в которых зимой образуются трещины, заполняющиеся льдом, в весенне-летний период увеличивают свой объем в результате повышения температур. Это приводит к развитию в породах напряжений сжатия. В породах, слагающих СМС и СТС, когда они находятся в мерзлом состоянии, при повышении температуры происходит уплотнение и деформация породы в зоне, приконтактной к элементарной жилке. Сезонное протаивание полностью снимает напряжения сжатия, связанные с температурным расширением мерзлых пород. Оттаивание текстурообразующего льда обуславливает появление посткриогенной структурности почвы и некоторое оседание распученных частей этих слоев, ликвидирующее возникшие в мерзлом состоянии деформации. Последующее осеннее промерзание приводит к новообразованию соответствующего криогенного строения СТС. Повторяемость процессов промерзания — протаивания СТС и СМС не способствует «накоплению» деформаций, связанных с расширением системы и ее сжатием в мерзлом состоянии. Напротив, при оттаивании СТС и СМС лед элементарных ледяных жилок тает и на его месте образуется полость, в которую оседает приле-

гающая к ней органо-минеральная порода. Повторяющийся процесс приводит к формированию в СМС и СТС изначально-грунтовой жилы. Сходным образом формируются грунтовые части ПЖЛ.

Наблюдения показывают, что в СМС и СТС над развивающимися ИГЖ образуется полигональная система понижений — борозд без валиков. Формируется безваликовый полигональный микрорельеф. Ширина и глубина борозд зависит от степени развития ИГЖ. Заметим, что небольшие валики шириной в несколько сантиметров и высотой до 2—5 см могут возникать около трещин, как морозобойных, так и диагенетических, в сильно набухающих глинистых отложениях. Они образуются весной, когда оттаивающие отложения СТС и СМС насыщаются водой и в них возникают напряжения сжатия. Выдавливается вверх наиболее увлажненная и пластичная часть отложений, прилежащая к трещинам. Валики на периферии плоских полигонов около понижений над грунтовыми жилами известны на талых участках террас в бассейне р. Амур. По устному сообщению Л. Н. Максимовой, никаких деформаций слоев вверх у контактов с жилами не наблюдается. Наличие «валиков», видимо, связано с особенностями развития почвенного процесса и растительности, различных в заболоченных центральных и относительно сухих периферийных частях полигонов.

В случае, когда элементарные ледяные жилки начинают проникать ниже СТС и в мерзлой толще образуются ПЖЛ, происходит качественный скачок в развитии микрорельефа полигонально-жильной системы.

Систематическое образование элементарных ледяных жилок в мерзлой толще и сезонное повышение температуры мерзлого массива приводят к развитию напряжений сжатия. Последние вначале могут способствовать уплотнению льда жилы (см. гл. VI, § 3) и, возможно, вмещающих пород, а на дальнейших стадиях — развитию деформаций льда жилы и (или) вмещающих отложений. В результате около жил или над ними образуются поднятия над общим уровнем верхней поверхности мерзлой толщ. Ежегодно выжимается объем, примерно равный объему внедрившейся в многолетнемерзлую толщу ледяной жилки. Чем больше размеры последней, тем значительнее выжимание.

Выжимание вверх мерзлой породы и жильного льда определяет изменения рельефа верхней поверхности многолетнемерзлой толщ. Многолетнемерзлые породы как бы поднимают отложения СТС,

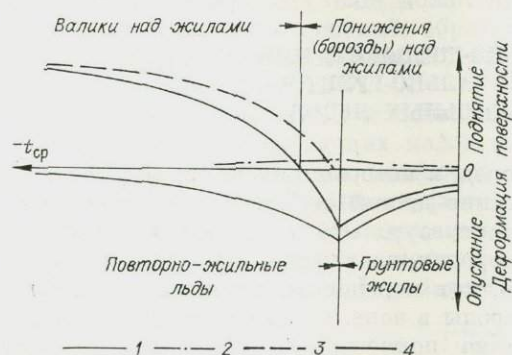


Рис. 67. Соотношение деформаций в СТС и в мерзлой толще, влияющих на форму полигонального микрорельефа на восходящей стадии развития полигонально-жильных образований.

1 — деформация опускания, связанная с оттаиванием элементарных ледяных жилок в СТС; 2 — деформация поднятия, связанная с выжиманием вверх мерзлой породы и жильного льда в результате внедрения элементарных ледяных жилок в мерзлую толщу; 3 — деформация поднятия, связанная с выжиманием вверх отложений СТС в мерзлом состоянии на контакте с элементарной ледяной жилкой; 4 — суммарная деформация поверхности.

предопределяя принципиальную возможность образования полигональных валиков над жилами. Наряду с этим наличие жильных льдов непосредственно ниже подошвы СТС способствует их вытаиванию, частичному или полному, при увеличении ξ_t . Процессы термокарста по жильному льду приводят к просадкам поверхности. При этом увеличивается глубина западин-борозд над растущими ледяными жилами. Процессы термокарста, как будет показано ниже, всегда сопровождают развитие полигональных систем с ПЖЛ.

Возможность образования валиков над развивающимися ледяными жилами, по нашим

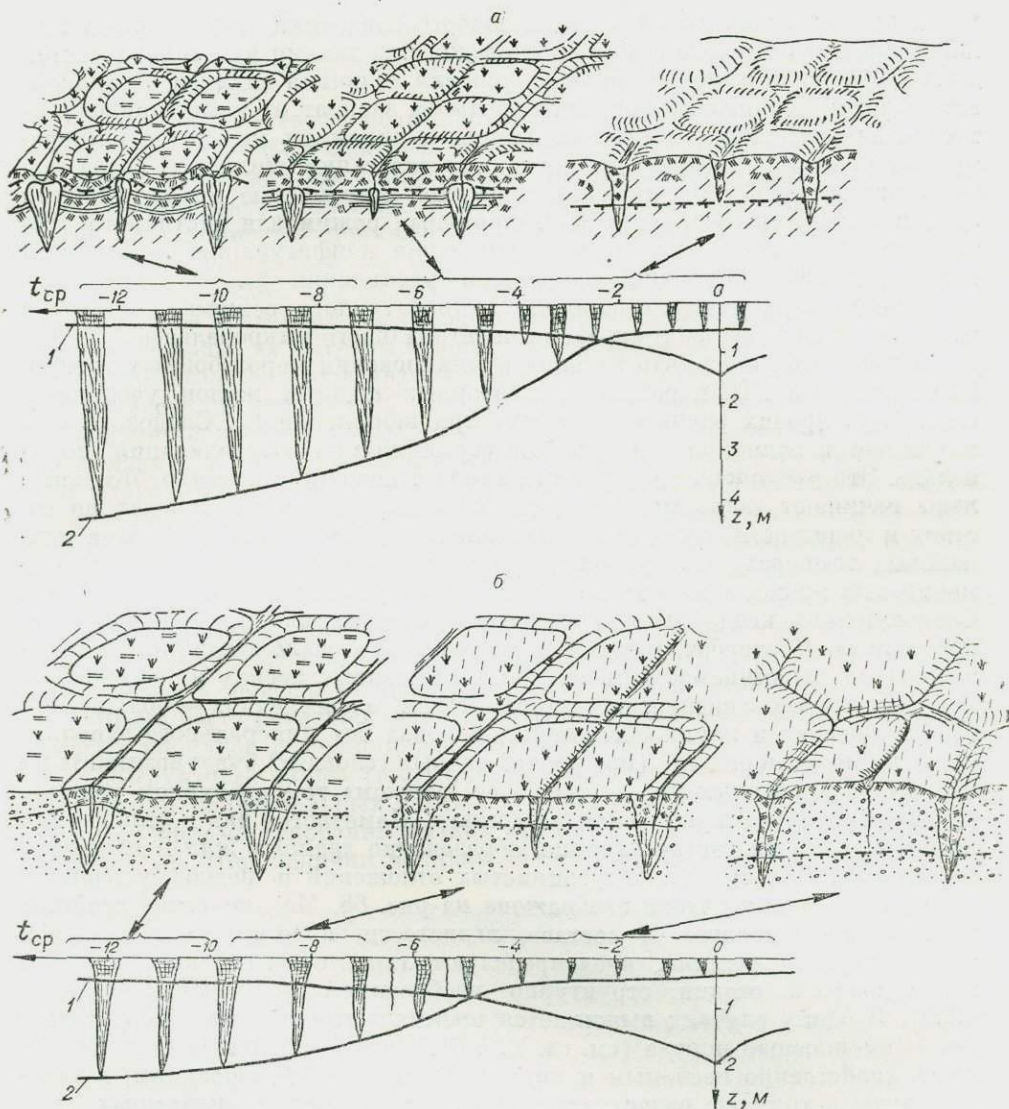


Рис. 68. Соотношение полигонального валикового и безваликового микро рельефа на восходящей стадии развития его для супесчано-суглинистых отложений (а) и песков (б) в зависимости от среднегодовых температур пород (t_{cp}) и глубины морозобойного растрескивания.

1 — нижняя граница морозобойного растрескивания (и образования элементарных жилок);
2 — подошва слоя сезонного оттаивания и промерзания.

представлениям, зависит в первую очередь от соотношения описанных выше процессов ежегодного поднятия пород СТС, выжимаемых вверх мерзлыми породами и льдом жилы, и оседания пород этого слоя около протаивающих элементарных жилок льда (рис. 67). Чем меньше мощность СТС, тем меньше по величине протаивающая часть элементарной ледяной жилки и размеры ежегодно возникающей за этот счет вертикальной полости, а следовательно, меньше происходящее в нее оседание породы. Через маломощный СТС более отчетливо проявляется микро рельеф верхней поверхности мерзлой толщи, в том числе и поднятия, образованной благодаря выжиманию вверх породы и льда жил по периметрам полигональной решетки. Этот микро рельеф как бы «просвечивает» через маломощный сезонноталый слой. Таким образом, валики могут возникать тогда, когда суммарный эффект от выдавливания мерзлых по-

род и льда над жилами за счет ежегодного внедрения элементарных жиллок больше суммарного эффекта от осадок при таянии их верхних частей в СТС. В случае выполнения этого условия величина валиков и дальнейшее развитие полигонального микрорельефа зависят от числа циклов растрескивания, наличия осадконакопления и динамики мерзлотно-температурных условий. Следует добавить, что залегание жильных льдов под маломощным СТС, обусловленным высокой влажностью пород, низкими t_{cp} и небольшими A_0 , создает благоприятный режим для частичного протаивания этих льдов, просадок и изменения конфигурации поверхности мерзлой толщи даже при небольшом увеличении ξ_r .

Оценим приближенно влияние температурного режима, состава и влажности пород на формирование полигонального микрорельефа.

Выше отмечалось, что глубина проникновения морозобойных трещин ниже подошвы СТС и размер элементарных ледяных жиллок увеличиваются (при прочих равных условиях) при понижении t_{cp} . Следовательно, возрастает и величина ежегодной деформации при выдавливании пород и льда. Это увеличение для разных типов отложений различно. Жильные льды начинают закладываться в мерзлых породах, неодинаковых по составу и льдистости, при разных значениях t_{cp} (см. гл. V, § 1). При одинаковых температурных условиях размеры ежегодно образующихся элементарных жиллок в разных по составу и льдистости породах различны. Следовательно, неодинаково и количество выжимаемых вверх мерзлых пород и льда. В оторфованных и пылеватых супесчано-суглинистых отложениях их выжимается больше, чем в пылеватых песках и крупнообломочных породах с дисперсным заполнителем, а в последних — больше, чем в чистых песках и крупнообломочных породах без минерального заполнителя. Валиковый рельеф (при прочих равных условиях) будет возникать на первых из указанных пород при более «мягком» температурном режиме, чем на вторых, а вторых — чем на третьих. Намечается ряд в отложениях по их реакции на растрескивание, образование ледяных жил и валикового рельефа. Для супесчано-суглинистых отложений и песков указанная зависимость схематически изображена на рис. 68. Механические свойства этих пород, зависящие от состава, льдистости, криогенного строения и температурного режима, определяют характер выжимания породы и льда вверх в стадии структурно необратимой деформации (Вялов, 1959). В одних случаях выжимается преимущественно лед жилы, в других — вмещающая порода (см. гл. V, § 5). Первое в большей степени, видимо, свойственно песчаным и крупнообломочным образованиям, в которых льды к тому же развиваются при более низких температурах, второе — дисперсным органо-минеральным отложениям, особенно при более высоких температурах (Жигарев, 1971). В слабо минерализованных торфяниках, обладающих часто большой пористостью в мерзлом состоянии, выжимание породы и льда ограничено из-за значительной сжимаемости. Деформации по льду жилы и по боковым контактам активнее развиваются при льдонасыщении многолетнемерзлых торфяников, больше их полной влагоемкости (W_n) в талом состоянии. Это имеет место в условиях достаточно низких t_{cp} (ниже -5°), когда криогенная текстура систематически промерзающих торфяников создается за счет их промерзания снизу. Поэтому ПЖЛ появляются в торфяниках при весьма высоких отрицательных температурах, а валиковый рельеф — при достаточно низких, обычно более низких, чем в супесчано-суглинистых высокольдистых отложениях различных фаций.

Особенности развития деформаций в разных по составу породах влияют на характер строения валиков. Преимущественное выжимание породы по боковым контактам определяет развитие двух валиков с глубоким понижением над жилой, в котором может скапливаться вода и которое является очагом развития термокарста. Это наиболее часто наблюдается на аласах и поймах рек северных низменностей, сложенных с поверхно-

сти сильнольдистыми оторфованными пылеватыми супесями и суглинками. Преимущественное выжимание льда жилы будет приводить к образованию единого валика, разделенного посередине узкой бороздкой по морозобойной трещине.

Поскольку развитие полигонального микрорельефа зависит от мощности СТС, постольку факторы, уменьшающие мощность СТС, благоприятствуют формированию валикового микрорельефа. К числу их (по В. А. Кудрявцеву) относятся: увеличение дисперсности отложений, повышение их влажности, понижение $t_{\text{ср}}$ и уменьшение континентальности типов СТС (сокращение A_0).

Таким образом, для развития полигонального валикового микрорельефа наиболее благоприятны оторфованные суглинистые и супесчаные пылеватые породы, их высокая влажность (льдистость), близкая к $W_{\text{н}}$ (мелкие типы сезонного оттаивания), низкие $t_{\text{ср}}$, отвечающие устойчивым и арктическим типам СТС, и, наконец, умеренно-континентальные и повышенно-континентальные типы СТС. Для последних градиенты температур в СТС относительно невелики и растрескивание пород этого слоя происходит по относительно редкой решетке, которая в свою очередь влияет на систему трещин, проникающих в мерзлую толщу (см. гл. II, § 2). Чем больше расстояние между трещинами, тем (при прочих равных условиях) больше ширина образующихся элементарных жилок льда и значительнее ежегодное выдавливание вверх породы или льда. Формируются полигоны с большим расстоянием между трещинами (жилами льда), но с более высокими валиками. При частой решетке трещин (жил) в мерзлой толще валики менее выразительны.

Выше было показано, что существуют системы, где по трещинам низких порядков генераций развиты жилные льды, а высоких — изначально-грунтовые жилы (гл. VI, § 1). Подобное наблюдается и при формировании полигональных валиков, но уже при более низких $t_{\text{ср}}$. Над ледяными жилами генераций низких порядков развиты валики, высоких — понижения. При наличии валиков над ледяными жилами более высокие

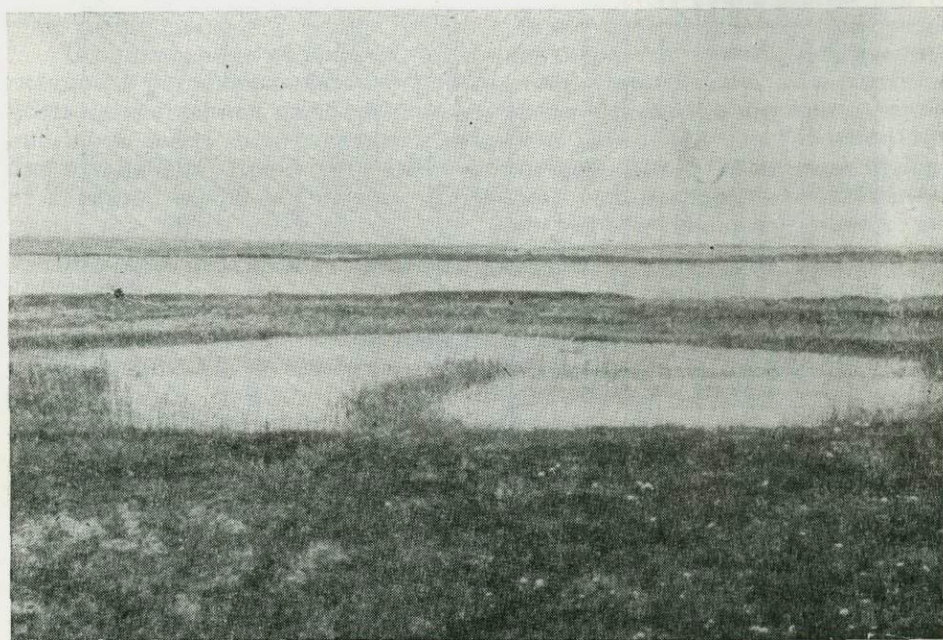


Рис. 69. Полигоны с выпуклыми валиками и узкими бороздами над жилами на поверхности аласа. В центре полигона начинает расти валик над ледяной жилой генерации высокого порядка.

Тип сезонного оттаивания по температуре пород (t_{cp})		Торф, супеси и суглинки, сильно оторфованные	Супеси, суглин- ки пылеватые, олевриты, пески пылеватые		Пески мелкозернис- тые и пылеватые среднезернистые, щебнисто-дресвя- ные отложения с мелкозернистым заполнителем		Пески крупнозернис- тые, гравийно-га- лечные отложения, дресва и щебень			
		Влажность отложений W_{II}								
		< 1/3	1/3-2/3	> 2/3	< 2/3	> 2/3	< 2/3	> 2/3	< 2/3	> 2/3
Переход- ный	0- -1°	Изначально-грунтовые жи- лы Безваликовые формы полигонов								
Полупере- ходный	-1- -2°									
Длительно- устойчи- вый	-2- -3°	Изначально-грунтовые жи-лы и повторно-жильные				Повторно-жильные льды	Безваликовые формы	Безваликовые и валиковые полигонов	Повторно- жильные льды	Валиковые формы полигонов
	-3- -5°									
	Устойчи- вый	-5- -7°	Повторно- жильные льды				Безваликовые и валиковые полигонов	Повторно- жильные льды	Валиковые формы полигонов	Формы полигонов
-7- -10°										
Арктичес- кий		≤ -10°					Повторно- жильные льды	Безваликовые и валиковые полигонов	Повторно- жильные льды	Валиковые формы полигонов

Рис. 70. Упрощенная схема соотношения грунтовых жил, повторно-жильных льдов, безваликовых и валиковых форм полигонального микрорельефа с типами сезонного оттаивания отложений (по В. А. Кудрявцеву).

W — естественная влажность пород; W_{II} — полная влагоемкость пород за вычетом незамерзшей влаги.

из них оконтуривают большие по размерам полигоны, а над жилами, которые делают крупные полигоны на более мелкие, валики ниже (рис. 69). Связано это с уменьшением размеров элементарных жилок льда от генераций низких к генерациям высоких порядков, а также с тем, что трещинообразование по последним происходит не ежегодно (Достовалов, 1952).

Такова общая схема формирования полигонального микрорельефа в зависимости от состава и температурного режима пород при трещинообразовании на стадии развития ПЖС, которую можно назвать *восходящей*. Для этой стадии характерны условия, благоприятные для развития морозобойного трещинообразования. Она может быть связана как с общими, так и с локальными изменениями мерзлотных условий в сторону их большей суровости. Примером вторых могут быть смены фациальной обстановки, когда начинают накапливаться более тонкодисперсные или торфяно-болотные отложения, увеличивается их влажность в СТС, понижается температура пород, уменьшается ξ_T .

На восходящей стадии развития полигонально-жильного микрорельефа можно выделить четыре подстадии. Первая и вторая из них связаны с морозобойным растрескиванием отложений СМС и СТС и образованием изначально-грунтовых жил, третья — с проникновением трещин в мерзлую толщу и развитием маломощных повторно-жильных льдов, не дающих валиковых форм, и, наконец, четвертая начинается с возникновения валикового микрорельефа. От этой подстадии зависит цикличность развития форм микрорельефа, описанная ниже. В каждой подстадии динамика полигонального микрорельефа при изменении мерзлотных условий различна.

Изложенные закономерности представлены графически на рис. 70 в виде упрощенной схемы зависимости типов ПЖС (изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов), а также безваликовых и валиковых форм полигонального микрорельефа от t_{cp} , состава пород и их влажности в СТС. Схема составлена для восходящей стадии развития ПЖС и полигональных форм микрорельефа в условиях умеренно-континентальных и повышено-континентальных типов СТС. При этом принимается, что состав толщи, подвергающейся морозобойному растрескиванию, однороден.

Возникновение валиковых полигонов является новым качественным скачком в развитии полигональной системы. Оно предопределяет возможность существенной дифференциации влаги в пределах полигона, скопление ее во внутриполигональных ваннах и изменении за счет этого глубин оттаивания. Кроме того, наличие внутриполигональных ванн изменяет характер осадконакопления. На поймах ванн служат отстойниками полых вод, почти повсеместно в них идет образование автохтонных торфяников или накопление сильно оторфованных отложений.

Концентрация влаги в полигональных ваннах и образование в них озерков приводит к повышению t_{cp} за счет увеличения прогрева оторфованных, темных по цвету пород под небольшим слоем воды летом и повышенной мощности снега в середине полигона зимой. Вследствие повышения температуры возрастает глубина оттаивания пород. Оценка величины изменения глубины сезонного оттаивания ($\Delta \xi_T$) при повышении t_{cp} может быть проведена с помощью номограммы, составленной В. А. Кудрявцевым и В. Г. Меламедом (Методика..., 1970). Пример такого расчета приводится в табл. 18. Принимается, что температура последовательно повышается от -9 до -5° .

Увеличение ξ_T в центре полигональных

Таблица 18

Глубины сезонного оттаивания ξ_T и их относительные изменения $\Delta \xi_T$ при различных

t_{cp}		
$t_{cp}, ^\circ C$	$\xi_T, м$	$\Delta \xi_T =$ $= \xi'_T -$ $= -\Delta \xi''_T, м$
-9	$0,4$	} $0,1$ $0,1$ $0,1$ $0,1$ $0,05$
-8	$0,5$	
-7	$0,6$	
-6	$0,7$	
-5	$0,75$	

Примечание. Расчеты выполнены при $A_0 = 13^\circ$; $\lambda = 1$ ккал/м·град·ч; $C = 500$ ккал/м³·град; $Q_{\phi} = 40\ 000$ ккал/м².

Глубины сезонного оттаивания ξ_T и их относительные изменения $\Delta \xi_T$ при различных t_{cp} и Q_ϕ и $C=500$ ккал/м³·град

Показатели	Q_ϕ , ккал/м ³	$A_0=13^\circ$ при $t_{cp}(^\circ C)$			$A_0=15^\circ$ при $t_{cp}(^\circ C)$		
		-5	-7	-9	-5	-7	-9
ξ_T , м	40 000	0,8	0,6	0,4	0,95	0,75	0,6
	25 000	1,0	0,7	0,45	1,2	0,9	0,7
$\Delta \xi'_T$, м		2,0	0,1	0,05	0,25	0,15	0,1
$\Delta \xi''_T$, м					0,4	0,3	0,3

вани ведет к тепловой осадке и увеличению высоты валиков. В свою очередь, относительное поднятие способствует тому, что влажность отложений СТС на них уменьшается и одновременно увеличивается A_0 за счет уменьшения мощности снега. Все это обуславливает возрастание ξ_T на валиках. Изменения ξ_T при понижении W_n и увеличении A_0 могут быть оценены по номограммам. Примеры расчетов приведены в табл. 19. Для расчета принято: W_n пород в СТС понижается таким образом, что теплота фазовых переходов (Q_ϕ) уменьшается с 40 000 до 25 000 ккал/м³, а A_0 увеличивается от 13 до 15°С.

В результате увеличения ξ_T оттаивание захватывает верхнюю часть ледяной жилы и льдистые породы, слагающие валики. Отложения, перекрывающие ледяную жилу и образующие валики, частично могут переоткладываться в полигональном понижении, частично заполняют понижение над жилой и полость, возникающую при оттаивании льда. Валики «оседают», происходит планация валикового полигонального микрорельефа. Влажность пород в пределах полигональных поверхностей становится более равномерной, внутри полигональные озера, ограниченные валиками, уменьшаются или исчезают. Осадки откладываются на всей площади полигонов более равномерно. Условия для накопления торфа ухудшаются. Продолжающийся процесс морозобойного растрескивания и повторно-жильного льдообразования вновь приводит к развитию валиковых форм. Описанный цикл повторяется.

Таким образом, при отсутствии многолетней динамики теплообмена и при продолжающемся морозобойном растрескивании циклически развивается полигонально-жильная система, возникает и исчезает полигонально-валиковый микрорельеф. Такая система может быть названа зрелой. Циклическое развитие полигонального микрорельефа в зрелой стадии возможно только при достаточно суровых мерзлотных условиях. Верхним пределом для разных по составу отложений являются температуры, при которых возникает полигонально-валиковый микрорельеф над повторно-жильными льдами. Для зрелой стадии при прочих равных условиях характерна одинаковая продолжительность (периоды) циклов.

Наличие многолетней динамики теплообмена на поверхности земли обуславливает различные направления развития полигонально-жильных систем. Похолодание может вызвать смену зрелой стадии стадией восходящего развития. Последняя в свою очередь приводит к установлению зрелой стадии с циклическим развитием на более низком термодинамическом уровне. Развитие при более низких t_{cp} предопределяет большую глубину проникновения морозобойных трещин, большие размеры элементарных ледяных жилок и, как следствие, более интенсивный рост валиков. Во времени они скорее достигают критической величины, когда влажностный и температурный режимы отложений, перекрывающих жилы, меняются и сезонное оттаивание увеличивается, предопределяя их разрушение. Отсюда можно предположить, что циклы развития — разрушения валиков во

времени имеют меньший период при более низких $t_{ср}$, чем при более высоких. Другими словами, чем ниже термодинамический уровень теплообмена и выше темп повторно-жильного льдообразования в верхних горизонтах пород, тем динамичнее во времени формы полигонального микрорельефа, находящиеся в восходящей или зрелой стадии развития. Это выражается в том, что на одной и той же генетической поверхности соседствуют как безваликовые, так и валиковые полигональные формы. Последние имеют различные по высоте и форме валики, а также разную степень заболоченности внутри полигональных понижений. Описываемая картина чрезвычайно характерна для аласов северных приморских низменностей, для высоких пойменных и низких надпойменных террас Лены, Омо-лоя, Яны, Хромы, Индигирки и других рек в их нижних течениях, а также их притоков.

Для восходящей стадии развития валикового полигонального микрорельефа также характерна цикличность, но продолжительность (периоды) циклов по мере увеличения суровости мерзлотных условий сокращается.

При потеплении система с повторно-жильными льдами переходит в стадию развития, которую можно назвать *нисходящей*. В этом случае повышается $t_{ср}$, увеличивается ξ_t , уменьшается глубина морозного растрескивания (хотя она и продолжается) и развивается процесс термокарста главным образом по ПЖЛ; ледяные жилы частично вытаивают. При определенных условиях, например, при медленном уменьшении суровости мерзлотной обстановки на нисходящей стадии, цикличность развития полигонального валикового микрорельефа может, видимо, до определенного уровня сохраняться, но периоды циклов будут увеличиваться.

Нисходящая стадия развития полигонального микрорельефа может смениться стадиями восходящей, консервации или разрушения.

В стадии *консервации* образование термокарста и захоронение нижних, не вытаивших частей ледяных жил прекращается. Выше последних идет накопление слоя отложений, большего по мощности, чем ξ_t , морозобойное растрескивание не возобновляется. В ряде случаев происходит перекрытие полигонально-жильной системы вновь накапливающимися отложениями. Эти отложения погребают прежний полигональный микрорельеф.

При прогрессирующем вытаивании ПЖЛ по ним образуются псевдоморфозы, формируются таберальные отложения, при небольших по размерам жильных льдах возникают такие формы, как бугры-могильники, выпукло-полигональный микрорельеф, по мощным сингенетическим жильным льдам — байджерачный рельеф. Эту стадию можно назвать стадией *разрушения*.

Формы полигонального микрорельефа, которые в современных условиях прекратили свое развитие и являются реликтом криогенных процессов геологического прошлого, находятся в стадии, которую можно назвать *остаточной*, или *реликтовой*. К таким формам можно отнести бугристо-западинный микрорельеф, развитый на юге Восточной Сибири, реликтовый криогенный микрорельеф Русской равнины, описанный А. А. Величко (1965, 1973а, б) и В. В. Бердниковым (1971), Скандинавии — Г. Свенсоном (Svenson, 1962, 1963, 1966, 1974) и др.

Как следует из изложенного выше, названия ряда стадий развития полигонального микрорельефа (рис. 71) аналогичны предположенным Б. И. Втюриным (1956). Однако существо понятий, вкладываемое в за-полигонального микрорельефа (рис. 71) аналогичны предложенным о закономерностях развития полигонального микрорельефа в связи с физическими процессами, происходящими при растрескивании, образовании ПЖС, а также при учете динамики температурного режима и СТС.

Многолетняя динамика климата, приводящая к увеличению глубин СТС по-разному может проявляться в пределах районов, различных по температурам пород и континентальности типов сезонного оттаивания. По

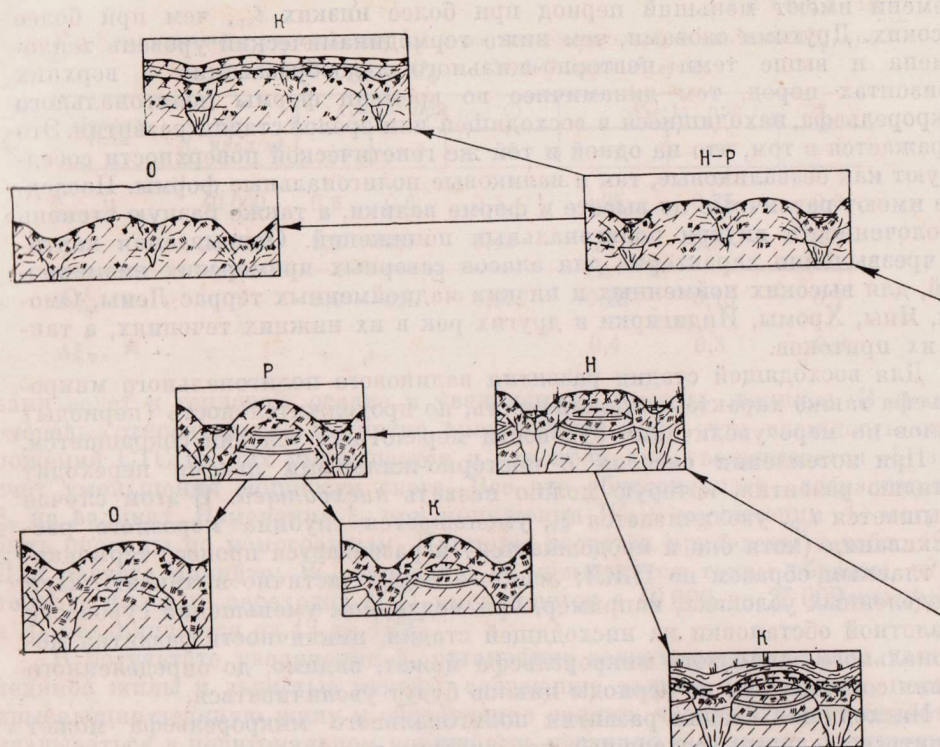
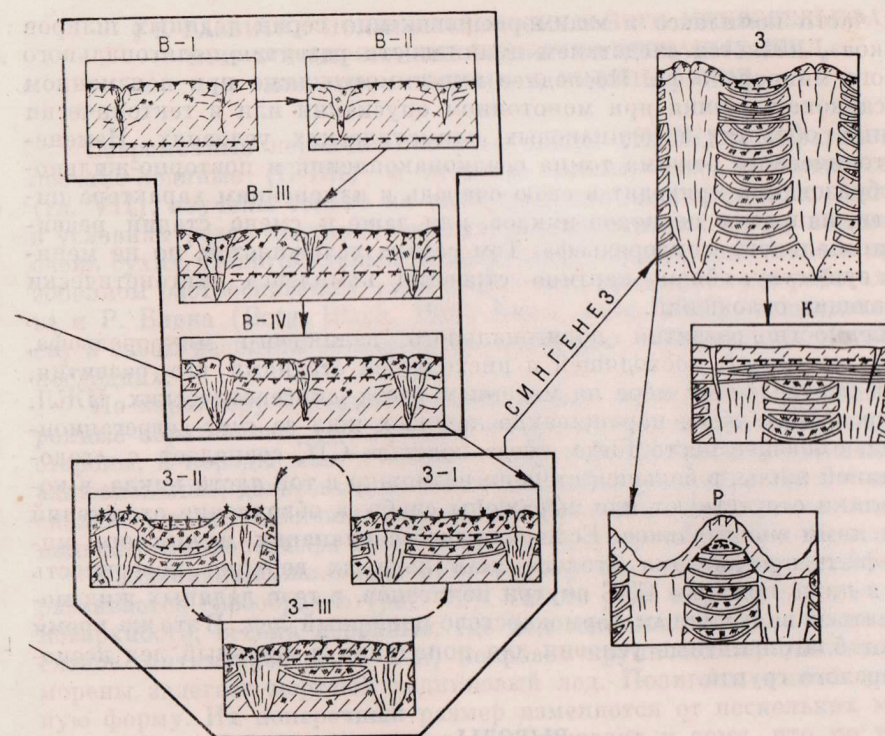


Рис. 71. Схема развития форм полигонального микрорельефа при образовании указаны стадии развития микрорельефа: В — восходящая, З — зрелая (циклическо-остаточная; цифрами обозначены подстадии. В правой части схемы показано накапливающихся и промерзавших сингенетически в зрелой стадии при микрорельефа на поверхностях, сло

данным П. Ф. Швецова и Л. Н. Максимовой, увеличение ξ_t в южных районах Восточной Сибири в результате климатических изменений меньше, чем на приморских арктических низменностях. Для последних характерны низкие t_{cp} и невысокая континентальность типов СТС. В их пределах многолетние изменения климата за последнее столетие были выражены резче, чем на юге. Поэтому на севере относительное увеличение ξ_t существеннее, больше и тепловые осадки при протаивании верхних частей мерзлой толщи. Последние в начальную стадию потепления приводят к развитию более высоких валиков. Но такой эффект, видимо, носит временный характер. Относительное поднятие валиков неизбежно сменяется их осадкой. Циклы развития валикового полигонального микрорельефа при более высоких t_{cp} и большей ξ_t будут продолжительнее.

В южных районах Сибири с высокой континентальностью типов СТС и относительно высокой t_{cp} пород ($-2, -4^\circ$), где на супесчано-суглинистых аллювиальных, делювиальных, болотных и других отложениях развит безваликовый полигональный микрорельеф, потепление и увеличение мощности СТС ведет к вытаиванию ПЖЛ. Это в свою очередь приводит к углублению полигональной сети понижений, иногда к ослаблению или прекращению процессов морозобойного трещинообразования и роста ледяных жил.

Процесс сингенеза в накоплении отложений и росте повторно-жильных льдов уменьшает скорость роста валиков. Поднятие верхней поверхности СТС определяет возможность некоторого уплотнения отложений, перешедших в мерзлое состояние, что происходит в течение ряда циклов растрескивания. Это ослабляет «выжимание» породы и льда вверх. Кроме



изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов. Буквами над рисунками ского развития), Н — нисходящая, К — консервации, Р — разрушения, О — криогенное строение толщи отложений (на примере пойменного аллювия), циклическом развитии микрорельефа, а также дальнейшие эволюции женных этими образованиями.

того, преимущественное осадконакопление в центрах полигонов уменьшает относительную высоту валиков, замедляет их рост.

Известно, что в полигонально-жильных системах форма поясков и толстых шпиров зависит от выраженности валикового микрорельефа, обводненности внутриполигональных ванн, а следовательно, от дифференциации глубин СТС над жилами льда, валиками и внутри полигонов (Катасонов, 1958). Деформации за счет давления со стороны растущих жил могут увеличивать изгиб шпиров льда в приконтактной зоне и интенсифицировать поднятие валиков (см. гл. VI, § 5), которое неизбежно сменяется их планацией. Таким образом, в свете изложенных выше представлений «срезание» одной серии ледяных шпиров или «поясков» в сингенетически промерзающих отложениях другой серией является следствием цикличности развития полигонального микрорельефа на восходящей и зрелой стадиях. Строение разрезов сингенетически промерзших аллювиальных пойменных, делювиальных, аласных и других отложений, включающих сингенетические ПЖЛ, часто отражают такую цикличность. В особой мере это относится к мощной толще верхнеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений (la Q_{III}), столь хорошо известной для приморских низменностей севера Якутии и Новосибирских островов. Ритмическое строение ледово-минерального комплекса этих отложений многократно описывалось Е. М. Катасоновым, А. И. Поповым, автором и другими исследователями, но причины такого его строения объяснялись по-разному. Не исключая влияния тектонических, фациальных и других факторов, хочется подчеркнуть, что ритмическое строение отложений, включая различия в оторфованности, характере слоистости органо-мине-

ральной части комплекса и взаиморасположения серий ледяных шпиров и «поясков», является следствием цикличности развития полигонального валикового микрорельефа. Последнее имеет место даже при неизменном темпе осадконакопления при монотонном опускании или в тектонически стабильных областях в одинаковых климатических условиях. Изменения тектонического режима темпа осадконакопления и повторно-жильного льдообразования приводят в свою очередь к изменениям характера цикличности, например периодов циклов, или даже к смене стадий развития полигонального микрорельефа. Тем самым усложняется, но не меняется, по существу, общая картина строения комплекса сингенетически промерзающих отложений.

Особенности развития полигонального валикового микрорельефа, связанные со зрелой, восходящей и нисходящей стадиями его развития, влияют в определенной мере на механизм роста сингенетических ПЖЛ. Например, фронтальное наращивание ледяных жил за счет сегрегационного льда, имеющее место тогда, когда подошва СТС совпадает с «головой» ледяной жилы, в большей степени возможно в той части цикла, в которой валики отсутствуют или выражены слабо, а обводнение отложений СТС над ними значительное. Если в процессе планации валикового микрорельефа и протаивания «голов» жил льда их верхняя поверхность опустится ниже подошвы СТС внутри полигонов, в тело ледяных жил может оказаться включенным термокарстово-пещерный лед. В это же время возникают благоприятные условия для попадания в жильный лед ксенолитов мерзлого грунта.

ВЫВОДЫ

1. Развитие полигонального микрорельефа, обусловленного морозобойным растрескиванием, является процессом *стадийным*. Выделяются стадии развития — восходящая, зрелая, нисходящая, консервации, разрушения и остаточная (реликтовая). Они связаны с многолетними изменениями природной обстановки, в том числе и с динамикой теплообмена на поверхности земли.

2. Особенности полигонально-жильных образований и форм полигонального микрорельефа на восходящей стадии их развития причинно связываются с типами сезонного оттаивания — промерзания отложений, выделяемых по классификации В. А. Кудрявцева.

3. Полигональный валиковый микрорельеф развивается только при определенных достаточно низких $t_{\text{ср}}$ пород, разных для различных по составу и генетической принадлежности типов отложений. Он связан преимущественно с восходящей и зрелой стадиями, для которых характерно *циклическое* развитие полигонального микрорельефа. Оно выражается в смене валиковых и безваликовых форм микрорельефа, обусловленной микродинамикой глубин сезонного оттаивания в пределах самих полигонов.

4. Циклы развития полигонального валикового микрорельефа имеют при прочих равных условиях тем меньший период, чем суровее мерзлотно-температурный режим.

5. Цикличность развития полигонального микрорельефа на восходящей и зрелой стадиях предопределяет различный характер изгибания ледяных шпиров и «поясков» и ритмическое строение отложений с сингенетическим ПЖЛ.

6. Сходные по морфологии формы полигонального микрорельефа могут образовываться на разных стадиях развития и им могут соответствовать в разрезах различные типы ПЖС. Вследствие этого динамика форм, сходных только по внешнему виду, при изменении мерзлотных условий будет идти по различным направлениям и давать разные формы микрорельефа, а в разрезах при осадконакоплении — неодинаковое соотношение вмещающих отложений и ПЖС.

§ 2. РАЗВИТИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНОГО МИКРОРЕЛЬЕФА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПЕРВИЧНО-ПЕСЧАНЫХ ЖИЛ, ПЕСЧАНО-ЛЕДЯНЫХ И ЛЕДЯНЫХ ЖИЛ

Современные первично-песчаные жилы (ППЖ) и парагенетические песчано-ледяные (ПЛЖ) и ледяные жилы, как указывалось выше (гл. VII), изучены только на свободных ото льда участках Антарктиды в условиях резко континентальных, крайне суровых и, что весьма важно, очень сухих. Полигональный микрорельеф, образующийся здесь при морозобойном растрескивании, судя по данным, приводимым в работах Т. Берга и Р. Блека (Berg, Black, 1966; Black, Berg, 1963), существенно зависит в своем развитии от характера материала, вмещающего жилы, и вида последних.

По характеру материала, вмещающего жилы, резко разделяются моренные образования, содержащие захороненный ледниковый лед, с одной стороны, и породы кластические — с другой. По генезису это ледниковые, аллювиальные, дельтовые, морских пляжей и разрушенные с поверхности скальные и полускальные породы. Особенности развития на них полигонального микрорельефа неодинаковы и будут рассмотрены отдельно.

Полигонально-жильный микрорельеф на моренах с ледяным ядром развивается своеобразно (рис. 72). Такого рода морены слагают молодые поверхности, весьма неровные, где под маломощным (от нескольких десятков сантиметров до 1—2 м) покровом крупнообломочной абляционной морены залегает мертвый ледниковый лед. Полигоны имеют неправильную форму. Их поперечный размер изменяется от нескольких метров до 30 м. Морозобойное растрескивание приводит к тому, что по трещинам обнажается ледниковый лед. В условиях большой сухости воздуха происходит его возгонка, в результате чего около трещин наблюдается убыль льда, более существенная, чем его выжимание вверх при формировании песчаных и песчано-ледяных жил. Вследствие этого в процессе роста таких ПЖС образуются безваликовые полигоны с понижениями — желобами над жилами. Ширина желобов соответствует ширине жил поверху. Она во многом зависит от возраста поверхности и степени развития ППЖ. Ширина последних достигает 10 м. Образование полигонального микрорельефа на моренах, содержащих захороненный лед, начинается в Антарктиде сразу же после отступления ледника и проходит стадии от «юной» до «зрелой» (см. рис. 72). В «юной» стадии полигоны, развитые на очень неровной поверхности морены, имеют над жилами желобы от нескольких десятков сантиметров до 3—4 м. В желобах обычно скапливается эоловый песок, местами снег. Центральные части полигонов сохраняют свой первичный моренный рельеф. При ширине желобов около 4 м последние имеют форму канав с вогнутым дном, а полигоны — отчетливо выраженную выпуклую форму. Дальнейшее развитие жил по ширине, миграция морозобойных трещин, деление полигонов пополам приводят к образованию широких плоских желобов, а в центральных частях полигонов — к появлению «холмиков». Такую стадию развития полигонов Т. Берг и Р. Блек называют «зрелой». Они предполагают, что центральные части полигонов постепенно понижаются в результате возгонки захороненного ледникового льда, происходящей под влиянием больших градиентов температур через перекрывающий мертвый лед слой грубообломочной морены, не насыщенной полностью льдом и имеющей открытую пористость.

Рельеф свободных ото льда участков очень молод. Возраст его изменяется от нескольких десятков лет до первых тысячелетий (Black, Berg, 1963). Поэтому, по нашему мнению, можно ожидать его быстрого дальнейшего преобразования, в котором важнейшую роль будут играть процессы морозобойного растрескивания, приводящие к повсеместному развитию полигонального микрорельефа. В наиболее зрелых стадиях развития последнего в целом очень неровный рельеф морен оказывается

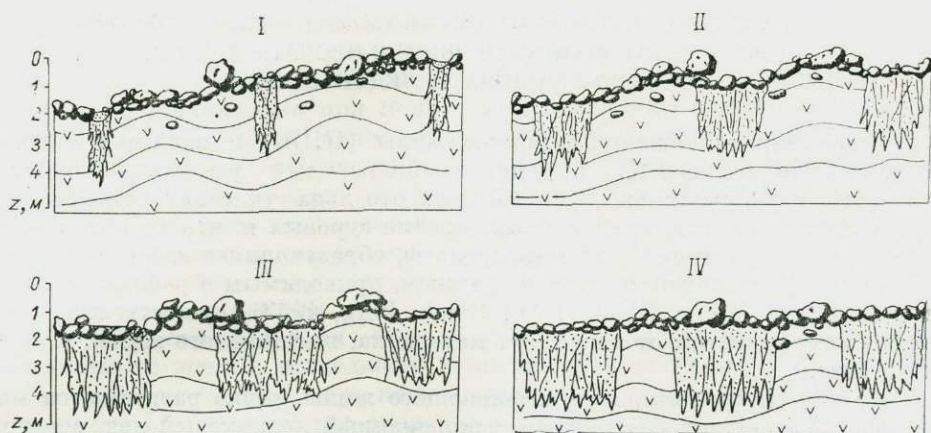


Рис. 72. Схема развития полигонального микрорельефа при формировании первично-песчаных (и песчано-ледяных) жил на морене с ледяным ядром.

I — начальная стадия развития, узкие межполигональные желоба, выполненные песком, оконтуривают полигоны с неровной первичной поверхностью; II — зрелая стадия (первая подстадия) — выпуклые полигоны с широкими межполигональными желобами; III — зрелая стадия (вторая подстадия) — относительно плоские, широкие межполигональные желоба и «холмики» в центральных частях полигонов; IV — остаточная стадия (предполагаемая) — относительно плоские, очень широкие межполигональные понижения и слабо заметные небольшие возвышения в центре полигонов на месте «холмиков».

сглаженным. Видимо, в конце концов «холмики» осадут в результате возгонки льда, освоения центральных частей полигонов морозобойными трещинами и замещения захороненного ледникового льда материалом, выполняющим жилы. В рассматриваемом случае развитие полигонального микрорельефа при морозобойном растрескивании выступает в качестве процесса, приводящего к планации поверхности морен, содержащих мертвый лед. Первично-песчаные и песчано-ледяные жилы предохраняют залегающий под ним ледниковый лед от оттаивания и возгонки. Можно предположить, что при повсеместном или почти повсеместном перекрытии льда материалом, слагающим жилы, дальнейшее морозобойное раскрескивание будет приводить к формированию полигонального микрорельефа на этом материале по типу, описанному ниже для грубообломочных отложений.

Полигонально-жильный микрорельеф на преимущественно грубообломочных отложениях различных генетических типов, а также на разрушенных коренных породах развивается по-иному, чем в моренных с ледяным ядром. Поверхности, выполненные этими отложениями, часто относительно плоские. Отложения в ряде случаев лучше сортированы и содержат в мерзлом состоянии относительно немного льда — обычно меньше их полной влагемкости.

На ранних стадиях развития полигонального микрорельефа центральные части полигонов плоские, а над жилами образуются узкие борозды. Последние или засыпаны золовым песком или заполнены зимой снегом. Пока растущие жилы имеют ширину не более 75—100 см, валики по краям желобов отсутствуют. В процессе дальнейшего развития и увеличения ширины жил вдоль боковых контактов появляются и начинают расти валики, разделенные между собой понижениями — желобами. Образуются полигоны с двумя выпуклыми валиками. Т. Берг и Р. Блек пишут, что «при ширине жил 1—2 м валики достигают 50—75 см над поверхностью полигонов. Жилы шириной свыше двух метров имеют более высокие валики. Самые большие по высоте валики известны на Земле Виктории. Здесь валики возвышаются до 1,5 м над центрами полигонов. Расстояние между гребнями валиков изменяется от 3 до 10 м, а глубина же-

лобов — от 0,5 до 1,5. Вскрытые шурфами жилы имели ширину 2—5 м, но некоторые, видимо, достигают больших размеров. Полигоны имеют 20—30 м в диаметре. В конечном счете, — указывают авторы, — если желоба увеличиваются по ширине неопределенно долго, валики, обрамляющие полигоны, должны были бы расти внутрь полигонов, до тех пор пока не образуются полигоны с выпуклым центром. Но ни одного полигона такого рода не было отмечено в Антарктиде. Выпуклые валики подвергаются эрозионному воздействию ветра, который совместно с морозным выветриванием, силой тяжести, водой приводит к их планации. Желоба

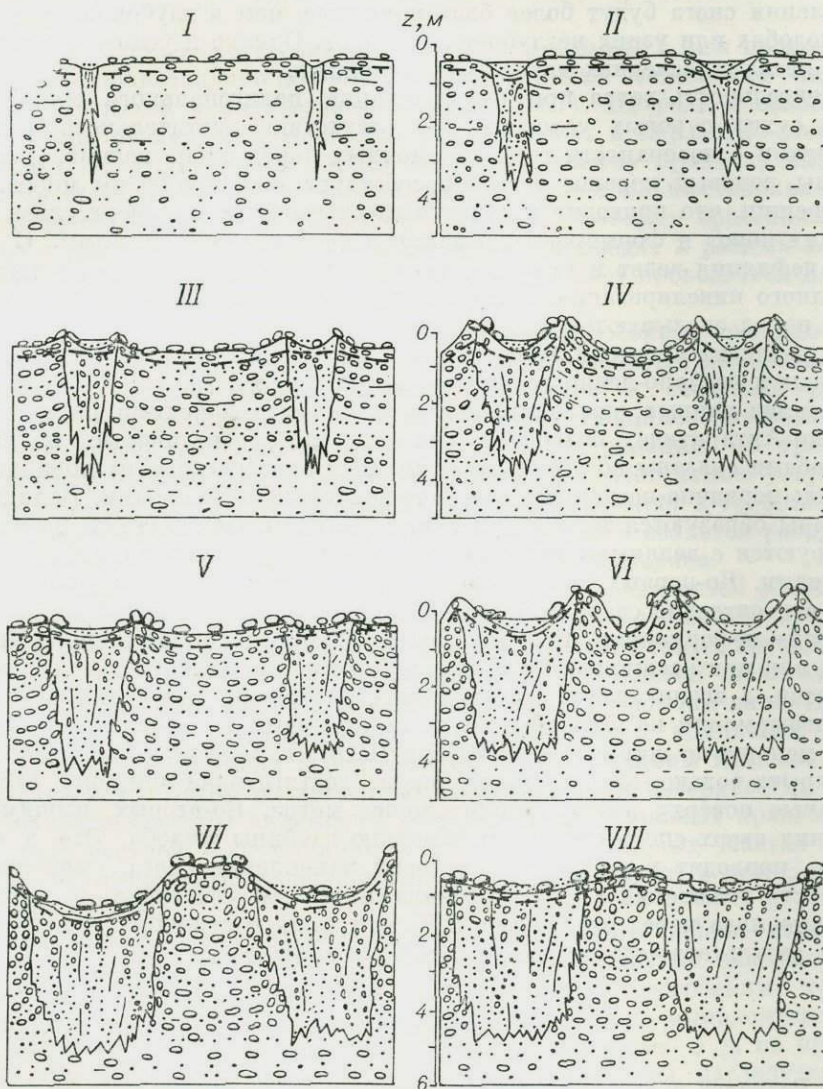


Рис. 73. Схема развития полигонального микрорельефа при образовании первично-песчаных и песчано-ледяных жил на грубообломочных (моренных, аллювиальных и др.) отложениях.

I — безваликовые плоские полигоны с узкими бороздами над жилами; II — то же, с желобами над жилами шириной до 1 м; III—IV — валиковые полигоны с плоскими центрами, высотой валиков до 0,5 м и желобами шириной до 4—4,5 м. Деформированные, выкатые в валики слои примерно параллельны поверхности; V — валиковые полигоны с валиками, «срезанными» дефляцией. Слои породы у контактов с жилами подходят к поверхности под крутым углом; VI — валиковые полигоны с широкими желобами и большими валиками, занимающими весь полигон. За счет смыкания основания валиков центральные части полигонов вогнутые; VII — полигоны с «холмиками» в центре, образовавшимися вследствие смыкания валиков; VIII — полигоны с низкими «холмиками», срезанные дефляцией (стадии VII, VIII гипотетические).

между валиками действуют как ловушки для эолового песка и снега» (Berg, Black, 1966, с. 69). Авторы предполагают, что смена ледяных и песчаных слоев в песчано-ледяных жилах связана со сменой более влажных и более сухих условий в приледниковой зоне. Ни коим образом не отрицая этого, мы, однако, предполагаем, что смены материала, заполняющего морозобойные трещины, могут быть обусловлены также динамикой полигонального микрорельефа. В относительно узких, но глубоких желобах, оконтоуренных высокими валиками, при соответствующей их экспозиции по отношению к направлению господствующих ветров зимой условия для накопления снега будут более благоприятные, чем в глубоких, но широких желобах или узких неглубоких бороздах. Однако и условия для скопления песка в последних могут быть хорошими.

Деятельность ветра при формировании полигонального микрорельефа в сухих суровых условиях при отсутствии растительного покрова и развитии с поверхности грубообломочных пород очень велика. С одной стороны, эоловый перенос песка способствует заполнению им морозобойных трещин, что приводит к интенсивному выжиманию вверх слоев вмещающих пород и формированию валиков по боковым контактам. С другой — дефляция ведет к уменьшению высоты валиков, видимо, вплоть до их полного нивелирования. В этом случае отогнутые вверх слои вмещающих пород оказываются выведенными непосредственно на поверхность. Схема развития полигонального микрорельефа в связи с ростом первично-песчаных и песчано-ледяных жил приведена на рис. 73.

Анализ данных, приводимых в работах американскими исследователями по Антарктиде, позволяет считать, что безваликовые полигоны с желобами связаны со всеми известными в этом регионе разновидностями жил: первично-песчаными, песчано-ледяными и ледяными. Валиковые полигоны образуются только при первых двух разновидностях, но не ассоциируются с ледяными жилами. Обусловлено это, видимо, следующими причинами. Во-первых, вмещающие грубообломочные отложения, по составу относительно слабодистые, обладают малой способностью к пластическим деформациям. Поэтому, достигнув определенной степени уплотнения, они при расширении в процессе летнего нагревания сами не деформируются, а возникающие напряжения приводят к развитию пластических деформаций по жильному льду, выжиманию его вверх. Ледяные же жилы меньше по ширине, чем ППЖ и ПЛЖ. Т. Бергом и Р. Блеком была вскрыта только одна ледяная жила, достигающая ширины 145 см, остальные поверху имели ширину менее метра. Во-вторых, выжимание льда жил вверх способствует уменьшению глубины желоба. Это в свою очередь приводит к ухудшению условий накопления снега, уменьшению влажности отложений в СТС над жилами и, как следствие, к возгонке жильного льда через отложения СТС или даже частичному его оттаиванию, в результате чего поверхность жилы понижается.

ВЫВОДЫ

1. Развитие полигонально-жильного микрорельефа при формировании первично-песчаных и песчано-ледяных жил изучено недостаточно. Установлены только некоторые особенности развития микрорельефа при росте эпигенетических ППЖ и ПЛЖ в породах грубообломочных и в мертвом ледниковом льду, в условиях низких t_{cp} и при маломощном СТС.

2. В динамике полигонального микрорельефа при росте ППЖ и ПЛЖ в условиях сурового сухого климата большое значение имеет возгонка подземного льда и дефляция пород.

3. Морфология полигонального микрорельефа очень сильно изменяется в зависимости от характера жильных структур, содержания в них льда, периода их роста и состава вмещающих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР

§ 1. ЗНАЧЕНИЕ МОРОЗОБОЙНОГО РАСТРЕСКИВАНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР В КРИОЛИТОГЕНЕЗЕ ОТЛОЖЕНИЙ

Морозобойное растрескивание пород и связанные с ним процессы образования полигонально-жильных структур имеют важнейшее значение в ряде процессов криолитогенеза (Попов, 1967). Их роль и особенности проявления различны в различных региональных и мерзлотно-зональных условиях. А. И. Поповым (1967) по региональному признаку выделены области преобладающей денудации, области относительно стабильные и области преобладающего накопления, в пределах которых криогенные процессы и явления развиваются неодинаково и приводят к разным геологическим эффектам. Такого рода подразделение может проводиться на более низком ранге (районов, уровней рельефа и т. д.).

В условиях преобладающей денудации морозобойное трещинообразование изучено еще крайне недостаточно. А. И. Поповым высказана гипотеза о том, что в формировании нагорных террас в северных районах большую роль играет процесс морозобойного трещинообразования. Последний способствует преимущественному выветриванию по трещинам, вытянутым параллельно склонам. Это приводит к отступанию уступов нагорных террас. Смещение материала, напротив, тяготеет к трещинным зонам, вытянутым по склонам вниз. Следствием этого является разрушение ступенчатости склонов, формирование полосчатых склонов.

В северной части Верхояно-Колымской горно-складчатой области весной, когда снег в горах сходит еще не полностью, а остается в понижениях рельефа, почти на всех склонах (за исключением самых крутых) и водораздельных поверхностях просматривается отчетливая полигональная сеть. При этом одна система понижений следует трещинам напластования осадочных пород песчано-сланцевого верхоянского комплекса, другая расположена по нормали к первой и наследует трещины кливажа, тектонические и др. Летом на лишенных растительности поверхностях гор полигональные системы незаметны из-за развития склоновых процессов. На участках местной аккумуляции (седловинах, тыловых частях террас и др.) полигональные понижения на склонах переходят в отчетливые полигоны с ПЖЛ.

Глубины СТС на водоразделах и склонах этого района изменяются в широких пределах: от 0,5—1 до 1,8—2,2 м (на крутых склонах южной экспозиции, лишенных растительного покрова). Морозобойные трещины развиты главным образом на участках, относительно выположенных, где в составе аллювия, слагающего СТС, много мелкозема, а ξ_t не превышает 1—1,2 м. В таких условиях морозобойные трещины, наследующие литологическую и тектоническую трещиноватость, проникают ниже в СТС, и в мерзлой толще образуется ПЖЛ. Последние интенсифицируют разрушение и выветривание в трещиноватой зоне многолетнемерзлых коренных пород. Вынос мелкозема из СТС, наблюдающийся как на крутых (Гравис, 1965, 1969), так и на относительно пологих склонах, особенно вдоль полигональных понижений, приводит к постоянному снижению поверхности мерзлой толщи.

На элементах рельефа, где сохраняется хотя бы небольшой (0,5—1,0 м) слой мелкозема, — пылеватых щебенистых супесях, щебенисто-дресвяном элювии с супесчаным заполнителем, постепенно переходящим в

«разборную скалу», развитие ПЖЛ имеет очень широкие масштабы при $t_{\text{ср}}$ ниже $-6, -7^\circ$ и ξ_r менее $0,8-1$ м. Это имеет место, например, на вышележащих водорозделах и в верхних частях склонов северных отрогов хр. Улахан-Сис. Здесь при прокладке дороги вдоль насыпи в полосе шириной до $50-60$ м был удален слой мелкозема. Повсеместно в щебенистом элювии обнажалась полигональная сеть с ПЖЛ шириной поверху до $0,5-1$ м, расстоянием между ними $10-18$ м.

Таким образом, морозобойное растрескивание в условиях преимущественной денудации является фактором криогенного разрушения пород как в СТС, так и в мерзлой толще. Морозобойные трещины обычно используют первичную трещиноватость коренных пород, существенно ее увеличивая. При этом в СТС этот процесс затушеван другими, более активными. Ниже, в мерзлой толще он предопределяет повторно-жильное льдообразование, частичную дезинтеграцию пород в зонах растрескивания и, что, пожалуй, наиболее существенно, возможность развития термоэрозии и быстрого выноса мелкозема, т. е. резкую интенсификацию процессов денудации при увеличении ξ_r как при изменении местных условий, так и общеклиматических.

Морозобойное трещинообразование в условиях относительно стабильных поверхностей (плато, аккумулятивных равнин, больших по площади надпойменных террас и т. п.), в пределах которых не происходит активной денудации или осадконакопления, рассматривалось А. И. Поповым. Он указывает на преимущественно эпигенетическое заложение сети морозобойных трещин и, как следствие, на развитие полигонов с выпуклыми блоками и пониженными межблочьями, которым соответствуют грунтовые жилы. При наличии и неглубоком залегании мерзлых толщ, по мнению А. И. Попова, эти жилы имеют двухъярусное строение (см. гл. VI, § 1). По зоне формирования грунтовых жил идет интенсивное криогенное выветривание горных пород, обычно более сильное, чем в пределах блоков. Мы не останавливаемся на криогенном выветривании горных пород, происходящем преимущественно в СТС и СМС в результате многократно повторяющихся циклов промерзания и протаивания. Существо происходящих при этом процессов достаточно полно отражено в работах А. И. Попова (1953б, 1967), З. А. Нерсесовой, И. А. Тютюнова (1957), Н. Ф. Полтева (1963, 1966), Е. М. Сергеева и А. В. Минервина (1960), П. Ф. Швецова (1967), В. Л. Суходровского (1962), Г. П. Мазурова, Е. С. Тихоновой (1964), В. Н. Конищева (1972, 1973), В. О. Таргуляна (1971) и др. Результатом криогенного выветривания является дробление крупных частиц и необратимая коагуляция глинистых фракций до состояния пыли, появление свойств плавучности, обогащение слаборазложившимся органическим веществом, образование структурных отдельностей и др. Следует согласиться с А. И. Поповым, что все эти процессы идут обычно более активно в зоне морозобойного растрескивания.

В условиях низкотемпературных мерзлых толщ при малой мощности СТС (<1) на платообразных плоских поверхностях развитие полигонально-жильных структур изучено недостаточно. А. И. Попов считает, что в этих условиях распространены преимущественно безваликовые выпуклые формы полигонов. Действительно, даже на пологих склонах в тундре и лесотундре наблюдаются полигоны с выпуклыми центрами. Анализ аэрофотоснимков свидетельствует о наличии в таких случаях склонового сноса, концентрирующегося по межблочьям. На плоских участках часто наблюдаются системы валиковых и безваликовых циклически развивающихся полигональных форм микрорельефа.

При достаточном увлажнении, малой мощности СТС и низких $t_{\text{ср}}$ на плоских поверхностях почти повсеместно идет повторно-жильное льдообразование. По существу, это процесс направленного криогенного преобразования породы — замещения первичной осадочной или органогенной породы повторно-жильным льдом. Обычно такой процесс за-

мещения является конечным: достигнув ширины одного, максимум полутора метров, рост эпигенетических жил в ширину приостанавливается даже в породах суглинистого состава. Процесс морозобойного растрескивания продолжается, элементарные жилки образуются, но, видимо, выжимается не вмещающая порода, а жильный лед. Верхние части ледяных жил систематически протаивают при увеличении глубин СТС как в результате периодических изменений теплообмена на поверхности земли, так и в процессе динамики полигонального валикового микрорельефа. В многолетнем цикле льдонакопления в морозобойных трещинах (ниже СТС) равно «льдоуничтожению» за счет подтаивания верхних частей ледяных жил. Другими словами, при отсутствии накопления осадков повторно-жильное льдонакопление, достигнув определенного конечного уровня, прекращается, хотя льдообразование в морозобойных трещинах еще происходит. Льдонакопление может временно возобновиться только при понижении t_{cp} пород. В условиях недостаточного увлажнения и активной ветровой деятельности происходит замещение первичной породы золовым песком. В суровой мерзлотной обстановке это имеет место в Антарктиде. Процессы замещения первичной породы золовым песком по морозобойным трещинам также носят ограниченный характер, что связано и с временем действия факторов растрескивания и золового переноса, и механическими свойствами пород.

Морозобойное трещинообразование в условиях аккумуляции имеет очень большое значение в формировании различных типов четвертичных отложений и их фациальных разновидностей. В этих условиях наиболее полно удастся проследить мерзлотно-температурные и литолого-фациальные особенности морозобойного растрескивания и образования различных типов ПЖС: от маленьких жилок в песчаном аллювии до мощных сингенетических повторно-жильных льдов, составляющих до 70—75% объема породы. Рассмотрим основные геологические эффекты морозобойного растрескивания и развития ПЖС в условиях аккумуляции, учитывая установленные выше закономерности.

В условиях аккумулятивных равнин, вытянутых с юга на север (Западно-Сибирской, Центральной Якутской низменностей), в одинаковых фациальных разновидностях отложений на молодых элементах рельефа прослеживаются зональные изменения температур пород и морозобойных полигонально-жильных форм. Изначально-грунтовые жилы переходят в ледяные при различных t_{cp} в отложениях разной фациальной принадлежности (см. гл. V, § 1, гл. VI, § 1). Поэтому в породах разного генезиса и состава южная граница распространения современных повторно-жильных льдов имеет различное положение. Наиболее отчетливо переход грунтовых жил в ледяные прослеживается в супесчано-суглинистых и пылеватых тонко- и мелкопесчаных отложениях пойменных фаций. Он отмечается при t_{cp} в диапазоне $-2, -4^{\circ}$. При дальнейшем понижении t_{cp} размеры ледяных жил увеличиваются при одновременном сокращении грунтовой части ПЖЛ.

В автохтонных торфяниках, сильно оторфованных пылеватых супесях и суглинках, обычно водонасыщенных в СТС, принадлежащих к болотным фациям, фациям внутренней зоны поймы, делювиальных шлейфов и др., ИГЖ переходят в ПЖЛ, по нашим наблюдениям, при $t_{cp} = (2-3)^{\circ}$. В природе жильные льды в такого рода отложениях могут расти даже при более высоких t_{cp} (до $-1,5^{\circ}$). Это зависит, во-первых, от того, что СТС в таких отложениях относится по влажности к мелкому типу и не превышает обычно 1—1,2 м. За счет большой W велика асимметрия огибающих температурных кривых и $t_{\xi min}^a \gg 2t_{cp}$, а $g_{\xi max}^a > g_{\xi max}$. В таких условиях $g_{\xi max}^a$ соответствуют наибольшим градиентам у подошвы СТС, какие имеют место при $t_{cp} = 2,5-3^{\circ}$ в суглинках и супесях (при равных A_0), для средних по влажности типов СТС. Во-вторых, при оттаи-

вании элементарных жилок в СТС в сильно оторфованных отложениях и торфе не происходит полного замыкания полости. Следовательно, для повторных разрывов нужны существенно более низкие растягивающие напряжения (а стало быть, и относительно меньшее понижение температур пород зимой), чем в других типах отложений. В-третьих, повышение $t_{ср}$ (t_z) на 1° ведет к незначительному увеличению ξ_t (около 5—10 см). В таких условиях невелико и вытаивание верхних частей ледяных жил. Поэтому «головы» жил льда, прекратившие свой рост при повышении $t_{ср}$, находятся на глубине 10—15 см ниже подошвы СТС. Если $t_{ср}$ повысилась с -3 до -1° , в результате чего жилы прекращают свое развитие, то достаточно понижения t_z всего на $0,7-1^\circ$, чтобы трещины вновь начали проникать из СТС в ледяные жилы (см. гл. II, § 4) и их рост возобновился.

Торфяники имеют малую теплопроводность, большую теплоемкость и небольшие значения коэффициента температуропроводности по сравнению с другими типами мерзлых пород. В этих условиях одинаковые по величине $g_{z\max}$ и A_z , при которых трещины становятся «зияющими» (см. гл. II, § 3), при понижении $t_{ср}$ увеличиваются по глубине медленно. Следовательно, и возрастание глубин проникновения морозобойных трещин ниже подошвы СТС и вертикальных размеров эпигенетических частей ледяных жил с юга на север происходит медленнее, чем в других фациальных разновидностях отложений. Если учесть, что накопление болотных осадков идет малыми темпами, то в современных отложениях общий размер ледяных жил зонально меняется весьма постепенно и не сильно. Например, на I надпойменной террасе р. Верх. Нерюнгры в Чульманской впадине (при $t_{ср} = -1^\circ$) вертикальный размер временно прекративших свой рост жил составляет 1—1,2 м, а на северном побережье приморских низменностей (при $t_{ср} = -8, -10^\circ$) достигает всего 2—3 м. Видимо, это дало повод Е. М. Катаонову (1972) отрицать зональные изменения ледяных жил в отложениях болотного типа. В пылеватых супесчано-суглинистых и тонкопесчаных отложениях пойменных фаций аллювия, пролювиальных и делювиальных накоплениях переход грунтовых жил в ледяные в зависимости от влажности пород в СТС отмечается при $t_{ср}$ от -2 до -4° . При дальнейшем понижении $t_{ср}$ имеет место зональное увеличение ледяной и сокращение грунтовой части ПЖЛ. Оно прослеживается у эпигенетических (и ложносингенетических) и особенно сильно у сингенетических ледяных жил. Последнее обусловлено тем, что темп осадконакопления указанных фациальных разновидностей пород в целом возрастает к северу за счет увеличения содержания текстурообразующих льдов в породах.

В песчано-галечных отложениях, чистых песках растрескивание и образование ИГЖ происходит достаточно широко и в большом диапазоне температур и влажностей пород. Такой состав имеют русловый и «наледный» аллювий, флювиогляциальные, дельтовые, прибрежно-морские отложения и др. Проникновение трещин ниже подошвы СТС начинается при низких $t_{ср}$, порядка $-5, -7^\circ$. Правда, при более высоких $t_{ср}$ ледяные жилы могут образовываться, если песчано-галечные отложения перекрыты более тонкими по составу породами и имеют высокую влажность (льдистость). Зональные увеличения размеров ледяных жил выражены достаточно отчетливо. Однако ледяные жилы в таких породах редко достигают значительных размеров. Аккумуляция отложений такого состава происходит чаще всего в условиях таликов. Поэтому ледяные жилы в них обычно эпигенетические, часто с признаками ложного сингенеза.

В горных районах мерзлотно-зональные особенности развития морозобойных трещин и ПЖС маскируются благодаря вертикальной геокриологической поясности и частому изменению состава пород. В этом случае зональность нарушается, но мерзлотно-температурный и литолого-фа-

альный «контроль» за растрескиванием и образованием ПЖС остается.

Мерзлотно-температурная зональность в разных по фациальной принадлежности и составу породах выражена в пределах каждого природного региона различно. В регионах с различным континентальным климатом проявление температурной зональности в разных литолого-фациальных разновидностях пород неодинаково. Например, в Западной Сибири с континентальным климатом и значительным ветровым перераспределением снежного покрова наиболее низкотемпературными являются плоскобугристые голоценовые торфяники. Мерзлые торфяники занимают наиболее южное положение среди других типов мерзлых пород, при движении к северу в них быстрее, чем в других отложениях, образуются жильные льды. В условиях центральной геокриологической зоны $t_{ср}$ торфяников ниже, чем иных литологических разновидностей пород (Баулин и др., 1967). Вместе с тем торфяно-болотные отложения, формирующиеся на пониженных участках рельефа, где скапливается мощный снег, имеют весьма высокие $t_{ср}$ и часто находятся в талом состоянии (Достовалов, Кудрявцев, 1967). Относительно более высокие $t_{ср}$ установлены на участках с чистыми песками (аллювиальными, эоловыми и др.). Напомним, что в песках жильные льды появляются при достаточно низких $t_{ср}$. Поэтому южная граница развития в них жильных льдов проходит существенно севернее, чем в торфяниках или супесчано-суглинистых породах.

В резко континентальных условиях Восточной Сибири в мерзлое состояние зонально первыми переходят торфяно-болотные и супесчано-суглинистые отложения различного генезиса, с высоким увлажнением в СТС. В них в первую очередь и появляются ПЖЛ.

Таким образом, южные границы распространения современных жильных льдов в разных по фациальной принадлежности породах могут занимать резко различное положение. В природных регионах с неодинаковыми условиями формирования температур верхних горизонтов пород южная граница развития современных жильных льдов может быть связана с породами различного состава и фациальной принадлежности.

В виде графического обобщения на рис. 74 приведена схема зональных изменений глубин морозобойного растрескивания и полигонально-жильных структур при изменении $t_{ср}$ в разных по составу породах, а также показано, что в пределах одного района в различных мерзлотно-фациальных условиях формируются разные категории ПЖС.

Различные типы ПЖС по-разному влияют на особенности накапливающихся четвертичных отложений и неодинаково воздействуют на мерзлотно-геологические условия. Изначально-грунтовые и первично-песчаные жилы в определенной мере изменяют состав, сложение фаций осадочных пород. Они могут оказывать воздействие на распределение водотоков, особенности стока надмерзлотных вод СТС. В результате этого иногда меняется состав и свойства отложений, образующих жилы.

Формирование повторно-жильных льдов — один из наиболее важных процессов льдонакопления в породах. Повторно-жильное льдообразование изменяет характер и увеличивает общий темп осадконакопления. Увеличение имеет характер прямой и косвенный. Прямое влияние на темп осадконакопления связано с включением жильного льда в мерзлые осадочные отложения. Темп повторно-жильного льдонакопления зависит от $t_{ср}$ и зонально увеличивается с понижением $t_{ср}$ пород. В условиях сингенеза темпы льдообразования в морозобойных трещинах и повторно-жильного льдонакопления сближаются. Происходит это потому, что протавивание верхних частей жил льда при сингенезе («льдоуничтожение») проявляется сильнее, чем при эпигенезе. В силу этого зональные особенности льдообразования в морозобойных трещинах во многом сказываются на зональных особенностях формирования сингенетических полигонально-жильных систем четвертичных отложений. Косвенное влияние пов-

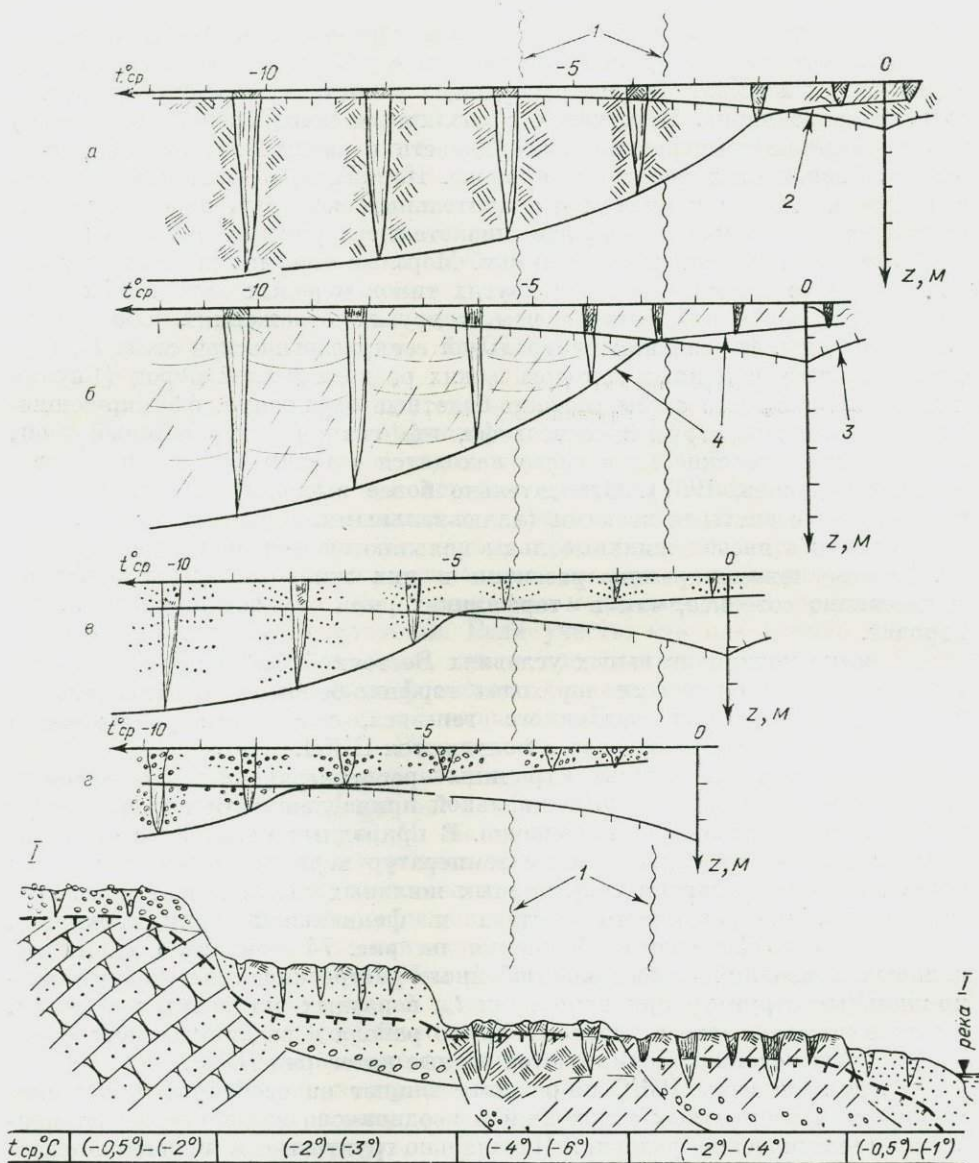


Рис. 74. Схема зональных изменений глубин морозобойного растрескивания и развивающихся полигонально-жильных структур (изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов) в торфяниках (а), пылеватых супесях и суглинках (б), песках (в), гравийно-галечных отложениях (г); схематический профиль I—I построен примерно для условий зоны, ограниченной волнистыми линиями (I); 2 — подошва слоя сезонного оттаивания; 3 — то же, промерзания; 4 — подошва слоя морозобойного растрескивания и развития ПЖС.

торно-жильного льдообразования на общее льдонакопление в породах заключается в том, что ПЖЛ активно влияют на сегрегационно-миграционное льдовыделение в дисперсных отложениях на том этапе, когда образуется полигональный валиковый микрорельеф (на восходящей и зрелой стадиях с циклическим развитием). Последний приводит к дифференциации влаги на полигонах, затрудняет условия поверхностного и приповерхностного стока вод, увеличивает заболачивание. Валиковый микрорельеф формируется при температуре пород не выше -5 , -6° , даже в супесчано-суглинистых разновидностях аллювиальных, озерных,

аласных и других отложений (см. гл. VII, § 1). Поэтому в сингенетически накапливающихся толщах у подошвы СТС создаются условия для формирования толстошпировых криотекстур и «поясков» (Кудрявцев, 1961б; Втюрина, 1974; и др.). Переходя в многолетнемерзлое состояние, породы приобретают очень высокую льдистость, существенно большую, чем их полная влагоемкость в талом состоянии. Здесь нужно подчеркнуть важную для криолитологии закономерность: чем выше льдистость пород, тем больше их свойства приближаются к свойствам льда и меньше проявляются литологические (а следовательно, и фациальные) различия в развитии повторно-жильных льдов.

Полигональный валиковый микрорельеф предопределяет благоприятные условия для торфонакопления в пределах полигональных ванн (Попов, 1955). Процессы заболачивания и торфонакопления, образование сильно заторфованных отложений обуславливают развитие своеобразных комплексов диатомей, почвенно-болотных арктических и субарктических (Рапопорт, Романовский, 1959, 1961). Благодаря повторно-жильному льдообразованию и формированию полигонально-валикового микрорельефа пойменные отложения, аласные фации, фации отложений делювиальных шлейфов, пролювиальных конусов выноса и др., представленные пылеватыми супесями и суглинками, столь характерными для областей перигляциального криолитогенеза, приобретают весьма близкий облик: имеют сходный гранулометрический и микроагрегатный состав, характер обогащения органическим веществом, суммарную льдистость и криогенные текстуры. В ряде случаев нелегко определить фациальную принадлежность отложений с сингенетическими ПЖЛ, с высокой льдистостью и слоистыми толстошпировыми криотекстурами.

Представляется, что проблема происхождения мощной толщи с сингенетическими ПЖЛ, развитой на приморских арктических низменностях, в межгорных тектонических впадинах Северо-Востока СССР, в Центральной Якутской низменности и носящей название «ледового комплекса», «едомной серии», «мусхаинской», «сойгосской» свиты и т. д., в значительной мере не решена именно потому, что жильное льдонакопление в условиях полигонального микрорельефа при низких t_{cr} пород наложило на нее очень сильный отпечаток. Оказались затушеванными многие фациальные различия слагающих ее отложений. В последние годы все большее число исследователей приходит к выводу о полигенетичности этой толщи (А. В. Зубаков, Г. Ф. Гравис, В. И. Соломатин, В. Н. Конищев и др.). Автор придерживается представления об ее преимущественно аллювиальном происхождении. Однако несомненно, что в горных долинах в ее строении участвуют склоновые отложения. Это было убедительно показано Г. Ф. Грависом (1969) на примере поселков Депутатского и Кулар и подтвердилось нашими исследованиями 1967—1972 гг. В то же время вблизи пос. Депутатского, в Уяндинской впадине, где поступление материалов со склонов отсутствует, отложения с мощными сингенетическими ПЖЛ несомненно относятся к аллювиальным и включают русловые, старичные и пойменные фации (Романовский, Каплина и др., 1970). Не исключено и эоловое поступление материала, особенно если в небольшом отдалении имеются участки, подвергавшиеся дефляции. Достаточно мощные аласные отложения на приморских низменностях по составу и криогенному строению в ряде случаев очень близки к озерно-аллювиальной толще, в результате разрушения которой они образуются. Все это свидетельствует о чрезвычайно сильном влиянии на сингенетически промерзающие породы мерзлотно-фациальной обстановки, обусловленной полигональным валиковым микрорельефом на зрелых стадиях его развития. При наличии последнего способ поступления минерального вещества (за счет полых вод, затопления тальми водами, несущими материал с окружающих возвышенностей, эоловым путем и др.) в определенной мере теряет решающее значение. Важно, чтобы не возникали условия, приво-

дящие к дифференциальному размыву или общему протаиванию образующейся полигонально-жильной системы. Минерального материала для ее образования требуется очень немного, так как по объему органо-минеральная часть «ледового комплекса» на севере Якутии составляет 10—15%. При этом породы очень сильно обогащены органическим веществом, образующимися на месте. Криогенная переработка минеральной породы в СТС приводит к развитию очень однородных пылеватых образований (Романовский, 1959; Конищев, 1972; Труш, Кондратьева, 1975; и др.).

Положение о том, что в районах сингенетического субаэрального осадконакопления и промерзания в суровых мерзлотных условиях темпы образования мерзлых пород, содержащих много подземного льда, выше, чем в районах развития талых или высокотемпературных мерзлых толщ, выдвинутое советскими мерзлотоведами, стало общепринятым. Накопление мерзлых пород, состоящих из дисперсного пылеватого супесчано-суглинистого материала, в одном и том же районе выше, чем в супесчаных, гравийных и галечных накоплениях, где и сегрегационно-миграционное, и повторно-жильное льдонакопление ослаблено. В результате этого при формировании аллювиальных отложений в суровых мерзлотных условиях русловые и старичные фации, образующиеся в условиях субаквальных таликов, по темпам накопления не отличаются от таковых в южных районах. Вдоль русел рек накапливаются относительно малоледистые отложения прирусловых отмелей и валов. В то же время отложения пойменных фаций в процессе образования приобретают большую ледистость, вследствие чего накапливаются существенно быстрее. Это приводит к тому, что в северных районах с низкотемпературными мерзлыми толщами происходит нивелировка пойменных поверхностей за счет быстрого накопления мерзлого сильноледистого аллювия с сингенетическими ПЖЛ в понижениях между гривами во внутренней зоне пойм и относительно ослабленного на прирусловых валах, пойменных гривах и др. Молодые элементы рельефа (низкая и средняя поймы) многих северных притоков Яны и Индигирки да и самих этих рек в приустьевых частях имеют типичный пойменный рельеф, свойственный рекам более южных и менее суровых районов. На высокой пойме первичный рельеф уже выражен очень плохо. Этот уровень представляет собой осложненную главным образом термокарстовыми озерами поверхность с типичным полигональным микрорельефом, находящимся на зрелой стадии развития, и, в общем, с очень однородными вследствие этого условиями осадконакопления. Нивелирование пойменных поверхностей, преобладание в пойменных фациях пылеватых супесчано-суглинистых отложений приводит также к исчезновению различий, существовавших ранее, в отношении условий морозобойного растрескивания, повторно-жильного льдообразования и развития полигонального микрорельефа.

Первичный рельеф поймы может вновь проявиться в случае протаивания отложений. Термокарст развивается по сингенетическим жильным льдам, накопившимся в пониженных участках поймы. Толщи с сингенетическими ПЖЛ при оттаивании дают огромную (в 5—6 раз), а малоледистые отложения незначительную осадку. В результате происходит термокарстовое инверсионное преобразование рельефа, на которое особое внимание обращал М. Н. Бойцов (1961, 1963).

Толщи горных пород с сингенетическими ПЖЛ служат той основой, на которой развивается термокарст, образуются аласы и таберальные отложения на арктических низменностях Евразии и Северной Америки, Центральной Якутской низменности и т. д. Очень быстрое разрушение этих низменностей в голоцене под действием морской абразии и образование обширного шельфа (Романовский, 1963; Арз, 1964; Арз, Молочухин, 1965; Томирдиаро, 1972; и др.) являются следствием огромного содержания сингенетических ПЖЛ в верхних горизонтах слагающих их четвертичных отложений.

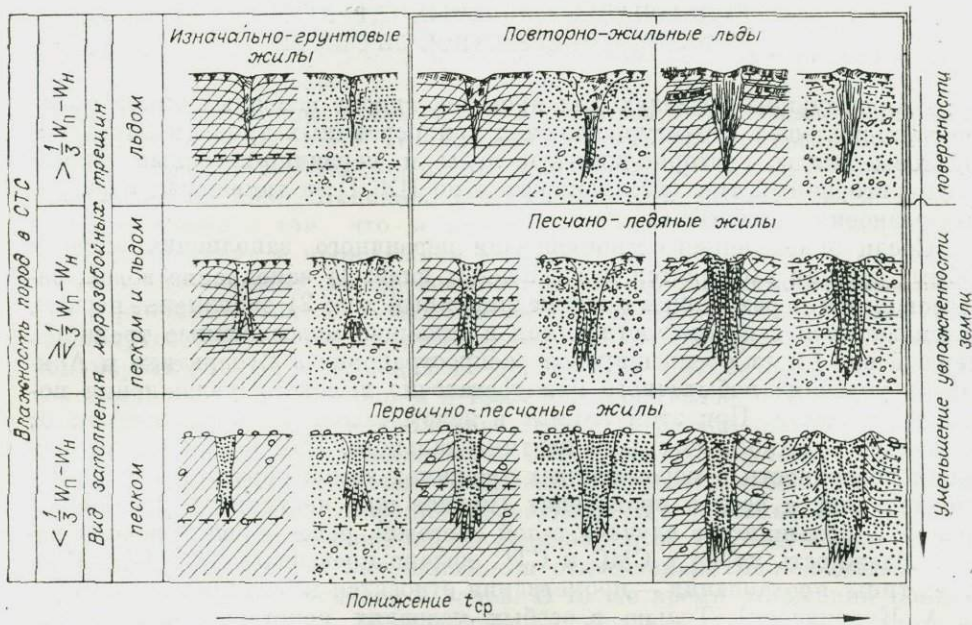
§ 2. ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СООТНОШЕНИЯ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ СТРУКТУР И ИХ ПАЛЕОМЕРЗЛОТНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В предыдущих разделах был проведен анализ основных типов полигонально-жильных структур, включая три первичных типа (изначально-грунтовые жилы, повторно-жильные льды и первично-песчаные жилы) и один вторичный тип (псевдоморфозы по ПЖЛ), а также ряд переходных разновидностей ПЖС.

Среди определенного многообразия первичного заполнения морозобойных трещин выделяется два основных вида: 1) заполнение водой, замерзающей и переходящей в конжеляционный лед; 2) заполнение песком, засыпающимся с поверхности зимой в зияющие морозобойные трещины. Первый вид имеет очень широкое распространение в Субарктике и Арктике в условиях избыточного или достаточно высокого увлажнения поверхности земли. При этом климат в целом может быть различным: от избыточно влажного до сухого континентального. При указанном увлажнении поверхности в морозобойных трещинах зимой образуется сублимационный лед, а весной происходит (полное или частичное) заполнение трещин в большинстве случаев талой снеговой, реже — полой речной водой. Влажность пород в СМС и СТС обычно превышает $1/3 (W_n - W_n)$, т. е. типы протаивания — промерзания относятся к средним и мелким (по В. А. Кудрявцеву). Только в особых условиях некоторые фациальные разновидности суглинисто-супесчаных отложений в этих природных регионах имеют $(W < \frac{1}{3} (W_n - W_n))$ и их сезонное оттаивание — промерзание относится к глубокому типу. Второй вид заполнения отмечается в условиях недостаточного увлажнения поверхности земли, интенсивной ветровой деятельности и наличия источников песчаного материала. Он всегда приурочен к районам с сухим континентальным климатом. Влажность отложений в СМС и СТС в этом случае обычно меньше $1/3 (W_n - W_n)$, хотя подстилающие СТС многолетнемерзлые горные породы могут быть льдонасыщены. Трещины заполняются воздушно-сухим песком, причем сублимационный лед в силу высокой сухости воздуха зимой образуется в них далеко не всегда. Весной при сокращении ширины трещин элементарные песчаные жилки становятся плотными, практически недеформируемыми включениями как в мерзлой толще, так и в сезонноталом и сезонномерзлом слоях.

Между ледяными и песчаными видами заполнения морозобойных трещин существует переходный ряд песчано-ледяного или ледяно-песчаного заполнения. При этом в одни годы имеет место заполнение льдом, в другие — песком, сухим или с включениями сублимационного льда. Переходного вида заполнение наблюдается в условиях сухого континентального климата, но при периодически изменяющемся увлажнении поверхности и, очевидно, пород СМС и СТС. Существующий непрерывный ряд переходов от первично-песчаных через песчано-ледяные к ледяным жилам отражает изменение увлажненности поверхности и влажности пород СТС, а следовательно, и мерзлотно-фациальные условия заполнения морозобойных трещин. Именно такой ряд ПЖС, отражающий фациальные изменения, был изучен Т. Бергом и Р. Блеком (Berg, Black, 1966) в крайне суровой обстановке перигляциальной зоны Антарктиды (см. гл. VII). Подчеркнем, что вид заполнения трещин причинно связан с типами СМС и СТС по влажности: песчаный вид заполнения соответствует глубоким типам оттаивания — промерзания, ледяной — преимущественно средним и мелким, а песчано-ледяной — изменяющимся из года в год или в течение циклов лет средним и мелким типам.

Таким образом, с одной стороны, существует «влажностный контроль» за заполнением морозобойных трещин, с другой — имеется пока-



зависимость (гл. IV) в особенностях развития морозобойных трещин от мерзлотно-температурных условий: положение трещин (заполненных тем или иным видом материала) по отношению к СМС, СТС и мерзлой толще (в сопоставимых фациальных условиях) изменяется в соответствии с мерзлотной (геокриологической) зональностью. Морозобойные трещины при t_{cp} пород, близких к 0°C , располагаются в СМС и СТС, а при более низких — проникают в мерзлую толщу. Далее, по мере понижения t_{cp} и сокращения ξ_t все большая часть трещин располагается в мерзлой толще и все меньше становится часть, приуроченная к СТС.

Приняв за основу «влажностный и температурный контроль» за развитием и заполнением морозобойных трещин, а также учитывая преобразования выполняющего их вещества, нами построена принципиальная схема соотношения типов полигонально-жильных структур (рис. 75). В ней отдельно выделены «первичные» жильные структуры и «вторичные», образовавшиеся при оттаивании «первичных», имеющих в своем составе подземный лед. В этой схеме нашли свое место основные типы полигонально-жильных структур, а также переходные разновидности, ряд из которых известен только в ископаемом состоянии. В целом схема применима для анализа как эпигенетических, так и сингенетических видов ПЖС, приуроченных к самым разнообразным по генезису и составу типам отложений.

В случае заполнения трещин льдом формируется зональный (температурный) ряд изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов. Он хорошо прослеживается в различных типах отложений в пределах северной части Евразии и Северной Америки — территорий, для которых в целом характерен избыточный или достаточно высокий уровень увлажнения поверхности. Схема соотношения ИГЖ и ПЖЛ в связи с температурными условиями, составом и влажностью пород приведена в гл. V, § 5, рис. 27. В указанных регионах локально встречаются участки, обычно сложенные песками, с недостаточным увлажнением поверхности, которое периодически становится более высоким. На этих участках при наличии эоловых процессов происходит чередующееся запол-

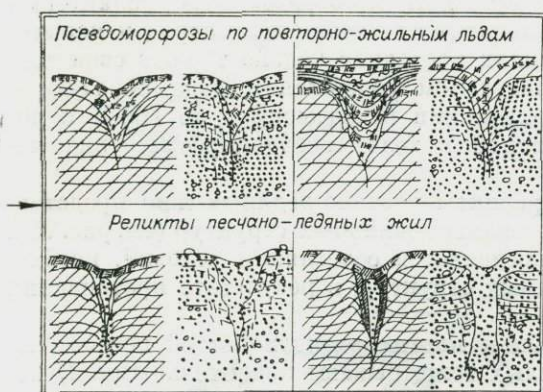


Рис. 75. Принципиальная схема соотношения полигонально-жильных структур (I — «первичных», II — «вторичных»).

нием в мерзлотно-зональном и мерзлотно-фациальном отношении изучены недостаточно. Известные современные формы или древние, но сохранившиеся в многолетнемерзлом состоянии приурочены главным образом к аллювиальным, эоловым и другим пескам (Данилова, 1962, 1963, 1968; Катасонова, 1972), или крупнообломочным и другим отложениям (Berg, Black, 1966). При этом мерзлотно-температурные условия определены только для высокотемпературных (на тукуланах в Центральной Якутии) и очень низкотемпературных (Антарктида) разновидностей. Проследить, при каких t_{cp} отмечается переход трещин из СТС в мерзлую толщу, в песках малой влажности пока не удалось. Можно только предполагать, что он имеет место при t_{cp} ниже $-5, -6^{\circ}$, поскольку при $-8, -9^{\circ}$ нижние концы жил входят в мерзлую толщу уже весьма глубоко (Данилова, 1968). В супесях и суглинках такой ряд в современных условиях не изучен. Однако песчано-ледяные жилы в глинистой морене были широко распространены в перигляциальной зоне вюрмского оледенения Европы, на территории Польши и Германии. Они встречаются сейчас в этих и других районах в ископаемом состоянии.

Заполнение трещин песком и образование первично-песчаных жил в современных условиях известно только на свободных от льда участках Антарктиды. Зонального ряда, зависящего от t_{cp} пород, в современных условиях ППЖ не образуют. Однако такой ряд, очевидно, существовал в перигляциальной зоне материковых оледенений как в песчаных (аллювиальных, флювиогляциальных), так и глинистых моренных накоплениях. Прогнозные данные о t_{cp} , при которых «высокотемпературные» разновидности первично-песчаных жил, целиком расположенных в сезонном слое, переходят к структурам, проникающим в мерзлую толщу, в породах различного состава и льдистости приведены выше (гл. VII, § 4).

При протаивании верхних горизонтов горных пород первичные ПЖС могут претерпевать существенные изменения. Степень последних зависит от содержания льда в самих структурах и льдистости вмещающих отложений. В целом наименьшие изменения претерпевают структуры, образующиеся в СТС и СМС, в существенно большей степени им подвергаются жильные структуры, включенные в многолетнемерзлые породы. При этом изменения первично-песчаных жил полностью зависят от льдистости вмещающих пород и процессов, возникающих при их протаивании.

нение трещин песком и льдом. Такие условия характерны, по-нашему мнению, для массивов развееваемых флювиогляциальных и аллювиальных песков, приуроченных в пределах СССР преимущественно к континентальным районам Забайкалья и Центральной Якутии. В северных районах Якутии, где климат становится избыточно влажным, они могут быть встречены только в аномальных условиях (например, в дельте р. Лены, на Земле Бунге).

В силу локального развития виды жил с первичным песчано-ледяным заполне-

При протаивании жильных льдов формируются псевдоморфозы. Оттаивание песчано-ледяных жил приводит к образованию реликтовых форм этих структур. При малой льдистости вмещающих пород и невысоком содержании льда в самих жилах последние только теряют свои текстурные особенности. При значительном содержании льда образуются жильные структуры со всеми признаками псевдоморфоз по ПЖЛ и дополнительным признаком — наличием в теле «псевдоморфозы» включения золотого песка.

Псевдоморфозы по ПЖЛ и реликты песчано-ледяных жил представлены на схеме «вторичных» полигонально-жильных структур (см. рис. 75). Их палеомерзлотное значение определяется сочетанием условий, необходимых для формирования первичных структур, в результате протаивания которых они образовались.

Изменения первично-песчаных и многих разновидностей песчано-ледяных жил при оттаивании мерзлых толщ бывают значительными. В некоторых разрезах перигляциальных ритмически-слоистых склоновых отложений Польши мы наблюдали реликтовые формы первично-песчаных и песчано-ледяных жил, разорванные пополам. При этом их верхняя часть была смещена вниз по склону (часто древнему, ископаемому) от нескольких сантиметров до 1—1,5 м. Известны многочисленные ископаемые первично-песчаные жилы и реликты песчано-ледяных и ледяных жил, изогнутые и смещенные, видимо, в результате подвижек вмещающих пород при оттаивании (Black, 1964, 1965; Goździk, 1973; и др.). Многие из них сочетаются с различными мелкими формами нарушений первичного залегания пород, имеющими, как доказывает Ян Гоздзик, конвективную природу. По нашим представлениям, они возникают при протаивании верхних сильнольдистых горизонтов мерзлых толщ. Ф. А. Каплянская и В. Д. Тарноградский (1974) такого рода нарушения считают криотурбациями, обязанными своим происхождением главным образом процессам пучения и просадкам при оттаивании пород в СТС.

Очень важным вопросом для мерзлотно-фациального анализа и палеомерзлотных реконструкций является *изоморфизм* полигонально-жильных структур. Многие структуры, относящиеся к разным типам, очень близки по форме, размерам и имеют сходные характерные признаки. В особой мере это относится к структурам слабо развитым, сформировавшимся в короткий отрезок времени. Так, очень похожи изначально-грунтовые жилы, «высокотемпературные» разновидности жил с первичным песчано-ледяным выполнением и псевдоморфозы по небольшим ледяным жилам, развитым в песках. Около них слой песка опущен вниз, наблюдается зона сколов и обрушений и т. п. Объединяются они обычно в группу жил, названную Е. М. Катасоновым «жилами отгибания». Между тем и характер выполнения, и мерзлотно-температурные условия образования «жил отгибания» могут быть различными. Несут они и разную палеомерзлотную информацию. Такие же случаи сходства форм известны и для «жил заполнения». Очень близки по морфологии некоторые развитые в песках песчано-ледяные и льдогрунтовые жилы, представляющие начальные стадии развития ледяных жил (см. гл. VI, § 5). Причиной изоморфизма жильных структур является сходство процессов, происходящих при их образовании, и динамика температурного режима пород и глубин СТС в период их развития. В дальнейшем поискам критериев их разделения (минералогических, геохимических, структурных и т. п.) должно быть уделено особое внимание.

При анализе палеомерзлотных условий по жильным образованиям в четвертичных отложениях большое значение имеет обнаружение и исследование особенностей структур, развитых в разновозрастных, но разных по мерзлотно-фациальной принадлежности породах. Набор таких структур позволяет весьма полно восстанавливать пределы изменений мерзлот-

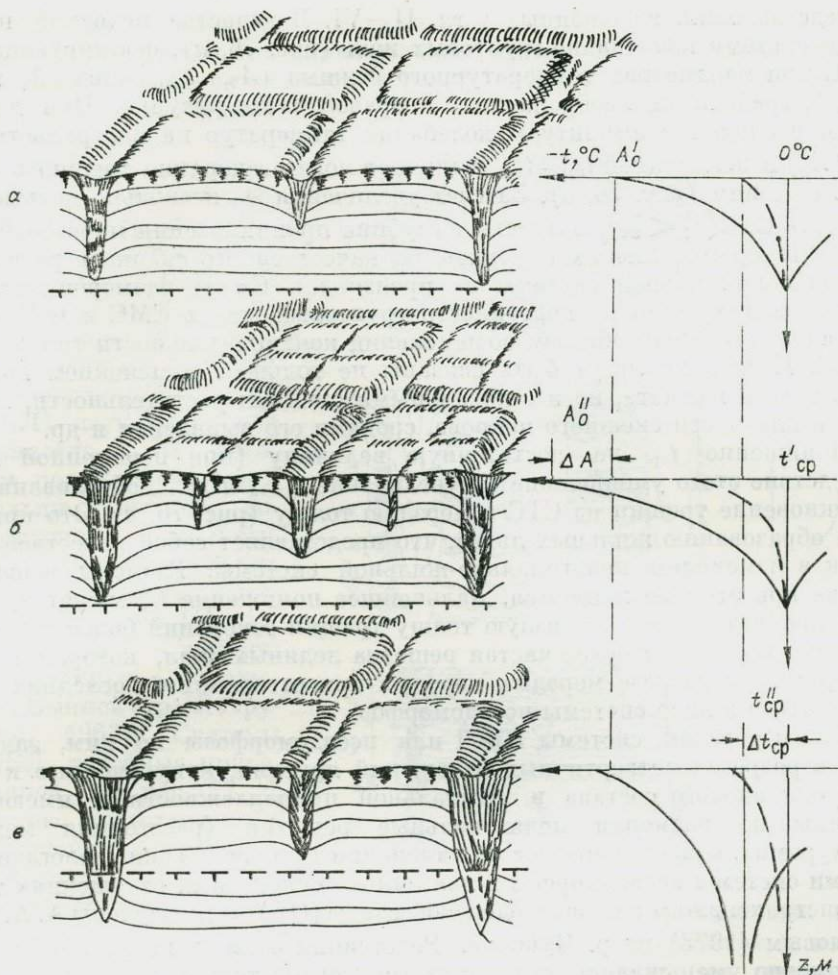


Рис. 76. Система полигонально-жильных структур.

а — при $t_{cp} = 0$ и $A_0 = A'_0$; изменение системы ПЖС в случае: б — увеличения континентальности типов СТС ($A''_0 > A'_0$), в — понижения среднегодовой температуры пород ($t'_{cp} > t''_{cp}$).

но-температурных условий (t_{cp} , ξ_m , ξ_t , влажности пород в СТС и СМС) в различных по составу и генезису породах на разных элементах рельефа. Анализ песчаного материала в жильных структурах позволяет судить о наличии или отсутствии эоловых процессов. Гидрохимические исследования ПЖЛ и текстурообразующего льда во вмещающих сингенетически мерзлых породах дают основу для восстановления палеогидрохимической обстановки: особенностей состава талых и речных вод, с одной стороны, и надмерзлотных вод СТС — с другой (см. гл. VI, § 4).

Палеомерзлотные реконструкции по ПЖЛ были впервые сделаны Б. Н. Достоваловым при анализе развития мощных сингенетических льдов по обнажению Мус-Хая на р. Яне и ледяных жил на различных элементах долины р. Индигирки, в районе пос. Чокурдах (Достовалов, 1959; Достовалов, Кудрявцев, 1967). Им были рассмотрены условия роста ледяных жил, а также оценено минимальное время, необходимое для образования различных по размерам ледяных жил.

В настоящее время можно уточнить и развить схему анализа ПЖС, касающуюся восстановления смен температурного режима пород, исходя

из представлений, изложенных в гл. II—VI. В качестве исходной представим систему изначально-грунтовых жил (рис. 76, а), формирующихся в СТС при параметрах температурного режима (A_0 , t_{cp} , близкой к 0° , и g_{zmax}), графически изображенных в правой части рисунка. При достаточном увеличении амплитуды колебаний температур на поверхности A_0 ($A'_0 < A_0$) и неизменной $t_{cp} = t'_{cp}$ возникает новая генерация трещин в СТС и ИГЖ по ним (рис. 76, б). За счет увеличения A_0 несколько повысится мощность СТС ($\xi'_x < \xi_x$), возрастает глубина проникновения морозобойных трещин генераций низких порядков, но качественного скачка в развитии полигонально-жильной системы не произойдет. Смена размеров полигональной сети трещин на поверхности грунтовых жил в СМС и СТС свидетельствует главным образом об изменении континентальности типов СТС и СМС. Последние могут быть связаны не только с изменением континентальности климата, но и с локальными сменами растительности, мощности и плотности снежного покрова, сроками его выпадения и др.

Понижение t_{cp} на достаточную величину (при неизменной A_0), а вследствие этого уменьшение ξ_x , увеличение t_{zmin} и g_{zmax} обуславливают проникновение трещин из СТС в мерзлую толщу (рис. 76, в). Это приводит к образованию жильных льдов, что представляет собой качественный скачок в изменении полигонально-жильной системы. Размеры решетки в плане при этом не меняются. Дальнейшее понижение t_{cp} может привести к проникновению в мерзлую толщу трещин генераций более высоких порядков. Возникнет более частая решетка ледяных жил, которая и зафиксирована в разрезе мерзлых пород, а при оттаивании последних может остаться в виде системы псевдоморфоз.

Таким образом, системы ПЖЛ или псевдоморфозы по ним, залегающие в разрезах четвертичных отложений ярусами, приуроченные к породам одинакового состава и фациальной принадлежности и имеющие различные по размерам полигональные решетки (расстояния между структурами), свидетельствуют об изменении t_{cp} пород. Такие залегающие ярусами системы псевдоморфоз в пойменных супесчаных отложениях толщи констрактивного аллювия олерской свиты (Q_{II}^2) были изучены А. А. Архангеловым (1973) на р. Чукочья. Расстояния между псевдоморфозами закономерно уменьшались от нижних горизонтов толщи к верхним. Это позволило А. А. Архангелову и Е. А. Шапошниковой (1974) оценить относительное понижение t_{cp} пород за время накопления свиты.

В природе может идти одновременное многолетнее изменение A_0 и t_{cp} , что также находит свое отражение в характере полигонально-жильных систем. Подчеркнем, что колебания t_{cp} , от которых главным образом зависит проникновение морозобойных трещин в мерзлую толщу и развитие ПЖЛ, происходят более медленно, чем изменения A_0 . В реальных условиях A_0 , t_{cp} , W пород в СТС меняется непрерывно. Но динамика этих составляющих будет отражаться на строении жильных структур только в тех случаях, когда новые условия существуют ряд лет или периодически появляются через определенные промежутки времени. Понижение t_{cp} пород могут быть связаны с общими климатическими изменениями, а также со сменами ландшафтов и геологических (мерзлотно-фациальных) условий. Смены последних особенно сильно влияют на трансформацию ПЖС в обстановке уже существующего достаточного сурового климата. Общеклиматические реконструкции на основании смен систем ПЖС следует делать крайне осторожно, с привлечением других независимых признаков перемен в природной обстановке.

Наиболее полные представления о сменах температурного режима пород можно получать по системам полигонально-жильных структур, сформировавшихся одновременно с накоплением однородных по составу вмещающих отложений. Три такие сингенетические системы ПЖС в схематизированном виде приведены на рис. 77.

Первая и третья системы характерны для лессовых образований и однородных песчаных аллювиальных отложений. Последняя наиболее типична для сингенетических мерзлых толщ с относительно высокими t_{cp} , где часто возникают полигональные системы, переходные от грунтовых к ледяным жилам. Она отражает изменение температурного режима как в СТС, так и в подстилающей мерзлой толще. В лессах система третьего вида (с псевдоморфозами по ПЖЛ) изучалась нами совместно с Ю. Ерсакком под Сандомежем в Польше. Система, содержащая жильные льды на нескольких уровнях, известна в песчаном аллювии III надпойменной террасы р. Индигирки в обнажении Сыпной Яр (Лаврушин, 1963). Системы ПЖЛ, подобные приведенной на рис. 77, б, широко представлены в обнажениях «ледового комплекса» на р. Яне, Индигирке, Колыме, на Оягосском Яру (на северном побережье Яно-Хромского междуречья), на южном берегу о. Бол. Ляховский.

По системам первого рода можно говорить об изменении A_0 (континентальности типов СТС и СМС). Информации о смене t_{cp} она не несет. В верхней части разреза, представленной на рис. 77, а, увеличение континентальности носило характер резкий, но непродолжительный. Об этом свидетельствует наличие слабо развитых жил, образовавшихся в течение небольшого числа циклов растрескивания. Увеличение континентальности в нижней части было более длительным, но меньшим по величине. Здесь сформировались развитые формы ИГЖ.

Система сингенетических ПЖЛ свидетельствует об изменении t_{cp} пород. Горизонтам с наиболее частой системой ледяных жил соответствуют периоды понижения t_{cp} и увеличения $g_{\xi max}$ и $t_{\xi min}$. Информации о смене континентальности типов СТС система в представленном виде не несет. Учитывая, что $g_{\xi max}$ и $t_{\xi min}$ могут возрастать при увеличении A_0 (за счет асимметрии огибающих температурных кривых при наличии фазовых переходов в СТС) существует принципиальная возможность появления ледяных жил генераций высоких порядков в периоды увеличения континен-

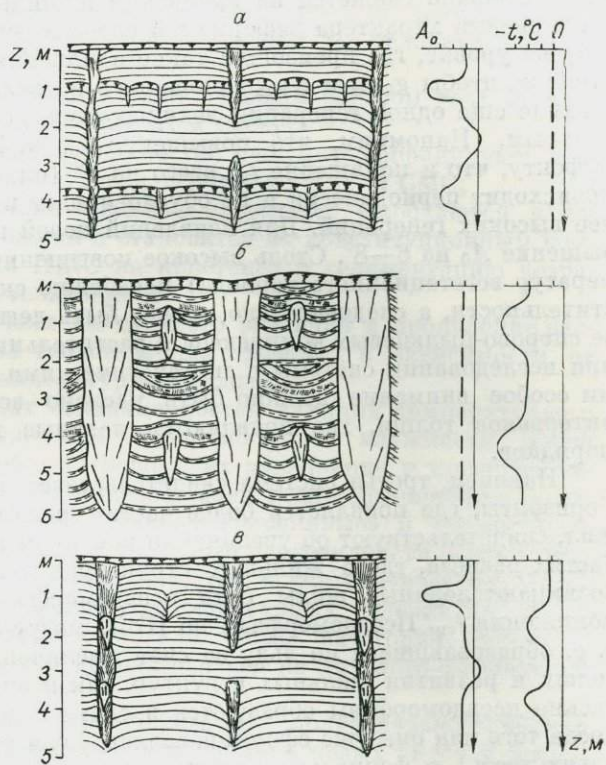


Рис. 77. Система полигонально-жильных структур в однородных по составу отложениях и возможная палеомерзлотная информация по изменению A_0 и t_{cp} в период их образования:

а — система изначально-грунтовых жил, формировавшихся в СТС или СМС; б — система повторно-жильных льдов, развивавшихся в многолетнемерзлой толще и отражающая изменения в последней; в — система, сочетающая изначально-грунтовые жилы и повторно-жильные льды (или псевдоморфозы по ним). В правой части рисунка приведены кривые относительных изменений t_{cp} пород и A_0 .

тальности климата. Однако при этом следует учитывать ряд обстоятельств. Возрастание A_0 при неизменной t_{cp} приводит к увеличению ξ_r и частичному протаиванию верхних слоев мерзлой толщи и «голов» ледяных жил, что неизбежно скажется на изменении ширины и морфологии последних и изменении характера деформаций слоев вмещающих пород (см. гл. V, § 4) на уровне, где произошли такие изменения. Увеличение A_0 до такой степени, чтобы $g_{\pm max}$ и $t_{\pm min}$ понизились на величину, вызывающую образование еще одной генерации ледяных жил, должно быть весьма значительным. Напомним, что повышение A_0 на $3-4^\circ$ приводит к тому же эффекту, что и понижение t_{cp} всего на 1° (см. гл. II, § 3). Последнее же происходит периодически и не обуславливает появления ледяных жил более высоких генераций. Для появления новой генерации необходимо повышение A_0 на $6-8^\circ$. Столь высокое повышение летних температур (температур вегетационного периода) неизбежно скажется на изменении растительности, а следовательно, может быть легко установлено при анализе спорово-пыльцевых комплексов и растительных макроостатков. Поэтому при исследовании системы с сингенетическими повторно-жильными льдами особое внимание должно быть уделено всестороннему анализу тех интервалов толщи, где появляются ледяные жилы генераций высоких порядков.

Наконец, третья система свидетельствует о сменах как A_0 , так и t_{cp} . Горизонты, где появляется более частая решетка изначально-грунтовых жил, свидетельствуют об увеличении континентальности типов СТС. В тех частях разреза, где в жильных структурах генераций низких порядков возникают ледяные жилы (или псевдоморфозы по ним), наблюдаются понижения t_{cp} . Псевдоморфозы по ПЖЛ могут быть как сингенетические, т. е. образовавшиеся по льду за счет увеличения в период накопления толщи и развития жильных структур, так и эпигенетические. Эпигенетические псевдоморфозы образуются в связи с деградацией мерзлых толщ, после того как они уже сформировались. Если известны состав, влажность (льдистость) и фациальная принадлежность пород, то t_{cp} пород в этапы появления жильного льда может быть установлена с точностью до $1-2^\circ$. Для этого в настоящее время можно использовать данные, приведенные на рис. 62.

Обратим внимание на то, что в американской литературе (Péwé, 1966b; Brown, Péwé, 1973) бытует представление о связи границы распространения ПЖЛ со среднегодовой температурой воздуха. Эти представления используются рядом авторов для анализа условий перигляциальной зоны материковых плейстоценовых оледенений Европы и Северной Америки, что приводит к совершенно неверным выводам. Нами неоднократно рассматривались зависимости между переходом грунтовых жил в ледяные и t_{cp} для различных фациальных (литологических и влажностных) условий (Романовский, 1972б, 1973б, 1974; Romanovsky, 1973). Простой связи между t_{cp} и среднегодовой температурой воздуха не существует, как это давно уже было показано В. А. Кудрявцевым. Поэтому полигонально-жильные образования имеют основное значение для восстановления «климата» верхних горизонтов литосферы, т. е. палеомерзлотных условий, а не палеоклимата вообще. Наиболее удачными с этих позиций являются палеомерзлотные реконструкции, выполненные А. А. Величко (1973а) для верхнего плейстоцена Русской равнины, Ф. А. Каплянкой и В. Д. Тарноградским (1972, 1974) — для плейстоцена Западной Сибири.

Очевидно, что по первично-песчаным и песчано-ледяным жилам можно также судить и о сухости климата, и о степени его континентальности, и о ветровом режиме. Жильные льды и изначально-грунтовые жилы несут такую информацию существенно меньшую. Все это определяет их место в сложной системе методов палеогеографии и фациального анализа четвертичных отложений.

ВЫВОДЫ

1. Геологическая роль процессов морозобойного растрескивания и развития полигонально-жильных структур различна при денудационном режиме, отсутствии сноса и накоплении отложений и в условиях аккумуляции осадков:

— в условиях денудации они играют главным образом роль агентов разрушения пород, подготавливающих их к сносу;

— в условиях стабильных поверхностей они интенсифицируют процессы криогенного выветривания пород, особенно в СТС и СМС;

— в условиях аккумуляции жильные структуры включаются в состав накапливающихся отложений и становятся их конституционным компонентом. При этом влияние ПЖС на криогенез и седиментацию возрастает с понижением уровня теплообмена.

Во всех указанных случаях имеет место различие в проявлении рассмотренных процессов и в их геологических эффектах в зависимости от состава пород и мерзлотно-температурных условий.

2. На базе установленных закономерностей влияния температурного режима пород, условий увлажнения поверхности и влажности пород в СТС на развитие морозобойных трещин, их заполнение и преобразование в них вещества построена «принципиальная схема соотношения полигонально-жильных структур», включающая «первичные» и «вторичные» структуры, основные типы ПЖС и переходные разновидности. Схема применима для анализа как эпигенетических, так и сингенетических ПЖС. Для восстановления палеомерзлотных температурных условий (диапазонов $t_{\text{ср}}$), в которых формировались те или иные категории структур, «принципиальная схема» должна использоваться на литолого-фациальной основе.

3. Положенный в основу систематизации полигонально-жильных структур подход позволяет прогнозировать наличие новых видов и разновидностей структур, предсказать с определенной степенью достоверности условия, при которых они образуются, а также особенности их состава, строения и морфологии.

4. Достаточно достоверные количественные оценки палеомерзлотной температурной обстановки в настоящее время возможны только на базе анализа изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов, развитых в различных типах пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог всему изложенному, подчеркнем лишь важнейшие положения, имеющие значение для понимания формирования полигонально-жилых структур, их роли в криолитогенезе континентальных четвертичных отложений и направлений дальнейших исследований.

1. Анализ температурного режима верхних горизонтов пород показал, что размеры сети морозобойных трещин и полигонально-жилых структур, а также их вертикальные размеры контролируются амплитудами колебаний температур на поверхности A_0 и среднегодовыми температурами пород t_{cp} . При этом в фациально сопоставимых условиях (при $t_{cp} = \text{const}$) размеры полигональной сети в плане определяются A_0 , т. е. степенью континентальности типов СТС. Глубина трещин (при прочих равных условиях), положение их по отношению к подошве СТС, проникновение их в мерзлую толщу, и особенно наибольшая ширина и глубина ниже подошвы СТС, контролируются t_{cp} . С понижением t_{cp} возрастает интенсивность растрескивания, темп развития и вертикальные размеры эпигенетических ледяных, песчаных и песчано-ледяных жил (ниже подошвы СТС).

2. В породах разного состава, имеющих в СТС различную влажность (льдистость) и, следовательно, обладающих различными свойствами, морозобойные трещины и ПЖС (при сходных значениях A_0) начинают проникать из СТС в мерзлую толщу при разных t_{cp} . Проникновение морозобойных трещин в мерзлую толщу является качественным скачком в развитии полигональных систем, приводящим к изменению категории структур. В породах различного состава по-разному развивается и полигонально-жилой микрорельеф.

3. Заполнение морозобойных трещин в условиях достаточного и избыточного увлажнения поверхности происходит главным образом конгелационным льдом, а при недостаточном увлажнении и ветровой деятельности — воздушно-сухим песком. Периодические изменения увлажнения могут приводить к первичному песчано-ледяному заполнению морозобойных трещин. Увлажнение поверхности и влажность пород в СТС причинно связаны. В разных условиях увлажнения формируются различные мерзлотно-температурные ряды ПЖС: а) изначально-грунтовых жил и повторно-жилых льдов; б) жил с первичным песчано-ледяным заполнением; в) первично-песчаных жил.

4. Влияние температурного режима, литологического состава пород, влажностного режима поверхности на формирование ПЖС взаимосвязаны. В единстве этих влияний заключается связь жилых структур с мерзлотно-фациальными условиями.

Дополнительным компонентом мерзлотно-фациальной обстановки при развитии сингенетических жил является накопление отложений. В этом

случае ПЖС и вмещающие их отложения приобретают особые черты состава и строения. Чем ниже уровень теплообмена, тем больше влияние ПЖС на особенности седиментогенеза, криолитогенеза, состав и криогенное строение вмещающих отложений.

5. Развивающиеся полигонально-жильные структуры причинно связаны с типами сезонного оттаивания отложений, выделяемые по классификации В. А. Кудрявцева как наиболее совершенная форма анализа и синтеза мерзлотно-геологических условий верхних горизонтов пород, учитывающая их состав, влажность (льдистость) и параметры температурного режима. Такая связь, показанная на примере наиболее изученных ИГЖ и ПЖЛ, позволяет на мерзлотно-геологических картах отражать существующую динамику этих форм и прогнозировать направление их развития при изменении мерзлотных условий.

6. Основные категории ПЖС в породах разного состава и лдьистости формируются в определенных диапазонах t_{cp} , каждая из них обладает особыми, только ей присущими чертами строения. Это видно при анализе изначальнo-грунтовых жил и повторно-жильных льдов как форм наиболее изученных.

7. В период роста ПЖС происходит трансформация одних форм в другие. Причинами этого является высокая динамичность температурного режима верхних горизонтов пород, их влажности в СТС и глубин СТС. Трансформация имеет место как при повышении суровости температурного режима, так и при понижении. ПЖС имеют разное время формирования. За период их развития условия могут изменяться как направленно, так и периодически. Соответствующим образом меняются ПЖС. Так, при направленном понижении t_{cp} ИГЖ переходят в ПЖЛ; при направленном повышении t_{cp} и увеличении ξ_t по последним образуются псевдоморфозы. Периодические изменения температурного режима пород, их влажности и т. д. меняют темп развития ПЖС, а в условиях, пограничных для существования разных типов ПЖС, периодические изменения приводят к формированию переходных разновидностей. Все это находит свое отражение в строении жильных образований и объясняет наличие общих черт у различных категорий структур.

8. Подход к анализу формирования полигонально-жильных структур, основанный на рассмотрении влияния температурного режима, состава и свойств пород на развитие морозобойных трещин, на учете характера заполнения последних при разной степени увлажнения поверхности и наличии золотого переноса песка, на выявлении особенностей преобразования вещества, заполняющего трещины в СМС, СТС и мерзлой толще, и деформаций вмещающих пород, позволил предложить новый принцип систематизации этих образований. Все структуры разделены на две большие группы: «первичных» и «вторичных» ПЖС. В основу принципиальной схемы соотношения «первичных» полигонально-жильных структур положена зависимость положения морозобойных трещин (ПЖС) в системе сезонномерзлый, сезонноталый слой — мерзлая толща от t_{cp} пород («температурный контроль») и связь характера заполнения трещин с увлажненностью поверхности и золотыми процессами, а также с типами сезонного оттаивания — промерзания по влажности («влажностный контроль»). Такой принцип систематизации ПЖС позволит по-новому определить таксономическое положение известных и достаточно хорошо изученных основных типов структур и переходных разновидностей, прогнозирования новых категорий структур, не известных до настоящего времени или слабо изученных вследствие ряда причин. К числу таких причин относятся: небольшое распространение, плохая морфологическая выраженность, сходство внешних признаков с другими разновидностями ПЖС (свойство изоморфизма) и др.

К числу «вторичных» полигонально-жильных структур отнесены только образования, возникающие при оттаивании «первичных» структур,

содержащих в своем составе конгеляционный подземный лед (псевдоморфозы по повторно-жильным льдам и реликты песчано-ледяных жил). Их таксономия и палеомерзлотное значение определяется условиями формирования исходных «первичных» полигонально-жильных структур.

9. Характер развития изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов при осадконакоплении (сингенезе), а также в отсутствие его (в условиях эпигенеза) существенно различный. Наибольшей степени развития достигают эпигенетические ИГЖ. В условиях сингенеза образуются слабо развитые формы. При формировании эпигенетических ПЖЛ существует зональное увеличение вертикальных размеров ледяных жил с понижением $t_{ср}$. Но рост последних в ширину в эпигенетически промерзших породах ограничен. При достижении определенной ширины происходит выжимание вверх жильного льда и его систематическое оттаивание при увеличении ξ . В пределе темп льдообразования в морозобойных трещинах в многолетнем цикле равен «льдоуничтожению». При этом могут увеличиваться размеры грунтовых частей ПЖЛ. При сингенетическом развитии ПЖЛ изменяются условия льдонакопления и его темп приближается к темпу льдообразования в морозобойных трещинах (при сохранении температурного контроля за последним). Таким образом, при прочих равных условиях темп роста сингенетических ПЖЛ возрастает с понижением $t_{ср}$. Одновременно увеличивается влияние ПЖЛ на накопление текстурообразующего льда в породах и дифференциация литологических особенностей пород в полигонально-жильных системах. При сингенезе степень преобразования пород в грунтовых частях ПЖЛ невелика, поскольку они существуют в СТС относительно короткий отрезок времени. Изложенное представление о роли полигонально-жильных структур в процессе криолитогенеза при образовании эпикриогенных и синкриогенных мерзлых пород развивает идеи А. И. Попова.

10. Полигонально-жильные структуры широко используются в четвертичной геологии для качественного определения суровости климата, наличия глубокого сезонного промерзания или мерзлых толщ. В работе дана разработка способа количественных оценок по комплексам изначально-грунтовых жил и жильных льдов и (псевдоморфозам по ним) $t_{ср}$ пород различного состава, а также предложены способы отдельных оценок относительных изменений A_0 и $t_{ср}$ в комплексах отложений, содержащих сингенетические ПЖС. Автор подчеркивает, что ПЖС имеют основное значение для восстановления палеомерзлотных условий, а не палеоклимата вообще. Это определяет место предполагаемых приемов палеомерзлотного анализа в системе методов палеогеографии.

Дальнейшие исследования полигонально-жильных структур, по мнению автора, должны в первую очередь включать:

1. Изучение современных развивающихся ПЖС в различных типах отложений на базе комплексных мерзлотно-геологических съемок. При этом одинаково важны анализ мерзлотно-фациальных условий (генезиса, состава, криогенного строения и т. д.), закономерностей формирования и динамики температурного режима пород и глубин СТС (СМС), наблюдения за механизмом роста ПЖС, изучение их строения и состава, а также сопутствующих процессов теплофизических и физико-механических свойств породы.

2. Натурные стационарные комплексные наблюдения в различных природных условиях за образованием и развитием морозобойных трещин, процессами их заполнения, диагенезом вещества и т. д.

3. Математическое описание процесса возникновения и развития морозобойных трещин с учетом закономерностей формирования температурного режима верхних горизонтов пород в рамках упруго-вязко-пластической модели с нелинейным изменением свойств пород в отрицательном диапазоне температур.

4. Изучение физико-механических свойств пород, влияющих на развитие морозобойных трещин для основных генетических типов мерзлых рыхлых четвертичных отложений, подвергающихся морозобойному растрескиванию. При этом основное внимание следует уделять исследованию пород с естественным криогенным строением.

5. Изучение современных и ископаемых форм первично-песчаных и песчано-ледяных жил с целью определения температурных и влажностных параметров, соответствующих различным зональным (мерзлотно-температурным) разновидностям этих структур в различных по генезису и составу отложениях. Дальнейшее изучение диагностических признаков различных категорий структур.

6. Использование и развитие предложенного принципа систематизации ПЖС для выявления новых видов и разновидностей «первичных» структур, установления условий, при которых они образуются, их морфологических особенностей и т. д.

7. Изучение ископаемых полигонально-жильных структур, сформировавшихся на основе «первичных», не содержащих в прошлом своем составе подземного конгломерационного льда, но преобразованных вследствие процессов, имевших место при деградации мерзлых толщ (солифлюкции, термокарстовых просадок вмещающих или подстилающих многолетне-мерзлых пород и др.). Создание единой классификации «вторичных ПЖС», как возникших на базе повторно-жильных льдов и песчано-ледяных жил, так и нельдистых полигонально-жильных образований (первично-песчаных, изначально-грунтовых и других жил).

8. Разработку методов прогноза морозобойного растрескивания, динамики ПЖС и процессов, развивающихся на основе последних.

- Алисов Б. П., Полгараус Б. В.* Климатология, Изд-во МГУ, 1974, 299 с.
- Анисимова Н. П.* Химический состав подземных пород в аллювиальных песках среднего течения р. Лены.— В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 101—110.
- Анисимова Н. П.* Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М., «Наука», 1971. 195 с.
- Артюшков Е. В.* О физических причинах возникновения полигональных структур в грунтах.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 109—130.
- Архангелов А. А.* Возраст и особенности подземного оледенения севера Колымской низменности. Автореф. канд. дис. М., 1973. 26 с.
- Архангелов А. А., Шапошникова Е. А.* Приближенная оценка палеомерзлотных условий формирования нижнеплейстоценовых отложений восточной части Приморской низменности.— В кн.: Мерзлотные исследования, вып. XIV. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 76—80.
- Арэ Ф. Э.* Роль повторно-жильных льдов в разрушении береговых обрывов на арктическом побережье.— В кн.: Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1964, с. 46—58.
- Арэ Ф. Э., Молочушкин Е. Н.* Скорость разрушения арктических обрывов Якутии под действием термоденудации.— В кн.: Процессы тепло- и массообмена в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1965, с. 130—138.
- Баранов И. Я.* Реликтовый термокарст в Предбайкалье.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1958, вып. IV, с. 5—20.
- Баранов И. Я.* Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода.— В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 6—36.
- Баулин В. В.* Повторно-жильные образования и палеогеография верхнего плейстоцена (западная часть Западно-Сибирской низменности).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VII. М., Изд-во МГУ, 1967, с. 174—184.
- Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. М.* Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1967. 215 с.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М., Соломатин В. И.* О следах древних мерзлотных процессов в среднечетвертичных отложениях среднего течения р. Оби.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 206—219.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М.* О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби.— В кн.: Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 66—82.

- Белопухова Е. Б.* Земляные жилы в аласных котловинах в Верхне-Вилуйском районе ЯАССР.— В кн.: Труды Северо-Восточного отд. ИНМЕРО. Якутск, 1960, с. 120—132.
- Белопухова Е. Б.* Особенности мерзлотных форм рельефа в Западной Сибири.— «Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии», Якутск, 1966, вып. 6, с. 117—125.
- Белопухова Е. Б.* Отражение климатических изменений в морфологии повторно-жильных льдов.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 173—178.
- Бердников В. В.* Реликтовый криогенный микрорельеф бассейна Верхней Волги.— Автореф. канд. дис. М., 1971. 36 с.
- Березанцев В. Г.* Сопротивление грунтов местной нагрузке при постоянной отрицательной температуре.— В кн.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 122—136.
- Бобов Н. Г.* Современное образование грунтовых жил и мелкополигонального рельефа на Лено-Вилуйском междуречье.— В кн.: Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева. Т. XVI. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 24—29.
- Бойцов М. Н.* О формировании рельефа в условиях подземного оледенения.— В кн.: «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия.» Т. 64. Л., Гостеолтехиздат, 1961, с. 112—128.
- Бойцов М. Н.* Генезис и эволюция трещинно-полигонального рельефа.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия.» Л., Гостеолтехиздат, 1963, т. 90, вып. 5, с. 20—36.
- Вейнберг Б. П.* Лед. М.—Л., Гостехтеориздат, 1940. 214 с.
- Великоуцкий М. А., Плазт П. Р.* Некоторые посткриогенные образования в четвертичных отложениях Приморской низменности.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 72—77.
- Величко А. А.* Криогенный рельеф позднелейстоценовой перигляциальной зоны (криолитозоны) Восточной Европы.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965, с. 96—112.
- Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене. М., «Наука», 1973а. 296 с.
- Величко А. А.* Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картирования.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973б, с. 121—133.
- Веселов Г. М.* О характере изменения прочностных свойств мерзлых грунтов в зависимости от их влажности.— В кн.: Физико-механические свойства, давление и разрушение горных пород. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 66—80.
- Виткина Н. Х.* К вопросу о генезисе бугристо-западинного рельефа в Приангарье.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 112—115.
- Войтковский К. Ф.* Механические свойства льда. М., Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
- Волкова В. П., Романовский Н. Н.* Некоторые особенности химического состава подземных льдов Уядинской впадины и прилегающих частей Селенгинского хребта.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 114—128.
- Волкова В. П., Романовский Н. Н.* О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Индибирской низменности.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. IV. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 199—208.
- Вотяков И. Н.* Температурные коэффициенты расширения мерзлых грунтов.— В кн.: Прочность и ползучесть мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 86—97.
- Вотяков И. Н.* Объемные изменения мерзлых дисперсных грунтов в связи с фазовыми переходами воды при температурных колебаниях.— «Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии», Якутск, 1966, вып. 5, с. 11—21.
- Вотяков И. Н., Гречищев С. Е.* О временном эффекте последствия температурных деформаций и напряжений в мерзлых грунтах.— В кн.: Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Вып. 14. Красноярск, 1969, с. 64—75.
- Вотяков И. Н., Кузьмин Г. П.* Натурные исследования температурных деформаций искусственных щелей в мерзлых грунтах.— В кн.: Тепловое и механическое взаимодействие мерзлых пород с инженерными сооружениями. М., 1973, с. 102—108. (Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 55).

Втюрин Б. И. Подземные льды. Строение, происхождение и распространение крупных масс подземного льда и их роль в формировании криогенного рельефа. Автореф. канд. дис. М., 1955. 45 с.

Втюрин Б. И. О некоторых геоморфологических терминах в геокриологии.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1956, вып. III, с. 126—134.

Втюрин Б. И. Подземные льды и криогенный рельеф в долине р. Яны.— «Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии», Якутск, 1966, вып. 6, с. 14—23.

Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. М., «Наука», 1975. 214 с.

Втюрин Б. И., Втюрина Е. А. Зимние наблюдения за образованием и поведением морозобойной трещины.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, 1960, т. XVI, с. 98—105.

Втюрин Б. И., Втюрина Е. А. Ледообразование в горных породах. М., «Наука», 1970. 279 с.

Втюрина Е. А. Геокриологические явления и созданные ими формы рельефа в Юго-Восточном Забайкалье.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, 1962, т. XVIII, с. 17—25.

Втюрина Е. А. Криогенное строение пород сезоннопротаивающего слоя. М., «Наука», 1974. 187 с.

Вялов С. С. Реологические свойства и несущая способность мерзлых грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1959. 192 с.

Гасанов Ш. Ш. Строение и история формирования мерзлых пород Восточной Чукотки. М., «Наука», 1969. 167 с.

Гасанов Ш. Ш. Географическая локализация и основные черты типоморфизма криогенного литогенеза.— «Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР», Магадан, 1973а, вып. 55, с. 96—105.

Гасанов Ш. Ш. Механизм саморегулирования предельных размеров ледяных жил.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 3. Докл. и сообщ. Якутск, 1973б, с. 65—68.

Герасимов Н. Н. Годовой ход температур грунта в районе Якутска.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 179—191.

Гравис Г. Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков.— В кн.: Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 112—123.

Гравис Г. Ф. Гольцовый лед и закономерности его образования.— В кн.: Подземный лед. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 100—111.

Гравис Г. Ф. Склоновые отложения Якутии. М., «Наука», 1969. 128 с.

Гречищев С. Е. О скорости ползучести мерзлых грунтов при сложном напряженном состоянии.— «Изв. СО АН СССР», 1961, № 5, с. 86—97.

Гречищев С. Е. К основам методики прогноза температурных напряжений и деформаций в мерзлых грунтах. М., изд. ВСЕГИНГЕО. 1970. 58 с.

Гречищев С. Е. Разрушение мерзлых грунтов в условиях ползучести при переменных напряжениях.— В кн.: Вопросы геокриологии. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1971, с. 21—32.

Гречищев С. Е. Методические рекомендации по прогнозу морозобойного растрескивания грунтов. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1972. 38 с.

Гречищев С. Е. Основные закономерности термореологии и температурного растрескивания мерзлых грунтов.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 4. Докл. и сообщ. Якутск, 1973а, с. 26—34.

Гречищев С. Е. Прогноз температурного растрескивания в кровле охлажденных подземных выработок.— В кн.: Тепловое и механическое взаимодействие мерзлых пород с инженерными сооружениями. М., 1973б, с. 26—41. (Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 55).

Гречищев С. Е., Жигульский А. А. Морозобойные трещины в грунтах и их влияние на устойчивость фундаментов.— В кн.: Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. Красноярск, 1969, с. 89—98.

Гречищев С. Е., Шешин Ю. Б. Исследование температурных деформаций мерзлых супесчаных грунтов Центральной Якутии.— В кн.: Вопросы геокриологии. М., 1971, с. 99—106. (Труды ВСЕГИНГЕО).

Гречищев С. Е., Шешин Ю. Б. Теоретические и экспериментальные исследования температурных напряжений и деформаций в земляных плотинах в зимний период.— В кн.: Тепловое и механическое взаимодействие мерзлых пород с инженерными сооружениями. М., 1973, с. 78—95. (Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 55).

Григорьева В. Г., Пекарская Н. К. Условия формирования криогенной текстуры и ее влияние на прочность мерзлых грунтов.— В кн.: Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты ледогрунтовых ограждений. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 62—72.

Гусев А. П. Тетрагональные грунты в арктической тундре.— «Известия ГГО», 1938, № 3, с. 89—94.

Данилов И. Д. Мерзлотные и псевдомерзлотные клиновидные деформации в осадочных породах.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 34—48.

Данилов И. Д. Литогенные и криогенные деформации в плейстоценовых отложениях равнин севера Западной Сибири и Печерской низменности.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973, с. 108—120.

Данилова Н. С. Грунтовые жилы и их происхождение.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры», М., Изд-во АН СССР, 1956, вып. III, с. 109—122.

Данилова Н. С. Жильные льды и бугристые торфяники района г. Салехарда.— «Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР», М., Изд-во АН СССР, 1962, т. XIX, с. 75—80.

Данилова Н. С. Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях Вилюя.— В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 25—40.

Данилова Н. С. Подземные льды нижнего течения р. Вилюя, условия их образования и палеогеографическое значение.— В кн.: Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии (мерзлотоведения). М., «Наука», 1964, с. 48—62.

Данилова Н. С. Образование тонких ледяных жил и псевдоморфоз по ним в песчаном аллювии дельты р. Лены.— «Вестник МГУ. Серия геогр.», 1966, № 6, с. 108—111.

Данилова Н. С. Об образовании ледяных и песчаных жил в пределах единой системы морозобойных трещин (дельта р. Лены).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VIII. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 227—233.

Данилова Н. С., Баулин В. В. Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973, с. 66—78.

Дементьев А. И. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты.— «Мерзлотоведение», 1946, т. 1, № 2.

Достовалов Б. Н. О физических условиях образования морозобойных трещин и развития трещинных льдов рыхлых пород.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 162—194.

Достовалов Б. Н. Исследование мерзлых пород методом сопротивлений в низовье р. Индигирки.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР», т. XV. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 81—112.

Достовалов Б. Н. Закономерности развития тетрагональных систем ледяных и грунтовых жил в дисперсных породах.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 37—65.

Достовалов Б. Н. Исследования морозобойного и диагенетического растрескивания пород.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 80—95.

Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., Изд-во МГУ, 1967. 403 с.

Дубиков Г. И. Повторно-жильные льды Западной Сибири.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1966, № 5, с. 104—112.

Дылик Я. Деятельность ветра в последнюю ледниковую эпоху.— В кн.: Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969, с. 214—236.

Ефимов А. И. Некоторые результаты трехгодичных наблюдений за температурой грунтов в районе г. Якутска.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 8—19.

Жигарев Л. А. Крпогенные факторы развития северных озерно-аллювиальных равнин.— «Труды ПНИИИС», М., 1971, т. XII, с. 95—114.

Жуков В. Ф. Морозобойные трещины в районах вечной мерзлоты.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, 1944, т. IV, с. 44—48.

Зеленин А. И., Веселов Г. М., Степанов А. Л. Результаты лабораторных исследований прочностных свойств мерзлых грунтов.— В кн.: Вопросы горного дела. М., Углетехиздат, 1958, с. 86—89.

Зыков Ю. Д., Соколов А. А. Оценка импульсного ультразвукового метода определения скоростей распространения продольных и поперечных волн в образцах мерзлых пород.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VIII. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 248—258.

Иванов М. С., Катасонов Е. М. Крпогенные отложения верховьев р. Татты (Центральная Якутия).— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 2. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, с. 106—109.

Инструкция по производству комплексной мерзлотно-гидрогеол. и инж.-геол. съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000. М., Изд-во МГУ, 1970. 124 с.

Каплина Т. Н. О некоторых формах морозного растрескивания в районах Северо-Востока СССР.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, 1960, т. XVI, с. 30—35.

Каплина Т. Н. Следы многолетнемерзлых пород в верхнечетвертичных отложениях долины Северной Двины.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VIII. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 234—247.

Каплина Т. Н. Формы начальной стадии образования ледяных жил.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 168—171.

Каплина Т. Н. Связь ширины морозобойных трещин в разных грунтах с температурным режимом многолетнемерзлых пород.— «Труды ПНИИИС», М., 1972, т. XVIII, с. 196—205.

Каплина Т. Н. Зональные закономерности распространения полигонально-жильных образований в Восточной Сибири.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973, с. 38—49.

Каплина Т. Н., Зайцев В. И. О некоторых закономерностях современного роста повторно-жильных льдов на Колымской низменности.— «Труды ПНИИИС», М., 1975, вып. 36, с. 108—114.

Каплина Т. Н., Рац М. В. Геометрия полигональных сетей морозобойных трещин.— «Труды ПНИИИС», М., 1972, т. XVIII, с. 206—211.

Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. О псевдоморфозах по полигонально-жильному льду.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 101—129.

Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. О механизме роста сингенетических повторно-жильных льдов.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IX. М., Изд-во МГУ, 1969а, с. 47—56.

Каплина Т. Н., Романовский Н. Н. Особенности промерзания старичных отложений и формирования в них повторно-жильных льдов.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IX. М., Изд-во МГУ, 1969б, с. 68—73.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Плейстоценовые крпогенные явления и история многолетней мерзлоты в Западной Сибири.— В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М., «Наука», 1972, с. 47—57.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Грунтовые жилы, связанные с морозобойным растрескиванием.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973, с. 79—90.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., «Недра», 1974. 160 с.

Карнов Е. Г. Связь морозобойного растрескивания грунтов и накопления жильных льдов в формировании мерзлотного рельефа в низовьях р. Енисей.— В кн.: Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии. Вып. 7. Якутск, 1966, с. 134—138.

Карнов Н. Н. Наблюдения за растрескиванием грунтов в районе Березовского месторождения в Забайкалье.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 100—105.

Катасонов Е. М. Литология мерзлых четвертичных отложений (криолитология) Якутской приморской низменности. Автореф. канд. дис. М., 1954. 28 с.

Катасонов Е. М. Ледяные жилы и причины изгибания слоев в мерзлых четвертичных отложениях.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1958, вып. IV, с. 21—33.

Катасонов Е. М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений.— В кн.: Вопросы криолитологии при изучении четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 37—44.

Катасонов Е. М. Закономерности развития криогенных явлений.— В кн.: Актуальные проблемы советской географической науки. М., «Наука», 1972, с. 78—84.

Катасонов Е. М. Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973а, с. 10—22.

Катасонов Е. М. Принципы историзма и актуализма в геокриологии.— В кн.: Проблемы геокриологии. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 19—25.

Катасонов Е. М., Иванов М. С. Криология Центральной Якутии. Путеводитель II междунар. конф. по мерзлотоведению. Якутск, 1973. 36 с.

Катасонов Е. М., Соловьев П. А. Путеводитель к экскурсии по Центральной Якутии. Палеогеография и перигляциальные явления. Якутск, 1969. 85 с.

Катасонова Е. Г. Современные многолетнемерзлые отложения и их более древние аналоги в северо-восточной части Лено-Вилуйского междуречья.— В кн.: Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 41—60.

Катасонова Е. Г. Криогенные образования в сезонных протаивающих эоловых отложениях Центральной Якутии.— В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 80—89.

Качурин С. П. Полигональные формы рельефа Севера.— «Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, т. XVI, 1960, с. 7—23.

Качурин С. П. Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. 290 с.

Керстен М. С. Тепловые свойства грунтов.— В кн.: Мерзлотные явления в грунтах. М., ИЛ, 1955, с. 200—206.

Кириллов М. В. Трещины высыхания и морозобойные трещины в лесостепных районах Красноярского края.— «Известия ВГО», 1960, т. 30, вып. 1, с. 36—39.

Климовский И. В. Повторно-жильные льды Забайкалья и положение южной границы их распространения.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., «Наука», 1967, с. 192—197.

Климовский И. В., Напрасников А. Т. Термокарст Чарской впадины.— В кн.: Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М., «Наука», 1976, с. 198—204.

Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены.— «Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода», 1970, № 31, с. 89—96.

Кондратьева К. А., Труш Н. И., Чижова Н. И., Рыбакова Н. О. К характеристике плейстоценовых отложений в обнажении Мус-Хая на р. Яне.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XV. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 64—76.

Конищев В. Н. Роль химического выветривания в формировании покровных лессовидных образований северо-востока европейской части СССР.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 105—111.

Конищев В. Н. Криогенное выветривание.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 3. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, с. 45—50.

- Конищев В. Н., Карташова Г. Г.* Кайнозойские отложения низовьев рек Яны и Омоля.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. III. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 63—88.
- Конищев В. Н., Маслов А. Д.* Механизм роста сингенетических полигонально-жильных льдов.— «Вестник МГУ. Серия геогр.», 1968, № 4, с. 65—72.
- Корейша М. М.* К методике исследования строения мерзлых пород.— «Тезисы Всес. совещ. по мерзлотоведению. 1970 г.». М., Изд-во МГУ, 1970, с. 265—266.
- Костяев А. Г.* К вопросу о происхождении клиновидных тел в четвертичных отложениях.— «Вестник МГУ. Серия геогр.», 1962, № 4, с. 85—94.
- Костяев А. Г.* О происхождении клиновидных и складчатых деформаций слоев в четвертичных отложениях.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 131—163.
- Костяев А. Г.* О признаках различия мерзлотных и конвективных диагенетических структур в четвертичных отложениях.— В кн.: Подземный лед. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 159—171.
- Костяев А. Г.* Еще раз о происхождении клиновидных форм в современных аллювиальных отложениях бассейна Нижнего Омоля.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 144—146.
- Кудрявцев В. А.* Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. М., Изд-во, 1954. 183 с.
- Кудрявцев В. А.* Температура, мощность и прерывистость толщ мерзлых пород.— В кн.: Основы геокриологии (мерзлотоведения). Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959а, с. 119—173.
- Кудрявцев В. А.* О термокарсте.— В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. Вып. II, М., изд. геогр. ф-та, 1959б, с. 36—48.
- Кудрявцев В. А.* Значение мерзлотно-температурной зональности в образовании сингенетических мерзлых толщ со слоистой криогенной текстурой.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1961а, с. 21—25.
- Кудрявцев В. А.* О годовых колебаниях температур в горных породах.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961б, с. 26—31.
- Кудрявцев В. А.* О глубине распространения годовых колебаний температур в многолетнемерзлых толщах.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VI. М., Изд-во МГУ, 1966, с. 3—8.
- Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С.* О влиянии заболоченности на формирование температурного режима пород.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 35—37.
- Кудрявцев В. А., Меламед В. Г.* О природе асимметрии огibaющих колебания температур в почве и расчете глубины сезонного и многолетнего промерзания (оттаивания).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XII, М., Изд-во МГУ, 1972, с. 3—8.
- Кузнецова Т. П.* Мерзлотно-геологическая характеристика о. Ярок.— «Труды Северо-Восточного отделения Ин-та мерзлотоведения», Якутск, 1958, вып. 1, с. 153—166.
- Кузнецова Т. П.* Некоторые особенности морфологии полигонально-жильных льдов в голоценовых отложениях Центральной Якутии.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 49—53.
- Куликов Ю. Г.* Влияние морозного пучения и трещинообразования на магистральные кабельные линии связи в районах вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания. Автореф. канд. дис. М., 1964. 22 с.
- Куницкий В. В.* Причины образования мелких трещинных полигонов.— В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 42—45.
- Лавров В. В.* Деформация и прочность льда. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 206 с.
- Лаврушин Ю. А.* О происхождении так называемых «мерзлотных структур обтекания» в четвертичных отложениях и их палеогеографическом значении.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 130—141.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. М., Изд-во АН СССР, 1963, т. 87. 265 с. (Труды ГИН АН СССР).

Литвинов А. Я. Следы древних криогенных процессов и явлений в окрестностях г. Красноярска.—«Труды Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева», М., Изд-во АН СССР, 1962, т. XVIII, с. 47—62.

Литвинов А. Я. К вопросу о происхождении и закономерностях распространения подземных пустот в лессовидных суглинках района Красноярска.— В кн.: Основания, фундаменты и механика грунтов. М., Стройиздат. 1963, с. 48—62.

Мазуров Г. П., Тихонова Е. С. Преобразование состава и свойств грунтов при многократном замораживании.— «Вестник ЛГУ. Серия геол. и геогр.», 1964, № 18, вып. 3, с. 44—51.

Максимова Л. Н. О процессах морозобойного трещинообразования в грунтах на северо-западе Амурской области.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 90—99.

Максимова Л. Н. О значении многолетней динамики сезонного протаивания отложений в формировании сингенетических ледяных жил.— «Труды ПНИИИС», М., 1970, т. II, с. 113—118.

Максимова Л. Н. О возможности оценки среднегодовой температуры сингенетических мерзлых толщ в период их формирования по характеру криогенного строения и льдистости осадков.— В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973, с. 30—39.

Мельцев В. С. Мелкобугристые полигональные формы рельефа и их влияние на температурный режим пород слоя сезонного протаивания.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VII. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 75—80.

Мельников П. И. Итоги геокриологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Центральной и Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 72 с.

Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 500 000. М., Изд-во МГУ, 1970. 354 с.

Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания.— «Мерзлотоведение», 1947, т. II, № 1, с. 42—48.

Москвитин А. И. Ледяные клинья, клиновидные трещины и их стратиграфическое значение.— «Бюл. МОИП. Новая серия. Отд. геол.», 1940, т. XVIII (2), с. 71—79.

Некрасов И. А., Заболотник С. И., Климовский И. В. Многолетнемерзлые горные породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья. М., «Наука», 1967. 167 с.

Нерсесова З. А., Тютюнов П. А. Физико-химические процессы в мерзлых грунтах.— «Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов». Сб. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 27—29.

Нистратова Т. А. Особенности мерзлотно-инженерно-геологических условий северной части Яно-Индибирского междуречья (на примере Депутатского горно-рудного узла). Автореф. канд. дис. М., 1975. 26 с.

Общее мерзлотоведение. Под ред. П. И. Мельникова и П. И. Толстихина. Новосибирск, «Наука», 1974. 291 с.

Основания и фундаменты зданий и сооружений на вечномерзлых грунтах. Нормы проектирования СНиП II-Б, 6—76. 25 с.

Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., «Наука», 1965. 212 с.

Паталеев А. В. Морозобойные трещины в грунтах.— «Природа», 1955, № 12, с. 44—45.

Пекарская Н. К. К вопросу о временном сопротивлении мерзлых грунтов одностороннему сжатию и растяжению.— «Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению)», Якутск, 1966, вып. 5, с. 93—106.

Перльштейн Г. З. Определение среднегодовой температуры и коэффициента теплопроводности грубообломочных многолетнемерзлых отложений в процессе мерзлотной съемки.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VII. М., Изд-во МГУ, 1967, с. 38—43.

Перльштейн Г. З., Романовский Н. П. О находках полигонально-жильных льдов в районе Патомского нагорья.— В кн.: Подземный лед. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 193—198.

Перльштейн Г. З., Гаврилов А. В., Полтев Н. Ф., Романовский Н. Н., Боярская О. Г., Максимова Л. Н. Мерзлотная съемка дражных полигонов.— «Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению)», Якутск, 1966, вып. 2, с. 83—96.

Пинегин В. Н. Предварительное сообщение об исследованиях прочности речного льда в связи с температурными изменениями.— «Вестник сб. инженеров», 1923, т. IV, № 5, с. 29—36.

Полтев Н. Ф. Гранулометрический и микроагрегатный состав грунтов слоя сезонного оттаивания и их плавучесть.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. III. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 289—306.

Полтев Н. Ф. Изменение гранулометрического состава песчаных грунтов при воздействии на них растворов электролитов и процесса замерзания — оттаивания.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IV. М., Изд-во МГУ, 1966, с. 199—206.

Попов А. И. Морозобойные трещины и проблемы ископаемых льдов.— «Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР». М., Изд-во АН СССР, 1952, т. IX, с. 8—24.

Попов А. И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата.— «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1953а, № 2, с. 45—62.

Попов А. И. О происхождении покровных суглинков Русской равнины.— «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1953б, № 5, с. 112—126.

Попов А. И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда.— «Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры». М., Изд-во АН СССР, 1955, вып. II, с. 5—24.

Попов А. И. Геологические и геоморфологические условия территории Подмосковского стационара.— В кн.: Сезонное промерзание грунта и применение льда для строительных целей. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 7—23.

Попов А. И. Грунтовые жилы на севере Западной Сибири.— В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 173—185.

Попов А. И. Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы.— В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960, с. 10—36.

Попов А. И. О псевдомерзлотных образованиях.— «Вестник МГУ. Серия геогр.», 1962, № 3, с. 36—42.

Попов А. И. Подземный лед.— В кн.: Подземный лед. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1965а, с. 7—39.

Попов А. И. Полигонально-жильный лед в Большеземельной тундре.— В кн.: Подземный лед. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1965б, с. 160—166.

Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967. 303 с.

Попов А. И. Криолитогенез.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 3. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, с. 45—50.

Рапопорт Л. Г., Романовский Н. Н. Палеогеография четвертичного времени на северном побережье Яно-Индибирской низменности по диатомовой флоре.— В кн.: Вопросы физ. геогр. полярных стран. Вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1959, с. 196—203.

Рапопорт Л. Г., Романовский Н. Н. Диатомовая флора в отложениях с сингенетическими повторно-жильными льдами.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961, с. 162—166.

Рац М. В., Чернышов С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватости горных пород. М., «Наука», 1970. 136 с.

Рачевский Б. С., Шушерина Е. П., Ананян А. А. Некоторые данные по сопротивлению мерзлых горных пород тепловому удару.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IX. М., Изд-во МГУ, 1969, с. 106—111.

Рачевский Б. С., Шушерина Е. П., Отощенко О. П., Макаревич В. Н. Температурные деформации мерзлых горных пород и льда.— В кн.: Тезисы докл. Всес. совещ. по мерзлотоведению 1970 г. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 167—168.

Рачевский Б. С., Шушерина Е. П., Отощенко О. П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород при их охлаждении до -165°C .— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 109—215.

Рогов В. В. Микростроение мерзлых пород как показатель генезиса и истории развития. Автореф. канд. дис. М., 1972. 26 с.

Розенбаум Г. Э. Современный аллювий равнинных рек восточной субарктики (на примере рек Яны и Омолой). — В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. III. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 7—62.

Розенбаум Г. Э., Маслов А. Д. Мерзлотно-фацциальное строение современных аллювиальных отложений р. Омолой. — В кн.: Подземный лед. Вып. III. М., Изд-во МГУ, 1967, с. 70—93.

Романовский Н. Н. Мерзлотные структуры облекания в четвертичных отложениях. — «Научн. докл. высшей школы. Серия геол., геогр. наук», 1958а, № 3, с. 185—189.

Романовский Н. Н. Новые данные о строении четвертичных отложений о. Б. Ляховского (Новосибирские о-ва). — «Научн. докл. высшей школы. Серия геол., геогр. наук», 1958б, № 2, с. 243—248.

Романовский Н. Н. Палеогеографические условия образования четвертичных отложений о. Б. Ляховского (Новосибирские о-ва). — В кн.: Вопросы физической географии полярных стран. М., Изд-во МГУ, 1958в, с. 68—81.

Романовский Н. Н. К вопросу о формировании сингенетических трещинно-жильных льдов. — В кн.: Гляциологические исследования в период МГГ. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 83—86.

Романовский Н. Н. К методике исследования отложений с сингенетическими повторно-жильными льдами. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961а, с. 12—20.

Романовский Н. Н. Наблюдение за образованием мелкобугристых форм рельефа. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961б, с. 106—110.

Романовский Н. Н. Эрозионно-термокарстовые котловины на севере приморских низменностей Якутии и Новосибирских островах. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. I. М., Изд-во МГУ, 1961в, с. 124—144.

Романовский Н. Н. О строении Яно-Индибирской приморской равнины и условиях ее формирования. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1962, с. 129—138.

Романовский Н. Н. К вопросу о формах разрушения берегов о. Б. Ляховского. — «Труды ААНИИ». Л., Гидрометеиздат, 1963, т. 224, с. 54—66.

Романовский Н. Н. Влияние температурного режима горных пород на морозобойное трещинообразование и развитие полигонально-жильных форм. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1970а, с. 164—192.

Романовский Н. Н. Некоторые закономерности морозобойного трещинообразования. — В кн.: Тезисы докл. Всес. совещ. по мерзлотоведению 1970 г. М., Изд-во МГУ, 1970б, с. 86—87.

Романовский Н. Н. Влияние температуры горных пород на развитие полигонально-жильных образований. — В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972а, с. 33—41.

Романовский Н. Н. Основные типы полигонально-жильных образований, их характерные черты и условия развития. — «Вестник МГУ. Серия геол.», 1972б, № 6, с. 44—57.

Романовский Н. Н. О закономерностях морозобойного растрескивания пород. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XII. М., Изд-во МГУ, 1972в, с. 38—50.

Романовский Н. Н. О геологической деятельности наледей. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XIII. М., Изд-во МГУ, 1973а, с. 66—89.

Романовский Н. Н. Закономерности развития полигонально-жильных образований и использование их для палеогеографических реконструкций. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1973б, с. 50—59.

Романовский Н. Н. Закономерности развития полигонально-жильного микро-рельефа. — «Вестник МГУ. Серия геол.», 1974, № 5, с. 86—101.

Романовский Н. Н., Афанасенко В. Е., Корейша М. М. Динамика и геологическая деятельность гигантских наледей Селенняхской тектонической впадины. — «Вестник МГУ. Серия геол.», 1973, № 6, с. 52—74.

- Романовский Н. Н., Боярский О. Г. Полигонально-жильные льды и грунтовые жилы в северо-восточной части Витимо-Патомского нагорья.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. VI. М., Изд-во МГУ, 1966, с. 124—143.
- Романовский Н. Н., Каплина Т. Н. Типы изгибания слоев в полигонально-жильных системах.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IX. М., Изд-во МГУ, 1969, с. 57—67.
- Романовский Н. Н., Каплина Т. Н., Кондратьева К. А., Рыбакова Н. О., Пирумова Л. Г. Кайнозойские отложения межгорной Уядинской впадины и их криогенное строение.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 80—95.
- Романовский Н. Н., Кондратьева К. А., Кудрявцев В. А., Афанасенко В. Е., Волкова В. П. Мерзлотные и гидрогеологические особенности Депутатского рудного узла.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 34—58.
- Романовский Н. Н., Лейбман М. О. О некоторых закономерностях температурного режима пород в подошве слоя сезонного оттаивания и верхних слоях мерзлой толщи в связи с вопросами морозобойного растрескивания.— Труды ПНИИИС, М., 1975, вып. 36, с. 91—99.
- Романовский Н. Н., Полтев Н. Ф., Бюдарин Ю. М. Влияние мерзлотных физико-геологических явлений на формирование рельефа Патомского нагорья.— Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению), Якутск, 1966, вып. 6, с. 35—49.
- Романовский Н. Н., Шапошникова Е. А. Изучение зонального характера морозобойного растрескивания.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М., Изд-во МГУ, 1971, с. 89—107.
- Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 310.
- Савельев Б. А., Гуликов А. Е. Изменение структуры льда под действием нагрузки.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. IV. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 391—396.
- Сергеев Е. М., Минервин А. В. Сущность процесса обледенения в подзолистой зоне.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1960, № 3, с. 56—68.
- Скрыльник Г. П. Перигляциальные и псевдоперигляциальные образования юга Средней Сибири.— Материалы VIII Всес. междувед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению). Якутск, 1966, вып. 6, с. 126—134.
- Скрыльник Г. П. Мерзлотные факторы рельефообразования на юге Средней Сибири. Автореф. канд. дис. М., 1970. 32 с.
- Соломатин В. И. О структуре полигонально-жильного льда.— В кн.: Подземный лед. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1965, с. 46—72.
- Соломатин В. И. О механизме деформаций отложений на контакте с ледяными жилами.— В кн.: Тезисы докл. Всес. совещ. по мерзлотоведению 1970 г. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 101—102.
- Соломатин В. И. Строение и генезис полигонально-жильного льда в плейстоценовых отложениях Северной Якутии.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 7—99.
- Соломатин В. И., Кузьмин Р. О. Термокарст по жильным льдам и связанные с ним структуры проседания.— В кн.: Проблемы криолитологии. Вып. II. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 65—71.
- Строительные нормы и правила. Ч. II. Основания и фундаменты зданий на вечномерзлых грунтах. Нормы проектирования (СНиП II-Б, 6—66). М., Стройиздат, 1967. 48 с.
- Суходровский В. Л. Физическое выветривание горных пород в приледниковой зоне Земли Франца-Иосифа.— В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 210—224.
- Таргулян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М., «Наука», 1971. 202 с.
- Томирдиаро С. В. Многолетняя мерзлота Северо-Востока СССР.— В кн.: Север Дальнего Востока. М., «Наука», 1970, с. 133—149.
- Томирдиаро С. В. Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. Магадан, 1972. 174 с.

Томирдиаро С. В., Рябчин В. К., Кузнецов Ю. В., Орлова З. П. Лессово-ледяной покров Северной Якутии и Новосибирских островов как продукт разветвления шельфа.— «Колыма», 1972, № 11, с. 31—43.

Томирдиаро С. В., Рябчин В. К., Иванец Б. С. Физико-географическая обстановка и особенности формирования лессово-ледового покрова на равнинах северо-востока Азии.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 7, с. 86—92.

Толстов А. П. Случаи наличия в тундре жильного льда, по химическому составу близкого к морской воде.— В кн.: Проблема палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 182—184.

Труш Н. И., Кондратьева К. А. Состав и свойства верхнеплейстоценовых отложений Яно-Индигирской приморской низменности.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1975, № 5, с. 72—86.

Тютюнов И. А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре (криогенез). М., Изд-во АН СССР, 1960. 160 с.

Фотиев Е. М., Данилова Н. С., Шевелева Н. С. Геокриологические условия Средней Сибири. М., «Наука», 1974. 247 с.

Фролов А. Д. Распространение ультразвука в песчано-глинистых породах.— «Известия АН СССР. Серия геофиз.», 1974, № 5, с. 51—65.

Фролов А. Д. Упругие и электрические свойства мерзлых пород.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. 4. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, с. 149—156.

Фролов А. Д., Зыков Ю. Д. Особенности распространения упругих волн в мерзлых горных породах.— «Геология и разведка», 1971, № 10; 1972, № 2, с. 84—92.

Фундаменты и сооружения на мерзлых грунтах в Якутии. М., «Наука», 1968. 180 с.

Хромов С. П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л., Гидрометеиздат, 1968. 491 с.

Хруцкий С. Ф. Реликты трещинно-полигональных льдов в нижней части долины р. Оби.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 75—84.

Хруцкий С. Ф., Афанасенко В. Е., Кондратьева К. А., Кубрявцев В. А., Романовский Н. Н. Новые данные по мерзлотно-гидрогеологическому строению северной части Яно-Индигирского междуречья.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XII. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 51—67.

Цытович Н. А. Основания и фундаменты на мерзлых грунтах. М., Изд-во АН СССР, 1958. 320 с.

Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. М., «Высшая школа», 1973. 446 с.

Чарушин Г. В. Современное полигональное трещинообразование в Восточной Сибири.— «Известия ВГО», 1966, т. 98, вып. 1, с. 65—74.

Швецов П. Ф. Об условиях и времени образования основной системы морозобойных трещин и развития трещинных льдов рыхлых пород.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 195—200.

Швецов П. Ф. Происхождение и закономерности распространения подземных льдов.— «Вестник АН СССР», 1956, № 3, с. 32—46.

Швецов П. Ф. Роль двух-трехлетних повышений температуры почв в развитии современного термокарста и криогенных склоновых процессов на Крайнем Севере.— В кн.: Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии (мерзлотоведения). М., «Наука», 1964, с. 39—47.

Швецов П. Ф. Физическое выветривание сезоннопромерзающих коренных пород в откосах Крайнего Севера.— В кн.: Методы геоморфологических исследований. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 56—67.

Швецов П. Ф., Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В. Основные закономерности криогенных процессов в пылевато-глинистых и песчаных образованиях.— В кн.: II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Вып. IV. Докл. и сообщ. Якутск, 1973, с. 63—73.

Шевелева Н. С. Древние мерзлотные явления в аллювии среднечетвертичного возраста в районе Красноярска.— В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенеза в полярных странах и высокогорье. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 98—108.

Шевелева Н. С., Литвинов А. Я. Геокриологические исследования в районе Красноярска.— «Вестник АН СССР», 1969, № 6, с. 114—126.

Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., «Наука», 1971. 310 с.

Шешин Ю. Б. Результаты исследования механических свойств и температурного расширения мерзлых грунтов в связи со строительством земляных плотин Центральной Якутии.— В кн.: Тепловое и механическое взаимодействие мерзлых пород с инженерными сооружениями. М., 1973, с. 96—101. (Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 55).

Шило Н. А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования.— В кн.: Перигляциальные процессы. Магадан, 1971, с. 5—56. (Труды СВКНИИ ДВНЦ, вып. 38).

Шумский П. А. Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии.— В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 142—161.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

Шумский П. А. Очерк истории исследования подземных льдов. Якутск, 1959а, 58 с.

Шумский П. А. Подземные льды.— В кн.: Основы геокриологии (мерзотоведения). Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959б, с. 274—327.

Шумский П. А. К вопросу о происхождении жильного подземного льда.— В кн.: Сборник статей по общему мерзотоведению. Т. XVI. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 81—97. (Труды ИНМЕРО им. В. А. Обручева).

Шушерина Е. П. Сопротивление мерзлых дисперсных пород и льда разрыву в области низких отрицательных температур (до -60°C).— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XIV. М., Изд-во МГУ, 1974, с. 179—189.

Шушерина Е. П., Барковская Е. Н., Ревина Л. А. Исследования температурных деформаций дисперсных мерзлых пород в зависимости от их состава и температуры в диапазоне от $-0,5$ до -55° .— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XIII. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 212—227.

Шушерина Е. П., Рачевский Б. С., Отощенко О. П. Исследование температурных деформаций мерзлых горных пород.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. X. М., Изд-во МГУ, 1970, с. 273—283.

Шушерина Е. П., Зайцев В. Н. Температурные деформации многолетнемерзлых дисперсных горных пород и повторно-жильных льдов.— В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XV. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 201—213.

Anketell J., Cegla J., Dżulyński S. On the deformational structure in systems with reversed density gradients.— «Rocznik Polsk. Tow. Geolog.» V. VX(I). Z. 1. Kraców, 1970, p. 3—30.

Berg T. E., Black R. F. Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica.— «Antarctic Res., Ser.», 8, Pub. 1418, 1966, p. 61—108.

Black R. F. Structures in ice-wedges of Northern Alaska (Abstract).— «Bull. Geol. Soc. America», 1951, v. 62, p. 1423—1426.

Black R. F. Growth of ice-wedge polygons in permafrost near Barrow, Alaska (Abstract).— «Bull. Geol. Soc. America», 1952, v. 63, p. 1235—1236.

Black R. F. Permafrost — a review.— «Bull. Geol. Soc. America», 1954, v. 65, p. 839—855.

Black R. F. Les coins de glace et le gel permanent dans le Nord de l'Alaska.— «Ann. Geogr.», 1963, v. 72, p. 257—271.

Black R. F. Periglacial phenomena of Wisconsin, North Central United States.— In: Report of the VI-th Intern. Congress on Quaternary. Warsaw, 1961, v. IV, Łódź, 1964, p. 21—28.

Black R. F. Ice-wedge casts of Wisconsin.— «Wisconsin Acad. of Scien, Arts and Letters», 1965, v. 54, p. 187—222.

Black R. F. Climatically significant fossil periglacial phenomena in North Central United States.— «Bull. Perygl.», Łódź, 1969, N 20, p. 225—238.

Black R. F. Growth of patterned ground in Victoria Land, Antarctica.— In: "Permafrost", II Intern. Conf., 1973, p. 193—203.

Black R. F., Berg T. E. Glacier fluctuations recorded by pattern ground Victoria Land.— In: "Antarctica Geology", SCAR Proc. III Glacial Geol., 1963a, p. 107—122.

Black R. F., Berg T. E. Hydrothermal regimen of patterned ground, Victoria Land, Antarctica.— In: Int. Un. Geod. Geophys., Comm. Snow Ice. 61, 1963b, p. 121—127.

Brown R. J., Péwé T. L. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment' a Review 1963—1973.— In: "Permafrost", II Intern. Conf., 1973, p. 70—100.

Butkovich T. R. Thermal expansion of ice.— "J. of Appl. Phys.", 1959, v. 3, N 3.

Butrym J., Cegla J., Dżulyński S., Nakonieczny S. New interpretation of "periglacial structures".— In: Folia Quaternaria. Krakov, 1964. 42 p.

Christensen L. Fossile polygonønstre i jyske landbrugsjerder.— "Ugeskrift for agromer og hortonomer.", 1973a, N 2 (a), p. 102—107.

Christensen L. Geologisk tolkning af afgrødemnstre i landbrugsjerder.— "Dansk landbrug", 1973b, № 6 (b), p. 13—18.

Christensen L. Crop — marks revealing large — scale patterned ground structures in cultivated areas, Southwestern Jutland, Denmark.— "BOREAS", V. 3. Oslo, 1974, p. 153—180.

Dorsey N. E. Properties of ordinary water-substances.— "Reinhold Publishing Corp.", N. Y., 1940, № 4.

Dylik J. Nowe problemy wieciernej zmarzliny plejstoceenskiej.— "Acta Geogr. Lodziensia." 17 Łódź, 1963. 93 p.

Dylik J. Problems of ice-wedges structures and frost-fissure polygons.— "Bull. Pergl.", Łódź, 1966, № 15, p. 241—291.

Dylik J., Maarleveld G. C. Frost cracks, frost fissures and related polygons (A summary of the literature of the past decade).— "Mededelingen van de Geol. Strichting, Nieuwe Ser., 1967, № 18, p. 7—21.

Dżulyński S. Polygonal structures in experiments and their bearing on some periglacial phenomena.— "Bull. de L'Academie Polonaise des Sciences. Ser. des sci. geol. et geogr.", 1963, v. XI, № 3, p. 145—150.

Dżulyński S. Experiments on Clastic wedges.— "Bull. de L'Academie Polonaise des Sciences. Ser. des sci. geol. et geogr.", 1965, v. XIII, № 4, p. 301—304.

Dżulyński S. O strukturach sedymentacyjnych zwiazanych z niestatecznym uwarstwieniem gestosciowym.— "Rocznik Polsk. Tow. Geolog.", Kraków, 1966, T. XXXVI, p. 3—20.

Gallwitz H. Eiskeile und glaziale Sedimentation.— "Geologica", 1949, v. 2.

Goździk Y. S. Рецензия на статью R. F. Black "Ice-wedge casts of Wisconsin". — "Bull. Perygl.", Łódź, 1969, № 20, p. 379—380.

Goździk J. S. Geneza szszzelin zmarzlinowych w regionie Łódzkim w swietle analisy ich wypelnien.— "Problemy czwartorzedu", Acta Geogr. Lodziensia. Łódź, 1970, № 24, p. 181—196.

Goździk J. Genera i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w szrodkowej Polsce.— "Acta Geographica Lodziensia, Łódź, 1973, № 31.

Jahn A. Origin and development of patterned ground in Spitsbergen.— In: Proceedings Permafrost International Conference. Lafayette, Indiana. Nat. Acad. of Sci., 1963, p. 140—145.

Jahn A. Zagadnienia strefy peryglacyalnej. Panstw. Wyd. Nauk. Warszawa, 1970. 202 p.

Jahn A., Czervinski J. Rola impulsow w procesie formowania sie peryglacialnych struktur glebowych.— "Acta Univ. Bratislaviensis, Studia Geograf.", T. VII, 1965. 24 p.

Jahn A. Problems of the Pereglacial Zone. PWN — Polish Scientific Publishers. Warszawa, 1975. 223 p.

Jehle L. A. Soil tongues and their confusion with certain indicators of periglacial climate.— "Amer. J. of Sciences", 1954, v. 252, p. 210—228.

Johnsson S. True and false ice-wedges in Southern Sweden.— "Geograf. Ann.", 1959, v. XLI, № 1, p. 15—33.

Johnsson G. Periglacial phenomena in Southern Sweden.— "Geograf. Ann.", 1962, v. XLIV, p. 378—404.

- Katasonov E. M.* Classification of frost — caused phenomena with references to the genesis of the sediments in Central Yakutia. — "Bull. Perygl.", Łódź, 1973, № 23.
- Kerfoot D. E.* Thermal contraction cracks in an Arctic tundra environment. — "Arctic", 1972, v. 25, № 2, p. 142—150.
- Lachenbruch A.* Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. — "Geol. Soc. Amer.", Paper 70, 1962, 69 p.
- Leffingwell E.* Ground ice-wedges: the dominant form of ground — ice on the North Coast of Alaska. — "Journ. Geol.", 1915, XXIII, v. 23, № 7, p. 635—654.
- Leffingwell E.* The Canning River region Northern Alaska, U. S. Geol. Surv. Prof. paper., v. 109, 1919, 251 p.
- Lonsdale D. K.* The structure of ice. — "Proc. of the Roy. Soc. A", 1958, v. 247, p. 149—158.
- Mackay J. R.* Winter cracking (1967—1973) of ice-wedges Garry Island. NWT (107 c) Project 680047. — "Geol. Surv. Can.", Paper 731, Part D, 1973, p. 161—163.
- Mackay J. R.* Seismic shot holes and ground temperatures Mackenzie Delta Area, NWT. — "Geol. Surv. Can.", Paper. 74-1, Part A, 1974a, p. 389—392.
- Mackay J. R.* The rapidity of tundra polygons growth and destruction Tuktoyaktuk Peninsula — Richards Island Area, NWT. — "Geol. Surv. Can.", Paper 74-1, Part A, 1974b, p. 391—392.
- Mackay J. R., Black R. F.* Origin, composition and structure of perennially frozen ground and ground ice (a review). — In: Permafrost, II Intern. Conf., 1973, p. 185—192.
- Paepé P. and Pissart A.* Periglacial structures in the Late Pleistocene stratigraphy of Belgium. — "Bull. Perygl.", Łódź, 1969, № 20, p. 321—326.
- Péwé T. L.* Effect of permafrost on cultivated fields, Fairbanks Area, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 989-F, Washington, 1954, p. 315—354.
- Péwé T. L.* Sand-wedge polygons (tessellation) in the Mc Murdo Sound Region, Antarctica. — A progress report. — "Am. Journ. of Sci.", 1959, v. 257, p. 545—552.
- Péwé T. L.* Ice-wedges in permafrost, Lower Yukon River Area near Galena Alaska. — "Bull. Perygl.", Łódź, 1962, № 11, p. 65—76.
- Péwé T. L.* Guidebook for field conference F. — In: INQUA, 7-th Congress Boulder, USA, 1965, p. 6—36.
- Péwé T. L.* Ice-wedges in Alaska — classification, distribution and climatic significance. — "Permafrost". Intern. Conf., NAS — NRC, 1966a, p. 76—81.
- Péwé T. L.* Paleoclimatic significance of fossil ice-wedges. — "Bull. Perygl.", 1966b, № 15, p. 65—74.
- Pissart A.* Les polygones de fente de gél de l'île Prince Patrick (Artique Canadienne, 76° Lat. N) — "Bull. Perigl.", Łódź, 1968, № 17, p. 171—180.
- Pissart A.* Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. Extrait des Annales de la Société Géologique de Belgique. T. 9, 1970, 36 p.
- Powell R. W.* Preliminary measurements of the thermal conductivity and expansion of ice. — "Proc. of the Poy. Soc. Ser. A", 1958, v. 247, p. 211—228.
- Romanovsky N. N.* Veneering frost structures. — "Bull. Perygl.", Łódź, 1960, v. 7, p. 125—136.
- Romanovsky N. N.* Regularities in formation of frost fissures and development of frost — fissures polygons. — "Bull. Perygl.", Łódź, 1973, № 23, p. 237—277.
- Soergel W.* Diluviale Eiskeile. — "Zeitschr. Geol. Gesell.", 1936, Bd. 88, S. 223—247.
- Svenson H.* Note on a type of pattern ground on the Varanger Peninsula, Norway. — "Geogr. Ann.", 1962, v. 44, p. 111—129.
- Svenson H.* Tundra polygons, Photographs interpretation and field studies in North Norwegian polygon areas. — "Norges Geol. Unders. Arbok.", 1963, № 223.
- Svenson H.* Aerial photographs for tracing and investigating fossil ground in Scandinavia. — "Bull. Perygl.", 1965, № 14, p. 321—326.
- Svenson H.* Frozen — ground morphology of northeasternmost Norway. — "Proceedings of the Helsinki Symposium, Ecology of subarctic regions." 1966, p. 161—168.
- Svenson H.* Distribution and chronology of relict polygons patterns on the Lap-

holm Plain, the Swedish West Coast.— "Lund studies in Geography. Ser. A". Lund, 1974, № 54, p. 159—175.

Washburn A. L. Classification of pattern ground and review of suggested origins.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1956, v. 67, p. 836—866.

Washburn A. L. Weathering, frost action and patterned ground in the Mesters Vig district, North East Greenland.— "Meddelelser om Grönland." 1969, Bd. 176. 303 p.

Washburn A. L. Periglacial processes and environments. London, Arnold, 1973. 320 p.

Washburn A. L., Smith D. D., Goddard R. H. Frost cracking in a middle latitude climate.— "Bull. Perygl." Łódź, 1963, № 12, p. 175—189.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
<i>Глава I.</i> Существующие представления о факторах и условиях образования морозобойных трещин и полигонально-жильных структур	7
§ 1. О зональной природе полигонально-жильных образований и их связи с составом пород	—
§ 2. Представления о физической природе образования морозобойных трещин и подход к их изучению в связи с исследованием полигонально-жильных структур	10
<i>Глава II.</i> Некоторые закономерности температурного режима верхних горизонтов пород (в связи с их влиянием на морозобойное растрескивание)	16
§ 1. О подходе к анализу температурного режима пород в связи с морозобойным растрескиванием	—
§ 2. О закономерностях температурного режима верхних горизонтов пород	19
§ 3. Оценка параметров температурного режима ниже подошвы СТС	24
§ 4. О влиянии динамики температурного режима верхних горизонтов пород на морозобойное растрескивание	31
<i>Глава III.</i> Физико-механические свойства мерзлых пород, влияющие на морозобойное растрескивание	36
§ 1. Коэффициенты линейного расширения — сокращения мерзлых пород и льда	—
§ 2. Некоторые прочностные свойства мерзлых пород и льда	42
<i>Глава IV.</i> Особенности развития морозобойных трещин в природе, процессы их заполнения и образование полигонально-жильных структур	49
§ 1. Особенности зарождения и основные типы развития морозобойных трещин	—
§ 2. О мелкополигональном растрескивании	56
§ 3. Ярусность морозобойных трещин и форма трещинных полигонов	58
§ 4. Процессы заполнения морозобойных трещин	60
§ 5. Фациальные и зональные особенности развития и заполнения морозобойных трещин в мерзлой толще	62
§ 6. Причины закрепления положения морозобойных трещин при повторном растрескивании	67
§ 7. Основные типы полигонально-жильных структур	68
<i>Глава V.</i> Изначально-грунтовые жилы	70
§ 1. Процесс образования изначально-грунтовых жил	—
§ 2. Изначально-грунтовые жилы начальных стадий развития	72
§ 3. Развитые формы изначально-грунтовых жил	74
§ 4. Формы, переходные от изначально-грунтовых жил к другим типам жильных структур	78
§ 5. Связь изначально-грунтовых жил с мерзлотно-геологическими условиями и их характерные признаки	80
<i>Глава VI.</i> Повторно-жильные льды	83
§ 1. О повторно-жильных льдах и «переходных» полигонально-жильных системах	84

2.	Об эпигенезе и сингенезе в формировании повторно-жильных льдов	88
3.	Текстура и структура повторно-жильного льда	92
4.	Особенности химического состава повторно-жильных льдов	99
5.	Соотношение вмещающих пород и повторно-жильных льдов и полигонально-жильных системах	105
6.	О механизме роста сингенетических повторно-жильных льдов	116
7.	Признаки сингенетического развития повторно-жильных льдов	123
Глава VII.	Первично-песчаные жилы	131
1.	Процесс образования и основные особенности первично-песчаных жил	132
2.	Формы, переходные от первично-песчаных жил к повторно-жильным льдам	135
3.	Особенности роста жил	138
4.	О причинах и условиях парагенеза первично-песчаных, песчано-ледяных жил и повторно-жильных льдов	—
Глава VIII.	Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам	142
1.	Признаки псевдоморфоз, унаследованные от повторно-жильных льдов	143
2.	Признаки псевдоморфоз, возникающие при вытаивании повторно-жильных льдов	146
3.	Условия образования псевдоморфоз по повторно-жильным льдам	156
Глава IX.	Закономерности развития полигонально-жильного микрорельефа	161
1.	Развитие полигонально-жильного микрорельефа при образовании изначально-грунтовых жил и повторно-жильных льдов	—
2.	Развитие полигонально-жильного микрорельефа при формировании первично-песчаных жил, песчано-ледяных и ледяных жил	173
Глава X.	Геологическое и палеогеографическое значение полигонально-жильных структур	177
1.	Значение морозобойного растрескивания и образования полигонально-жильных структур в криолитогенезе отложений	—
2.	Принципиальная схема соотношения полигонально-жильных структур и их палеомерзлотное значение	185
Заключение		194
Литература		198

Николай Никитич Романовский

**ФОРМИРОВАНИЕ
ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ
СТРУКТУР**

Ответственный редактор
Калерия Александровна Кондрачева



Редактор Н. Ф. Джигирис
Художник Е. Ф. Новиков
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Технический редактор Г. Я. Герасимчук
Корректоры А. А. Надточий, М. В. Ржевцева

Сдано в набор 5 августа 1976 г. Подписано в печать 1 апреля 1977 г. МН 10029. Формат 70×108^{1/16}.
Бумага типографская № 1. 13,5 печ. л., 18,9 усл. печ. л., 19,4 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз.
Заказ № 223. Цена 1 р. 94 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
34	16-я сверху	III — при $t_0 > t_{t\text{ ср}}^3$	III — при $t_0 > t_{\text{ср}}^3$
133	3-я в табл. 15 1-я графа	\perp	\perp

Н. Н. Романовский. Формирование полигонально-жильных структур

Цена 1 р. 94 к.

2143



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ