

ГЛАВА 3

УСЛОВИЯ И ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ И СУЩЕСТВОВАНИЯ **ВДС**

Чтобы каналы **ВДС** в ледниках могли возникнуть, развиваться и существовать, необходимо выполнение некоторых условий и предпосылок.

3.1. Предпосылки формирования **ВДС**

Предпосылками формирования **ВДС** является наличие ледникового льда, т.е. собственно ледников разных типов, особенности строения зон льдообразования на ледниках, особенности климата и др. Рассмотрим их более подробно.

3.1.1. Типы ледников

Ледники развиты не повсеместно; они имеются в горных районах и полярных широтах. В каких же ледниках могут формироваться **ВДС**? Ледники обычно подразделяют на холодные (полярные), политермические (субполярные) и теплые.

Холодные ледники встречаются в Антарктиде, на севере Гренландии, на Арктических островах (Земля Франца Иосифа, Новой Земле, Северной Земле, островах Де-Лонга, Ушакова, Виктория, Врангеля, островах Канадского арктического архипелага, горах Сибири (горы Бырранга, Плато Путорана, хр. Оруглан, хр. Черского, хр. Сунтар-Хаята, хр. Кодар, к ним можно отнести верховья ледников Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша, Гималаев и др.). Эти ледники характеризуются круглогодичным отрицательным температурным режимом ледяной толщи и все каналы, которые внутри них могли бы возникнуть, неизбежно быстро перекрываются льдом, так что полноценные **ВДС** в них существовать не могут.

Политермальные ледники подразделяются на несколько групп [174, 225]: 1) теплый лед расположен в основании ледяной толщи (центральная Гренландия и Антарктида); 2) теплый лед расположен в нижней части ледников и ледниковых шапок (Альпы, Гималаи, Анды); 3) теплый лед расположен в верховьях ледника, а язык ледников сложен холодным льдом (Шпицберген, периферия Антарктиды); 4) теплый лед расположен в средней части ледника, а в верховьях и на языке ледников развит холодный лед (архипелаги арктических и антарктических островов); 5) теплый лед развит в поверхностном слое в центральной части ледника (ледники Канады). Полноценные **ВДС** могут возникать в ледниках групп 2-5.

Теплые ледники развиты во многих горных системах, где они слагают ледники целиком (Кавказ) или только в пределах зоны абляции и части зоны аккумуляции (Тянь-Шань, Памир, Гиндукуш, Гималаи и др.). **ВДС** формируются в подавляющем большинстве таких ледников.

По размерам и форме ледники подразделяются на каровые, склонов, подножий, горно-долинные, выводные горно-покровного оледенения, выводные ледниковых шапок и куполов (покровное оледенение), ледниковые щиты. При наличии благоприятных условий **ВДС** могут формироваться во всех типах ледников, кроме склоновых.

3.1.2. Зоны льдообразования

Условия формирования, размещения и движения воды не одинаковы в разных частях ледников. Г.Н. Голубев [26] делит ледники на 4 зоны: снежно-фирновая толща, поверхностный слой льда мощностью до 1 м, придонный слой льда толщиной несколько метров, толща льда, не соприкасающаяся с внешним контуром ледника.

Водный режим области аккумуляции

К областям питания ледников относится преобладающая по площади часть горного оледенения и подавляющая часть покровного. В областях абляции ледников процессы внешнего массообмена в целом одинаковы на всех ледниках и различаются в основном количественными показателями [26]. Строение областей аккумуляции ледников отличаются большим разнообразием. Система гляциологической зональности, разработанная П.А. Шумским [154], показывает взаимосвязь между строением верхних горизонтов области питания ледника и процессами внешнего массообмена (в том числе температурой воздуха). Поскольку все процессы, происходящие на ледниках взаимосвязаны, то водный режим ледников зависит от гляциологической зональности.

Наиболее часто в пределах ледников выделяют 7 гляциологических зон: 1) снежная или рекристаллизационная; 2) снежно-ледяная или режеляционно-рекристаллизационная; 3) холодная фирновая или холодная инфильтрационно-рекристаллизационная; 4) теплая фирновая или теплая инфильтрационно-рекристаллизационная; 5) фирново-ледяная или инфильтрационная; 6) ледяная; 7) зона абляции (Рис. 3.1).

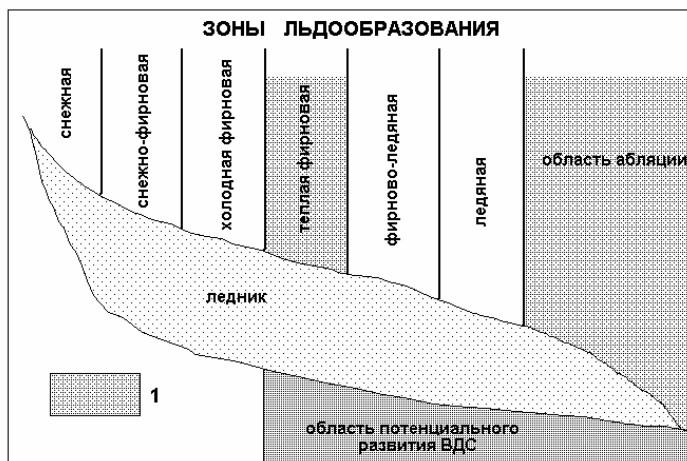


Рис. 3.1. Соотношение зон льдообразования на леднике и возможности формирования **ВДС**. 1 – области возможного формирования **ВДС** и входов в нее.

Снежная зона. Здесь воды не бывает совсем.

Снежно-ледяная зона. То количество талой воды, которое возникает в этой зоне, сразу же замерзает в толще снега, не формируя сток.

Холодная фирновая зона. Талые и дождевые воды прогревают верхнюю часть фирновой толщи до нулевых значений из-за замерзания воды и выделения скрытой теплоты кристаллизации. Происходит также насыщение толщи водой. Поскольку мощность водонасыщенной толщи чаще всего меньше глы-

бины расположения слоя постоянных температур, стока из такой толщи не происходит. Однако в некоторых случаях сток из этой зоны может осуществляться.

По данным А.Н. Кренке [69], в холодной фирновой зоне коэффициент стока иногда может достигать 0,5.

Поскольку поглощения воды внутрь фирновой толщи не происходит, участие воды этой зоны в формировании элементов **ВДС** в пределах зоны невозможно.

Теплая фирновая зона. Основное количество талой и дождевой воды в пределах этой зоны расходуется не на льдообразование, а на насыщение водой снежно-фирновой толщи. Величина стока из зоны соизмерима с величинами талых и дождевых вод, но может меняться по высоте зоны и в разных регионах.

По высоте зоны коэффициент стока может колебаться от 1 до 0 (в среднем 0,5). Однако для некоторых регионов коэффициент стока может иметь другие значения. Так, для горных стран бывшего СССР А.Н. Кренке (1982) дает величину этого коэффициента около 0,75. Проницаемость снежно фирновой толщи подразумевает поступление воды в **ВДС**. Это подтверждают и опыты по окрашиванию вод (например, [26]). Однако механизм связи подсистем **ВДС** области аккумуляции и области абляции еще во многом остается неясным.

Фирново-ледяная зона. Величины стока за период абляции в этой зоне соизмеримы с величинами поступления воды. В начале сезона абляции коэффициент стока невелик, но далее быстро приближается к единице. По данным А.Н. Кренке [69], на Кавказе сток из этой зоны равен 0,5. Поскольку примерно половина воды, попадающей в зону и образующейся в пределах зоны, замерзает, формируя наложенный лед, это является препятствием проникновению в толщу льда (даже по трещинам), а, значит, и для формирования каналов **ВДС** в этой зоне.

Ледяная зона. Большая часть талых и дождевых вод сезона абляции стекает за пределы зоны. По данным А.Н. Кренке [69], на Кавказе сток из этой зоны равен 0,5. Формирование наложенного льда препятствует проникновению талой воды в ледяную толщу, что делает невозможным формирование каналов **ВДС** в этой зоне.

Зона абляции. Водный режим этой зоны похож на режим ледяной зоны. Но сток здесь равен единице. В период таяния снежного покрова в зоне абляции происходят процессы, характерные для вышележащих гляциологических зон области аккумуляции, в особенности инфильтрационной зоны. Но эти процессы протекают только часть сезона абляции и завершаются с исчезновением снежного покрова. Это означает, что формирование наложенного льда в зоне абляции может играть сдерживающую роль в поступлении воды в ледяную толщу в начале периода абляции, но не может служить таким препятствием в дальнейшем. Этим и объясняется формирование основного количества каналов **ВДС** именно в этой зоне.

В целом для всех гляциологических зон можно выделить четыре основных типа водного режима: отсутствия аккумулярованных талых вод, полного усвоения талых вод, частичного усвоения талых вод, полный сток талых вод. Верхней границей жидкого стока является нижняя граница холодной фирновой зоны (или верхняя граница этой зоны по А.Н. Кренке [69]).

Таким образом, только два типа водного режима удовлетворяют возможностям формирования **ВДС** ледников (Табл. 3.1).

Таблица 3.1.

Водный режим зон льдообразования (по [26, 69])

Зона льдообразования	Просачивание воды в лед	Коэффициент стока	Отвод воды через трещины вглубь	Создание каналов во льду
Снежная	–	0	–	–
Снежно-фирновая	+	0	–	–
Холодная фирновая	+	0 - 0,5	–	–
Теплая фирновая	+	0,5-0,75	±	±
Фирново-ледяная	–	0,5	–	–
Ледяная	–	0,5	–	–
Абляции	–	1	+	+

+ - возможность события;

– - невозможность события;

± - частичная возможность события.

Поскольку вода из фирново-ледяной и ледяной зон стекает за пределы зоны, то вряд ли она может участвовать в формировании каналов **ВДС** непосредственно в пределах этих зон. Только в теплой фирновой зоне вода может беспрепятственно просачиваться в толщу теплого фирна. Если при этом могут возникнуть условия для концентрации просачивающейся воды, то в пределах фирновой зоны вполне могут сформироваться небольшие каналы стока воды. Концентрация стока или накопления воды в понижениях ледяного рельефа под фирновой толщей могут обеспечить не только регулярное, но и значительное по величине питание трещин водой. Именно это необходимо для формирования каналов в толще льда. Прямое формирование каналов в фирне, по-видимому, возможно лишь в ограниченном объеме, поскольку скорости вертикального перемещения воды в нем очень малы. Скорости гравитационного перемещения воды в фирне оцениваются в 0,05-0,2 м/час [322, 421]. Скорость перемещения воды в насыщенной части фирна зависит от гидравлического градиента, расстояния до дренирующей трещины и пропускной способности каналов **ВДС**. Даже если подобные каналы и сформировались, остается непонятным способ сообщения каналов, находящихся в тепловой фирновой зоне, и каналов, развивающихся во льду [159, 322]. Можно предположить, что именно каналы и емкости, возникшие по таким трещинам [237], дренирующим толщу фирна, обеспечивают сток из фирновых областей и имеют связь с каналами нижней подсистемы **ВДС**. Во всяком случае, во время наших исследований нам не удалось наблюдать такие каналы, которые подходили бы из зоны аккумуляции к магистральным каналам **ВДС**.

Хорошую связь вод, просачивающихся в фирновую толщу, с каналами **ВДС** области абляции удалось доказать при помощи метода окрашивания водных потоков. На ледниках Стор (Швеция), Алечкомо (Альпы), Вернагтфернер (Аль-

пы) запущенная в фирн краска двигалась до языка ледника от нескольких дней до нескольких недель [311]. Рассчитывая скорости движения воды в фирне, обычно не акцентируют внимание читателей на том факте, что речь, как правило, идет о первой волне краски, которая вышла на языке ледника. Обычно выход краски растягивается на длительный период, который может достигать месяца и более, как, например, это наблюдалось на леднике Стор (Швеция) [241, 287]. Это, а также то, что краска после эксперимента выходит лишь частично, говорит о том, что система дренажа фирновой толщи очень сложно устроена. Во всяком случае, скважинами на леднике Стор (Швеция) удалось подсечь некоторое количество небольших трещинных каналов, по которым вода двигалась с очень малыми скоростями [420].

Для ледника Абрамова (Тянь-Шань) предлагается разделить период абляции в фирновой области на три более мелких периода: формирования дренажа, наилучшего развития сети дренажа и его опорожнения–разрушения [21]. Отмечено, что после зимней межени каналы в фирне сначала приспособливаются к возрастающему притоку воды, а после их проработки скорость просачивания воды возрастает. В конце сезона абляции падение стока из фирна связано не столько с разрушением сети дренажа, сколько с уменьшением напора воды внутри фирновой толщи. Поэтому скорость горизонтальной и вертикальной фильтрации в фирне падает с уменьшением интенсивности таяния.

Несмотря на довольно большое количество работ, посвященных изучению стока в фирновой области, вопросы формирования каналов **ВДС** в теплой фирновой зоне требуют дополнительного исследования.

Все, что касается дальнейшего изложения, связано в основном с **ВДС** областей абляции ледников.

3.2. Причины и условия формирования **ВДС**

Для того чтобы **ВДС** могли возникнуть в толще льда необходимо выполнение некоторых основных условий. К ним относятся [458]: 1) наличие льда, в котором могут возникать полости; 2) наличие воды, которая может проникнуть в лед; 3) наличие трещин во льду, являющихся путями движения воды; 4) агрессивность воды по отношению ко льду и ее способность к движению, обеспечивающие расширение каналов [196, 201].

3.2.1. Лед как «растворимая» горная порода

В отличие от других горных пород лед обладает некоторыми специфическими свойствами. В первую очередь, лед – это твердая фаза воды, мономинеральная порода. Природный лед обычно значительно чище воды, так как растворимость веществ в нем очень плохая. Но лед может содержать механические примеси в виде твердых частиц, капелек концентрированных растворов, пузырьков газов. При длительных статических нагрузках и под действием собственного веса лед обладает текучестью.

Основные физические свойства льда представлены в таблице 3.2 [364].

Таблица 3.2

Физические константы льда и воды при 0°C и связанные с ними свойства [364]

Свойства	Символ	Численное выражение	Единицы
Механические			
Плотность воды	ρ	999,8	кг/м ³
Плотность льда	ρ	917	кг/м ³
Энергия активации пластичности льда		60,7	кДж/моль
Константа в законе Глена	k	$5,2-32,7 \times 10^{-13}$	Па ⁻³ с ⁻¹
Показатель степени в законе Глена	n	3	
Вязкость воды	η	$1,787 \times 10^{-3}$	кг/(с·м)
Гидравлический параметр шероховатости поверхности каналов		Глад. 100 Сред. 50 Больш. 10	м ^{3/4} /с
Термальные			
Температура плавления льда	°К	273,1	К
Теплопроводность льда	λ	2,22	Вт/(м·°С)
Удельная теплоемкость льда	c_p	2,12	кДж/(кг·°С)
Температуропроводность льда	a	$1,33 \times 10^{-6}$	м ² /с
Удельная теплоемкость воды	c	4,217	кДж/(кг·°С)
Удельная теплота плавления	L	333,6	кДж/кг
Удельная теплота возгонки/сублимации		2834	кДж/кг

3.2.2. Источники воды

Вода, как «растворитель», является основным агентом расширения каналов во льду. Поэтому важно знать источники воды, которая поступает в толщу льда. Как мы говорили в Главе 2, основной источник воды – поверхностная дренажная система ледника, которая в течение периода абляции функционирует бесперебойно, постоянно поставя талые воды на поверхность и в толщу льда. Их количество в разных регионах может колебаться от 70 до 99% от суммарного стока.

Существенную долю воды поставляют на ледник жидкие осадки. Их количество может варьировать от 1 до 20%. В зависимости от размеров горных склонов, обрамляющих ледники, количество воды, которое они поставляют на ледник, может изменяться от 0 до 20%.

Таблица 3.3.

Доли разных составляющих в суммарном количестве воды, поступающей в толщу льда, ледник Альдегонда (Шпицберген), 2002/2003 гг.

Источник воды	%
Талые воды	83
Таяние снизу от геотермического тепла	0,2*
Жидкие осадки	8,4
Сток с приледниковых склонов	8,4

* - расчетное значение по величине теплового потока

Благодаря геотермическому теплу ледники получают воду в количестве около нескольких долей процента, ее количество зависит от площади ледников. Для примера рассмотрим доли разных составляющих для ледника Альдегонда (Шпицберген) (Табл. 3.3).

3.2.3. Проницаемость снега и льда для воды

Известно, что монолитный лед практически водонепроницаем для воды. Об этом свидетельствуют, например, озера на поверхности льда. Чтобы вода могла поступать внутрь льда необходимо присутствие путей, по которым вода могла бы двигаться в нем. Характер движения воды внутри льда определяют пористость и проницаемость льда. Фильтрационные и емкостные свойства ледникового льда характеризуются его малой пространственной неоднородностью, которая к тому же может меняться во времени, что связано с возможностью воды, как растапливать лед, так и залечивать полости в нем.

Все, кто имел дело со льдом, знают, что вода может проникать в толщу льда, перемещаться внутри него, что говорит о существовании некоторых условий, при которых лед становится проницаемым для воды. Рассмотрим возможные причины и условия проницаемости льда.

Лёд как монолитная горная порода, может быть проницаем для воды, так же как любая горная порода, т.е. при наличии в нем путей движения для воды: пор, трещин и каналов. Рассмотрим каждый из этих типов проницаемости льда по отдельности.

3.2.3.1. Поры и поровая проницаемость

Поскольку снег (фирн) и лед это две совершенно разные горные породы с различными физическими свойствами, рассмотрим их проницаемость для воды по отдельности.

Поровая проницаемость снега и фирна

Известно, что вода прекрасно просачивается сквозь снег и фирн, поскольку они обладают очень рыхлой структурой, обусловленной большим количеством связанных между собой пор, расположенных в пространстве между зёрнами льда. Чем менее плотной является ледяная горная порода, тем меньше в ней собственно льда и большее пространство занимают поры, заполненные воздухом [154]. Но снег и фирн, хотя и состоят из отдельных зёрен, это не всегда полностью однородные вещества. Связано это с тем, что снежная и фирновая толщи в зависимости от возраста и условий залегания могут обладать различным размером и формой, как ледяных зёрен, так и межзернового пространства [172]. Но водопроницаемость снега и фирна зависят не только от количества, размеров и формы пор в снежном покрове или фирновой толще, но и от степени разнородности различных слоев, наличия ледяных корок и настов, посторонних примесей [421]. Кроме того, на проницаемость снега и фирна оказывает большое влияние температура толщи. Промороженная за зиму, она обладает определённым запасом холода. Вода, попадая в промороженный снег или фирн, частично замерзает, сначала наращивая зёрна льда, а в дальнейшем заполняя межзерновые пространства льдом и создавая препятствие для проникновения воды в глубину снежной толщи. Чаще всего вода проникает в толщу снега по локализованным каналам, занимающим менее 50% объема снега [203].

Выяснено, что при содержании воды в снегу по объему более 1%, капиллярные силы теряют свое значение и вода начинает перемещаться в снегу благодаря гравитационному просачиванию [442]. Вода может просачиваться либо между зерен снега или стекать в виде пленки по поверхности зерен снега. В первом случае скорости течения достигают 2-3 см/с, во втором – 0,5-0,6 см/мин.

Исследования показали, что преобладающие скорости фильтрации воды в снегу оцениваются в 0,02-0,05 см/с (до 20 м/сутки), они уменьшаются с ростом запаса холода в снегу. Из-за большей плотности породы и меньшего количества пор в ней коэффициент фильтрации воды в фирне имеет значительно меньшую величину, чем в снегу, и не превышает 5 м/сутки.

Для описания движения воды в снежной толще используют уравнения Дарси. Показано, что в простом просачивании воды в снег при среднем его водонасыщении влияние капиллярных сил направлено в противоположную сторону по отношению к силе тяжести. Проницаемость снега для воды прямо зависит от его водонасыщения притом, что пористость снега линейно уменьшается с глубиной [202].

В зависимости от толщины слоя снежной толщ талая вода, поступающая с поверхности ледника, за период абляции промачивает толщу лишь частично (в верхней её части) или просачивается сквозь толщу насквозь до водоупорного слоя, которым могут служить прослойки льда или сама ледяная толща. В таком случае вертикальное движение воды, преобладающее на первом этапе в снежной толще, сменяется на субгоризонтальное по поверхности водоупора. При этом вода движется под уклон, накапливаясь в понижениях, которые имеются на поверхности водоупора. Часть воды замерзает на поверхности льда, а остальная - создаёт водоносный горизонт. Поскольку снег на поверхности ледников часто залегают неравномерно, а создаёт некоторый микрорельеф, то вода по уплотнениям снежной толщ стекает в понижения этого микрорельефа, где и происходит преобладающий сток воды в снежной толще. Постоянное движение талых вод через одно и тоже сечение снежной толщ приводит со временем к разуплотнению снега в этом месте (за счёт более быстрого обтаивания снежных зёрен, чем в других частях толщ). Подобные зоны разуплотнения наблюдались нами в сезонном снежном покрове южного склона Бзыбского хребта (Западный Кавказ) [89]. В замкнутых понижениях рельефа могут возникать снежные болота, которые в благоприятных условиях при большом количестве поступающей воды превращаются даже в небольшие озера на поверхности снега. Водонасыщенность снега здесь бывает так велика, что иногда наблюдаются русла стока из озёр и снежных болот, в которых вода стекает прямо по поверхности снега. Подобное явление наблюдалось нами на леднике северного склона горы Фишт на Кавказе летом 1995 г.

При выклинивании снежно-фирновой толщ вода вновь выходит на поверхность ледника. Если же снежно-фирновую толщу пересекают трещины, то вода из водоносных горизонтов стекает в них и там накапливается до тех пор пока не найдёт пути вглубь ледника, не замерзнет или не вытечет из трещины на поверхность льда (рис. 3.2).

Для многих ледников (вне зависимости от того теплые они или холодные) характерно наличие теплой фирновой зоны. В ней преобладающей системой дренажа является фильтрация талой воды сквозь снег и фирн.

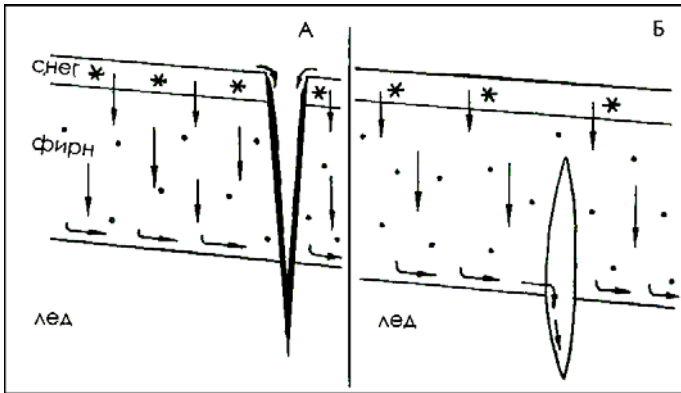


Рис. 3.2. Пути движения воды в толще снега и фирна. А – трещины выходят на поверхность ледника, Б – трещины не выходят на поверхность ледника. Черным цветом показан натечный (наложенный) лед [350].

Вода, просачиваясь в фирн, замерзает, что приводит к выделению тепла кристаллизации и отоплению фирна. Летнее отопление фирновой толщи столь велико, что нулевая температура в ней может сохраняться в течение всего года практически независимо от температуры перекрывающего снега и нижележащего льда. Например, теплая фирновая толща отмечена в верховьях ледника Шокальского на Новой Земле, где среднегодовая температура воздуха (и температура ледяной толщи) равна $-13,2^{\circ}\text{C}$ [152].

Фильтрация воды в толще фирна в первом приближении подобна таковой в крупнозернистых песках. Отличия наблюдаются в верхней части толщи, куда проникает действие сезонных отрицательных температур, и нижней части толщи, где происходит замерзание воды в порах фирна на контакте с холодным льдом. Вода, просачиваясь в рыхлой толще, слабо концентрируется, образуя отдельные струи, что со временем закрепляется в виде несколько расширенных пор-каналцев между зернами фирна. С ростом глубины фирновой толщи количество таких слившихся каналцев увеличивается [377]. На проработку этих каналцев идет тепло, выделяющееся в воде при переходе ее потенциальной энергии в кинетическую. Это же тепло совместно с теплом кристаллизации льда способствует образованию каналцев на контакте фирна со льдом. В основании фирна формируется слабо концентрированный сток под уклон к ближайшей дрене. В зависимости от микрорельефа ледяной поверхности в основании фирновой толщи кроме водотоков могут существовать и бессточные котловины - аналог снежных болот (но их невозможно наблюдать с поверхности ледника) или верховодки [26]. Вода, текущая в толще фирна по контакту со льдом в дальнейшем либо появляется на поверхности ледника, давая начало наложенному льду, либо застаивается и превращается в лед, либо поступает вглубь ледника по трещинам.

На холодных ледниках может отсутствовать теплая фирновая зона, т.к. вся вода, просачивающаяся в снег, замерзает на контакте со льдом. В этом случае каналцы стока формируются в верхней части ледяной толщи на контакте со снегом, как это наблюдалось нами на леднике Кангваре на Южном Тибете на

абсолютной высоте 5800 м, где среднегодовая температура воздуха составляла около -7°C [82, 348].

Максимальная скорость перемещения воды отмечается на границе фирна и льда (или снега и льда, как на холодных ледниках) там, где проявляется первичная канализация стока. При значительных расходах в этом случае могут формироваться каналы стока (соразмерные расходу потока). Но эти каналы существуют непродолжительное время.

Канал стока диаметром 0,3 м мы наблюдали в августе 1995 г. в стенке бергшрунда ледника на контакте фирна и льда на северном склоне горы Фишт (Западный Кавказ). В канале в конце лета имелся небольшой ручеек, заполняющий его лишь частично (около 1/10 по высоте). Не исключено, что причиной образования канала явилось поступление в фирновую толщу тёплых талых вод, образующихся на контакте снега с многочисленными выходами горных пород неподалеку выше бергшрунда.

Таким образом, водоносными горизонтами на ледниках в зоне аккумуляции могут служить: слои снега и фирна выше горизонтов наста и ледяных прослоек (аналог верховодки), нижние части фирновых толщ, а также слои фирна, зажатые в монолитном льду.

Поровая проницаемость льда

В настоящее время признается проницаемость теплого льда (т.е. льда находящегося постоянно при нулевой температуре) через межзерновые поры (рис. 3.3 на вкладке).

При этом содержание воды между кристаллами льда и внутри них не превышает 1% объема льда. Поры во льду имеют ничтожные размеры, так разобщены и редки в породе, что общая проницаемость льда для воды через эти поры чрезвычайно низка, а расчетный коэффициент фильтрации достигает 0,2 м/сутки, но не более 9 м/год [378]. Частое отсутствие фильтрации воды сквозь лед может быть объяснено: пузырьками воздуха и рекристаллизацией льда в канальцах, а также деформацией их стенок [336]. В стенке пещерного канала в мёртвом льду ледника Медвежий на Памире мы наблюдали множество таких канальцев [82]. По ним медленно сочилась вода, что было видно сквозь прозрачный лед по перемещению пузырьков воздуха. Это происходило в толще льда, непосредственно примыкающей к контакту с довольно теплой атмосферой сквозной ледниковой пещеры (температура воздуха в ней не опускалась летом ниже 3°C).

Толщина льда над пещерным каналом не превышала нескольких метров. Однако понятно, что в толще ледника подобных условий существования межзерновых пор и каналов не будет, что было доказано при исследованиях еще в XIX веке, в том числе и в ледниковых пещерах [336]. В ряде работ разработана теория и проведены расчёты поровой проницаемости льда [378]. Однако в недавнее время было показано, что сток через межзерновые каналы в ледниках - это чисто теоретическое построение, в реальных же условиях ледников никакого стока через них происходить не будет, а поровая проницаемость ледников с поверхности до ложа практически полностью отсутствует [338]. По настоящему лед водопроницаем лишь в слое радиационного таяния до глубины не более 15-20 см от поверхности ледника [26]. За счёт воздействия солнечной радиации, приходящей в лёд, здесь первоначально происходит таяние льда

вблизи частиц мелкозёма и по границам кристаллов, так что вода с поверхности спокойно проникает в образовавшееся пространство и стекает далее под уклон.

Тем не менее, известно, что на целом ряде ледников при бурении скважин во льду были обнаружены мелкие капиллярные (или межзерновые) [285, 286] или более крупные каналы [47]. На рисунке 3.4 (на вкладке) показан небольшой канал, обнаруженный внутри стены галереи **ВДС** на глубине около 60 м от поверхности ледника. Однако находки эти единичны и редки и, видимо, не являются правилом, как думали раньше, предполагая, что эти каналы создают единую дренажную сеть в верхней части **ВДС** [285].

Из сказанного выше следует, что с увеличением плотности ледяной породы ее поровая проницаемость падает. Причем, это также верно как для тёплых, так и для холодных ледяных пород, но только кривая падения проницаемости в зависимости от плотности льда во втором случае будет изгибаться значительно круче. К тому же, ни о какой поровой проницаемости холодного льда говорить не приходится из-за быстрого залечивания пор замерзающей водой. Наши наблюдения показали полное отсутствие поровых каналов на стенках галерей внутри **ВДС** как в теплых (Кавказ), так и в слое холодного льда в поли-термальных ледниках (Шпицберген, Тянь-Шань).

Однако поровая проницаемость, даже если она и присутствует где-либо в ледниках, не может объяснить образование каналов стока во льду, а тем более образования **ВДС** ледников.

3.2.3.2. Трещины и трещинная проницаемость льда Ледниковые трещины

Как мы видели выше, межзерновые поры во льду не могут служить основой для формирования **ВДС**. Поэтому понятно, что в основном проницаемость льда связана с трещинами. Кратко рассмотрим причины формирования трещин на ледниках. Ледниковые трещины это вертикальные или крутонаклонные разломы в ледниках, вызванные разрывом льда в процессе его движения (рис. 3.5 на вкладке).

Трещины возникают над резкими перегибами и изменениями наклона ложа, на изгибах, сужениях и расширениях русла ледника. По расположению на леднике различают несколько видов трещин: 1) поперечные, образующиеся над резким уступом или перегибом ложа и нередко формирующие ледопады; 2) продольные, возникающие при выходе ледника из более узкого участка долины в расширенный и принимающие радиальный рисунок в случае лопастной формы языка; 3) диагональные, образующиеся в результате различия скоростей движения льда в осевой и боковой частях ледника, вызываемого трением льда о склоны долины или нунатаки.

Трещины образуются все время на одних и тех же местах ледника, но в этом процессе участвуют каждый раз новые массы льда, а старые трещины при перемещении льда от места их образования постепенно «залечиваются», т.е. исчезают вследствие режеляции льда. Раскрытие трещин происходит при росте напряжений и превышения предельной прочности поверхностного слоя льда (рис. 3.6 на вкладке). Чаще всего образование трещин во льду связано с растягивающим усилием [124]. Трещины направлены под прямым углом к направлению максимальных растягивающих напряжений: в потоке без продольных де-

формаций они идут под углом 45° к бортам ледника; в потоках с растяжением – поперек ледника на стрежне с разворотом вниз к бортам, но под углом, превышающим 45° .

В ледниковом потоке со сжатием трещины подходят к бортам под углом меньше 45° , ближе к продольному, чем к поперечному направлению и отсутствуют на стрежне (рис. 3.7). Таким образом, при разных типах движения на ледниках возникают разные системы трещин.

Длина трещин в ледниках колеблется от нескольких десятков до многих сотен метров, ширина исчисляется обычно метрами и реже – первыми десятками метров. Рассчитанная по физическим свойствам льда максимальная глубина ледниковых трещин равна 22 м [124]. В действительности глубина трещин в теплом льду редко превышает величину 50 м, но она возрастает в холодном льду. На леднике Южный Иныльчек измерены трещины глубиной до 105 м [26]. В Антарктиде также обнаружены трещины глубиной около 100 м [124], но, как предполагают, там могут быть и значительно более глубокие трещины [Badino J., 2001, устное сообщение]. По-видимому, глубина трещин зависит и от конкретной ситуации на леднике.

То, что трещины или системы трещин на ледниках могут иметь значительную глубину может говорить глубина вертикальных дренажных каналов, которые по ним образуются.

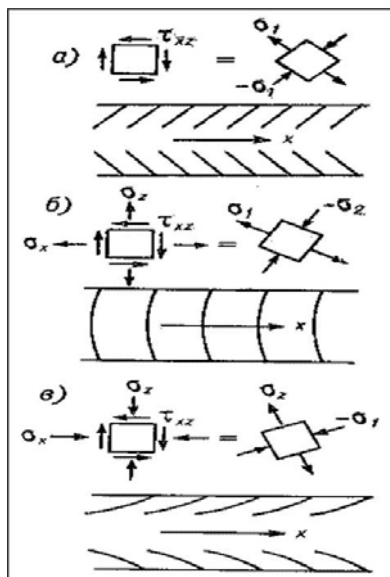


Рис. 3.7. Схематическое изображение трещин на долинных ледниках. а – эффекты напряжений сдвига, связанные только с трением о борта; б – напряжения сдвига и растягивающее движение; напряжение сдвига и сжимающее движение [377].

На многих ледниках вертикальные ледяные колодцы имеют глубины до 50-60 м [398], реже до 70-80 м [423], а полости со ступенчатым строением вертикального канала могут иметь и значительно большие глубины. Мы уже говорили о шахте глубиной около 135 м, доходящей до ложа ледника [398]. В Гренландии описана одноствольная вертикальная шахта глубиной 173 м [405]. Однако, подобные случаи единичны и достаточно редки. Как правило, трещины не

прорезают толщу льда насквозь и не могут служить путями транзита воды к ложу ледника.

Принято считать, что крупные ледниковые трещины единичны, а то, что они всегда сопровождаются более мелкими оперяющимися трещинами, в расчет, как правило, не принимается. При таком подходе становится совсем непонятным, как же вода, попавшая в единичную трещину, может проникнуть внутрь ледника или достигнуть его ложа. Именно поэтому предлагалась теория расклинивания трещины, попавшей в нее водой [472]. Поскольку крупные трещины располагаются чаще всего поперек или наискось к направлению движения льда, то не вполне ясно как же могут образоваться продольные каналы на ледниках. Правда, часто зимой на обнажениях льда и на стенах ледниковых колодцев мы наблюдали, что залеченных трещин в толще льда очень много, при этом они имеют самую разную ориентацию. Возможно, не все трещины хорошо проявляются на поверхности ледника (а гляциологи имеют дело только с трещинами, видимыми на поверхности ледников). Автору однажды пришлось путешествовать внутри трещины, не выходящей на поверхность, проникнув в нее из пещеры на языке ледника Южный Иныльчек. При этом протяжение полости трещины превышало 30 метров, трещина была раскрыта на 1-1,5 м, по трещине можно было подняться на высоту около 10 м. Трещина была сухая и имела уклон от языка ледника около 30-40° (рис. 3.8).

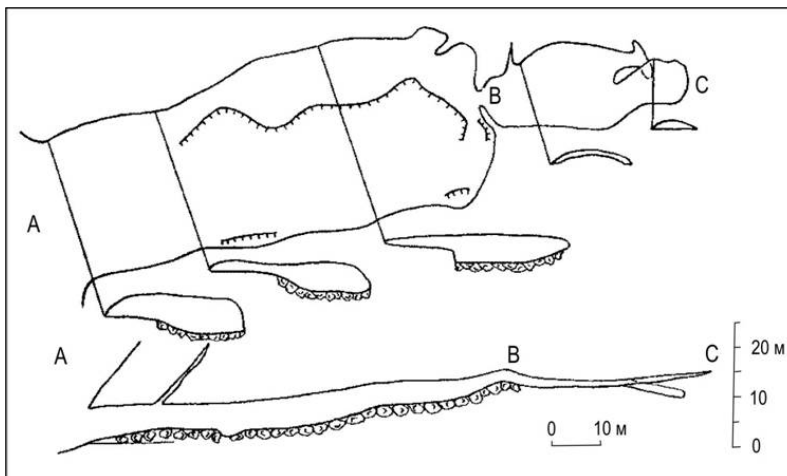


Рис. 3.8. Наклонная трещина в своде пещеры на языке ледника Южный Иныльчек (Тянь-Шань) в 1991 г. Наверху план полости и поперечные сечения, внизу – продольный разрез [350].

Нами в 2001-2004 гг. были обнаружены также горизонтальные и субгоризонтальные трещины на языках целого ряда политермальных ледников на Шпицбергене, по которым очень часто формируются выводные каналы **ВДС** (рис. 3.9 на вкладке).

Решение задач механики ледников [74] предсказывает возможность образования поперечных и продольных трещин на ледниках, причем в некоторых случаях трещины могут не выходить на поверхность ледника. Вероятно, имен-

но эти трещины и использует вода для формирования **ВДС** во внутренних частях ледников.

При формировании трещин во льду возникает трещинная пустотность и проницаемость. Первичная раскрытость трещин для одного ледника изменяется в широких пределах. Трещины формируются в соответствии с законами движения ледников, а впоследствии расширяются теплом текущей воды. Общей закономерностью является преобладающий рост наиболее крупных трещин, что способствует быстрому переходу их в разряд каналов [151].

Трещинная проницаемость льда изучена еще недостаточно. В то же время трещинная проницаемость других горных пород хорошо изучена, и она может служить моделью ледниковой трещиноватости (рис. 3.10). Чтобы представить, как вода движется по системе трещин, сначала рассмотрим движение жидкости в единичной трещине.



Рис. 3.10. Модель, иллюстрирующая систему пересекающихся трещин в горной породе [460].

Первоначально выясним, что такое трещина и как она образуется. Обычно в геологической практике трещина представляется в виде дискообразной сильно сплюснутой полости в горной породе с самым большим расстоянием между плоскостями трещины примерно в центре окружности [460]. На срезе породы, обнажающейся на поверхности земли, обычно видна сильно вытянутая щель, причем срез может проходить через любую часть дискообразной полости. Поэтому, видя срез трещины на плоскости (на поверхности породы или льда), мы не можем точно сказать, как далеко она простирается в стороны. Точно также невозможно точно определить и глубину трещины. Однако для большинства практических задач вполне оправдано допущение, что глубина трещины может быть примерно оценена как половина ее видимой длины. Если трещина единичная, что в природе встречается крайне редко, то она не имеет продолжения внутрь горной породы и потому не может служить путем для движения воды внутрь массива. В реальности это означает, что вода может затечь в такую трещину, заполнить ее целиком, а потом вытечь из нее. После этого вода будет перемещаться только по верхней части трещины, практически не проникая в ее глубину. Очень часто на активных ледниках можно наблюдать, как такие трещины пересекают поверхностные водотоки.

Рассматривая трещинную проницаемость, важно знать минимально необходимый размер трещин, в которые может проникать вода. Разные авторы предлагают разные величины такой минимальной ширины трещины. Одни из них считают такой размер равным примерно 1 мм, имея ввиду, что в более узкую трещину вода проникнуть не сможет, скажем, из-за возникающей воздушной пробки. В других работах в качестве минимальной ширины трещины в модельных расчетах принимается величина 0,2 мм [245]. В гидрогеологии за нижний предел раскрытости трещин принимают десятки-сотни микрон [63]. Полевые исследования показывают, что минимальная начальная ширина трещины, равная приблизительно 0,01 мм, достаточна для развития пещер. Однако это значение зависит от гидравлического градиента, пути перемещения воды, химизма воды, а также от рассматриваемого временного отрезка. Поэтому порог для начальной ширины трещины не имеет фиксированного значения и сильно зависит от местных условий. При наличии достаточного напора вода будет двигаться по трещинам меньшей ширины (раскрытости). Для льда проницаемость мелких трещин незначительна, поскольку они видимо не создают единой сети внутри льда и не могут служить путями движения воды. Вот как обосновывается этот вывод для горных пород в работе [151]. Если бы мелкие трещины создавали бы сеть пересекающихся между собой плоскостей (как это показано, например, на Рис. 3.9 на вкладке), то порода бы могла распадаться по этим трещинам на отдельные фрагменты, чего в действительности не происходит. То же самое можно сказать и по поводу льда.

Обычно в природе встречаются сложные сочетания трещин, что определяется напряжениями в толще породы, которые, в свою очередь, зависят от тектонических условий конкретного региона. Если трещины в горной породе примерно равны по размерам, это могут быть параллельные трещины, вытянутые цепочкой (трещины скалывания) или сложно пересекающиеся. Последний случай иллюстрирует (рис. 3.10). Как видим, в этом случае трещины пересекаются так часто и так сложно, что путь движения воды по таким трещинам представляется как движение сквозь сильно запутанный объемный лабиринт. Вероятно, движение воды в такой запутанной системе трещин возможно только при достаточно высоком гидростатическом давлении [334]. В среднем, пересечения трещин в горной породе не столь часты, поэтому под единичной трещиной иногда понимают или некоторую единую плоскость или последовательную совокупность соединенных друг с другом трещин, по которым возникает водоток, который трассируется между местами входа и выхода воды. Поскольку, несколько утрируя, трещина представляет собой нечто похожее на плоскую чечевицу, то наиболее задействованными в движении воды оказываются центральные части трещин, которые образуют, нечто похожее на изогнутый канал (или каналы) с переменной шириной и расстояниями между стенками (рис. 3.11; 3.12).

В любом случае, мы будем недалеко от истины, если рассмотрим совокупность водопрводящих трещин в качестве извилистого щелевого канала. В реальности такой канал неизбежно будет ветвиться, и текущая в нем вода будет то расходиться на отдельные водотоки, то соединяться с соседними водотоками, получая воду из боковых притоков. Но для расчетов и моделирования обычно принимают упрощенные схемы, которые представляют трещину в виде

двух гладких или шероховатых параллельных пластин с движущейся водой, не размывающей породу.

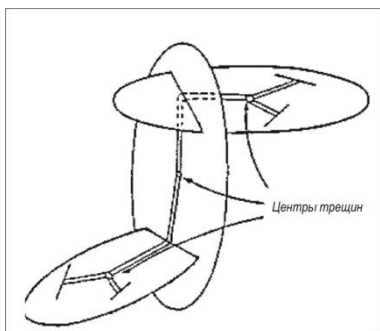


Рис. 3.11. Идеализированная схема канала, проходящего через центральные точки трещин [460].

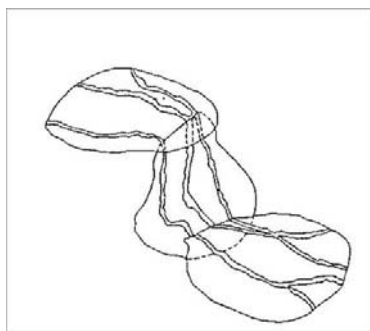


Рис. 3.12. Модель, показывающая реалистичное положение струйных каналов в пределах пересекающихся трещин [460].

Проницаемость K в любой точке такой трещины пропорциональна квадрату раскрытости трещины b в этой точке. Модельные расчеты позволяют получить не только расходы потока в каждой точке трещины, но и нарисовать картину пространственного распределения потока в каждой ее точке (рис. 3.13).

Известно три режима движения воды внутри трещин: капиллярное течение [324], ламинарное течение (по закону Дарси), течение по кубическому закону. Кубическим законом течения воды в трещине называют такой случай, когда объемная скорость течения воды через отрезок трещины пропорциональна градиенту приложенного давления и кубу раскрытости трещины. Не параллельность стенок и их неровность приводит к изменениям скорости течения на 10%, а извилистость трещин оказывает на нее еще большее влияние [249].

Оказалось, что из-за неравномерности раскрытия и шероховатости стенок в трещине возникает несколько канализированных путей движения воды (струй), что доказано многочисленными экспериментами [460]. Поскольку вода втекает в трещину в месте с большим давлением, а вытекает там, где давление имеет меньшее значение, такие канализированные струи в трещине возникают в местах с наименьшим сопротивлением движению воды. В некоторых редких случаях эти каналы вполне обособлены по всей длине трещины, но, чаще всего, такие струи попеременно соединяются между собой или расходятся.

Эти каналы, естественно, не являются физическими или геометрическими каналами в плоскости трещины. Они скорее напоминают взаимосвязанные трубообразные струи, располагающиеся в местных расширениях трещины (не следует забывать, что диаметр струй в мелких трещинах исчисляется долями миллиметра). При этом оказалось, что скорости течения воды в канализированных струях существенно выше, чем в других частях трещины и могут превышать среднюю скорость течения воды в трещине до 5 раз [194]. Выяснено, что канализированные потоки присутствуют в трещинах любого размера (от

сантиметров до километров длиной), а, кроме того, они способны создавать системы течения воды в сети, состоящей из многих трещин [460].

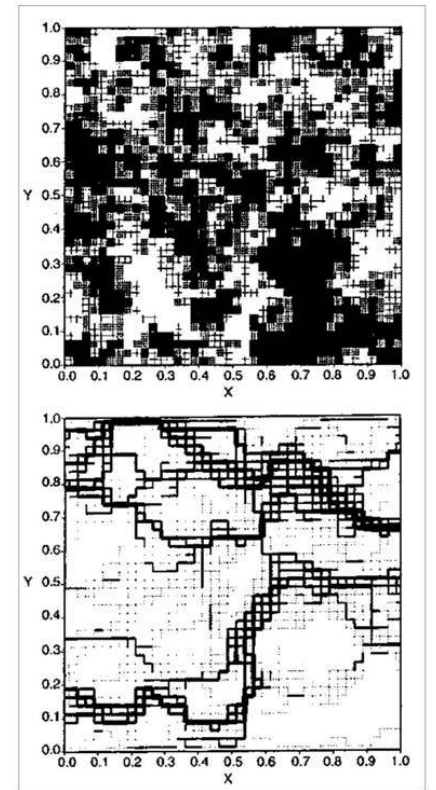


Рис. 3.13. Схема, иллюстрирующая канализацию течения по трещинам. Верхний рисунок - вариация проницаемости (темное - участки меньшей проницаемости). Нижний рисунок - скорости течения воды при наличии градиента давления слева направо (толщина линий пропорциональна квадратному корню из скорости течения воды) [460].

Удалось также выяснить, что относительно большая проницаемость обнаружена на пересечении двух трещин, к тому же давление вдоль всей длины пересечения трещин будет постоянным (но оно меняется от пересечения к пересечению). В некоторых редких случаях при очень большой густоте трещин в породе, проницаемость через систему трещин может рассматриваться как аналог поровой проницаемости. В тоже время исследования показали, что проницаемость вдоль напряженных разрывных нарушений повышается по сравнению с обычными трещинами тех же размеров, что, видимо, связано с образованием большого числа мелких оперяющих трещин вблизи тектонического нарушения [175].

Все это прямо относится и ко льду. Подобие трещин во льду и в горной породе особенно велико на самом первом этапе движения воды по трещинам, когда трещины малы, а потери на трение воды о стенки трещины столь велики, что расширения трещин еще не происходит [187]. Возможность применения законов трещинообразования для понимания формирования трещин в ледниках и определения способности к их проницаемости определена тем, что в ви-

де явления-двойника для формирования трещин в ледниках были первоначально выбраны трещины в нерастворимых горных породах, таких как гранит, базальт и др. Возможность применения законов трещинообразования в нерастворимых горных породах для понимания проницаемости льда для воды и как предпосылки образования каналов **ВДС** ледников определена тем, что [460]: 1) процессы трещинообразования подобны во всех массивах горных пород; 2) форма трещин подобна вне зависимости от их масштаба и от состава пород; 3) характер струйного течения воды по трещинам однотипен во всех горных породах; 4) способ объединения трещин в единые водопроводящие системы подобен в разных породах.

Ограничения применимости законов трещинообразования на ледниках определены тем, что: 1) лед это пластичная горная порода и существование трещин во льду непродолжительно. Однако это не мешает воде проникать в лед и двигаться по трещинам; 2) движение воды в трещинах во льду подобно такому в нерастворимых горных породах только на самом раннем этапе, когда движение воды через трещины только начинается, и таяние льда на стенах трещин еще отсутствует. В дальнейшем, когда трещины начинают расширяться при таянии льда на их стенах, возможность применимости теории движения воды через трещины в нерастворимых горных породах ограничивается, а в дальнейшем уже не может быть использована. В последствии возможно использование теорий движения воды в растворимых горных породах. И наоборот. Для иллюстрации характера растворения горных пород в трещинах часто используют ледяные аналоги [151]; 3) отрицательная температура льда, которая способствует залечиванию трещин из-за нарастания льда на их стенах. Это ограничение действует наиболее эффективно в узких трещинах и при очень низкой температуре льда.

Чаще всего трещины растяжения, как самые типичные для ледников, не прорезают толщу ледников насквозь, как это думали раньше [123] (исключение – ледопады).

Предполагается, что **ВДС** ледников закладываются по ледниковым трещинам [338]. Во всяком случае, сравнение систем залеченной трещиноватости ледников (так называемых, тектоглифов), которые можно наблюдать в обнажениях льда, и направлений, по которым закладываются пещерные каналы ледниковой дренажной сети, показывает почти полную их идентичность (коэффициент корреляции до 0,95) [224].

Исследования показали [420], что в толще ледника Стор (Швеция) при бурении по сетке 10х10 м были обнаружены единичные участки частично залеченных трещин с раскрытостью от нескольких миллиметров до 10 см (частота встречаемых трещин – одна на 86 м пробуренной скважины). Окрасивание воды в скважинах показало, что большинство трещин взаимосвязаны, причем по ним отмечается движение воды со скоростью до 1 см/с. Трещины с водой располагались ниже стоя холодного льда, имеющего толщину 20-60 м.

Наблюдения показывают, что далеко не по всем трещинам вода может проникнуть внутрь ледника. На ряде ледников в зоне растяжения наблюдалась такая картина: вода, текущая в каналах по поверхности льда, поглощается первой трещиной в зоне растяжения. Заполнив трещину, вода перетекает через неё или стекает в соседнюю трещину по самому низкому месту перемычки, которая впоследствии потоком срезается. Затем вода перетекает из трещины

в трещину, пока вновь не окажется на поверхности ледника. На леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань) часто реки, текущие по его поверхности, пересекаются поперечными или диагональными трещинами. В большинстве случаев после заполнения трещин водой потоки в наледниковых каналах продолжают своё движение по прежним руслам. В 1990 г. в связи с подвижкой, связанной с опорожнением чаши озера Мерцбахера, поток с расходом около $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$ был пересечён многочисленными трещинами. Чтобы заполнить водой весь объём трещин потоку потребовалось около суток, в течение которых в месте обычного поглощения потока в ледниковый колодец он полностью отсутствовал. За это время трещины поглотили около 130 тыс. м^3 воды, таков должен был быть объём пустого пространства внутри трещин. По прошествии суток водный поток полностью восстановил свои размеры.

Вода, накопленная в трещинах, может быть в дальнейшем не использована или послужить основой для залечивания трещин. Но она также может образовать вертикальный канал, который способен соединить трещину с **ВДС**. Это произойдет в том случае, когда в процессе движения ледника трещина, заполненная водой, окажется связанной с **ВДС** хотя бы через самые мелкие оперяющие трещины. Гидростатический напор направит воду в сторону **ВДС** и при достаточном питании трещины водой канал, возникший по системе мелких трещин, быстро расширится, а трещина станет поглощать всю воду транзитного поверхностного водотока, в дальнейшем превращаясь в канал.

Трещинная проницаемость теплого льда

Рассмотрение трещинной проницаемости теплого льда начнем с анализа движения воды по единичной трещине. Именно понимание механизма эволюции течения воды сквозь единичную трещину может дать информацию об изменении такой комплексной структуры как трещинная сеть, которая дает начало формированию **ВДС** ледника.

Через узкие трещины вода может двигаться только при довольно высоком гидростатическом давлении, но потери на трение воды о стены будут столь велики, что скорости движения воды в трещинах будут ничтожными. Если путь перемещения воды по трещине не очень велик (первые метры или десятки метров), то в ней могут возникнуть устойчивые высокие скорости движения воды. Примером такого случая может быть переток воды по мелкой трещине из вновь возникшей трещины в основание ранее существовавшего ледникового колодца (рис. 3.14).

Вода, проникнув в трещину (или систему соединяющихся трещин), сначала потечет согласно законам, обнаруженным для трещин в горных породах [460], в каналовидных струях.

Поскольку каждая каналовидная струя переносит гораздо больше воды, чем соседние участки трещин (до 5 раз), то на стенках трещин в пределах струй будет происходить более интенсивное таяние льда. В результате, в скором времени все мелкие выступы на стенках трещины в пределах струйного канала будут нивелированы, а поток будет двигаться по системе сообщающихся струй, размеры которых будут мало меняться по длине. Это начальная фаза перехода от течения воды в трещине к канализированному течению.

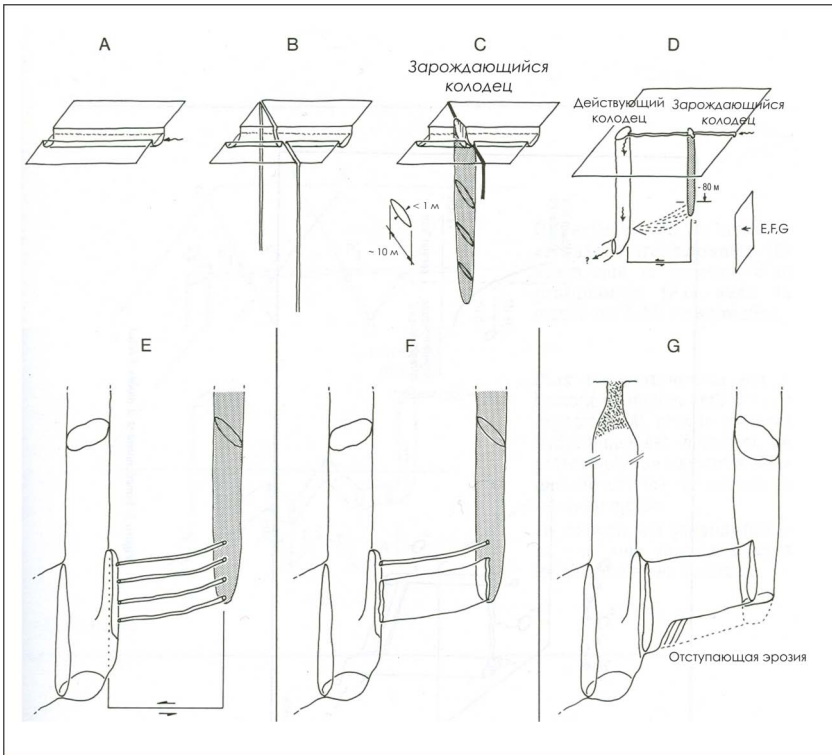


Рис. 3.14. Влияние трещин на формирование каналов **ВДС** [422]. А – водоток на поверхности льда; В – трещина пересекает водоток; С – превращение трещины в колодец; D – возникновение связи действующего и зарождающегося колодцев; E-G – стадии формирования связи двух колодцев; E – каналами по первичной трещине; F – расширенными каналами; G – единым каналом.

Следующим этапом станет выделение из целого ряда струй одной или нескольких самых мощных, которые, расширяясь, станут проводить подавляющее количество воды. В дальнейшем произойдет спрямление наиболее крупных изгибов русел таких струй, результатом чего станет формирование вполне оформленного однонаправленного канала, который по мере своего роста будет увеличивать свою пропускную способность для воды. Канал будет расти и далее после исчезновения (залечивания) трещины.

Расширение канала несколько ускорится при смене режима движения воды с ламинарного на турбулентный [472]. Процесс расширения канала будет продолжаться до тех пор, пока не уравнивается скорость расширения канала и скорость его сжатия под действием пластической деформации льда [409]. В дальнейшем судьба канала во льду будет зависеть от напора воды в нем. Рост напора, а значит превышение скорости таяния льда на стенах над пластической деформацией, приведет к расширению канала, и наоборот, ослабление напора станет причиной сокращения поперечного сечения канала.

Если трещина заполняется водой лишь частично, то между неровностей стен в ней возникнет поток, который будет иметь разную форму русла в зависимости от уклона плоскости трещины. Если трещина слабо наклонена, то русло потока, текущего в ней, будет аналогом руслам на поверхности ледников, которое также будет получать притоки или разбиваться на рукава при выполаживании трещины. На наклонных плоскостях трещин русло приобретет ступенчатый характер с большим количеством водопадов и водобойных ям. Высота водопадов зависит от наклона трещины, и она будет расти с увеличением наклона трещины. В вертикальных трещинах высота водопада будет равна глубине трещины. После падения потока в трещину вода далее будет следовать направлению трещины по ее дну до пересечения со следующей трещиной. Врез потока в лед предохраняет возникший канал стока от уничтожения в случае смыкания трещины. Если на всем пути движения воды пропускная способность трещин будет намного превосходить расход потока, то на всем протяжении полости будет отмечаться безнапорное движение воды [284]. Примерами таких полостей могут быть маргинальные полости многих ледников. Если же на каком-то участке движения вода встретит трещину (или участок трещины) с меньшей пропускной способностью, чем размер водотока, то поток начнет подпруживаться, в результате чего на некотором участке трещины выше места подпруды возникнет напорное течение воды. Развитие канала по такой трещине будет происходить также как в напорных каналах.

Трещинная проницаемость холодного льда

Трещинная проницаемость холодного льда отличается от трещинной проницаемости теплого льда. Это отличие заключается в том, что потоку, текущему по трещине в холодном льду необходимо преодолевать не только шероховатость стен, но термическое сопротивление. Для его преодоления потоку приходится отдавать часть своего тепла (или все тепло) холодным стенам. Если запас холода стен превышает по абсолютной величине тепловой поток от воды, то происходит замерзание воды на ледяной стене. Дальнейшее течение воды по трещине будет зависеть от того, какое равновесие установится между водой и стеной трещины.

К сожалению, нет возможности наблюдать непосредственно движение воды в трещинах холодных ледников, а математические расчеты дают только приближенные результаты и очень трудоемки. Постараемся понять характер движения воды в трещине холодного ледника и ее взаимодействие со льдом на основании анализа результатов лабораторных исследований течения воды в охлаждаемом до отрицательных температур щелевидном канале.

В экспериментальных исследованиях [242] движение воды происходило через плоский металлический канал (ширина много больше высоты), на стенках которого поддерживалась отрицательная температура, в результате чего внутри канала стены покрывались льдом. Ледяной канал внутри щелевидной металлической трубы с некоторой натяжкой можно считать аналогом трещинного канала внутри льда. Во всяком случае, тенденции процессов, происходящих при движении воды в трещинах в холодном льду и в охлаждаемом плоском металлическом канале будут общими.

Ламинарное течение воды. Эксперименты показали, что осевой профиль скорости потока в плоском канале остаётся параболическим по форме (т.е.

аналогичен профилю скоростей в трубообразном канале) даже при росте слоя намёрзшего льда на стенках канала. Это означает, что проблема движения воды в таком канале сводится к классической проблеме Гратс-Нуссельта, которая рассматривает температурные профили потока при течении жидкости между двумя параллельными пластинами без намерзания льда [326].

Эксперименты в щелевидном канале проводились при температуре его стены T_n , изменявшейся от -2 до -7°C , в то время как температура втекающей воды T_b колебалась от 1 до 8°C , число Рейнольдса Re_n изменялось от 700 до 2300 . Было показано, что экспериментальные результаты хорошо согласуются с аналитическими, когда коэффициент температурного охлаждения θ_c имел значение меньше, чем $1,1$ [316]. Коэффициент температурного охлаждения (безразмерная температура) вычисляется по формуле [96]:

$$\theta_c = (T_o - T_n) / (T_b - T_o), \quad (3.1)$$

где T_o - температура замерзания воды; T_b - температура воды на входе в зону замерзания; T_n - температура стенки трубы. Это означает, что в условиях ледника, когда температура воды почти равна нулевой, близость экспериментальных и аналитических результатов возможна только для теплого льда. Иными словами, ламинарное движение воды в трещинах во льду хорошо согласуется с теорией только для ледников с температурой льда близкой к нулевой.

Существующие модели позволяют предсказывать величину возникающего устойчивого ледяного слоя между параллельными горизонтальными пластинами для произвольных профилей скорости воды на входе в канал [475]. Рисунок 3.15 показывает влияние коэффициента температурного охлаждения θ_c на толщину ледяного слоя при движении воды вдоль плоской пластины для чисел Рейнольдса $Re_n=700$ и Прандтля $Pr=12$ совместно с экспериментальными данными.

Оказалось, что рассчитанное распределение толщины льда вдоль канала хорошо согласуется с экспериментальными данными для всех значений безразмерной температуры, за исключением $\theta_c=2,5$. Вероятно, причиной в разнице результатов могли быть непостоянная величина θ_c в течение эксперимента и возможная осевая теплопроводность внутри ледяного слоя.

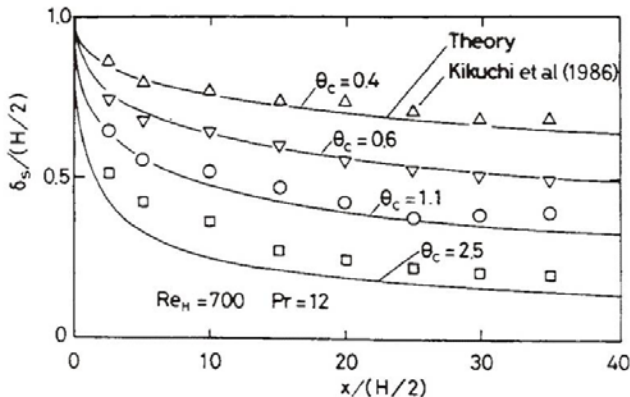


Рис. 3.15. Изменение безразмерного расстояния от центральной линии канала до границы раздела вода/лед (σ_s) вдоль длины канала (x) при разных значениях θ_c [474].

Это также означает, что экспериментальные данные практически совпадают с расчетными только для теплых ледников. Действительно, при температуре воды в ледяном канале ледника равной $0,02^{\circ}\text{C}$ [110] хорошее совпадение экспериментальных и расчетных значений получается при температуре льда не ниже $-0,04^{\circ}\text{C}$.

Неустановившееся затвердевание жидкостей и образование ледяных затворов (перекрытие течения благодаря замерзанию) в усиленном ламинарном течении в канале из двух параллельных пластин изучалось в работе [475, 476].

Турбулентное течение воды. Теоретическая проработка экспериментов, моделирующих замерзание воды при турбулентном течении между параллельными горизонтальными пластинами, охлаждаемыми ниже точки замерзания воды, было выполнено в работе [437]. Предполагается, что поверхность возникающего в канале льда будет гладкой, и его толщина будет монотонно расти с увеличением расстояния от входа в охлаждаемую область, что требует отсутствия взаимодействия между турбулентным течением, характером ледяной поверхности и теплопередачей на границе вода-лед.

Результаты первых экспериментальных исследований образования льда и теплопередачи при турбулентном течении жидкости между горизонтальными параллельными пластинами приведены в работе [430]. Пластины охлаждались до одинаковой температуры от -7 до -14°C , а температура втекающей воды колебалась от 2 до 5°C . При этом величина θ_c изменялась от $1,4$ до $7,0$. Эксперименты проводились при трех различных расстояниях H между пластинами, а число Рейнольдса Re_H варьировало от $3,8 \times 10^3$ до $3,2 \times 10^4$. Авторы наблюдали два типа льдообразования: 1) переходное льдообразование - «гладкое», когда толщина твердого слоя уменьшалась постепенно, или «ступенчатое», когда толщина льда уменьшалась ступенчато; 2) состояние, соответствующее образованию только гладкого льда (Рис. 3.16). Как видно из рисунка, переходный тип льдообразования происходил при $Re_H / \theta_c^{0,741} < 10^4$, в то время как гладкий тип льдообразования - при $Re_H / \theta_c^{0,741} > 10^4$.

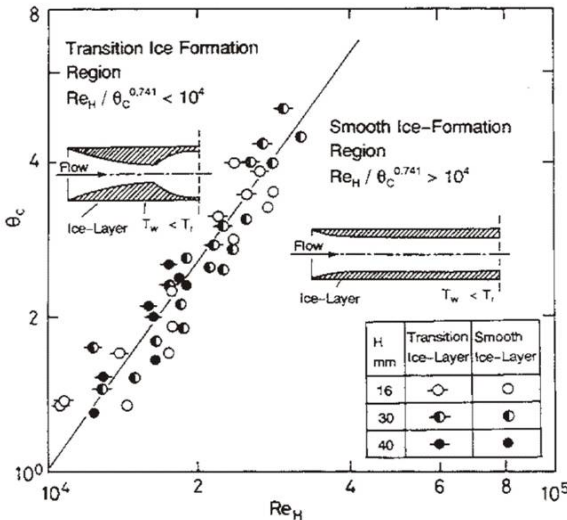


Рис. 3.16. Области разных типов льдообразования. Transition Ice Formation Region - область переходного льдообразования, Smooth Ice Formation Region - область гладкого льдообразования, Ice-Layer - слой льда, Transition Ice-Layer - переходный слой льда, Smooth Ice-Layer - гладкий слой льда, Flow - направление течения воды [430].

Эксперименты показали, что на стенках таких каналов возникают структуры льда с многочисленными волнами, которые не нарушают строение льда [474], и которые почти подобны развитию волновых структур льда в охлаждаемых трубах [252]. В работе [476] разработана численная модель для предсказания устойчивого волнового льдообразования внутри охлаждаемого плоского двухмерного канала.

Для трещин в ледниках, где скорости потоков не очень велики, т.е. число **Re** не принимает высоких значений, для всех значений θ_c вероятно характерен переходный тип льдообразования с формированием гладкого и ступенчатого льда на стенках трещины. Это, в свою очередь, означает, что движение воды в трещине будет происходить неравномерно, то ускоряясь (в сужениях), то замедляясь (в расширениях).

При этом ширина трещины на характер льдообразования на стенках большого влияния оказывать не будет. Но ступенчатый характер льдообразования на стенах трещины будет иметь влияние на систему движения воды в них только при малой раскрытости трещин.

Механизм перехода твёрдой фазы. Было найдено [428-430, 475, 476], что затверждение турбулентно усиленного потока в плоско-параллельном канале не является монотонным, но наблюдается закономерное изменение строения льда, которое является следствием изменений как термальных, так и гидродинамических условий.

При рассмотрении перехода «ступенчатого» или «гладкого» льда в плоско-параллельном канале были проведены измерения скорости течения воды и распределения интенсивности турбулентности вдоль растущего ледяного слоя [452]. Канал имел высоту 19 мм, ширину 50 мм, длину 928 мм, его нижняя стенка находилась при температуре ниже точки замерзания воды. Было рассмотрено распределение скорости течения воды вдоль устойчивого ледяного слоя в полулогарифмических координатах для средней скорости на входе равной $U_b=0,5$ м/с, температуре воды $T_a=5^\circ\text{C}$ и температуре охлаждаемой стены $T_w=-8^\circ\text{C}$ (рис. 3.17А).

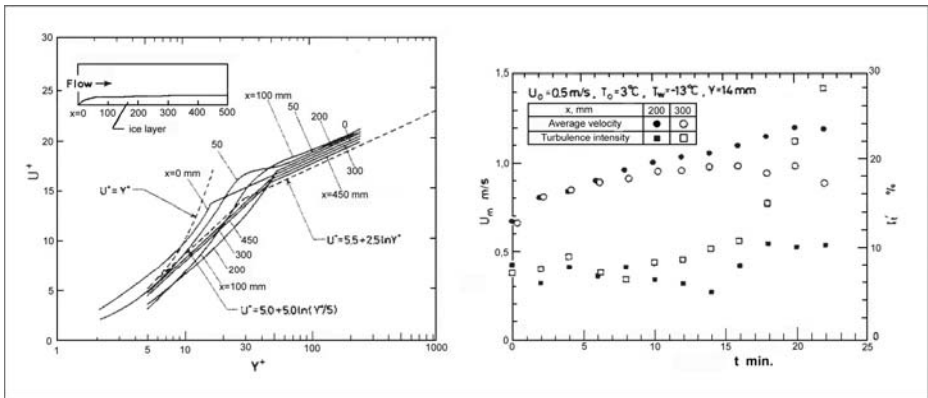


Рис. 3.17. А (слева) – Распределение скорости потока вдоль устойчивого ледяного слоя, Flow – направление течения воды, ice layer – слой льда; Б (справа) – осевая средняя скорость и интенсивность турбулентности, Average velocity – средняя скорость, Turbulence intensity – интенсивность турбулентности [452].

При этих условиях ледяной слой развивался монотонно и был почти постоянен по толщине (около 4 мм). При $X=0$ мм (X - расстояние от входа исследуемого участка) распределение скоростей показывало турбулентный характер движения жидкости в пограничном слое. По мере роста X буферный слой вдоль льда расширялся, и турбулентное внутреннее ядро стремилось сдвинуться вверх. Этот факт указывал на инверсионный переходный процесс от турбулентного течения к ламинарному. Однако, дальше вниз по потоку при $X=200$ мм турбулентное ядро стремилось опять сместиться вниз, таким образом, продвигаясь вперед. При $X=450$ мм переход к турбулентному течению происходил полностью.

Также были проведены измерения средней осевой скорости U_m вдоль оси X и интенсивности турбулентности I'_t , $[I'_t = \sqrt{\sum v'^2 / (n \cdot V)} \cdot 100]$ при 60° наклона направления от оси X к двум фиксированным точкам при $X=200$ мм, $Y=14$ мм (Y вертикальное расстояние от охлаждаемой стены) и при $X=300$ мм, $Y=14$ мм в зависимости от времени, как показано на Рис. 3.16Б. Измеренная точка при $X=300$ мм, $Y=14$ мм расположена в районе, где наблюдалось начало перехода ледяного слоя, а точка $X=200$ мм, $Y=14$ мм расположена на 100 мм выше по потоку. Исследования показали, что средняя скорость при $X=200$ мм, $Y=14$ мм монотонно увеличивается во времени при развитии ледяного слоя, а интенсивность турбулентности I'_t имеет почти постоянное значение ниже 10%. С другой стороны, при $X=300$ мм, $Y=14$ мм интенсивность турбулентности I'_t внезапно увеличивалась через 15 минут после начала охлаждения, в то время как средняя скорость U_m достигала максимума из-за развивающегося ледяного слоя и затем постепенно уменьшалась во времени.

Основываясь на обширных измерениях выяснено [452], что причина изменения ледяного слоя в плоскопараллельном канале следующая: когда ледяной слой развивается в канале вдоль охлаждаемой стены, текущая жидкость, которая имеет турбулентный граничный слой на входе в зону охлаждения, сжимается; таким образом, что течение вдоль ледяного слоя переходит к транзитному состоянию благодаря процессу ламинаризации. Однако течение стремится перейти из повторно переходного состояния к турбулентному благодаря гидродинамической неустойчивости, которая необходимо включается в развивающуюся турбулентную границу. В дополнение, интенсивность турбулентности на ледяном слое увеличивается вниз по потоку в процессе повторного развития турбулентного граничного слоя. Резкое увеличение интенсивности турбулентности отмечается как раз в том положении, где наблюдается начало перехода ледяного слоя. Таким образом, увеличение интенсивности турбулентности, упомянутое выше, может быть тесно связано с причиной образования переходных форм льда.

Изогнутые щелевые каналы.

В целом ряде экспериментов изучались условия замерзания воды и особенности тепловых процессов в щелевом канале, изгибающемся на 180° [242, 450, 451, 453]. Обычно использовался канал высотой 17-50 мм, шириной 300 мм и радиусом кривизны 159 мм. В канале определяли следующие параметры: скорость течения жидкости, ширина канала, коэффициент температурного ох-

лаждения, кривизна канала, условия охлаждения. В результате было обнаружено, что образование гладкого льда происходило на вогнутой стене канала, а ступенчатого - на выпуклой стене. В экспериментах с каналом шириной 50 мм и скоростью течения воды на входе $U_0 = 0,2$ м/с, её температурой $T_0 = 1^\circ\text{C}$, температурой стены $T_w = -11^\circ\text{C}$ ($2,8 < \text{Re} < 11$) было установлено, что толщина льда на вогнутой стене была в среднем меньше, чем на выпуклой стене.

Кроме того, было выяснено, что изгибы трещин и каналов увеличивают сопротивление течению воды. В холодном льду искривленное место блокируется льдом первым, затем блокируется участок канала выше по течению от искривления [297]. При наличии ответвлений, отходящих под углами 45° и 90° , первыми блокируются льдом притоки, потом главный канал ниже ветвления, а затем и весь канал [298].

Если мы приложим результаты экспериментов по движению воды в изогнутом канале ко льду, то в нашем случае, когда отсутствует преграда расширению полости под действием текущей воды в виде металлической стены, картина несколько изменится. Если в эксперименте в начальной половине полуокружности изгибающегося канала на обеих его стенах нарастал лед, то на второй половине полуокружности лед нарастал только на вогнутой части канала, в то время как на выпуклой части лед исчезал. Во льду на выпуклой части второй половины полуокружности начнет расти углубление, которое через некоторое время станет отражать струю воды к противоположной стенке. Там, в свою очередь, также возникнет углубление, также отбрасывающее поток к противоположной стенке. При этом у противоположной от углубления стенки будет происходить нарастание льда. Возможно, именно тут кроется причина зарождения и формирования меандров в водотоках во льду (на поверхности и внутри ледников). Вполне понятно, что величина выбиваемой в стене канала ниши и, в конечном счете, параметры возникающего меандра будут зависеть от размеров потока. Чем больше поток, тем больше ширина и размах возникающего меандра.

На основании данных, полученных во время экспериментов, проанализируем, как изменяется трещина в холодном льду с текущей в ней водой в течение времени. Если вода попадает в мелкую трещину холодного льда, то, если напор воды невелик, она вскоре закупорит трещину, замерзнув в ней. При большом напоре скорость замерзания воды на стенках трещины может оказаться ниже скорости таяния, вызванного выделением тепла при трении воды о стены. В таком случае канал стока в трещине начнет расширяться также как в теплом льду, но с тем отличием, что все участки трещины, где вода движется медленнее, чем в основной струе, вскоре окажутся залеченными льдом. В этом случае существование канала во льду будет контролироваться напором воды. Ослабление напора в начале формирования канала может привести к его полному перемерзанию. Однако кратковременные вариации напора в крупных каналах не способны повлиять на изменение их пропускной способности и тем более не могут привести к их перемерзанию [92].

Известно, что **ВДС** могут закладываться в ледниках, имеющих температуру льда до -7 - -8°C [154]. Вся проблема состоит в том, как объяснить формирование **ВДС** в таких ледниках. Поровая проницаемость льда, как возможный механизм формирования каналов во льду, в этом случае полностью исключается. Отрицательные температуры в толщах снега и фирна также уменьшают их

проницаемость для воды. Но все же основной причиной проницаемости льда будет его трещинная раздробленность, а в редких случаях наличие зон дробления льда. В обоих случаях в начальный момент времени (когда вода впервые попадает в ледяную толщу) пространство внутри трещин должно быть довольно большим. В противном случае вода замерзнет в трещине, лед быстро превратится в монолитную породу и станет водонепроницаемым.

Возникает вопрос: почему вода не замерзает при продвижении ее фронта вниз в толще снега, фирна или льда, которые имеют отрицательную температуру? Для снежно-фирновой толщи предложено несколько моделей фильтрации воды с учетом фазового перехода (например, [7, 192]). Однако, для трещин вопрос остается открытым. Мы можем предложить несколько способов, когда движение воды не ведет к перемерзанию трещин. Это может происходить при поступлении постоянного потока воды в толщу льда (например, при дренаже наледного озера). При этом влияние отрицательных температур окружающей толщи компенсируется на границе водного потока, где выделяющееся при замерзании воды тепло противодействует потоку холода из ледяной толщи. В центральной самой широкой части трещины поток воды стекает вниз, почти не участвуя в процессе теплообмена с холодным льдом. Образуется как бы труба стока с ледяными стенами, внутри которой поддерживается нулевая температура. По-видимому, тоже происходит и при просачивании воды через раздробленную толщу льда.

Несколько по иному нам представляется протекание воды через единичные трещины. В этом случае вода не только замерзает на стенках и внутри трещин, но и за счет увеличения объема льда при замерзании воды в узких частях трещин (особенно в местах смыкания трещин) происходит некоторое раскрытие наиболее широких участков трещин, что слегка увеличивает их водопропускную способность. Расширение происходит за счет пространства соседних более сухих трещин. Это ведет к обособлению и концентрации водотоков. Мы можем предложить и такой механизм проницаемости системы трещин: сначала вода стекает вниз как по основной, так и по сети оперяющих трещин. В первую очередь происходит замерзание воды в более мелких оперяющих трещинах. При этом скрытая теплота кристаллизации льда использует запас холода и вокруг оперяющих и вокруг основной трещины, то есть крупная трещина остается функционирующей и не перемерзает более длительное время, чем при отсутствии оперяющих трещин. В дальнейшем приток тепла, образующийся при трении воды о стенки трещин, компенсирует подвод холода к стенке трещины из глубины ледяного массива.

Движение воды в единичной трещине

Ранее мы рассматривали теплообмен потока воды в единичной трещине в холодном льду [92]. Когда вода впервые попадает в трещину, она может двигаться в ней двумя способами: при полном заполнении канала водой и при частичном заполнении его водой. Рассмотрим сначала первый случай. Проблемы, связанные с движением воды в промерзающей трубе изучались в работе [251]. В ней были показаны возможности образования шуги в толще воды, дендритов льда на стенах труб, а также волнообразные изменения толщины льда по длине трубы. Эти процессы еще до конца не изучены. Аналогичные явления отмечены и в щелевых каналах (смотри выше).

Чтобы сделать первый шаг в понимании процессов теплообмена в единичной трещине в холодном льду, заполненной движущейся водой, рассмотрим самый простой случай. Предположим, что в холодном леднике (температура льда ниже нуля) имеется вертикальная трещина шириной δ , в которой непрерывно сверху вниз течет вода (например, в результате просачивания из фирновой толщи). Зададим такие начальные и граничные условия:

- слой воды выше входа в трещину постоянен и имеет толщину h ;
- температура воды T_a у входа в трещину равна нулю;
- известно, что при понижении гипсометрического уровня потока его потенциальная энергия переходит в кинетическую, равнозначную нагреванию потока на $0,2^\circ\text{C}$ на каждые 100 м падения [48, 78]. Учитывая, что не более $2/3$ этого тепла реально может идти на согревание потока [409], принимаем, что
 - вода может нагреться на $1,4^\circ\text{C}$ на 1000 м спуска;
 - граница воды и льда всегда имеет температуру $T_o = 0^\circ\text{C}$;
 - температура льда вдали от трещины постоянна и равна T_n ;
 - скорость движения воды в трещине постоянна во времени и по длине трещины и зависит от ее размеров;
 - на каждом отрезке dx (dl) от начала трещины процессы теплообмена являются установившимися. Все тепло воды реализуется на протяжении участка dl полностью.

Тепловой поток от воды к ледяной стене (на единицу площади стены) будет равен:

$$q_1 = \alpha(t_a - t_o), \quad (3.2)$$

где α - коэффициент теплоотдачи, который может быть рассчитан по формуле:

$$\alpha = Nu \cdot \lambda_a / D, \quad (3.3)$$

где Nu - число Нуссельта, λ_a - коэффициент теплопроводности воды, D - приведенный диаметр полости (в нашем случае для трещины $D = 2\delta$). Согласно работе [340], число Нуссельта может быть определено как:

$$Nu = 0.332 \cdot Pr^{1/3} \cdot Re^{1/2}, \quad (3.4)$$

где Pr - число Прандтля, Re - число Рейнольдса. При температуре воды $T_a = 0^\circ\text{C}$ число Прандтля равно $Pr = 13,7$. Число Рейнольдса определяется по формуле $Re = V \cdot D / \nu$, где V - скорость потока в трещине, ν - коэффициент кинематической вязкости воды.

Тепло от воды расходуется на согревание ледяной стены, которое можно выразить

$$q_2 = \lambda_l (T_o - T_n) / y, \quad (3.5)$$

где λ_l - коэффициент теплопроводности льда; y - толщина слоя льда прогремого в результате теплообмена с движущейся в канале водой. Эта величина может быть рассчитана по формуле [77]:

$$\theta = \text{erfc}[y/2(a \cdot \tau)^{0,5}]. \quad (3.6)$$

Здесь $\theta = (T_y - T_o)/(T_n - T_o)$, где T_y - температура льда на расстоянии y от контакта с водой (нами принята отличающейся от T_n на $0,1^\circ\text{C}$, а для $T_n = -0,1^\circ\text{C} - T_y = -0,05^\circ\text{C}$), τ - время, сек; a - температуропроводность льда. Используя специальные методики расчетов [77], можно оценить толщину зоны прогрева стены y на любой момент времени.

Кроме прогрева ледяной стенки трещины, на ее поверхности наблюдаются фазовые переходы воды. В тех случаях, когда поток тепла из воды будет больше, чем успевает воспринять стенка, идет таяние льда и, наоборот, когда поток тепла из воды слишком мал, то происходит нарастание льда на ней. Рост льда на ледяной пластине, или задача Стефана, имеет только приближенное решение. Одно из ее решений, задача Лейбензона, применимо в нашем случае [77]. Толщина слоя намерзшего льда ξ в цилиндрическом канале со стоячей водой определяется как $\xi = \beta \cdot \tau^{0,5}$. Постоянная β определяется из характеристического уравнения:

$$\lambda_n(T_o - T_n)/\beta - \lambda_n(T_n - T_o)/\pi a_n^{0,5} = 0,5L\gamma\beta, \quad (3.7)$$

где a_n - температуропроводность воды; γ - плотность воды, L - скрытая теплота кристаллизации льда. Эта задача решена для случая замерзания стоячей воды. Можно ли использовать это частное решение задачи Стефана в каналах с движущейся водой? Оказывается, возможно, если соблюдается условие $Ste \ll 1$, где Ste - число Стефана [340]. Оно определяется так: $Ste = C_p \cdot T_n/L$, где C_p - теплоемкость льда. Поскольку условие соблюдается при небольших отрицательных температурах, то при них можно безоговорочно использовать решение Стефана для оценки величины нарастающего льда на стене трещины, по которой движется вода. Использование решения задачи Стефана для льда с низкими температурами можно только с большой натяжкой.

Рассмотрим случай равновесия, когда все тепло от воды идет на согревание стенки трещины, т.е. когда $q_1 = q_2$ или

$$\alpha(T_n - T_o) = \lambda_n(T_o - T_n)/y. \quad (3.8)$$

Из уравнения (3.8) можно рассчитать коэффициент теплоотдачи воды, а через него оценить скорость потока, при которой равновесие соблюдается. Реальную скорость потока воды в трещине мы можем оценить и другим путем. Сравнение этих скоростей позволит понять, что происходит в трещине: таяние или нарастание льда.

Представим себе трещину в виде простой модели: резервуар с водой, уровень воды в котором поддерживается постоянным (из-за водопритока), со дна резервуара вниз уходит трещина. При этом примем несколько допущений:

- пренебрегаем сопротивлением входа воды в трещинку;
- вода из трещины вытекает в атмосферу (т.е. в емкость в леднике, заполненную водой и воздухом при атмосферном давлении);
- трещину условно считаем трубой с эквивалентным диаметром;
- пластические свойства льда в расчет не принимаем.

Согласно теории [132], скорость потока V в таком вертикальном канале будет зависеть от уровня воды в резервуаре h и длины трубы l :

$$V = \left(\frac{2g(h+1)}{1+f \cdot l/D} \right)^{0,5}, \quad (3.9)$$

где **f** - коэффициент сопротивления трения. Значение коэффициента **f=0,02** взято из работы [409]. Скорость потока в трубе сохраняется постоянной на всем ее протяжении (при постоянном диаметре трубы). Мы рассчитали скорости потока для труб диаметром 0,2; 0,02 и 0,002 м при высоте уровня воды в резервуаре от 0 до 20 м (рис. 3.18).

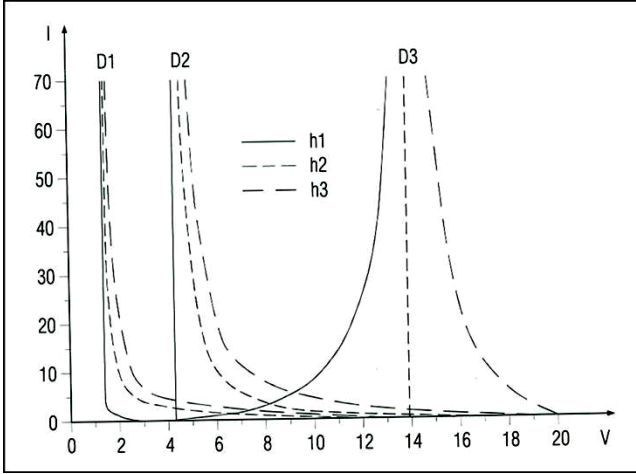


Рис. 3.18. Зависимость между длиной трещины (l , м) и скоростью потока воды (V , м/с) при разном уровне воды над трещиной ($h_1 = 1$ м, $h_2 = 10$ м, $h_3 = 20$ м) и эквивалентном диаметре трещины ($D_1 = 0,002$ м, $D_2 = 0,02$ м, $D_3 = 0,2$ м). Уравнение (3.9).

Как видим, для каждого диаметра трубы, имитирующей трещину, существует некоторая предельная скорость потока, которая достигается при росте длины трубы до 50 м и более. Предельное значение скорости для трубы диаметром 0,002 м равно 1,4 м/с, для трубы диаметром 0,02 м - 4,4 м/сек и 0,2 м - 14 м/с. Как видим, даже при небольшой толщине слоя воды выше трещины (в резервуаре) скорость потока воды в канале достигает больших размеров, особенно если длина трубы не очень велика.

Возьмем для конкретного расчета трещину шириной 0,1 м ($D = 0,2$ м), а температуру льда равной $T_n = -0,1^\circ\text{C}$. Из формул (2) и (3) находим, что

$$\alpha = 338 \cdot (V/D)^{0,5}. \quad (3.10)$$

Подставив значение α в формулу (3.8), получим формулу для определения скорости потока: $V = 0,2 \cdot (0,047/y)^2$. В начальный момент времени (через 60 секунд после начала течения воды в канале) для соблюдения равновесного состояния необходима скорость потока $V = 17,7$ м/с, но уже через 600 секунд будет достаточна скорость потока $V = 0,76$ м/с, через 3600 сек - $V = 0,13$ м/с. Таким образом, первые несколько минут после начала течения воды идет нарастание льда в трещине, а потом наступает равновесие, которое впоследствии сменяется таянием льда.

Иная картина наблюдается при температуре льда $T_n = -5^\circ\text{C}$. Скорость потока в этом случае рассчитывается по формуле: $V = 0,2 \cdot (2,3/y)^2$. Через час скорость

потока, необходимая для равновесия должна достигать 21 м/с, через 4 часа – 12,2 м/с, а через сутки – падать до 2 м/с. Отсюда видно, что чем ниже температура льда, тем больше необходимо времени для преодоления тепловой инерции ледяной стены трещины. В реальной ситуации все обстоит несколько сложнее, так как начавшийся рост льда на стене трещины ведет к сужению сечения трещины (что означает уменьшение скорости течения воды и расхода потока). С другой стороны, скрытая теплота кристаллизации льда, которая выделяется при замерзании воды на поверхности стены трещины, будет согревать лед вокруг нее в добавление к теплу воды. В результате интенсивность роста льда уменьшится. Расчеты по уравнению (3.9) показывают, что при малой длине трещины (до 10-20 м) скорости потока в ней вполне достаточно для изменения направленности процесса на стене трещины от нарастания льда до его таяния уже через 2 часа после начала течения воды во льду с температурой -5°C и через 4-6 часов при температуре льда -8°C .

Используя уравнение (3.7), мы можем оценить толщину льда, накапливающегося на стене трещины за время, прошедшее до момента установления равновесия тепловых потоков от воды и ото льда. В течение 2 часов около 25 мм льда может накопиться на одной стороне трещины при температуре льда -5°C . Т.е. трещина заполнится льдом только наполовину, после чего достигается равновесное состояние. При температуре льда -8°C около 48-56 мм льда может нарасти на ледяной стене трещины (рис. 3.19), т.е. лед перекроет весь провет трещины полностью еще до достижения равновесного состояния между льдом и водой.

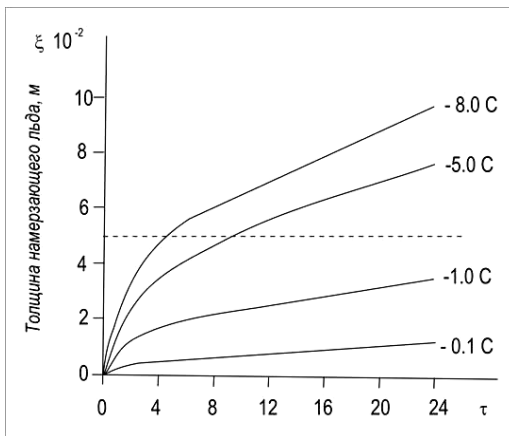


Рис. 3.19. Соотношение между толщиной льда, намерзающего на стенках трещины, и временем при различных температурах льда. Пунктирная линия половина ширины трещины ($\delta=0,1$ м). Формула (3.7).

Вероятно, температура льда около -8°C реально является предельной температурой, при которой трещины во льду (шириной 0,1 м и длиной до 20 м) еще могут расширяться. В некоторых случаях это, возможно, создаст условия для формирования отдельных каналов **ВДС**. Для формирования каналов **ВДС** в более холодных ледниках необходимы первичные трещины еще большей ширины. Однако чем шире должны быть трещины первичной сети, тем меньше вероятность возникновения протяженной и разветвленной **ВДС** внутри холодного ледника. При этом любой участок трещинной сети, имеющий ширину

меньше названной, неизбежно погубит зарождающуюся **ВДС**, так как именно в этом месте она будет перекрыта льдом еще до момента достижения равновесного теплового состояния в канале.

Лабораторные исследования

Лабораторные исследования движения воды через трещины во льду единичны. Во время одного из экспериментов была предпринята попытка выявить закономерности формирования ледниковых полостей по трещинам [121]. Опыты позволили наблюдать за изменением блока льда с заданной трещиноватостью и пористостью под действием текущей через него воды. Во время эксперимента моделировались главные типы трещин. Через существующие трещины и поры ледяного блока пропускалась вода в напорном и безнапорном режимах. При этом регистрировалась температура воды, воздуха и фиксировались изменения, происходящие в блоке льда. Опыты выявили следующие закономерности. Развитие полостей при безнапорном режиме течения воды происходило на контакте лед – стена контейнера, внутри ледяного блока трещины почти не расширялись. При напорном режиме течения воды полости закладывались преимущественно в центральной части ледяного блока по продольным трещинам. Ширина полостей заметно увеличивалась на пересечении с поперечными трещинами. Размеры полостей на контакте лед – стенка контейнера были сопоставимы с размерами каналов, возникшими при безнапорном режиме течения воды. Из вышесказанного видно, что вода внутри льда стремится найти более легкий путь к дрене: или более прямой, как при напорном движении воды, или по менее шероховатому пути, как при безнапорном движении воды.

Другой лабораторный эксперимент был проведен для изучения характера расширения трещины текущей водой [151]. В нем использовался лед при температуре $-0,5^{\circ}\text{C}$, в трещину в котором поступала вода при температуре $0,3^{\circ}\text{C}$. Расход потока, текущего в трещину, увеличивался по мере роста ширины трещины для поддержания напора воды в ней на постоянном уровне. Длина трещины составляла 40 см, площадь стен – $S=552,6 \text{ см}^2$. Режим движения жидкости был преимущественно турбулентным. Температура окружающей среды составляла 1°C . Полученные при экспериментах кривые имеют форму ветви гиперболы (рис. 3.20).

Экспериментальные кривые аппроксимировались уравнениями: 1) $t = 840 - 7,6/b^{1,2}$; 2) $t = 72,5 - 5,0/b^{1,3}$; 3) $t = 280 - 3,2/b^{1,2}$. Сначала происходило расширение трещины, но постепенно поток расщепился на отдельные струи. Каждая струя локализовалась в отдельной трубе диаметром 5-8 мм. Здесь произошло изменение граничных условий процесса движения воды через трещину на каналовое, и эксперимент был прекращен. Начальный момент образования труб показан на кривой 1. Как видим, во льду также происходит канализация водных струй как в трещинах в других горных породах.

Зоны дробления льда

Вполне удовлетворительное объяснение проницаемости трещинных зон ледников может быть дано при рассмотрении участков дробления льда, которые иногда сопровождают трещины.

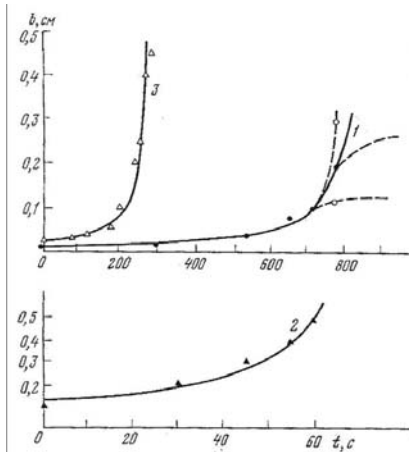


Рис. 3.20. Лабораторные экспериментальные кривые изменения ширины трещины (b , см) во льду, по которой текла вода, во времени (t , сек). Кривые 1-3 показывают изменения трещины в зависимости от ее начальной ширины. Светлые и темные треугольники и круги – данные экспериментов, объяснения в тексте [151].

Водоносные горизонты могут быть приурочены к слоям дробленого льда в зонах быстрой деформации. В одной из работ [92] мы отмечали, что толщу дробленого льда можно условно сравнить со слоем фирна, где вместо зерен фирна будут обломки льда, а пространство между зернами можно сравнить с таковым между обломками льда. При наличии обширных зон дробления (или даже повышенной трещиноватости), где вода может двигаться по большому числу возможных путей, проницаемость льда для воды может быть не только столь же велика, как и в фирне, но даже значительно превышать ее. Остается открытым вопрос: как образуются зоны дробления льда, в каких частях ледников они располагаются и как долго существуют? Одно можно сказать с полной определенностью - зоны дробления льда сопровождают далеко не каждую трещину и видимо существуют непродолжительное время. Уничтожение зон дробления возможно, например, благодаря смерзанию обломков льда в зоне сжатия ледника, под действием веса обломков или в результате залечивания пустот между обломками замерзающей водой.

Моделирование зоны дробления в холодном льду, показало, что в результате воздействия воды обломки льда отепляются и при большом количестве текущей воды могут полностью растаять, превратив зону дробления в трубообразный канал [52]. Наши экспериментальные исследования протекания воды через зону дробления в холодном льду ($T_n = -5^\circ\text{C}$) с размером обломков 5-10 см выявило такую закономерность: в начале зоны дробления, там, где вода была еще довольно теплой ($T_n = 1^\circ\text{C}$), произошло существенное оплавление и уменьшение размеров ледяных обломков, а значит увеличение пропускной способности зоны дробления для воды [110]. Однако во второй части образца, более удаленной от входа, где температура воды приблизилась к нулевой, произошло намерзание льда на обломки льда, что существенно уменьшило первичную пропускную способность зоны дробления, а впоследствии полностью заблокировало ее. Отсюда следует, что зоны дробления в холодных ледниках могут иметь достаточную пропускную способность только в том случае, когда имеется большой напор воды и существует достаточно широкий путь движения воды в толще льда или под ледником, отводящий воду из зоны дробления.

Обычно в холодных ледниках эти условия не выполняются. Поэтому проницаемость льда через зоны дробления возможна в основном только в теплом льду. Если же учесть, что зоны дробления встречаются в ледниках очень редко, то правомерно будет утверждение, что зоны дробления не играют существенной роли в проницаемости ледникового льда.

Системы трещин внутри ледников

Сеть трещин это закономерно построенная совокупность трещин внутри ледника. Отдельные трещины распределены в ледяном массиве неравномерно. При этом внутри льда часто совместно существуют трещины разных порядков величины от микро- (не видны невооруженным взглядом, ширина до 0,1 мм) до макро- (видны невооруженным взглядом, протяженность до десятков метров) и мегатрещин. Мегатрещины обычно состоят из группы макротрещин, среди которых иногда выделяется главная магистральная трещина, которая, поглощая воду, может служить локализованным прямоточным внутрiledным руслом. В этом случае она может послужить основой формирования канала **ВДС**. Если обособленных магистральных трещин в леднике нет, то внутрiledный поток распадается на струи, текущие по макротрещинам, которые, собственно, и являются основными водопроводящими путями внутри ледников.

Пропускная способность микротрещин для воды ничтожна, что подтверждено многочисленными экспериментами, и их можно исключить из рассмотрения при оценке скоростей и расходов подземных потоков [150].

Взаимное расположение соседних трещин внутри ледника и способы их пересечения влияют на водопроницаемость ледника. Рассматривая сети трещин, говорят о характере их прерывистости. Качественно различают такие виды сетей трещин: 1) непрерывные; 2) прерывистые; 3) разорванные. Им соответствуют массивы: 1) разборные; 2) средне трещиноватые; 3) монолитные [151]. Поскольку ледники представляют собой монолитные массивы, для них в основном характерны разорванные сети трещин. Это означает, что **ВДС** ледников в большинстве случаев не могут образоваться одновременно, т.е. чтобы вода затекла в верхнюю трещину на леднике и вытекла на языке ледника, за исключением случая полного раздробления льда в результате быстрой подвижки ледника, когда формируются непрерывные трещинные сети внутри ледников.

Подобие процессов расширения трещин в растворимых (карстующихся) горных породах и во льду позволяет использовать одни из них в качестве моделей других. Так, для иллюстрации процесса расширения трещины в карстующихся породах нередко используют опыты, показывающие расширение трещин в монолите льда [151]. Аналогично правомочно использование трещин в карстующихся породах в качестве натуральных моделей трещин во льду. Используем аналогию с карстующимися горными породами. Поскольку скорость расширения трещин пропорциональна кубу их ширины, то при наличии в леднике множества параллельных трещин, образующих систему, их рост будет происходить неравномерно. Широкие трещины будут развиваться значительно быстрее более тонких. Таким образом, происходит отбор и выделение путей движения воды в толще льда.

В отличие от массивов горных пород, в которых возникшие трещины могут сохраняться в течение длительного времени и служить путями движения воды, в ледниках постоянно происходит коренная перестройка структуры ледяной

толщи, связанная с пластическим течением льда. В результате, имевшаяся система трещин во льду, попадая в зону сжатия, полностью исчезает. На смену ей в благоприятных условиях зоны растяжения возникает новая система трещин, которая может быть никак не связана с предыдущей.

Неоднократно предпринимались попытки моделирования сетей трещин в карстующихся горных породах. Одна из недавних попыток рассмотрена ниже. В качестве модели трещинной сети в этом случае использовали сетки с точками и замкнутыми (замкнутые контуры) и разомкнутыми ячейками (разомкнутые контуры), густота трещин задавалась количеством открытых ячеек (рис. 3.21 и 3.22).

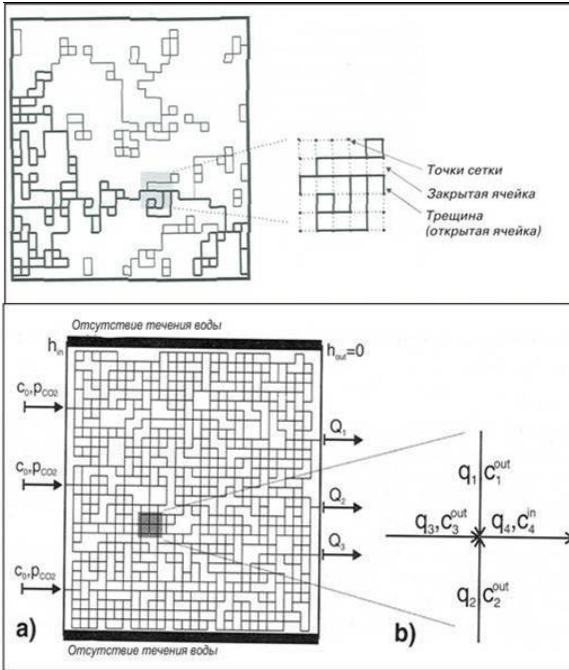


Рис. 3.21. Пример модели проницаемой сетки трещин. Большая толщина линий показывают большую проницаемость трещин. Непроницаемые кластеры или тупиковые концы каналов представлены тонкими линиями [245].

Рис. 3.22. а) пример модели проницаемой сетки (более плотная сеть трещин). Течение воды слева направо, верхняя и нижняя граница водонепроницаемы. б) соединение трещин (стрелки – направление течения воды) [245].

При пропускании через модель воды с разными начальными характеристиками можно получить разные результаты. На рисунках 3.23 - 3.25 показано изменение трещинных каналов во времени из-за растворения карбоната на стенах трещины.

Аналогичная картина может возникать при движении воды через трещинную сеть на отдельных участках ледника (речь не идет о микротрещинах). Как видим, среди хаоса трещин при выдержанном направлении движения воды от входа к выходу (из-за градиента давления воды, т.е. напора) неизбежно происходит расширение одного или нескольких каналов, которые впоследствии становятся магистральными. Как только один из каналов станет пропускать сквозь себя больше воды, он начинает расширяться быстрее. При этом скорости течения воды и расходы потоков через канал возрастут. Обычно канал с таким режимом течения воды опережает в развитии все остальные и стремится перехватить воду у них, т.е. получает приоритет в развитии.

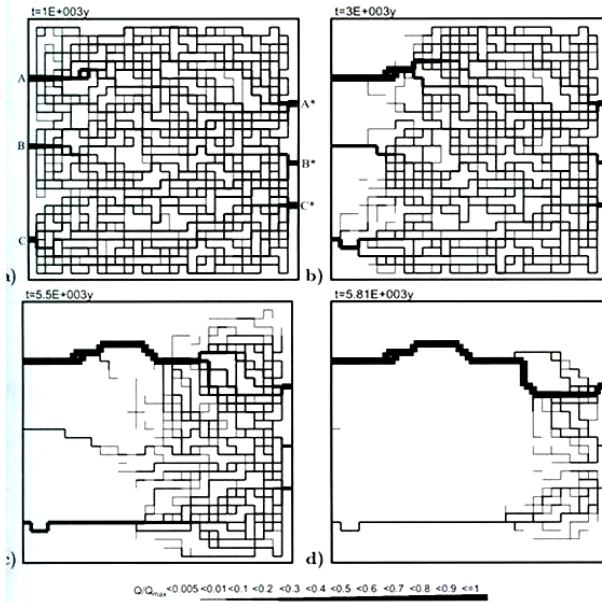


Рис. 3.23. Эволюция скоростей течения воды. Большая толщина линий соответствует большей скорости течения воды (в ед. Q/Q_{max} , где Q_{max} – максимальная скорость течения воды через трещины). а) $Q_{max} = 5,36 \text{ см}^3/\text{с}$; б) $Q_{max} = 10,12 \text{ см}^3/\text{с}$; в) $Q_{max} = 30 \text{ см}^3/\text{с}$; д) $Q_{max} = 172 \text{ см}^3/\text{с}$; [245].

В результате, возникает только несколько крупных каналов в густой сети относительно мелких первичных трещин. Не следует забывать, что меньшие по размеру каналы будут менее устойчивы к сдавливанию в результате воздействия пластической деформации льда. Итогом этого будет сохранение в толще льда только наиболее крупных каналов.

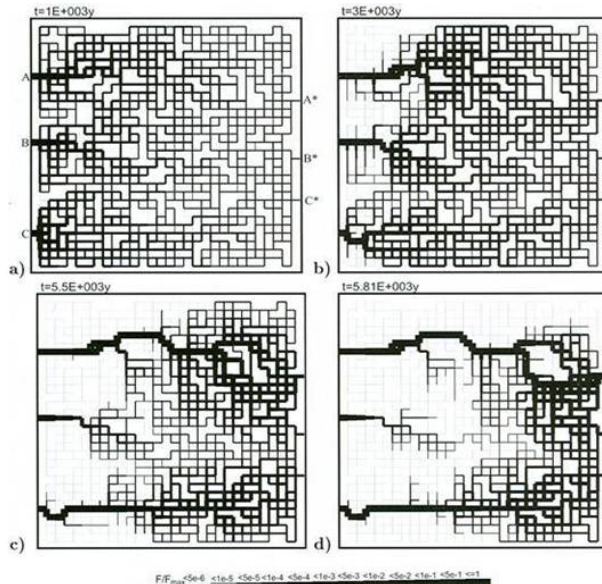


Рис. 3.24. Эволюция скоростей растворения породы. Толщина линий соответствует скорости растворения породы (в ед. F/F_{max} , где $F_{max} = 4 \times 10^{12} \text{ моль}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$) [245].

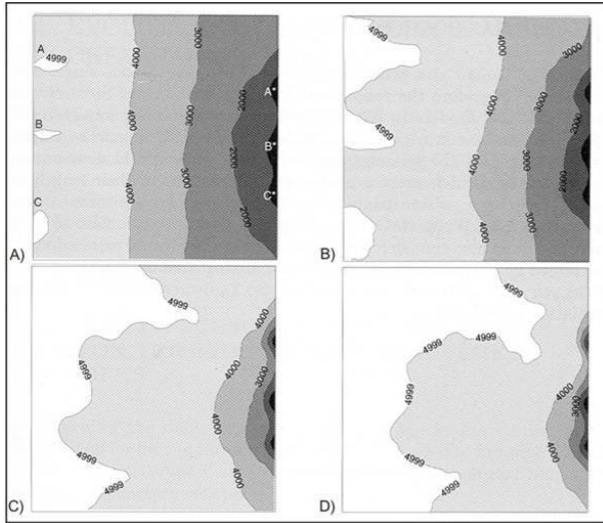


Рис. 3.25. Распределение гидравлических напоров в плоской сетке трещины. Значение изолиний в сантиметрах. Вход воды справа, выход слева [245].

Из сказанного выше следует, что, несмотря на то, что каналы **ВДС** преимущественно возникают по трещинам во льду, трудно ожидать, что в условиях ледников возникают связанные сети трещин, обеспечивающие формирование **ВДС** одновременно как единого целого.

Согласно исследованиям, трещинная пустотность скальных массивов обычно составляет доли процента, чаще всего, не достигая 1% и только в очень сильно выветрелых и трещиноватых породах пустотность может достигать 10% [151]. Аналогично и в теплом льду трещинная пустотность по объему не превышает 1%, достигая более высоких значений в зоне выветривания – коре таяния. Поскольку для монолитного теплого льда пустотность (водосодержание) обычно составляет 3-5% [19], это означает, что большая часть пустотности во льду по-видимому определена наличием в нем каналов и замкнутых емкостей.

Рассмотрим, как же функционирует трещинная дренажная сеть на холодном леднике. Ясно, что в таких ледниках трещины должны иметь значительную ширину. Такие трещины есть. Во-первых, это трещины, открывающиеся на дневную поверхность. Такие трещины без сомнения будут дренировать воду из фирновой толщи, но они же будут и в какой-то мере преградой для воды. Дело в том, что стенки в таких трещинах за зиму значительно промерзают, а летом прогреваются лишь незначительно (аналог карстовых колодцев и пещер-холодных мешков в породе, в которых летом сохраняется лед). Вся вода, попадающая в трещины в начале периода абляции, замерзает, кольматируя все поры на стенках трещины. Высачивающаяся из фирна на стене трещины вода также замерзает, препятствуя дальнейшему стоку воды из фирновой толщи. Более перспективны для дренажа фирновой толщи закрытые трещины, т.е. трещины, не выходящие на поверхность. Стены таких трещин зимой дополнительно не охлаждаются, а имеют среднюю температуру окружающего льда или нулевую температуру из-за отепления толщи просачивающейся водой. Вода, попадая в трещину с холодными стенами, не замерзает если только она дви-

жется. Если вода попадает на участок ледника разбитый сеткой мелких пересекающихся трещин, рассекающих толщу льда на значительную глубину, то вода ведет себя в ледяной толще как в фирне. При этом роль зерен будут играть ненарушенные трещинами целики льда. Также как и в фирне механизм слияния отдельных струй просачивающейся воды будет способствовать образованию концентрированного стока. В этом случае ледяная толща будет отепляться просачивающейся водой, т.е. в холодном леднике могут возникнуть участки с теплым льдом. Такие зоны мелкой трещиноватости наряду с крупными рассекающими трещинами являются проводниками воды с поверхности ледника в его глубину (вплоть до ложа).

3.2.3.3. Проницаемость ледников через каналы

Расширенные таянием трещины превращаются в каналы, в которых движение воды описывается законами течения не в трещинах и щелях, а в трубах. Иногда некоторые авторы различают каналы и трещины не по форме, а по размеру канала. В частности иногда каналами называют расширенные трещины. В таких случаях граница между трещинами и каналами может проходить по величине от 1 до 15 мм [150].

Как мы видели выше, каналы в ледниках формируются в основном по трещинам. Кроме того, каналы могут формироваться по границе раздела лед – горная порода, а также путем захоронения во льду глубоко врезанных в лед поверхностных водотоков. В гляциологической литературе описана форма основных внутриледных и подлёдных каналов: это каналы с полукруглым сечением, дно которых сложено рыхлыми отложениями (перемытая морена) или круглые каналы во льду – это так называемые **R**-каналы (каналы Ретлисбергера) и каналы, врезанные в рыхлые отложения и имеющие плоский ледяной свод – это **N**-каналы (каналы Ная) [284, 472].

Однако все модельные расчёты для упрощения проводятся для круглых ледяных труб [409]. Каково количество таких каналов внутри ледников доподлинно неизвестно. Как правило, большинство исследованных в ледниках каналов имеют другую форму.

Если в языковых частях ледников чаще всего наблюдаются **R** и **N** каналы (первые чаще в тёплых, вторые – в холодных ледниках), то в ледяной толще все каналы имеют в точности такую же форму как вадозные каналы при безнапорном течении воды (**H** каналы) и фреатические каналы при напорном течении воды (**R** каналы) в карстующихся породах, в частности в известняках. Всегда поперечное сечение **H** каналов имеет вытянутую в вертикальном направлении форму, что говорит о прогрессирующем врезании воды в дно канала. Все доступные для человека **H** каналы даже в летнее время обводнены лишь частично – вода протекает только в самой нижней части канала. При этом восстановить первичную форму зародышевого канала, как правило, не удаётся, так как в верхней части каналы в ледниках часто проработаны воздушными потоками и потому расширены или просто сжаты пластической деформацией. Первичная трещина или пересечение трещин, по которым заложилась полость, во многих случаях не сохраняются, особенно если они были не вертикальными, а наклонными. Существует также предположение, что внутриледные каналы могут формироваться при течении воды в открытых трещинах, которые впоследствии замыкаются (рис. 3.26). Однако это возможно только в теплых ледниках.

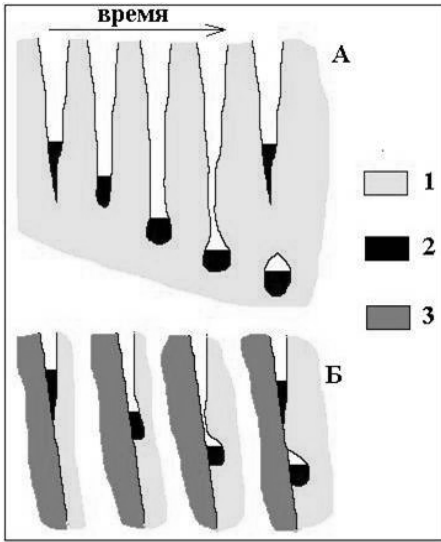


Рис. 3.26. Схематическое изображение эволюции внутриледного канала по происхождению (А) как потока на дне трещины или (Б) как маргинального водного потока. Врезание канала происходит из-за таяние льда только там, где он контактирует со льдом. 1 – лед, 2 – вода, 3 – горная порода [239].

Каналы в теплых ледниках

В настоящее время теории формирования каналов в теплых ледниках хорошо разработаны [295]. Основными из них являются теории Р. Шреве [439], Х. Ретлисбергера [409], Дж. Ная [378] и Р. Хука [284]. Кратко рассмотрим эти теории.

Теория Р. Шреве [439] показывает, что во внутриледной части **ВДС** вода может двигаться по нормали к эквипотенциальной поверхности, определенной как:

$$\Phi = \Phi_0 + \rho_w g Z + \rho_i g (H - Z) + p(r) \quad (3.11)$$

где Φ - потенциал, ρ_w и ρ_i - плотности воды и льда, соответственно; g - ускорение свободного падения; H и Z - высоты ледниковой поверхности и точки внутри льда или подо льдом, соответственно; r - скорость закрытия полостей пластической деформацией льда; $p(r)$ - показывает вклад давления (или потенциала), который является функцией от r . Первое слагаемое в правой части уравнения (3.11) означает потенциал, второе слагаемое - потенциальная энергия воды на высоте над некоторым уровнем, таким как уровень моря, третье слагаемое - давление в воде благодаря весу вышележащего льда, четвертое слагаемое - разница давлений воды и льда, которая проявляется в смыкании (или расширении) туннеля пластической деформацией. В устойчивом состоянии, закрытие туннеля пластической деформацией льда полностью сбалансировано таянием на стенах туннеля из-за вязкой диссипации энергии движущейся в нем воды. Дифференцирование уравнения (3.11) по отношению к расстоянию показывает, что градиент $p(r)$ мал по сравнению с градиентами других членов уравнения, и он дает результат близкий к нулю, откуда легко показать, что эквипотенциальные поверхности внутри ледника падают в направлении вверх по леднику с наклоном примерно в 11 раз круче поверхности ледника (рис. 3.27).

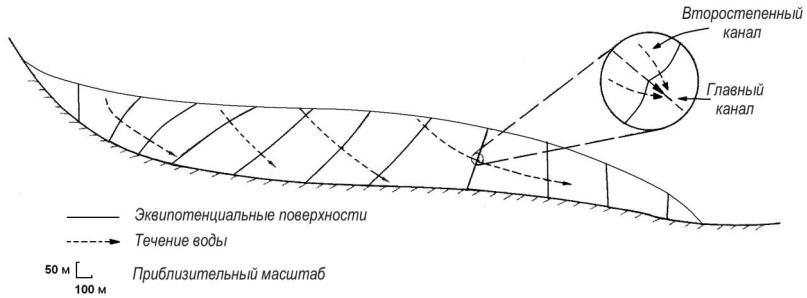


Рис. 3.27. Продольный профиль ледника, показывающий падение эквипотенциальных поверхностей вверх по леднику и теоретические направления течения внутриледных вод [285].

У ложа ледника теория Р. Шреве предсказывает, что течение воды должно быть ориентировано нормально к эквипотенциальным линиям, образованным пересечением эквипотенциальных поверхностей с ложем, но при этом каналы могут располагаться диагонально к бортам долины или даже подниматься вверх по склону в случае, когда склон направлен против течения льда.

Рассмотрение течения воды в 2 каналах, дренируемых в один резервуар, показало, что поскольку отношение расхода потока к площади стен было большим для более крупного канала, это привело бы к выработке большего количества тепла на единицу поверхности стены, и больший канал стал бы увеличиваться в размерах быстрее меньшего.

Теория Х. Ретлисбергера [409] рассматривает более подробно характер течения в гидравлических системах. Тогда как Р. Шреве, по большей части, полагал, что давление воды в каналах равно давлению вышележащего льда, которое означало бы нулевую скорость закрытия канала, Х. Ретлисбергер базирует свою теорию на равности скорости смыкания канала и скорости таяния стен канала. Таким образом, его уравнения могут быть использованы, например, для расчета размеров канала и высот, до которых вода может подняться в скважинах, достигающих ложа, на основе использования принятых значений расхода потока, толщины льда, уклонов, и неровностей стен канала.

Теория Х. Ретлисбергера предсказывает, что в устойчивом состоянии давление воды должно повышаться, когда расход падает, как это, например, происходит зимой (рис. 3.28).

Эта обратная связь между давлением и расходом потока вытекает из того факта, что расход энергии, которая определяет скорость таяния на стенах канала, линейно зависит от расхода потока, а скорость смыкания канала линейно зависит от радиуса канала. Например, сокращение расхода потока наполовину сократило бы наполовину расход энергии. В соответствии с этим, в дальнейшем также должен был сократиться и радиус канала.

Если площадь поперечного сечения канала уменьшится примерно на 40%, градиент давления приведет к тому, что течение потока не изменится (уменьшение площади поперечного сечения канала немного меньше, чем 50%, поскольку гидравлический радиус канала уменьшается).

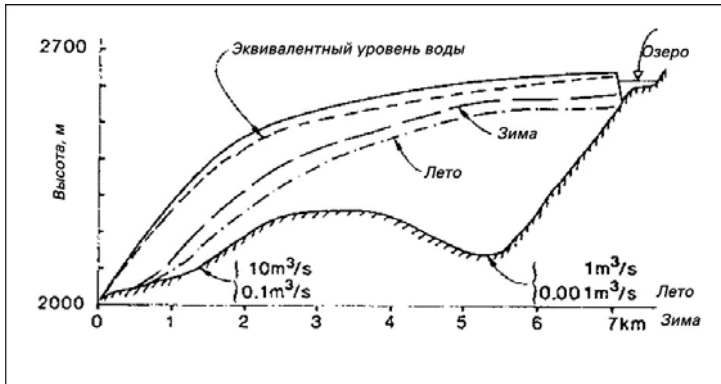


Рис. 3.28. Схематический продольный профиль ледника Горнер (Альпы), показывающий теоретически рассчитанные давления воды в каналах у ложа ледника для зимнего и летнего периода. Давление воды в леднике представлено высотой, до которой вода могла бы подняться. Предполагается, что расход воды изменяется линейно между двумя точками, указанными стрелками, и должен быть постоянен вверх и вниз по леднику от этих точек. Эквивалентный уровень воды – высота, до которой вода должна подняться, чтобы ледник всплыл [285].

В этой точке скорость таяния (или расход энергии на единицу площади стены канала) уменьшилась бы примерно на 35%, но скорость смыкания канала упала бы только примерно на 23%. Скорость смыкания канала, таким образом, выше, чем скорость таяния на его стенках, так что должно происходить дальнейшее смыкание канала. Это уменьшает размеры потока, вынуждая рост градиента давления (или, вернее, градиента потенциала). Когда интегрируем уравнение (3.11), начиная от языка ледника, где давление равно атмосферному, этот более высокий градиент приведет к большему давлению на всем протяжении системы дренажа.

Теория Х. Ретлисбергера может быть использована для изучения величины слагаемого, включающего значение r в модели Р. Шреве (уравнение (3.11)). Оказывается, что $p(r)$ быстро увеличивается к языку ледника. Для канала с расходом $1 \text{ м}^3/\text{с}$ под ледником с ровным ложем и параболическим профилем поверхности $p(r)$ составит 10% от давления вышележащего льда в 10 км от края ледника и достигнет 50% давления вышележащего льда в 2 км от края ледника. Качественно это проявляется в местном прогибании эквипотенциальной поверхности вверх по леднику (рис. 3.22, врезка). Прогибание будет большим для более крупных каналов, но связь с размером канала довольно слабая. Вода в более мелких каналах, текущая по нормали к эквипотенциальным поверхностям будет, таким образом, отклоняться в направлении существующих более крупных каналов, тем больше, чем больше канал. На ложе, подобное прогибание эквипотенциальной поверхности будет также стремиться отклонить течение воды от среднего направления, нормального к эквипотенциальной контуре, в направлении к существующим каналам.

Теория Р. Хука [284]. Обе теории Р. Шреве и Х. Ротлисбергера предполагают, что каналы внутри ледника полностью заполнены водой. Л. Ллибутри [337], однако обнаружил, что многие каналы могут быть не заполнены водой в

течение длительного времени. Детально это исследовано в работе [284], где было найдено, что при средней мощности льда на ложе, которое слабо наклонено в направлении течения льда, энергия, реализуемая даже при относительно малых расходах потоков, привела бы к таянию большего количества льда, чем могло бы быть перемещено при смыкании канала. В этом случае давление в каналах было бы атмосферным, и направление течения воды определялось бы только наклоном ложа и направлением течения льда. Серьезной проблемой исследования Р. Хука было то, что он полагал, что подледниковые каналы имели полукруглое поперечное сечение. Если же каналы, в самом деле, были широкими и низкими, что сейчас кажется более вероятным, скорости их смыкания были бы выше и каналы с водой при атмосферном давлении встречались бы реже.

Расчеты показали, что если канал достигал диаметра 3–4 мм, механическая энергия диссипации движущегося под уклон потока, могла быть способна растапливать стены канала быстрее, чем они могли бы смыкаться пластической деформацией льда. В таком случае вода не заполняла бы канал полностью, но сохраняла устойчивое течение на гравитационно нижней стороне канала. Это привело бы к таянию этой стороны канала. Для канала диаметром 3 мм и начальным уклоном 45° скорость таяния была бы около 0,5 м/год. Но поскольку диаметр канала растет при врезании канала в лед, скорость таяния также быстро увеличивается, достигая, например, 2,5 м/год для канала диаметром 10 мм. Таким образом, такие каналы должны были стремиться стать более круто-наклонными (в пределе – вертикальными). Это, напротив, еще больше должно было увеличить скорость таяния льда на стенках канала. В канале диаметром 10 мм и уклоне 60° скорость таяния будет достигать 3,5 м/год. В дополнение к этому эффекту каналы, наклоненные вниз по леднику, стали бы постепенно погружаться в лед из-за разницы в скоростях течения льда, поскольку лед у поверхности ледника течет быстрее, чем у его ложа.

Теория Б. Кема рассматривает течение воды на ложе ледника [314]. Когда лед течет через выступ на ложе, давление на стороне выступа, обращенном навстречу движению ледника будет выше гидростатического давления во льду, а на теневой (обращенной вниз по течению льда) стороне выступа давление будет ниже. Если ледник течет достаточно быстро через эту выпуклость на ложе, лед может отделиться от ложа над теневой частью выступа, образовав полость. Если вода, которая находится в толще льда под давлением, найдет путь в эту полость, размеры полости будут увеличиваться.

На участках ложа с высоким давлением (на обращенной навстречу движению льда части выпуклости) такие полости и каналы, ведущие к ним, могут сжиматься [337], или даже полностью выклиниваться, если расход потока в них достаточно низок [473]. Сжатие канала привело бы к росту градиента потенциала, что побудило бы усиление течения воды и способствовало росту ее давления. В предельном случае, когда источником воды является только базальное таяние из-за геотермального потока тепла и тепла трения, выклинивание канала более вероятно [473]. В этом случае рост давления воды приведет к распространению ее тонкой пленкой под ледником.

В среднем, течение в этой сети каналов должно быть ориентировано по нормали к эквипотенциальным контурам, но путь течения воды может быть очень извилист, с удлиненными участками, в которых движение воды происхо-

дит почти параллельно изолиниям. Предполагается, что такие сети связанных каналов существуют под некоторыми, если не под большинством долинных ледников, так как имеются доказательства существования подледных полостей на поверхности пород, подвергшихся недавней дегляциации, а также редкие свидетельства о существовании каналов, связывающих эти полости [264, 469]. При достаточном поступлении воды в полости, по-видимому, возникают мелкие каналы между такими полостями, что ведет к развитию сети взаимосвязанных или связанных каналов (рис. 3.29, 3.30) [295; 314].

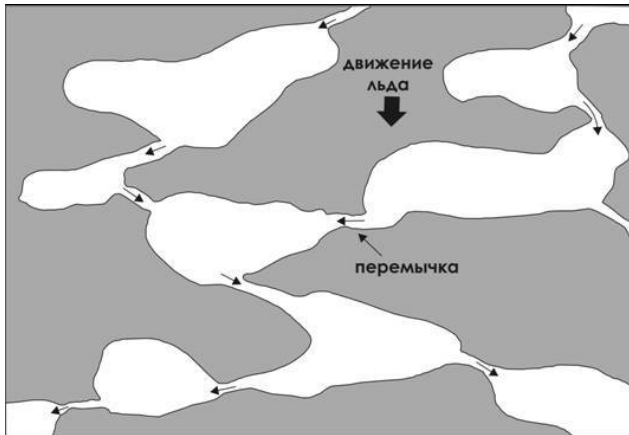


Рис. 3.29. Связанные полости на ложе ледника [176].

Б. Кем (1987) и др. провели детальное теоретическое исследование систем связанных полостей. Было найдено, что такие системы должны быть стабильными, если скорость скольжения льда достаточно высока, а давление воды не очень высоко. Ключ этой стабильности заключается в форме связывающих полости каналов, которые образуются за мелкими выступами ложа, в то время как полости возникают за крупными выступами ложа.

Таким образом, полости, связывающие каналы, стремятся ориентироваться поперек течения ледника. При высокой скорости движения лед течет по сводам этих каналов, как поперек полости, так и вниз, что уравнивается таянием льда при вязкой диссипации движущейся воды. Однако при низкой скорости скольжения льда или высоком давлении воды, своды полостей тают так быстро, что приток льда не уравнивается. Кем считал, что каналы, связывающие полости, могут перерасти в туннели и становиться параллельными направлению течения льда.

В противоположность **R**-каналам, в которых давление воды уменьшается с ростом расходов, давление воды в системе связанных каналов уменьшается в соответствии с падением расходов. Это происходит потому, что течение льда к сводам связанных полостей таково, что хотя уменьшение в половину расхода воды в канале вдвое уменьшает скорость таяния льда на своде, это приводит только к небольшому понижению свода.

Поперечное сечение такого канала уменьшается меньше, чем вдвое и меньший расход воды в канале может стимулироваться меньшим градиентом

давления (потенциала). Важным следствием этого является то, что большие **R**-каналы, имеющие низкое давление, стремятся поглотить потоки из меньших каналов с более высоким давлением, для каналов связанных систем характерно обратное соотношение.

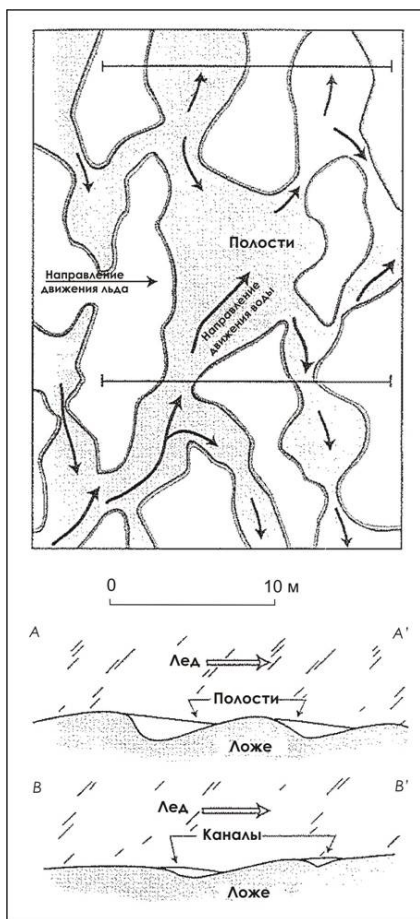


Рис. 3.30. Идеализированная схема сети связанных каналов под ледником [314].

Поэтому **R**-каналы стремятся эволюционировать в древовидную сеть с мелкими каналами, питающими более крупные магистральные каналы, а системы связанных полостей могут оставаться сетчатыми. Вторым существенным отличием систем **R**-каналов и систем связанных полостей состоит в том, что при превышении определенного порога расхода давление в системе связанных полостей будет выше, чем в туннельной системе с тем же расходом.

Если вода получила доступ в систему связанных полостей, увеличение давления воды, как ожидается, приведет к соответствующему росту скорости скольжения льда. Это может произойти частично благодаря отделению льда от ложа, но более вероятно из-за гидравлического подъемного эффекта, посред-

ством которого вода в полостях прилагает усилие вниз по леднику на своде полости, обращенном вниз по леднику [294].

Предполагается изменение системы связанных полостей во времени как из-за расширения каналов, так и из-за их смыкания в соответствии с изменениями давления воды и из-за малости каналов, связывающих полости. Каналы, связывающие полости, могут быть постепенно разрушены из-за того, что скорость таяния на стенах каналов недостаточно сбалансирована со скоростью течения льда [295]. По мере того как эти каналы разрушаются, и давление в полостях растёт, могут формироваться новые связи между ними.

Может существовать несколько сценариев образования каналов **ВДС** в ледниках. Согласно первому, все полости образовались в условиях их полного заполнения водой (в зоне сифонной циркуляции, по аналогии с сифонной теорией в известняковом карсте), т.е. согласно представлениям Ная и Ротлисбергера [378, 409]. Второй сценарий предполагает образование полостей в условиях их неполного заполнения водой (в вадозной зоне) - представление Хука [284]. Третий сценарий подразумевает образование полостей первично в сифонной зоне, а затем их моделирование в вадозной зоне. Четвёртый сценарий основывается на ежегодном циклическом возобновлении полостей: сначала сифонная стадия, затем вадозная и т.д. Разберём каждый сценарий более подробно, выделив у каждого из них сильные и слабые стороны.

Фреатическая модель. За то, что первый сценарий формирования каналов **ВДС** возможен, говорит очень много факторов. Как уже говорилось выше, трещины часто заполняются водой целиком, доверху. В этом случае все каналы, начинающиеся со дна или со стенок трещин, будут полностью заполнены водой. О возможном напорном движении воды во льду говорит и появление фонтанов на поверхности ледников. При помощи циркуляции воды в заполненной водой трещине посредством естественной конвекции вероятно можно объяснить образование и углубление некоторых неглубоких ледниковых колодцев. Грифоны или крупные восходящие источники на языках некоторых ледников (апвеллинги) говорят о существовании напорного течения воды (зоны сифонной циркуляции) на некоторых этапах развития **ВДС** ледников. Уровни стояния воды в галереях, начинающихся со дна колодцев, говорят, что эти каналы чаще всего функционируют в вадозном режиме. Сейчас в большинстве доступных внутриледных каналах мы не можем найти доказательств их первичного существования во фреатическом режиме (рис. 3.31).

Однако фреатическая модель не может объяснить формирования некоторых каналов во льду, например, колодцев.

Вадозные каналы. Вероятность возникновения **ВДС** только по системе вадозных каналов маловероятна. Связано это с тем, что для возникновения такой **ВДС** необходимо формирование сети каналов по трещинам, вся совокупность которых должна быть лишь частично заполнена водой. Понятно, что такое возможно только в теплых ледниках, поскольку в холодном льду незаполненные водой участки трещин будут быстро блокированы льдом и вода станет перемещаться в заполненных водой каналах.

Предположим, что в теплом леднике сформировалась система достаточно крупных трещин, по которым вода движется как по вадозным каналам.

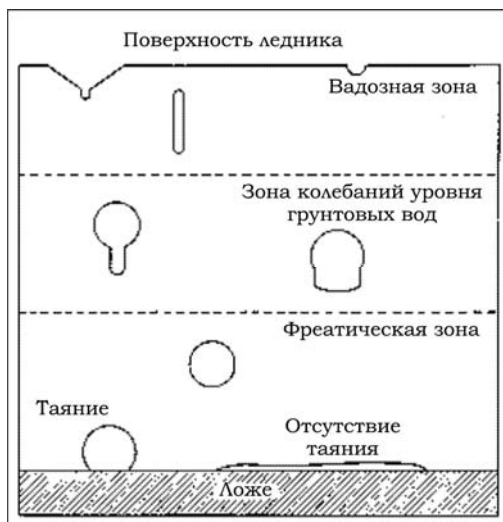


Рис. 3.31. Схема, показывающая различные поперечные сечения каналов **ВДС** в различных гидродинамических зонах теплого ледника [254].

Чтобы каналы оставались вадозными на протяжении всего периода абляции, необходимо, чтобы их пропускная способность с самого начала была бы выше, чем растущий в течение лета талый сток, что маловероятно, или чтобы рост пропускной способности трещин шел с опережением увеличения расхода. Поскольку расширение каналов определяется именно растущим расходом потоков, то такое утверждение также неверно. Отсюда следует, что образование каналов **ВДС** только в одних вадозных условиях невозможно, поскольку всегда возникают случаи перехода части ненапорного стока в напорный (фреатический), что связано как с движением ледника (и смыканием трещин), пластической деформацией, а также со строением самой трещинной сети.

Исключением может быть случай, когда каналы **ВДС** образуются путем захоронения каналов, врезавшихся в лед с поверхности ледника. Но пока известны только отдельные участки **ВДС**, сформировавшиеся таким путем, но нет доказательств, что вся **ВДС** может сформироваться таким образом.

Смена фреатической фазы вадозной. Любой канал, возникший в фреатическую стадию, имеет только две перспективы в своем развитии: 1) прекратить свое существование в результате сжимания под действием пластической деформации льда, перемерзания или обрушения его сводов; 2) стать вадозным каналом. Возможно, очень небольшая доля напорных каналов в центральных частях ледников может весь период существования оставаться фреатическими, например, если они существуют в зимнее время в виде отшнурованных (или слабопроточных) емкостей, заполненных водой. Но с течением времени рано или поздно уровень воды в каналах упадет, что может быть связано с наступанием или деградацией ледников, и напорные каналы станут безнапорными. В этом случае мы опять никак не можем объяснить формирование ледниковых колодцев возникающих в открытых трещинах.

Сочетание фреатической и вадозной стадий. Наиболее жизненной вероятно является ситуация возникновения части каналов **ВДС** во фреатическую стадию, а другой части каналов – в вадозную стадию (например так возникают все

ледниковые колодцы). В дальнейшем изменения могут касаться как фреатической (нижней), так и вадозной (верхней) части **ВДС**. При весеннем подпруженном состоянии каналы **ВДС** могут заполняться водой полностью, превращаясь во фреатические, а осенью, при падении притока талой воды с поверхности ледника часть фреатических каналов в верхней и нижней части зоны транзита становятся вадозными, значительно сокращая размеры фреатической части **ВДС**. Разделение системы на отдельные емкости в зимнее время нарушает движение воды, разрушая систему как единое целое. В следующий сезон абляции после восстановления цельности системы все повторяется.

Каналы в холодных ледниках

В холодных ледниках только быстрое движение воды может способствовать проработке каналов. Но когда каналы уже расширены, то они могут существовать дольше, чем подобные каналы в теплом леднике, т.к. лед холодного ледника более жесток и менее пластичен. Свидетельством тому является большая устойчивость ледниковых каналов в зимнее время по сравнению с летним.

Гидравлические расчеты для каналов во льду сделаны только для теплых ледников [378, 409]. Попробуем провести некоторые оценки ситуации в холодном леднике на основе расчетов по упрощенной модели [90]. Представим себе круглый канал во льду, который заполнен водой с температурой t_1 и скоростью движения потока V . Температура льда на контакте с водой будет равна t_2 ($t_2=0^\circ\text{C}$), а вдали от канала - t_3 . Канал имеет диаметр D_1 , а зона отепления льда вокруг канала - D_2 . Тепловой поток от воды к стенкам туннеля будет составлять:

$$q_1 = \alpha F(t_1 - t_2), \quad (3.12)$$

где α - температуропроводность потока воды, Вт/(м² °C); F - площадь стены канала, м². Температуропроводность турбулентного потока воды (в большинстве каналов водный поток является турбулентным) можно определить по формуле [73]:

$$\alpha = [0,023\lambda_w Pr^{0,4}/(g\mu)^{0,8}] (Vy)^{0,8}/D_1^{0,2}, \quad (3.13)$$

где λ_w - коэффициент теплопроводности воды, Вт/(м °C); Pr - число Прандтля; g - ускорение силы тяжести; μ - кинематическая вязкость воды, кг·с/м²; γ - удельный вес воды, кг/м³. Для потока воды с температурой равной 0°C выражение в квадратных скобках равно 4,22 [73], т.е. выражение (3.13) может быть переписано как:

$$\alpha = 4,22(Vy)^{0,8}/D_1^{0,2}. \quad (3.14)$$

Тепловой поток от стены канала к воде может быть записан в виде выражения (на единицу длины трубы) [73]:

$$q_2 = \lambda_l 2\pi(t_2 - t_3)/\ln(D_2/D_1), \quad (3.15)$$

где λ_l - коэффициент теплопроводности льда, Вт/(м °C).

Если представить ситуацию, когда вода и лед в канале находятся в равновесии, т.е. на стенке канала отсутствуют таяние и намерзание льда, то тепловые потоки от воды ко льду и ото льда к воде будут находиться в равновесном состоянии, т.е. $q_1 = q_2$. Исходя из выражений (3.12) (3.14) и (3.15) можно написать:

$$4,22[(V\gamma)^{0,8}/D_1^{0,2}]\pi D_1(t_1 - t_2) = 2\pi\lambda_l(t_2 - t_3)/\ln(D_2/D_1). \quad (3.16)$$

В этом выражении не известны следующие параметры: V , t_1 , t_3 , D_1 и D_2 . Решить одно уравнение с 5 неизвестными невозможно. Однако, если мы будем задавать возможные значения 4 параметров, то на основе этого сможем вычислить и пятый параметр. Сначала определим величину влияния (отепления) воды на лед, т.е. D_2 .

С ростом диаметра канала разница D_1 и D_2 уменьшается; аналогично действует рост скорости потока, но менее резко. Напротив, рост разницы t_2 и t_3 приводит к некоторому возрастанию зоны отепления. Используя полученные значения D_2 , легко оценить скорость потока, необходимую для поддержания равновесных условий между водой и льдом. Например, если задать разницу температур t_2 и t_3 величиной $0,1^\circ\text{C}$, а t_2 и t_1 тоже $0,1^\circ\text{C}$ и использовать ранее полученные значения D_1 и D_2 и менять D_1 от $0,01$ до $2,0$ м, то получим изменение скорости потока от $0,97$ до $0,09$ м/с, то есть с ростом диаметра канала для создания равновесных условий необходима все меньшая скорость потока воды. Если задать D_1 равным $2,0$ м, но менять температуру льда t_3 от $-0,1$ до -4°C , то для сохранения равновесных условий в канале необходимо изменение скорости движения потока от $0,09$ до $1,74$ м/с (рис. 3.32). Полученные величины вполне разумны и свидетельствуют о возможности существования каналов в холодном леднике, если по ним движется вода.

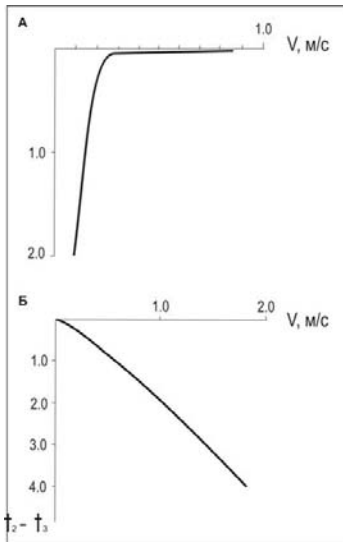


Рис. 3.32. Связь А) между скоростью потока воды V и диаметром канала D_1 в холодных ледниках ($t_1 - t_2 = \text{const}$; $t_2 - t_3 = \text{const}$); Б) между скоростью потока воды V и разницей температур ледяной стены t_2 и холодного льда t_3 для условий равновесия между водой и льдом ($D_1 = \text{const}$; $t_1 - t_2 = \text{const}$) [349].

В зимнее время, когда сток с ледника прекращается, часть каналов опорожняется, а часть воды может быть замурована в пережатых льдом обособленных полостях. Как долго может сохраняться вода в таких полостях в холодном льду? Попробуем ответить на этот вопрос, используя для расчета известную формулу из работы [77]:

$$\tau = P\gamma D_1^2 / 16\lambda_1(t_2 - t_3), \quad (3.17)$$

где P - теплота плавления льда, дж/кг; γ - плотность воды, кг/м³; λ_1 - коэффициент теплопроводности льда, Вт/м °С; t_2 - температура замерзания воды; t_3 - температура льда вокруг канала; D_1 - диаметр канала, м. В этой формуле переменных только три: t_3 , D_1 и τ . Т.е. задавая D_1 и t_3 можно получить время полного замерзания канала.

Возьмем канал с $D_1=1$ м и будем менять t_3 от -0,01 до -10°С. При этом время замерзания канала изменится от 109×10^2 до 11 суток. Чтобы такой канал с водой не заморозил в течение зимы, температура льда не должна быть ниже -1°С; при $D_1=2$ м температура льда не должна быть ниже -4°С (рис. 3.33). Из этого расчета следует, что каналы большого размера и резервуары, заполненные нацело водой, могут существовать в течение длительного времени внутри ледников и подо льдом, даже если температура окружающей среды отрицательная.

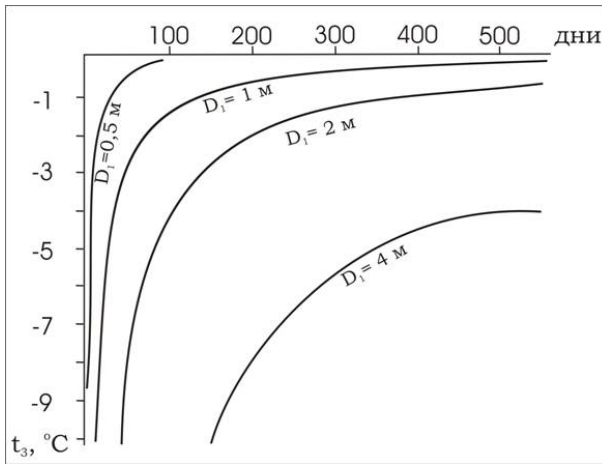


Рис. 3.33. Связь между временем полного замерзания воды (τ , дни) в круглом цилиндрическом канале с диаметром D_1 и температурой льда t_3 ; уравнение (3.16).

Это является хорошим обоснованием возможности существования **ВДС** зимой в толще льда и подо льдом в виде разобщенных резервуаров, заполненных водой.

Математическое моделирование

Для понимания процессов, протекающих в каналах **ВДС** ледников, чаще всего используется математическое моделирование. Как мы видели выше, наиболее распространены модели расширения каналов текущей водой в тёплых ледниках [239, 285 409 и др.]. При этом в большинстве случаев при моде-

лировании рассматриваются случаи либо полностью заполненного водой канала [409], либо заполненного водой частично [284].

В качестве основы для расчётов используем модель теплофизического состояния канала в тёплом или холодном леднике, предложенная в работе [52] и представляющая собой компьютерную программу.

Формирующийся канал **ВДС**, расположенный в толще льда, в начальной стадии обычно полностью заполнен водой [409]. В этом случае форма его поперечного сечения вне зависимости от начальной довольно быстро (в течение нескольких дней) становится округлой [52] и в дальнейшем канал сохраняет свою форму, лишь изменяясь в размерах (рис. 3.34, 3.35).

Баланс таяния и намерзания льда на стенках зависит от начального размера канала. Каналы большого начального размера стремятся увеличиться, а меньшего размера – уменьшаются и перемерзают.

На рис. 3.36 показан пример графиков, полученных в ходе экспериментов для канала полностью заполненного водой с начальным диаметром равным 0,5 м. Показан характер изменения диаметра канала при разной температуре льда.

Как видим, канал будет устойчивым к перемерзанию, если температура льда будет превышать -9°C . Значит для данного размера канала это критическая температура льда. Таким образом, когда температура льда выше некоторого определенного значения, канал будет увеличиваться в размерах, в то время как при более низкой температуре канал обязательно перемерзнет.

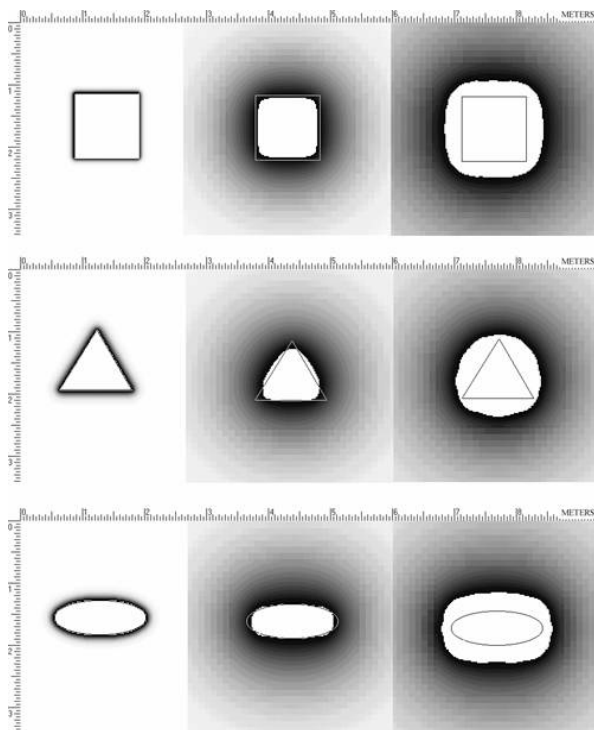


Рис. 3.34. Изменение произвольной формы канала текущей водой в холодном льду во времени. Расчеты по компьютерной модели [52]. Условия проведения эксперимента: температура льда -15°C , уклон канала -1° , размер канала можно определить по линейке на краях рисунка (даны целые величины в метрах). Слева направо – стадии протекания процесса. Белым показана вода в канале. Темный цвет вокруг каналов – зона отепления льда.

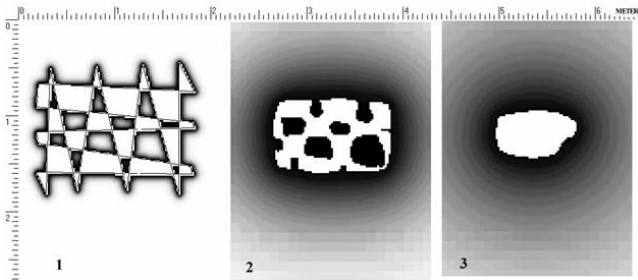


Рис. 3.35. Изменение сечения канала в холодном льду, имитирующего зону дробления, при протекании через нее потока воды. Расчеты по компьютерной модели [52]. 1-3 – стадии протекания процесса. Белым показана вода в канале. Темный цвет вокруг каналов – зона отепления льда.

На основании модельных экспериментов мы можем определить критическую температуру для каналов с произвольным диаметром и уклоном.

Нами была выполнена серия экспериментов для определения критического диаметра канала для заданной температуры льда и уклонов канала. Полученные данные показаны на Рис. 3.37.

Проведенные эксперименты показывают, что довольно интенсивные потоки воды в холодном льду могут существовать в течение длительного времени.

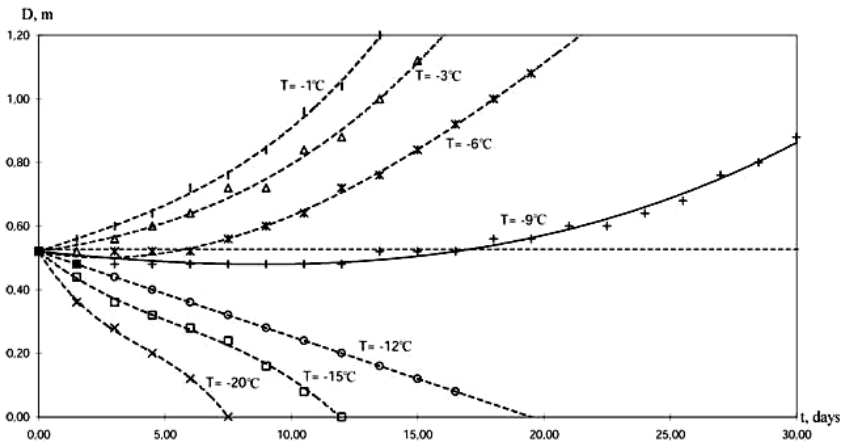


Рис. 3.36. Изменение диаметра канала при протекании воды в нем при разной температуре льда. Начальный диаметр канала 0,5 м, уклон 0,6°.

Однако на практике отмечено практически полное отсутствие крупных каналов в холодных ледниках в природных условиях. Это, вероятно, объясняется невозможностью существования продолжающихся и поддерживаемых в течение длительного времени высоких расходов потоков (поскольку для этого требуются очень большие площади водосборов).

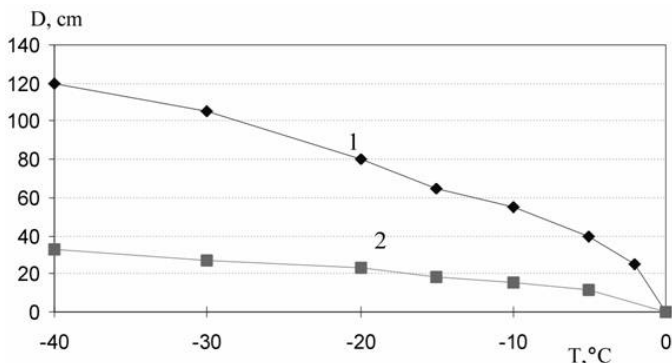


Рис. 3.37. Результаты модельных экспериментов для расчета критического диаметра канала при различных начальных условиях. 1 – уклон канала 1°; 2 – уклон канала 10°.

В дополнение к этому **ВДС** должна пройти все этапы формирования, начиная от первичной трещины. Возможности перемерзания канала во время этой начальной фазы очень высоки из-за многочисленных изгибов трещин и большого количества узостей, которые значительно уменьшают расход потока (и соответственно диссипацию энергии). Так что возможность существования крупных каналов **ВДС** в холодных ледниках ничтожно мала, за исключением тех случаев, когда имеется очень много текущей воды в течение продолжительного времени (например, во время постепенного сброса больших объемов воды из крупных ледниковых озер, в частности, ледниково-подпрудных).

Теперь проанализируем, как изменяются каналы **ВДС** в тёплых и холодных ледниках с учётом колебаний расходов воды в них.

При зарождении и эволюции каналов в ледниках возможны несколько основных случаев заполнения канала водой: полностью, частично, а также отсутствие воды. В первых двух случаях происходят изменения канала под действием движущейся воды (таяние или намерзание льда на стенках канала), а в последнем случае изменений канала не происходит (если не учитывать пластическую деформацию льда). На реальных ледниках всегда наблюдается суточный ритм абляции: днём она выше, а ночью - ниже. Это не может не сказываться на характере заполнения водой каналов **ВДС**. Очевидно, что характер заполнения каналов водой также имеет суточный ритм, что сказывается на характере их проработки водными потоками. Вероятно, существуют и ритмы поступления воды в каналы и другого порядка. При краткосрочных потеплениях в окрестности ледника поверхностная абляция льда возрастет, количество воды в каналах **ВДС** будет увеличиваться, а при похолоданиях произойдет падение расхода воды в них. На заполнение каналов **ВДС** водой могут действовать и такие факторы как прорывы наледных и внутриледных резервуаров (в этом случае каналы **ВДС** целиком заполняются водой), а также подпруживание элементов **ВДС** (это ведёт к понижению уровня воды в каналах **ВДС** ниже места подпруды). Таким образом, расход воды в канале **ВДС** ледника может изменяться периодически (с разной длиной шага: суточные и более продолжительные периоды) и аperiodически: с отдельными всплесками в сторону увеличения или уменьшения расхода воды в канале.

Для проведения расчетов модель была трансформирована таким образом, чтобы она реагировала на изменения уровня воды в канале, расположенного в толще льда. При этом были реализованы: расчёт теплопередачи от ледяных стенок в воздух внутри канала и возможность произвольного изменения уровня воды в канале и расхода потока воды в нём. Это позволило осуществить ряд модельных экспериментов, симулирующих реальные физические процессы, происходящие внутри канала **ВДС**, расположенного в толще льда, при различных режимах поступления воды в него.

Рассмотрим сначала канал полностью заполненный водой. По мере увеличения размеров канала, благодаря таянию льда на его стенках, расход воды в канале также увеличивается до тех пор, пока величина расхода не сравняется с величиной поступления воды извне. Время наступления этого момента зависит от пропускной способности внутриледной **ВДС**, площади водосборного бассейна, величины абляции, температуры льда и др. После этого движение воды в канале становится ненапорным (канал заполнен водой частично) и таяние в верхней части свода канала, которая больше не соприкасается с водой, уже не происходит. Если расход воды в канале поддерживается на постоянном уровне, то его поперечное сечение приобретает грушевидную форму с расширением вниз (рис. 3.38), причем ширина d канала у уреза воды увеличивается только до того момента, когда будет выполняться приближённое условие

$$\frac{d}{h} \approx 4, \quad (3.18)$$

где h – глубина воды в центре потока. В дальнейшем проработка канала будет идти только за счёт его углубления при сохраняющейся постоянной ширине канала. Этот результат подтверждается непосредственными полевыми наблюдениями на сильно заглублённых в лёд поверхностных водотоках на леднике Фишт (Западный Кавказ) в 1998 г., а также на других ледниках.

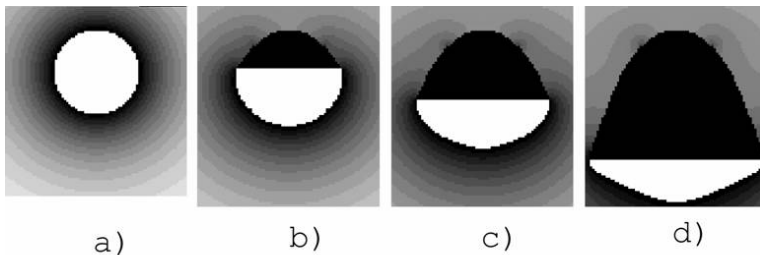


Рис. 3.38. Изменение формы канала при условии постоянного расхода воды ($1 \text{ м}^3/\text{с}$). а) начальный момент (поток стал ненапорным); б) через 4 суток; в) через 10 суток; г) через 26 суток. Температура льда: -5 С ; гидравлический уклон - 1 ; начальный диаметр канала - 0.6 м. Белым цветом показана вода, черным – воздух. Интенсивностью цвета показаны поля в толще льда с равной температурой.

Анализ данных, полученных при расчётах на модели, показал, что условие (1) выполняется также и при периодическом (например, суточном) изменении расхода воды, если в качестве d и h принять их значения при средней величине расхода потока.

Во льду нередко можно встретить каналы грушевидной формы с расширением вверху (рис. 3.39). Такая форма канала могла возникнуть только из-за резкого (в десятки раз) снижения расхода потока, которое могло произойти, например, по причине перемерзания части водоподводящих каналов или из-за истощения запасов внутриледниковых водных резервуаров.

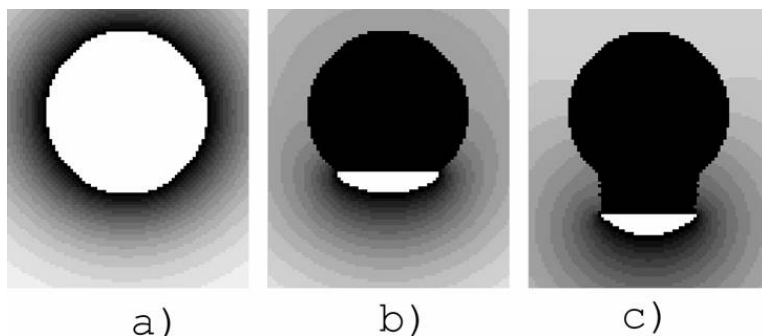


Рис. 3.39. Изменение формы канала при резком уменьшении расхода воды (от $2.5 \text{ м}^3/\text{с}$ до $0.1 \text{ м}^3/\text{с}$). а) канал полностью заполнен водой; б) расход воды резко снизился; в) ситуация через 10 суток . Температура льда: $-1 \text{ }^\circ\text{C}$; гидравлический уклон - 1 ; начальный диаметр канала - 1 м. Белым показана вода, черным – воздух.

Для оценки влияния периодических колебаний расхода воды на форму внутриледного канала был проведен ряд модельных экспериментов при начальной температуре льда -5°C и -25°C (последнее значение температуры было взято для большей наглядности эксперимента и сокращения времени расчета) с прочими одинаковыми начальными условиями: уклон русла 1° , начальная форма канала представляла собой горизонтально вытянутый эллипс шириной 1 м и высотой 0,5 м так, что при половинном заполнении канала водой выполнялось условие (3.18). Расход потока менялся от 0 до 200% от начального уровня с периодом в один и 5 дней. То есть в этом случае канал во льду был частично заполнен водой, и, вообще говоря, мог быть с тем же успехом и поверхностным. Задание начальных параметров канала, не удовлетворяющих условию (3.18), приводило к тому, что, независимо от периодичности изменения расхода воды в канале, он сначала эволюционировал к равновесной, эллиптической форме, и только после этого становилась видимой разница влияния разных режимов расхода на форму канала и его стенок.

Из рисунка 3.40а видно, что при более длительных периодах колебаний расхода воды канал стремился иметь большую ширину, но при этом его углубление происходило медленнее, чем при более коротких периодах колебаний расхода воды.

При более низких температурах (в нашем эксперименте -25°C) наблюдалось резкое уменьшение времени, необходимого для полного перемерзания канала, если в нём поток воды испытывал периодические колебания расхода. При постоянном расходе воды в канале полное его перемерзание происходило на 45-й день расчетного времени, а при 5-суточных колебаниях расхода воды в канале – на 17-й день, при суточных – на 14-й день.

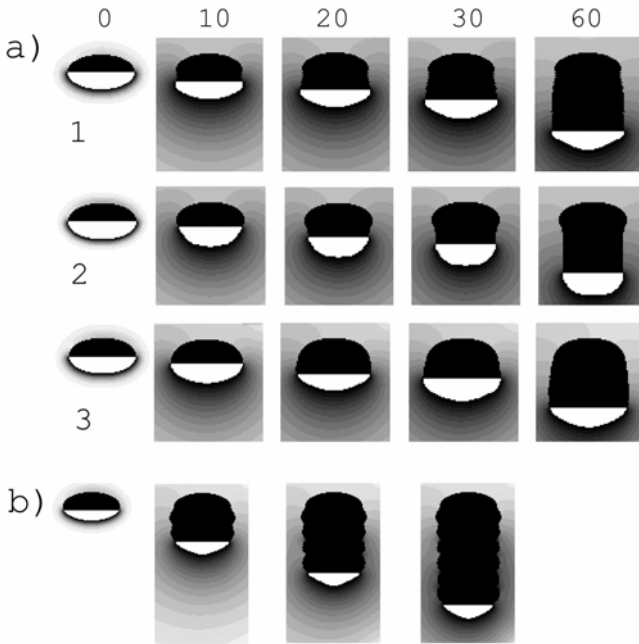


Рис. 3.40. Изменение формы канала в холодном льду при различных режимах колебаний расхода воды. а) Температура льда -5°C , уклон 1° , начальная ширина канала 1 м, глубина потока 0,25 м. Режимы колебаний расхода: 1) отсутствует, 2) с периодом в 1 день, 3) с периодом в 5 дней. б) Температура льда -2°C , уклон 10° , начальная ширина канала 1 м, глубина потока 0,25 м. Режим колебаний расхода с периодом в 5 дней. Белым показана вода, черным – воздух.

Отдельно был также проведен эксперимент при температуре льда равной -2°C , уклоне 10° и периодичности колебаний расходов водного потока через 5 дней, в результате которого на стенках канала отчетливо проявились продольные ребра, отражающие периодичный режим таяния стенок канала.

Таким образом, на основе серии модельных экспериментов, выполненных при помощи компьютерной программы, учитывающей колебания воды в канале, было выяснено, что:

А) в тёплых ледниках при отсутствии колебаний расхода воды происходит постепенная смена режима заполнения канала водой от полного до частичного, что ведёт к изменению поперечного сечения канала от округлого до грушевидного (с расширением вниз), а впоследствии – к возникновению канала с вертикальными стенками. Аналогичная картина будет наблюдаться и в холодных ледниках, но при расходе достаточном, чтобы происходило таяние льда на стенках канала. При отсутствии таяния на стенках канала его форма останется круглой, но диаметр будет постепенно уменьшаться до полного перемерзания канала;

Б) в тёплых ледниках при суточных колебаниях расхода воды форма поперечного сечения канала принципиально не изменится, но она будет соответст-

вывать уже осредненному значению расхода. Такая же форма канала будет возникать и в холодном леднике, но скорость врезания потока в лед будет меньше, чем при постоянном расходе, и врезание потока будет уменьшаться при понижении температуры льда;

В) в теплых ледниках при более длительных колебаниях расхода воды форма канала сохранится, но будет происходить усиление скорости врезания потока в стороны и её уменьшение вниз. В холодных ледниках скорость врезания потока в лёд будет меньше, чем в тёплых, и для них обнаруживается тенденция уменьшения интенсивности врезания при увеличении периода колебаний расхода потока;

Г) обнаружено, что искажения поперечного профиля стенок канала во льду, проявляющиеся в виде продольных рёбер, образуются только в том случае, когда величина врезания потока будет сравнима с размером канала. Это обычно возможно в теплых ледниках при периоде колебаний расхода потока более 3-4 дней и при больших уклонах русла. Во всех других случаях для внутрилёдных каналов характерны гладкие стенки.

При очень больших уклонах русла продольные рёбра вероятно могут возникать и в холодных ледниках, как это отмечалось в каналах ледника Альдегонда (Шпицберген).

В холодных ледниках каналы **ВДС** могут не только расширяться под действием движущейся воды, но и, напротив, уменьшаться в размерах (вплоть до полного перемерзания). Для каждой температуры льда в холодных ледниках существует некоторый вполне определённый критический размер канала, так что все каналы меньшего диаметра при этом обязательно перемерзают. При наличии колебаний расходов воды в каналах **ВДС** ледников этот критический размер канала оказывается большим, чем тот, что характерен для потока с постоянным расходом воды. Таким образом, колебания расходов потока увеличивают вероятность перемерзания каналов в холодных ледниках. Именно поэтому для формирования каналов в холодном льду требуется зарегулированный сток, который может обеспечить сброс воды из озёр.

Лабораторные исследования

Поскольку вопросы проницаемости холодного льда, так же как и внутренний сток холодных ледников в целом изучены ещё недостаточно ни на математических моделях, ни во время полевых работ, обратимся к лабораторным исследованиям.

Известно, что в смежных отраслях знаний получен довольно богатый материал, который хотя и не способен дать полные ответы на вопрос формирования каналов в холодных ледниках, но может отчасти быть использован для понимания особенностей движения воды в толще холодного льда. Одним из подобных направлений исследований является инженерная термодинамика, которая, в частности, изучает характер намерзания льда в трубах с движущейся водой. Несмотря на то, что охлаждаемые до отрицательных температур металлические и стеклянные трубы с движущейся водой, в которых проводятся эксперименты по намораживанию льда, не могут служить полноценной моделью намерзания льда внутри каналов **ВДС** ледников, мы вправе рассчитывать на использование ряда закономерностей, полученных для труб, для решения проблемы движения воды в каналах холодного ледника.

Некоторые наблюдения и косвенные данные показывают, что внутри ледников вода чаще всего движется под напором, то есть в каналах полностью заполненных водой. Форма этих каналов неизвестна, но, по-видимому, не будет большой ошибкой предположение, что преимущественная часть каналов имеет субгоризонтальную форму (во всяком случае, в нижних частях **ВДС** ледников) с округлым поперечным сечением. То, что реальные каналы внутри ледников близки к горизонтальным, рассмотрим на примерах. Например, на леднике Альдегонда (Шпицберген) уклон внутреннего канала от конечного сифона до выхода воды на языке ледника составляет 30 м/км. На леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань) перед прорывом озера Мерцбахера средний уклон внутренних каналов составлял 29 м/км, а после прорыва озера (истинный уклон) – 19 м/км. Форма каналов в фреатической зоне ледника видимо в большинстве случаев близка к округлой. Это подтверждается также результатами математического моделирования (смотри выше).

Расчеты показывают, что в большинстве каналов внутри ледника вода движется при турбулентном режиме, но это не значит, что практически нет таких каналов, где вода движется и при ламинарном режиме. По-видимому, не будет большой натяжкой утверждение, что вода в ледниках движется по ледяным трубам.

Ограничение использования результатов, полученных во время экспериментальных исследований, основано на том, что теплопроводность металлических труб, в которых движется вода, значительно превосходит теплопроводность ледяных стен, потому льдообразование в трубах будет происходить с большей скоростью, чем в ледниковых каналах [96]. Ситуация не полностью сравнима и в тех случаях, когда стены металлических труб изнутри покрыты льдом. Это связано с тем, что толщина льда на стенах труб невелика и суммарная теплопроводность металла и льда выше, чем у чистого льда. К тому же, таяние льда в трубе ограничивается толщиной льда на стенке, при этом сама труба задаёт первичный и последующий характер движения воды в ней. Нескольким по иному обстоит дело в ледниковых каналах. Они с самого начала имеют изменяющееся поперечное сечение по длине канала, что задаёт первичную неоднородность течения воды. Эта неоднородность может, как сглаживать имеющиеся неровности стен канала, так и привести к таянию намёрзшего льда или первичной стены канала. При этом внешнего ограничения таянию льда и удерживания потока в рамках первичного канала, как это происходит в трубах, здесь не будет.

Представим себе горизонтальный канал во льду холодного ледника, который целиком заполнен движущейся водой. Для труб, стены которых имеют начальную температуру лишь немногим ниже 0°C характерно отсутствие льда. Если даже лед иногда возникает, то быстро тает. Притока холода из стены трубы в этом случае достаточно только для того, чтобы образовалась тонкая плёнка льда на внутренней поверхности трубы [252]. В ледниках теплая текущая вода в этом случае будет хватать на прогревание стен и их некоторое таяние. При более низкой температуре стен труб на их поверхности начинается рост дендритовых кристаллов льда (при ламинарном течении потока). Этот процесс быстро распространяется внутри трубы до тех пор, пока её большая часть не заполнится довольно плотной массой ледяных кристаллов (рис. 3.41). Если при

этом давление воды не вырастет, чтобы компенсировать возникшее добавочное сопротивление, вызванное ростом кристаллов, то труба перемерзнет.

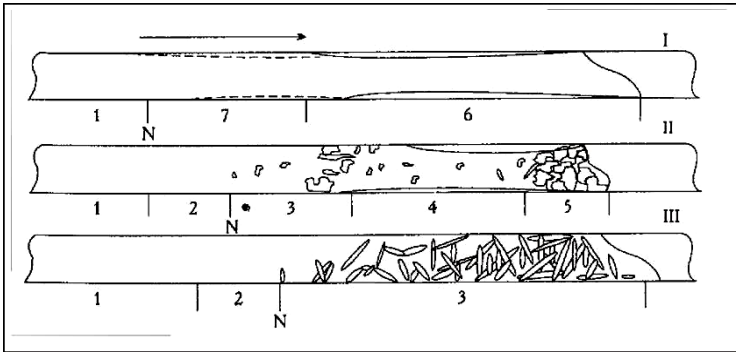


Рис. 3.41. Ситуация льдообразования (I, II, III) в трубе с текущей водой. N – точка ядрообразования льда: 1 – вода при 0°C, 2 – зона переохлаждения, 3 – рост дендритового льда, 4 – кольцевой покров льда и плавающие кристаллы, 5 – пробка из шуги, 6 – кольцевой покров льда, 7 – участок стаявшего льда. Стрелка – направление течения воды [243].

Это может произойти сразу или поэтапно, когда скопления шуги перемещаются по трубе потоком на некоторое расстояние (до очередного препятствия или поворота). В ледниках с температурой льда близкой к нулевой, закупорка каналов шугой более вероятна, чем в более холодных ледниках.

Когда стена трубы имеет низкую начальную температуру (ниже -20°C), на ее стенах растёт гладкий поликристаллический лёд, а не ветвящиеся кристаллы (дендриты). Кольцевой рост льда на стенах каналов (в результате возникают волновые структуры во льду на стенах канала) сопровождается ростом сопротивления течению воды (рис. 3.42) [252].

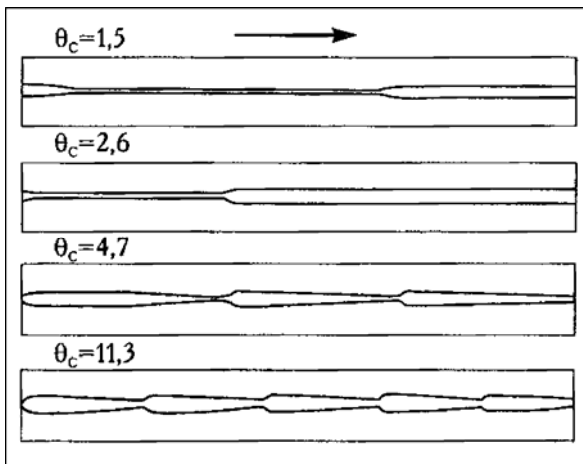


Рис. 3.42. Установившиеся профили льда в трубе с текущей водой при различных коэффициентах температурного охлаждения θ_c , стрелкой показано направление течения воды [252].

Ускорение потока приводит к частичному таянию льда в трубе. Кроме этих двух имеется третья, промежуточная ситуация, когда образование поликристаллического льда на стенках происходит одновременно с ростом и обломом мелких дендритов в начале потока и смерзанием дендритов в конце трубы. Таким образом, оказалось, что трубы, охлаждённые только немного ниже нулевой температуры, перемерзают с большей вероятностью, чем охлаждённые до более низких температур. Это происходит из-за того, что только при небольшом переохлаждении воды дендриты растут очень интенсивно. Создаваемое ими сопротивление течения воды значительно превышает сопротивление слоя льда на стенках, сравнимого с дендритами по массе. При этом шуга с обломками дендритов, которые обрастают хлопьями шуги, может примерзать к любым выступам на поверхности льда. Образование кольцевого льда в трубе, хотя и увеличивает первоначально сопротивление движению воды, может при последующем таянии льда уменьшить его. К тому же время образования льда не настолько велико, чтобы возникла нестабильность течения воды над ледяной неровностью [340].

Ситуация льдообразования, подобная вышеописанной, может наблюдаться и при разной скорости течения воды в трубах: первая ситуация наблюдается при низких скоростях течения, а вторая - при высоких скоростях течения воды [243]. Однако, эти выводы для ледников далеко не столь однозначны. Дело в том, что эксперименты проводились в каналах небольшого диаметра (до 4 см). Вода в ледяных каналах такого же размера, по-видимому, поведёт себя также как в трубах. Но каналы такого размера в холодных ледниках найти довольно трудно, ведь чтобы в холодный канал попала вода, канал должен сохраниться с предыдущего периода абляции. Однако, это маловероятно, так как такие каналы быстро перекрылись бы наледным льдом, образующимся из талых вод, заполняющих канал лишь частично в период снеготаяния. Значит, каналы в холодных ледниках, которые сохраняются после зимнего и весеннего периода и будут способны пропускать поток талых вод должны иметь больший диаметр. Если канал будет иметь диаметр более 10 см, то возможность его блокады сгустками шуги значительно уменьшится по сравнению с экспериментальными каналами, т.е. даже при низких температурах каналы большого диаметра не будут перемерзать так легко как малые. С другой стороны, каналы в ледниках не представляют собой идеальные трубы: в них часто имеются сужения и расширения, плавные изгибы и крутые повороты, поэтому вероятность закупорки таких каналов довольно велика, особенно в местах сужений и на поворотах канала (особенно при малых скоростях потоков) [297]. Ветвление также благоприятствует быстрой закупорке каналов [298], поэтому более устойчивы те каналы, которые собирают воду в один магистральный канал, а не перераспределяют её в несколько более мелких каналов. Действительно, для ледников прогнозируется древовидная форма **ВДС** [364]. **ВДС**, состоящая из сети взаимосвязанных каналов на ложе ледника, для холодных ледников полностью неприемлема.

Для тёплых и холодных ледников характерно, что талая вода изначально имеет почти нулевую температуру, т.е. прогревается лишь незначительно. Если считать температуру воды внутри ледниковых каналов близкой к нулевой (примем, что она равна $0,02^{\circ}\text{C}$), то коэффициент температурного охлаждения θ_c , который вычисляется: $\theta_c = (T_0 - T_n)/(T_b - T_0)$, (где T_0 - температура замерзания

воды; T_n - температура льда; T_w - температура воды) примет значения от 5 при температуре льда -0.1°C до 400 при температуре льда $-8,0^\circ\text{C}$. Но поскольку в движущейся жидкости лед не образуется до температуры $-3 - -4^\circ\text{C}$ [252], то реально наиболее распространённое значение θ_c от 150. Во всех проведённых ранее экспериментах с трубами использовались значения θ_c до 20 (максимум до 100). Насколько правомочно использование этих результатов для ледниковых каналов, где θ_c имеет гораздо большие значения, пока до конца не ясно.

При переходе потоком от ламинарного режима течения воды в трубах к турбулентному режиму (числа **Re** от 374 до 3025) в потоке проявляется межфазальная нестабильность, которая определялась местным дисбалансом теплового потока из-за изменений режима течения в поперечных сечениях канала. В результате на стенах канала возникали циклические волновые структуры, выражающиеся в чередовании сужений (ободков) и расширений канала.

Если мы примем допущение, что все зависимости, полученные при изучении намерзания льда в трубах, могут почти без оговорок быть использованы для ледниковых каналов, то получим, что согласно [278] расстояние между ободками в трубе с большим значением θ_c может быть рассчитано как $S/D=4,5$ (S – расстояние между ободками, D – внутренний диаметр трубы) (Рис. 3.43). Это значит, что при низких температурах льда в канале диаметром 0,2 м, ободки будут располагаться через каждые 0,9 м, причём это расстояние будет мало меняться при разных температурах льда. Согласно [252] наименьшее отношение d/D (d - диаметр струи на ободке), когда движение воды по трубе ещё возможно, не должно быть меньше 0,2. То есть для рассмотренного выше примера протекание воды через канал ещё возможно, если в месте сужения на стенах будет не более 0,08 м льда.

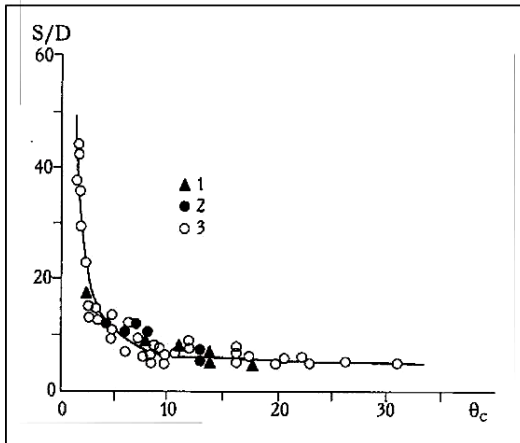


Рис. 3.43. Зависимость отношения расстояния между ледяными ободками S и диаметром трубы D от величины коэффициента температурного охлаждения θ_c : 1 – при $L/D=42$ (L – длина участка охлаждения), 2 – при $L/D=35$, 3 – при $L/D=45,5$. Кривая построена по формуле $S/D=75/\theta_c^{1,5} + 4,5$ [243].

Когда же ледниковые каналы с движущейся водой могут перемерзнуть? Анализ данных [209, 221, 277, 417] показывает, что для предотвращения перемерзания каналов с движущейся водой в холодных ледниках благоприятны следующие факторы: большое число Рейнольдса (а это значит большие скорости потоков или большие диаметры каналов), не очень большая длина канала

(это приводит к увеличению расстояния между ледяными ободками и уменьшению их количества, а также увеличению скорости потока) (рис. 3.44). Однако из-за недостаточного количества талых вод на холодных ледниках ожидать появления каналов с водой, имеющих большой диаметр, не приходится. Вряд ли можно ожидать, что диаметр канала (даже магистрального) в холодном леднике может превысить 1 м. Расчеты показывают, что нет гидравлических препятствий для существования таких каналов даже в ледниках с температурой льда -20°C.

Таким образом, на основании проведенного анализа, так же как и по результатам моделирования, мы можем прийти к заключению, что каналы с движущейся водой даже в очень холодном льду могут существовать, не перемерзая неограниченно долгое время, если они постоянно заполнены движущейся водой и имеют довольно большой диаметр, и не очень большую протяженность. При этом для создания устойчивой **ВДС** вполне достаточно даже небольших скоростей потока в канале (но при больших значениях числа Рейнольдса). При наличии большого количества первичных каналов в холодном льду преимущество в развитии получают наиболее прямые неветвящиеся каналы.

Чтобы избежать в ходе экспериментов негативного влияния металлических труб, нами было исследовано течение воды через цилиндрическое отверстие в ледяном монолите с отрицательной температурой льда [110, 305]. В ходе экспериментов удалось установить, что: 1) все мелкие каналы в очень холодном льду чрезвычайно быстро перемерзают; 2) в каналах, которые не перемерзают, возникает волновая структура на стенах, аналогичная той, что формировалась в охлаждаемых трубах;

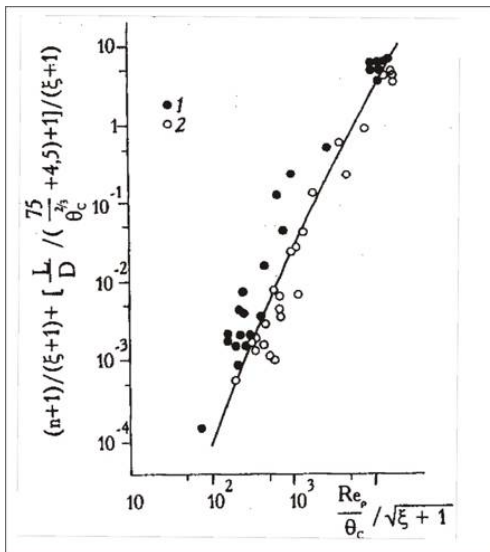


Рис. 3.44. Соотношение условий перемерзания прямой трубы с текущей водой при коэффициенте трения ξ : $0 \leq \xi \leq 3,6 \times 10^4$ и $L/D=35$. 1 - перемерзание; 2 - устойчивое течение с формированием ледяных ободков. Сплошная линия построена по уравнениям (1) и (2). θ_c - коэффициент температурного охлаждения; n - число ободков на участке L [277].

3) зоны дробления в очень холодном льду быстро блокируются льдом; 4) непрерывное струйное течение воды в вертикальных каналах невозможно и в связи с расширением канала оно становится пульсирующим, что при расширении канала ведет к разбрызгиванию воды; 5) при наличии трещин, перерезающих канал, вода стремится двигаться тем путем, который имеет меньшее гидравлическое сопротивление; 6) горизонтальная щель способна превратиться во внутриледный канал при простом врезании потока в лед на нижней плоскости трещины; 7) любое колебание напора в каналах при очень низкой температуре льда (около -20°C) ведет к ликвидации канала, если его первичные размеры невелики.

Результаты экспериментальных исследований эволюции каналов в холодном льду показали, что полученные в них данные могут быть использованы для понимания процессов, происходящих в ледниках, а также для выявления новых закономерностей развития их **ВДС**. Оказалось, что тонкие круглые каналы (диаметром 5 мм и менее) в не очень холодном льду (-3°C) быстро перемерзают даже если температура воды колеблется между $0,5$ и 1°C , т.е. запаса приносимого водой тепла в начальный момент времени не достаточно для прогрева толщи льда вокруг канала. Если же учесть то обстоятельство, что формирующиеся каналы в ледниках имеют значительно большую протяженность, чем монолиты льда во время экспериментов, то становится понятным, что возможности образования и эволюции каналов в холодном льду очень сильно ограничены.

Оказалось, что для течения воды благоприятны широкие каналы, в которых лед не успевает перекрыть их сечение до момента прогрева стенок (но при этом каналы не должны иметь участков малой ширины), а также зоны дробления, где запас холода каждого обломка относительно невелик, что предотвращает возможность быстрого перемерзания путей движения воды. Встреченные каналом ответвления и трещины перехватывают воду, и составляют конкуренцию основному каналу, если могут отводить около половины текущей в канале воды. В холодном льду (-20°C) длительное время каналы существовать не могут, если они только не проработаны попусками воды из озера или не образуются в пределах зоны дробления. Оказалось, что пузыри воздуха, которые могут возникать на перегибах сводов каналов, оказывают существенное влияние на моделирование тех участков канала, где они расположены. На моделирование каналов также влияют преграды движению воды и секущие трещины.

При входе воды в лед канал всегда сразу же начинает расширяться, т.е. тепло втекающей воды оказывается настолько большим, что оно идет не только на прогревание стен канала, но и на таяние льда на них. В формировании колодцев на начальном этапе большое значение имеет падение струй воды, которые обладают способностью «просверливать» узкие вертикальные трещины во льду на большие расстояния вниз.

При развитии канала по первичной горизонтальной трещине врезание потока в лед происходит очень равномерно по всей его длине. Видимо именно поэтому некоторые долго существующие поверхностные водотоки врезаются в толщу льда на многие метры и имеют равномерный уклон. Нами в 2003 и 2004 гг. подобные каналы были отмечены на языке ледника Альдегонда (Шпицберген), где на протяжении сотен метров водный поток протекал в субгоризон-

тальной трещине в близ поверхностном слое холодного льда, соединявшей подледные каналы политемального ледника с поверхностью [108, 356].

Вместе с тем далеко не во всех случаях возможен переход от небольшого ледяного монолита (микроуровень) к леднику (макроуровень). Так, образующиеся при расширении первичных каналов расширения и сужения (ободки в канале аналогичные формам, впервые обнаруженным при протекании воды в охлаждаемых трубах) до настоящего времени в крупных каналах ледников не обнаружены. Можно предположить, что они характерны только для микроуровня. Таким образом, результатами экспериментов следует пользоваться очень осторожно, а поиск критериев подобия для перехода к ледникам требует дальнейших исследований.

Все вышеизложенное показывает, что проницаемость льда осуществляется преимущественно через каналы, проработанные водой по первичным трещинам. По имеющимся оценкам, сток воды через каналы внутри льда обеспечивает более 90% от всего стока через лед [176]. Это означает, что сток через каналы **ВДС** является преобладающей формой стока воды внутри ледников. Именно поэтому так важно изучение этого типа стока внутри ледников.

3.2.4. Агрессивность воды и таяние льда

Чтобы в толще льда могли возникнуть каналы **ВДС** необходимо, чтобы вода могла разрушать лед, т.е. чтобы вода обладала некоторой агрессивностью по отношению ко льду. Это возможно только при тепловой и механической агрессивности воды. Преобладает агрессивность, связанная с тем, что текущая в трещинах и каналах ледника вода имеет температуру выше нулевой.

Если обычно растворяющаяся горная порода и растворитель являются абсолютно разными веществами с разными физическими свойствами, то для льда растворителем является тоже вещество, но в другом агрегатном состоянии (в виде расплава) [154]. И, если в известняке растворение или осаждение карбоната связано с агрессивностью или насыщенностью растворителя карбонатом кальция, причем растворяющая и отлагающая способности воды четко регламентированы, то для ледников в основном ограничена только способность воды расплавлять лед.

Рассмотрим возможные причины тепловой агрессивности воды [307]. Их несколько: 1) тепло, приносимое водой с поверхности ледника; 2) тепло, которое выделяется при диссипации энергии при переходе потенциальной энергии водного потока в кинетическую; 3) тепло фазового перехода (выделяется при переходе воды в лед); 4) нагревание воды в результате ее взаимодействия с более теплым воздухом в канале; 5) тепло, выделяющееся в результате внутреннего трения при движении ледника.

Тепло, приносимое водой с поверхности ледника, без сомнения, играет важную роль в формировании и моделировании каналов **ВДС**. Несмотря на то, что температура воды, проникающей в лед, обычно невелика (редко превышает 0,1°C), из-за длительности воздействия и больших расходов потоков она может совершить большую работу по расширению каналов в толще льда. Как далеко проникает влияние температуры поверхностных вод по длине каналов **ВДС** мы рассмотрим позднее.

Как показали расчеты [53], основной причиной расширения внутриледных каналов **ВДС** является диссипация энергии. Доля ее влияния на формирова-

ние полостей **ВДС** зависит от протяженности и глубины залегания канала. Увеличение доли диссипативной энергии в расширении каналов **ВДС** происходит при увеличении их протяженности, перепада высот между входом канала и выходом. Доля диссипативной энергии падает с ростом диаметра канала и увеличением расхода потока. Поскольку при падении с высоты 100 м выделяется энергия эквивалентная нагреванию воды на $0,2^{\circ}\text{C}$ [48, 78], то, если мы предположим, что вся эта энергия превратилась в тепло, которое пошло на таяние льда, то 1 литр воды был бы способен растопить 25 г льда при падении с той же высоты [101].

Некоторые исследователи полагают, что «растворимость» льда водой оценивается в количестве 1 кг/л [165]. Это чисто теоретическое предположение, и не понятно на чем оно основано, поскольку 1 л воды, вообще говоря, может растопить сколько угодно льда при соответствующих условиях. Но поскольку перепад высот в зонах абляции большинства ледников редко превышает 1 км [58], то 1 л воды в идеальных условиях, падая с такой высоты, способен растопить только 250 г льда (в реальности, меньше), а значит и максимальная «концентрация» растаявшего льда не превышает эту величину, т.е. максимальная растворяющая способность воды – 250 г/л.

Вода может совершать не только разрушительную, но и созидательную работу, которая проявляется в ее замерзании. При этом вновь образованный лед цементирует ледяные обломки, залечивает трещины, заполняет каверны и каналы, т.е. восстанавливает сплошность льда. Способность замерзать для воды практически не ограничена и зависит только от температуры стен каналов, запаса холода в них (вплоть до полного замерзания воды и превращения ее в лед). Выделяющаяся при этом скрытая теплота фазового перехода является источником тепла только в холодных ледниках. Поскольку это тепло реализуется только на фронте замерзания, т.е. на контакте лед-вода, причем температура воды несколько выше, чем температура контакта, то вся выделившаяся теплота кристаллизации реализуется в поверхностном слое льда, ведя его к его прогреванию.

Температура воздуха, без сомнения, оказывает влияние на потоки воды, протекающие в каналах **ВДС**. Но происходить это может только в вадозных каналах, там, где текущая вода контактирует с воздухом. Однако поскольку температура воздуха во внутрiledных вадозных каналах близка к нулевой, то отепляющее влияние воздуха на водные потоки несущественно. Наибольшее влияние воздуха на водные потоки происходит в местах падения воды – на водопадах, т.е. там, где струя воды разбрызгивается и интенсивно перемешивается с воздухом. Но поскольку теплоемкость воздуха примерно в 30 раз меньше теплоемкости воды, а температура воздуха невелика (обычно не выше нескольких градусов над поверхностью ледника), скорость подтока воздуха к воде мала, то вода от взаимодействия с воздухом будет нагреваться незначительно. Так как это будет происходить преимущественно вблизи входа воды в лед, реализация полученного водой тепла будет осуществляться вблизи входа и не окажет сильного влияния на формирование **ВДС** в целом.

Рассмотрим более подробно характер влияния тепла воды на лед и проблему сохранения агрессивности воды по протяжению каналов **ВДС**.

Наши наблюдения на выходах воды из ледников Джанкуат и Фишт на Кавказе, Альдегонда на Шпицбергене, а также Перито Морено в Аргентине (Е.В.

Исенко, 2003, устное сообщение) и анализ изданных данных показывают, что температура воды, вытекающей из-под ледников, обычно равна 0,01-0,1°C, несмотря на достаточную разность высот в гидрологических системах ледников. Например, температура воды, измеренная в потоках, текущих из-под ледника РГО на Памире, оказалась равной 0,02-0,04°C, несмотря на перепад высот ледника около 1000 м [48]. Более высокая температура воды на некоторых других ледниках (0,2-3,0°C [479]) объясняется тем, что в нижних частях ледников контакт между льдом и водой недостаточен или полностью отсутствует.

Однако существуют условия, при которых температура текущей по леднику воды может достигать более высоких значений. Например, поверхностное озеро (наледниковое или приледниковое) может быть согрето длительным влиянием солнечной радиации, особенно если его дно покрыто обломками морены. При этом теплообмен между водой и ледяными стенами озерной чаши будет низок из-за экранирующего влияния отложений на дне озера. Поэтому когда вода вытекает из такого озера, ее температура может быть довольно высокой – до 2-3°C [88, 416]. В качестве другого примера можно привести воду малых водотоков на льду, которая может легко нагреваться солнечной радиацией, если она течет по покрытому отложениями руслу канала. В этом случае низкое альbedo отложений и плохой контакт воды со льдом приводит к существенному нагреванию воды. Мы отмечали температуру воды равную 0,3°C в медленно текущем потоке такого типа глубиной 2-3 см на леднике Иньльчек (Тянь-Шань). Также, в некоторых случаях на ледник может попадать вода с приледниковых склонов, нагретых солнечной радиацией или вулканическим теплом. Во всех этих случаях вода быстро охлаждается по мере течения вдоль ледяного русла.

Чтобы сравнивать аналитические и численные расчеты с лабораторными измерениями, мы провели серию экспериментов в холодной камере в Институте Низких температур университета Хоккайдо, Япония [110, 305].

Для расчетов мы использовали результаты измерений на ледниках Perito Moreno в Патагонии в 2003 г. и Фишт на Западном Кавказ в 1998 г., где измерялись температура воды, скорость притока и интенсивность таяния льда на дне в нескольких точках по протяжению канала. Для измерения скорости таяния льда использовались деревянные вешки. Температуры воды измерялась в течение нескольких десятков часов с интервалом около 15 минут с последующим осреднением. Результаты полевых измерений в каналах различного размера, уклона, и расхода воды показаны на рисунке 3.45 (каждая точка – значения, осредненные за несколько дней по нескольким вешкам).

Проанализируем интенсивностью таяния льда в каналах **ВДС**. Всякий раз, когда температура поверхности твердого тела, находящегося в контакте с текущей жидкостью, отличается от температуры жидкости, теплообмен будет пропорционален разности температур:

$$j = \alpha \cdot \Delta T . \quad (3.19)$$

Имеется множество измерений коэффициента пропорциональности α для различных условий (например, [340]). В целом, коэффициент α пропорционален скорости течения воды v :

$$\alpha = Bv. \quad (3.20)$$

Согласно работе [153], коэффициент пропорциональности B зависит от температуры. Для турбулентного течения воды при 0°C , $B = 2,64 \times 10^3 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$.

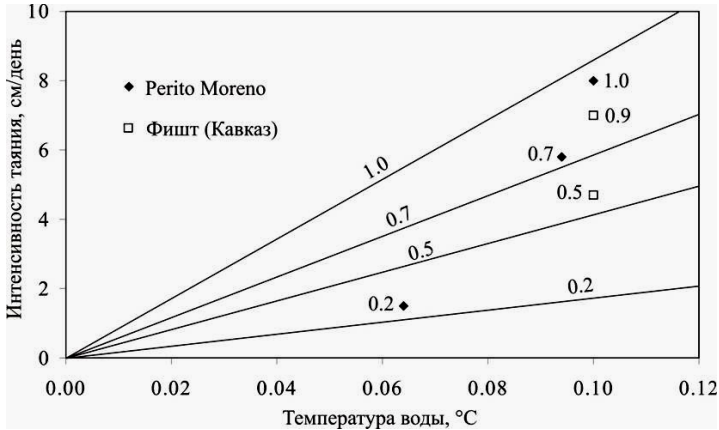


Рис. 3.45. Интенсивность таяния льда в зависимости от температуры воды для различных значений скорости течения. Прямые линии построены по данным уравнения (3.26). Точки - данные полевых измерений. Скорости потока воды в м/с показаны около линий и точек данных.

Полный тепловой поток через границу лед-вода с площадью S_{wall} в течение времени dt , равен

$$dE_i = j \cdot S_{wall} \cdot dt = Bv\Delta T \cdot S_{wall} \cdot dt. \quad (3.21)$$

Эта энергия используется на таяние льда на стенах канала. Энергия, необходимая для таяния льда массой dm равна

$$dE_i = dm \cdot q, \quad (3.22)$$

где q - скрытая теплота плавления. Если интенсивность таяния в напорном канале однообразна на границе лед-вода в данном поперечном сечении, тогда $dm = \rho_i S_{wall} dr$, где ρ_i - плотность льда, и dr - толщина растаявшего льда. В этом случае уравнение (3.22) может быть переписано в виде

$$dE_i = q\rho_i S_{wall} dr. \quad (3.23)$$

Для заполненного водой канала с круглым поперечным сечением интенсивность таяния льда по уравнению (3.24) соответствует скорости увеличения радиуса канала. Ясно, что прямые измерения в каналах с водой, находящейся под давлением, очень трудоемки. Более удобны для полевых измерений на-

ледные и внутриледные безнапорные русла. Наши наблюдения и некоторые публикации (например, [344]) показали что, обычно безнапорные каналы врезаются в лед по существу с постоянным профилем. Тогда уравнение (3.23) выразится следующим образом:

$$dE_i = q\rho_i a \cdot \Delta x \cdot dr, \quad (3.25)$$

Комбинируя уравнения (3.21) и (3.23), получаем простое выражение для интенсивности таяния льда на стенках канала:

$$\frac{dr}{dt} = \frac{Bv}{q\rho_i} \Delta T. \quad (3.24)$$

где a - ширина канала, и Δx - некоторое расстояние вдоль канала.

Форма поперечного сечения канала может быть аппроксимирована как полуэллипс с отношением ширины к глубине как 4 к 1. Это означает, что при открытом течении воды скорость таяния льда в уравнении (3.24) понимается как скорость углубления канала, а S_{wall} в уравнении (3.21) будет зависеть от dx и смоченного периметра, который приблизительно равен $0,79\pi a/2$ или $1,24a$. Таким образом, комбинируя уравнения (3.21) и (3.25) получаем:

$$\frac{dr}{dt} = 1,24 \frac{Bv}{q\rho_i} \Delta T. \quad (3.26)$$

На рис. 3.45 показаны скорости таяния льда для четырех значений скорости течения воды, рассчитанные по уравнению (3.26). Как видим, несмотря на самый простой подход и не очень высокую точность измерений, вычисления находятся в довольно хорошем согласии с измерениями на ледниках Perito Moreno и Фишт.

Во время проведения экспериментов, мы измеряли диаметр канала, а не скорость таяния льда на стенах. Кроме того, по техническим причинам в течение экспериментов постоянным был расход воды Q , а не скорость водного потока v . Если мы перепишем уравнение (3.24) в отношении расхода воды, то получим

$$\frac{dr}{dt} = \frac{B}{q\rho_i} \frac{Q}{\pi r^2} \Delta T, \quad (3.27)$$

тогда изменения радиуса канала во времени будет таким

$$r^3(t) = r_0^3 + 3 \frac{B}{q\rho_i \pi} T Q t. \quad (3.28)$$

Кривые, рассчитанные по уравнению (3.28), вынесены на рис. 3.46 для двух значений начального радиуса и температуры воды, которые соответствуют условиям двух разных экспериментов. На графике показаны также и экспериментальные точки. Хорошее согласие между теорией и экспериментом подразумевает, что в течение экспериментов в каналах течение воды характеризовалось развитой турбулентностью даже в тех случаях, когда число Рейнольдса Re было примерно равно, а в некоторых случаях даже меньше, чем критическая величина 2300.

Чтобы выяснить интенсивность таяния льда во внутриледных каналах и, следовательно, понять их эволюцию, мы должны знать характер изменения

температуры воды вдоль канала. Благодаря сопротивлению вязкого трения, диссипация энергии всегда происходит внутри водного потока. Эта диссипативная энергия тратится как на нагревание воды, так и на таяние льда.

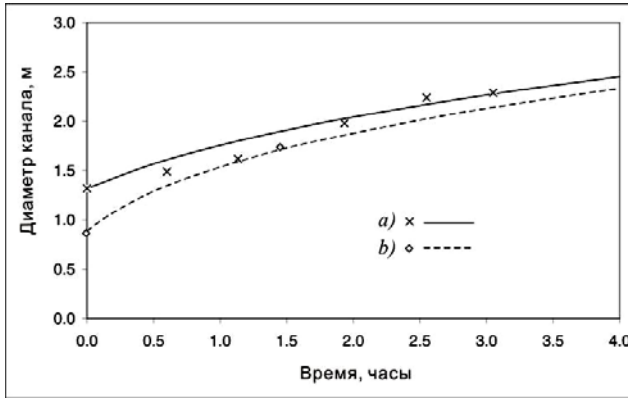


Рис. 3.46. Изменения диаметра канала во времени. Кривые рассчитаны по уравнению (3.28). Параметры, полученные во время экспериментов, показаны символами (x): а) начальный диаметр канала 1,3 см, продолжительность эксперимента 183 минуты, температура воды 0,25°C; б) начальный диаметр 0,9 см, продолжительность 87 минут, температура воды 0,65°C. Температура воды поддерживалась постоянной.

Однако вода не может нагреваться беспредельно. При достаточно высоких температурах воды возникнет передача тепла к стенам канала (смотри уравнение (3.21)). Это означает, что даже достаточно теплая вода остыла бы по мере течения вдоль канала несмотря продолжающуюся диссипацию энергии в воде.

По мере течения воды вдоль канала, потенциальная энергия, которую вода теряет, преобразуется в кинетическую энергию (в зависимости от геометрии канала), которая тогда работает против сил трения.

Рассмотрим прямой наклонный канал с постоянным напором воды (рис. 3.47), что означает, что никаких ускорений течения воды происходить не будет.

Возьмем канал произвольного поперечного сечения, с произвольным уровнем стояния воды и давления в воде. Если мы пренебрежем влиянием погоды (солнечная радиация и тепло воздуха), то уравнение теплового баланса в канале можно представить в виде

$$\Delta E_p = \Delta E_T + \Delta E_i, \quad (3.29)$$

т.е. потенциальная энергия ΔE_p используется для нагревания воды ΔE_T и таяния льда ΔE_i . Это перераспределение энергии показано на рисунке 3.47.

В прямом гладком канале во льду диссипативная энергия была бы одинаковой по всему каналу. Это значение представлено на рис. 3.48 горизонтальной пунктирной линией. Предположим, что вода с температурой 0°C течет в таком канале.

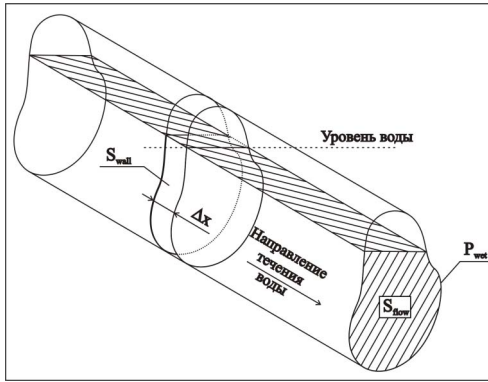


Рис. 3.47. Пример прямого наклонного канала, показывающего параметры в теплобалансовых уравнениях (3.30-3.34).

В дальней левой части графика (вход в канал), вся сумма диссипативного тепла в водном потоке использовалась бы для согревания воды; теплообмен со льдом (и, следовательно, его плавление) отсутствовал бы, потому что еще не было бы никакой разности температур между льдом и водой. Дальше вниз по потоку температура воды повышается, а, значит, увеличивается и количество энергии, используемой для таяния льда.

Рассмотрим некий объем воды V с массой Δm и толщиной Δx (смотри рис. 3.46). Смоченный периметр P_{wet} – линия длиной в поперечное сечение потока, соответствует границе между водой и льдом (жирная линия на поперечном сечении на рис. 3.46). Обозначим S_{flow} площадь поперечного сечения потока. Выделим область поверхности ледяной стены S_{wall} , которая контактирует с водой. Из геометрических соображений получим

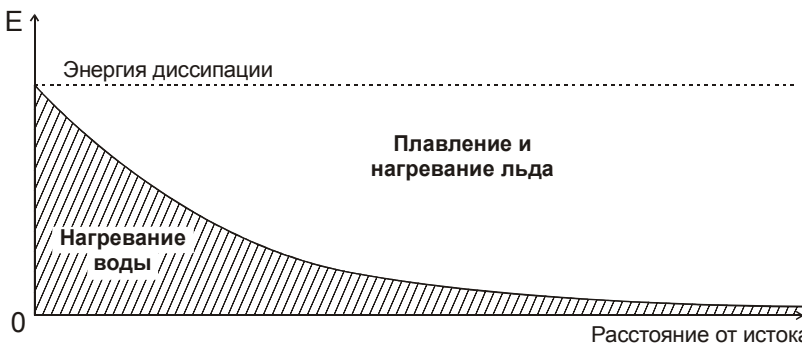


Рис. 3.48. Распределение энергии при нагревании воды и таянии льда вдоль канала при начальной температуре воды около 0°C .

$$V = S_{flow} \Delta x, S_{wall} = P_{wet} \Delta x, R = \frac{S_{flow}}{P_{wet}}, \quad (3.30)$$

где R - гидравлический радиус. Потенциальная энергия воды с объемом V изменяется во времени dt

$$dE_p = \rho_w V \cdot g \cdot v \cdot \theta \cdot dt, \quad (3.31)$$

где g - ускорение свободного падения, и v - скорость потока воды. Гидравлический уклон θ равняется сумме геометрических уклонов и падения давления [140, 439]:

$$\theta = \sin \beta + \frac{1}{\rho_w g} \frac{dP}{dx}, \quad (3.32)$$

где ρ_w - плотность воды и dP/dx - градиент давления в направлении течения потока. При свободном течении воды гидравлический уклон равняется синусу геометрического уклона канала. Энергия, необходимая для изменения температуры воды на величину dT равна

$$dE_T = \rho_w V \cdot c_w \cdot dT, \quad (3.33)$$

где c_w - удельная теплоемкость воды. Используем уравнения (3.21, 3.31, 3.33), чтобы решить уравнение теплового баланса (3.29):

$$\rho_w V \cdot g \cdot v \cdot i \cdot dt = \rho_w V \cdot c_w \cdot dT + Bv\Delta T \cdot S_{wall} \cdot dt, \quad (3.34)$$

где $\Delta T = T - T_m$, $T_m = 0^\circ\text{C}$. Учитывая уравнение (3.32), получим следующее дифференциальное уравнение:

$$dt = \frac{c_w \rho_w R}{Bv} \frac{dT}{T_\infty - T}, \quad (3.35)$$

где для простоты мы введем новую константу T_∞ :

$$T_\infty = T_m + \frac{g\rho_w R \theta}{B}. \quad (3.36)$$

Вот решение уравнения (3.36):

$$T(t) = T_\infty + C \exp\left(-\frac{B}{c_w \rho_w R} vt\right). \quad (3.37)$$

Постоянную C определим из условия $T(0) = T_0$, где T_0 - начальная температура воды на входе в канал. Введем расстояние x от входа в канал вместо члена vt и, введя новую константу

$$x_0 = \frac{c_w \rho_w R}{B}, \quad (3.38)$$

получим:

$$T(x) = T_\infty + (T_0 - T_\infty) \exp\left(-\frac{x}{x_0}\right). \quad (3.39)$$

Из уравнения (3.39) можно видеть, что температура воды, текущей вдоль канала, стремится к некоторому значению T_∞ , отличному от нуля. Назовем T_∞ равновесной температурой. Физическое значение равновесной температуры состоит в том, что на некотором расстоянии от входа в канал нагревающийся эффект вязкого трения примерно равен охлаждающему действию льда (смот-

ри рис. 3.47), когда температура воды достигает равновесного значения. Уравнение (3.36) показывает, что равновесная температура всегда выше температуры таяния льда T_m .

Прямые на рисунке 3.49 показывают значения равновесной температуры, рассчитанные по уравнению (3.36), для различных уклонов канала. Как видим, вода с равновесной температурой достигает значений 0,2-0,3°C только в каналах с большим уклоном (а, значит, со ступенчатым продольным профилем) и/или большими поперечными сечениями.

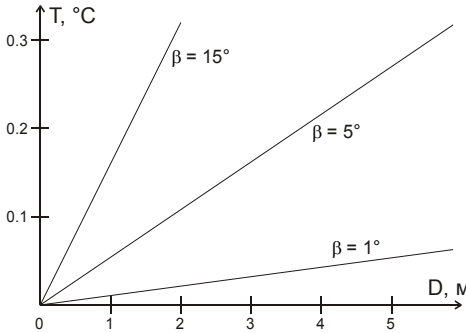


Рис. 3.49. Соотношение равновесной температуры воды и диаметра круглого канала для различных значений уклона канала β .

Две кривые на рисунке 3.50 показывают температуру воды вдоль канала, рассчитанную по уравнению (3.39), для двух различных значений начальной температуры воды.

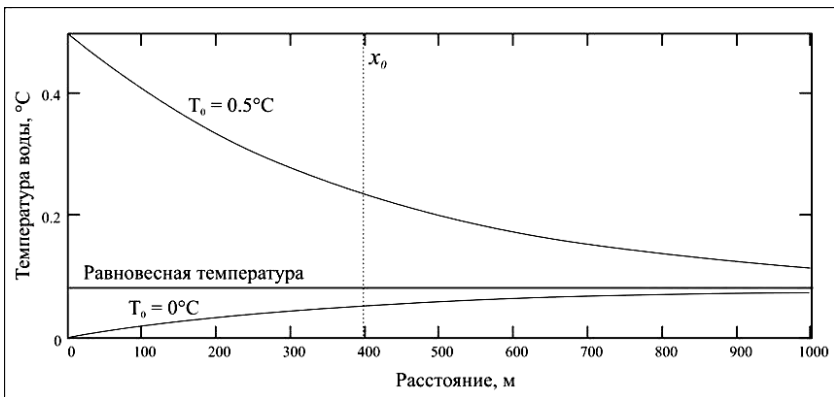


Рис. 3.50. Изменения температуры воды вдоль канала для двух начальных значений температуры воды. Кривые даны для круглого канала диаметром 1 м и уклоном 5°. Вертикальная пунктирная линия – критерий влияния начальной температуры воды x_0 .

Можно видеть, что на некотором расстоянии от входа в канал температура воды становится почти равной равновесному значению и далее влияние начальной температуры воды становится незначительным. Мы назовем x_0 критерием влияния начальной температуры воды (смотри уравнение 3.38). Физически этот критерий представляет собой расстояние, на котором разность между

начальной температурой воды и ее равновесным значением составляет $1/e$ величины начальной температуры. Вертикальная пунктирная линия на Рис. 3.50 отмечает это расстояние.

Кривые, вычисленные по уравнению (3.39) и температура воды, измеренная в наших экспериментах с искусственным каналом, показаны на рисунке 3.51.

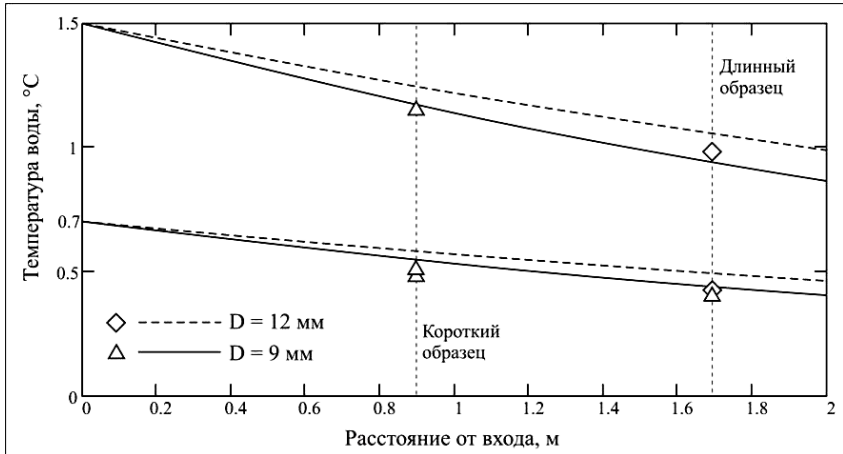


Рис. 3.51. Характер изменения температуры воды вдоль канала, полученный из экспериментов (квадратные и треугольные значки) и вычислений (сплошные и пунктирные линии).

Мы использовали ледяные монолиты различной длины и измеряли температуру воды только в начале и конце канала. Именно поэтому имеются только два значения расстояния на рисунке. Несмотря на значительные упрощения, использованные для получения уравнения (3.39), расчетные значения температуры находятся во вполне хорошем согласии с измеренными значениями. Незначительные несоответствия можно объяснить переохлаждением воды или неточностью определения константы B .

Комбинируя уравнение (3.39) с уравнениями (3.24) или (3.26) и, зная скорости течения воды вдоль канала, можно получить распределение интенсивности таяния льда вдоль канала, а это может дать ключ к пониманию его эволюции.

Идеально прямые каналы с круглым поперечным сечением почти никогда не встречаются в естественных условиях. Имеются дополнительные факторы, которые оказывают влияние на теплопередачу между льдом и водой и, следовательно, влияют на температуру воды в ледниковых каналах. К ним можно отнести некоторые формы рельефа, которые изменяют форму канала. Это меандры и водопады, которые типичны для водных потоков на ледниках. Поперечные сечения каналов также часто усложняются, когда речные отложения покрывают дно водных потоков. Рассмотрим, как влияют на врезание каналов их извилистость, неправильность поперечного сечения и наличие отложений на дне канала.

Извилистость каналов. Коэффициент извилистости k для поверхностных каналов на ледниках очень изменчив: 1,05-1,25 [344], 1,43 [248]. По нашим наблюдениям извилистость малых потоков обычно составляет около 1,5. Для известных каналов внутри ледников коэффициент извилистости изменяется в широких пределах (от 1,1 до 3,7), но не будет ошибкой утверждение, что среднее значение коэффициента извилистости равно 1,5. Понятно, что извилистость каналов **ВДС** уменьшает средний гидравлический уклон (смотри уравнение 3.32).

Эллиптическое поперечное сечение каналов. Как было показано выше, поперечное сечение в напорных ледниковых каналах стремится стать округлым [52]. Согласно полевым наблюдениям нижняя часть поперечного сечения поверхностного канала (залитая водой часть) может быть аппроксимировано половиной эллипса с наиболее типичным соотношением ширины к глубине как 4:1. При расчетах врезания каналов в толщу льда некоторые исследователи залитую водой часть канала считают полукругом [239]. В нашем случае гидравлический радиус канала приблизительно равен $D/6$, где D - ширина канала. Таким образом, гидравлический радиус R имеет заметно меньший размер, чем в случаях круглого или полукруглого поперечных сечений.

Отложения на дне канала. Иногда дно поверхностного или внутреннего потока частично или полностью покрыто отложениями (например, песчаными или гравийными отложениями, моренным материалом). Назовем отношение области дна канала, закрытой русловыми отложениями, к полной площади дна канала коэффициентом покрытия русла отложениями (n). Когда $n = 0$, в канале нет отложений, когда $n = 1$, прямой контакт между льдом и водой отсутствует.

Рассмотрим, как слой речных отложений влияет на теплообмен между льдом и водой. Сравнение члена Bv в уравнении (3) с соответствующим коэффициентом в уравнении теплопроводности $\Delta E = \frac{\lambda}{\Delta l} \Delta T \cdot S \cdot t$, где λ - коэффициент теплопроводности, Δl - толщина отложений. Покажем что, если толщина отложения удовлетворяет соотношению

$$\Delta l \gg \frac{\lambda}{Bv}, \quad (3.40)$$

тогда тепловой поток сквозь отложения незначителен по сравнению с таковым сквозь поверхность раздела лед-вода. Для типичных скоростей потока около 1 м/с и коэффициента теплопроводности глины 1 Дж/м·с·°К мы можем видеть, что даже слой отложений в несколько миллиметров толщиной может быть очень хорошим теплоизолятором между водой и льдом.

Если считать теплопередачу сквозь слой отложений незначительной, то температура поверхности отложения на контакте с водой будет равна температуре воды T . В этом случае температура поверхности канала, осредненная по всей его площади, примет значение

$$T_{surf} = nT + (1-n)T_m = T_m + n(T - T_m), \quad (3.41)$$

где T_m - температура плавления льда.

С учетом приведенных выше объяснений и указания, что ΔT в уравнении (3.34) уже больше не $T - T_m$, но $(T - T_m)(1 - n)$, можно написать новые уравне-

ния для равновесной температуры и критерия влияния начальной температуры воды для реальных каналов в следующем виде:

$$T_{\infty} = T_m + \frac{g\rho_w Ri}{kB(1-n)}, \quad (3.42)$$

$$x_0 = \frac{c_w \rho_w R}{kB(1-n)}, \quad (3.43)$$

где $R = D/4$ для напорных водоводов с круглым поперечным сечением (D - диаметр) и $R = D/6$ для каналов с открытым течением с эллиптическим поперечным сечением (D - ширина). Коэффициент извилистости k введен в уравнения (3.42) и (3.43), потому что в них использована длина спрямленного канала вместо его реальной длины. Уравнение (3.39) остается тем же самым; однако, константы T_{∞} и x_0 рассчитываются, используя новые уравнения (3.42) и (3.43).

Влияние коэффициентов извилистости k и покрытия русла отложениями n на предсказанную равновесную температуру воды и на критерий влияния начальной температуры воды для поверхностного канала показано на рисунке 3.47. Как видим, и равновесная температура T_{∞} , и критерий x_0 уменьшаются с ростом извилистости канала (рис. 3.52а). Другими словами, меандрирование канала понижает температуру равновесия, и температура воды приближается к равновесному значению быстрее, чем в не меандрирующем канале. Наличие речных отложений в русле дает обратный эффект (рис. 3.52б). Например, 50% покрытия русла наносами удваивает как равновесную температуру, так и критерий влияния начальной температуры воды.

Аналогичные вычисления для малых потоков показали, что из-за очень малого значения критерия x_0 вода в русловых потоках на ледниках с расходом в первые десятки литров в секунду обычно имеет температуру близкую к равновесной. Возможно большие потоки, особенно в полностью заполненных водой и напорных каналах, диаметр которых равен нескольким метрам, могут не достигать устойчивого температурного состояния вплоть до выхода из ледника (особенно если путь пробега воды в толще льда не велик).

3.3. Причины, оказывающие влияние на **ВДС**

Кроме причин, благоприятствующих развитию **ВДС** в ледниках, имеются факторы, которые накладывают те или иные ограничения на развитие **ВДС**. К таким факторам можно отнести движение ледников, пластичность льда, температуру льда, движение воды и воздуха внутри каналов, а также накопление снега.

3.3.1. Движение ледников

Движение ледников сказывается двояко на каналах **ВДС**: с одной стороны, движение льда формирует трещины, по которым вода может проникать в толщу льда, а с другой – интенсивное движение ледников разрушает не только отдельные каналы **ВДС**, но и всю **ВДС** в целом.

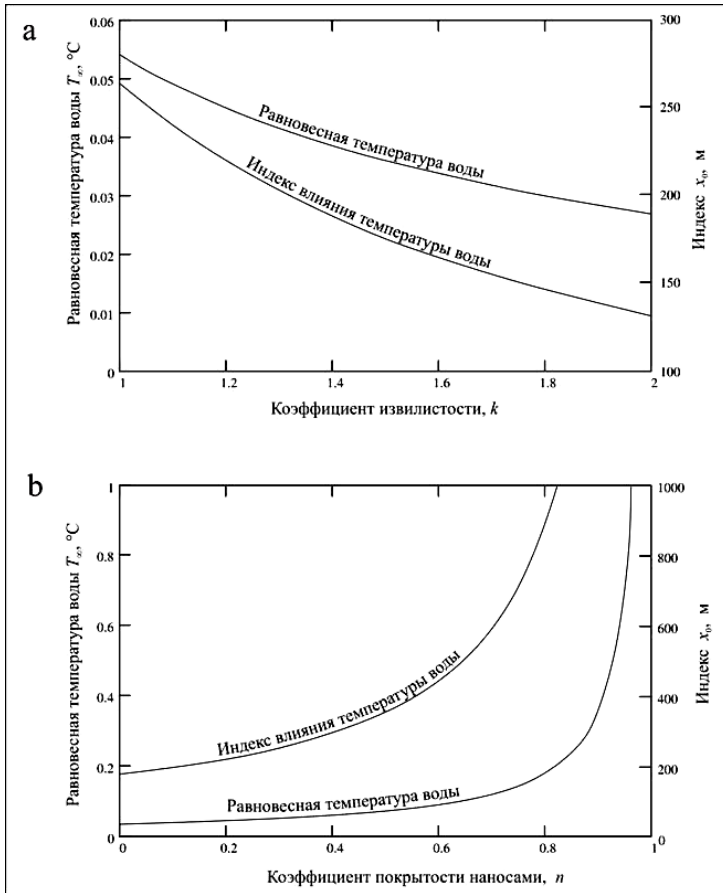


Рис. 3.52. Влияние коэффициента извилистости k (а) и коэффициента покрытия русла наносами n (б) на равновесную температуру воды и на критерий влияния начальной температуры воды. Вычисления выполнены для поверхностного русла шириной 1 м и уклоном 5° . В (а) $n = 0$, в (б) $k = 1,5$.

Наглядным примером последнего случая является разрушение **ВДС** при быстрых подвижках (пульсациях) ледников.

Если подходить с позиций формирования каналов **ВДС**, то для этого благоприятно движение ледника. При этом сжимающее усилие, прилагаемое к растущему каналу, из-за совместного с действия пластической деформации льда и сжимающего давления, возникающего при движении ледника, должно перекрываться интенсивностью таяния льда на стенах растущего канала под действием потока текущей воды. Если же рассматривать уже сформировавшуюся **ВДС** в развитии, то для дальнейшей ее эволюции благоприятен неподвижный ледник. Поэтому для формирования и длительного существования **ВДС** благоприятно либо неподвижное состояние льда, либо умеренное движение ледников. По-видимому, впервые об этом было упомянуто в работе [201].

Примером развития каналов **ВДС** в неподвижном льду могут служить каналы в мертвом льду или внутри ледников, находящихся в стадии релаксации после быстрой подвижки (пульсации). При этом для поддержания эффективных размеров каналов **ВДС** потокам воды или воздуха приходится преодолевать только влияние пластической деформации льда.

3.3.2. Пластичность льда

Способность льда к необратимым деформациям называется пластичностью льда. Лед можно представить в виде идеально пластичного тела с пределом текучести около 0,1 МПа. Такое тело не деформируется при напряжениях, которые меньше предела текучести льда, и деформируется с любой скоростью, зависящей от внешнего трения, при больших напряжениях [124]. Фактически, во льду наблюдается ползучесть, т.е. течение льда при напряжениях ниже предела текучести. Скорость течения льда может меняться во времени.

Внутри ледникового льда отмечаются всесторонние напряжения, которые изменяются от места к месту, что выражается в разных скоростях смыкания туннелей, трещин и скважин на одинаковых глубинах на разных участках ледников. Тектонические структуры в леднике могут оказывать влияние на вектор скорости его движения. По ослабленным поверхностям внутри массива льда могут происходить сдвиговые смещения глыб. Реологические свойства ледника сильно зависят от содержания жидкой воды на поверхности сколов и на границах кристаллов. Согласно другим мнениям, лед не обладает свойством пластической деформации, а все изменения, происходящие во льду объясняют перемещениями по плоскостям сланцеватости [24]. В этой работе мы придерживаемся более распространенного мнения.

Пластическая деформация льда наиболее наглядно наблюдается в искусственных туннелях во льду, которые по прошествии определенного времени закрываются под действием давления вышележащего льда [124]. Под ледопадами отмечается более значительное сжимающее напряжение во льду, поэтому туннели, расположенные в этом месте ледника, будут закрываться гораздо быстрее, чем на той же глубине в других частях ледника, где другие компоненты напряжений малы. Нам приходилось неоднократно наблюдать следы действия пластической деформации льда в виде частично или полностью пережатых галерей **ВДС** (рис. 3.53 на вкладке).

Постулируется, что в диапазоне напряжений, наблюдаемых на ледниках (0,05-0,2 МПа), связь между скоростью сдвига ε_{xy} и сдвиговым напряжением σ_{xy} выражается законом Глена:

$$\varepsilon_{xy} = k \sigma_{xy}^n, \quad (3.44)$$

где k и n эмпирические параметры. Двойной индекс использован для обозначения напряжений в площадке, перпендикулярной к оси x в направлении оси y ; первый индекс указывает, какой оси перпендикулярна плоскость, второй – направление напряжения. При этом обычно значение коэффициента $n=3$, а значение коэффициента k зависит от температуры льда (при понижении температуры льда его значение уменьшается) [124]. Зависимость между установившейся скоростью и напряжением у поликристаллического льда гиперболическая, причем показатель степени в уравнении увеличивается с ростом напря-

жений. Скорость течения льда прямо пропорциональна энергии активации и обратно пропорциональна абсолютной температуре, так что с понижением температуры лед становится жестче и стремится к состоянию твердого тела. Именно поэтому трещины во льду с отрицательной температурой более устойчивы, чем в теплом льду, а полости внутри льда с отрицательной температурой меньше подвержены сжатию пластической деформацией, чем аналогичные полости в теплом льду. В среднем при температуре льда, близкой к точке плавления, его текучесть в 10^6 раз выше, чем у горных пород, с чем и связано движение ледников.

Давно известно, что гидростатическое давление, или давление жидкости, влияет на изменение свойств металлов (и др. материалов). Исследования показали [37], что пластичность материала увеличивается с повышением гидростатического давления. Чтобы произошло разрушение материала, трещины в нем должны увеличиваться, а гидростатическое давление препятствует этому – закрывает их или замедляет их развитие. Некоторые горные породы под действием среднего гидростатического давления осевого сжатия переходят из хрупкого состояния в пластичное. Гидростатическое давление оказывает небольшое влияние на изменение предела текучести и на напряжение текучести пластических материалов. Возможно, и во льду гидростатическое давление может существенно повышать его пластичность.

Проведем прикидку, как деформируется канал **ВДС** под действием пластической деформации льда. Скорость деформации канала U_c радиусом a равна [472]:

$$U_c = aB(\Delta P)^n, \quad (3.45)$$

где B – коэффициент Глена (при $T=0^\circ\text{C}$ $B=0,0057 \text{ bar}^{-n}\text{year}^{-1}$), $n=3$.

Известно, что при температурах льда от 0 до -5°C характер зависимости скорости деформации льда имеет практически линейный характер [6]. С этого рисунка можно снять параметры прямых относительной скорости деформации льда γ в рассматриваемом интервале температур. Получены следующие параметры прямых: для напряжений $\tau = 1$ бар относительная скорость деформации льда $\gamma = (5,0 - 0,6t) \times 10^{-8} \text{ c}^{-1}$, для $\tau = 0,5$ бар $\gamma = (1,1 - 0,1t) \times 10^{-8} \text{ c}^{-1}$, для $\tau = 0,1$ бар $\gamma = (2,0 - 0,2t) \times 10^{-9} \text{ c}^{-1}$. Напряжение во льду $\tau = 1$ бар при уклоне поверхности ледника около 2° примерно соответствует глубине около 200 м от поверхности льда, $\tau = 0,5$ бара – глубине около 100 м, $\tau = 0,1$ бар – глубине около 20 м. На основании рассмотренных данных по формуле

$$U_c = a\gamma \quad (3.46)$$

были рассчитаны скорости сжимания круглых каналов разного диаметра во льду на этих трех глубинах в интервале температур от 0 до -5°C (Рис. 3.54 на вкладке).

Как видим, интенсивность сжимания каналов под действием пластической деформации во льду растет как с увеличением глубины положения канала, так и с ростом температуры льда и начального диаметра канала. Понятно, что в толще льда с одинаковой температурой каналы с удалением от поверхности

льда будут быстрее сжиматься под действием пластической деформации. Поэтому, исходя только из пластических свойств льда, в теплых ледниках более устойчивыми будут каналы **ВДС**, расположенные вблизи поверхности льда.

Наши расчеты по математической модели показали, что в канале с движущейся водой, если он наполнен водой наполовину, будет происходить смыкание верхней части канала, которая не контактирует с водой (рис. 3.55 на вкладке).

В политермальных ледниках в целом наблюдается та же картина, но в холодном слое каналы **ВДС** будут сжиматься гораздо медленнее. Именно поэтому отмершие участки **ВДС**, расположенные в слое холодного льда в политермальных ледниках, сохраняются в открытом состоянии гораздо дольше, чем те участки каналов **ВДС**, которые проникли ниже слоя холодного льда.

Измерение пластической деформации было проведено в некоторых ледниковых пещерах (рис. 3.56).

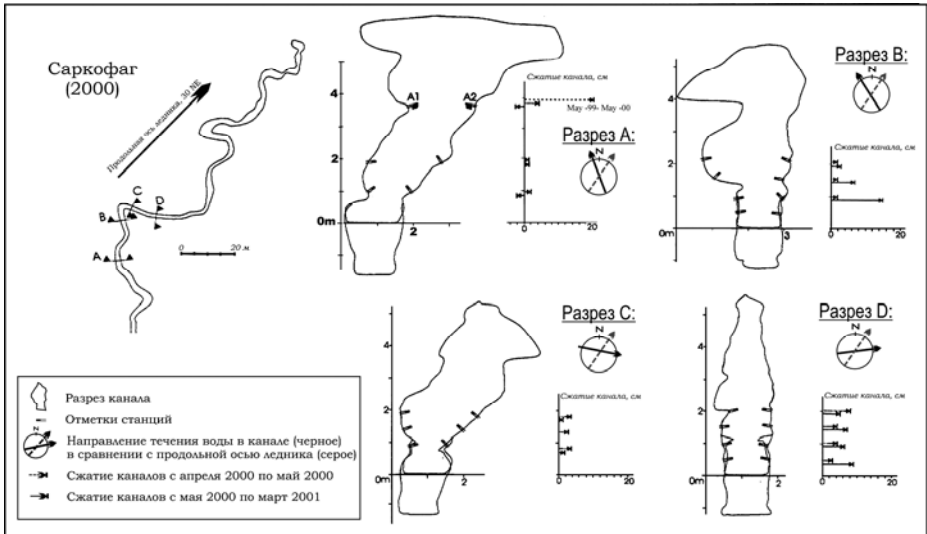


Рис. 3.56. Результаты измерений пластической деформации в галерее пещеры Саркофаг на леднике Лонгиер (Шпицберген) [273].

Согласно этим данным скорость смыкания в разных частях канала колебалась от 2 до 20 см в год (глубина заложения канала 10-15 м от поверхности льда).

Измерения скорости сжатия каналов в Кристальной пещере на леднике Ханс (Шпицберген) весной 2004 г. составило около 7 мм/сутки [Glawatski P., 2004, устное сообщение]. Наши измерения в колодце № 3 ледника Альдегонда (Шпицберген) показали, что скорость смыкания каналов на глубине 60 м от поверхности ледника достигала 1-1,5 м/год или около 0,5 мм/сутки, что примерно. Полученные значения скоростей сжатия примерно соответствуют расчетным.

3.3.3. Температура льда

Температура льда имеет большое влияние на **ВДС** ледников. Если в теплом льду большая часть тепла воды реализуется на таяние льда на стенках канала (примерно около 2/3 от выделившегося, согласно [409]), то в холодном льду часть из этого тепла должна еще идти на прогревание стен канала на участках контакта водного потока со льдом. Без учета влияния пластичности льда на стенки канала, в холодных ледниках формирование канала того же размера, что и в теплых ледниках, требует гораздо большего количества текущей воды в сравнении с теплым ледником. И чем холоднее лед, тем большее количество текущей воды требуется для формирования и расширения каналов.

Согласно нашим расчетам (смотри выше) наиболее реально обнаружение каналов в теплых и политермальных ледниках. Физически ничто не препятствует формированию каналов в холодных ледниках с температурой до -8°C . Следует оговориться, что формирование **ВДС** в холодном льду возможно только в том случае, если имеется большое количество талой воды на поверхности ледника и первичная сеть трещин во льду, которые раскрыты на ширину более 10 см [92]. Поскольку последнее практически невероятно, то и формирование каналов **ВДС** в таких ледниках исключается.

Экспериментальные исследования также подтвердили, что при температуре льда, равной -10°C , канал во льду диаметром до 1 см даже небольшой длины (около 1 м) перемерзал уже через несколько минут после начала движения воды по нему [110]. Полевые исследования на холодном леднике Кангваре (Тибет) с температурой льда около -7°C показали почти полное отсутствие каналов **ВДС**, за исключением единичной находки одного небольшого мертвого фрагмента канала на языке ледника [83].

Исследования на других холодных ледниках показали, что формирование **ВДС** для них не типично [31, 293]. В холодных ледниках вода, без сомнения, может через трещины проникать в толщу льда, но формировать полноценную **ВДС** она не в состоянии. Горные работы, проводившиеся под одним из ледников на Аляске, показали, что вода с поверхности ледника дошла до выработок только на второй год после начала работ [293]. Кроме того, было обнаружено, что присутствие **ВДС** является показателем того, что ледник является теплым или политермальным [28], на чем основан своеобразный диагностический признак ледников на Шпицбергене – по присутствию наледей у концов ледников можно говорить о наличии теплого ядра у ледника [259].

В целом, основываясь на наших исследованиях, можно утверждать, что полноценные **ВДС** формируются в теплых и политермальных ледниках, а для холодных ледников они не характерны.

При этом сказанное выше не означает, что каналы **ВДС** вовсе не могут формироваться в холодном льду. В случае, когда на ледник поступают воды с высокой температурой (с прилегающих территорий, не покрытых льдом, или из горячих источников), вполне могут возникать локальные **ВДС**. Например, на леднике Кангваре (южный Тибет) была обнаружена система маргинальных подледных каналов, которая была сформирована потоком, поступавшим на ледник с прилегающей территории (каменистый склон) и температура которого в дневное время достигала 7°C (август 1991 г.). Каналы формировались при подпиливание водотоком основания ледяного обрыва, как это показано на (рис. 3.57).

В районе вулкана Эребус (Антарктида) в середине 1970-х гг. каналы **ВДС** были обнаружены во льду с температурой ниже -30°C , которые формировались под действием потоков горячих газов и водяного пара. Подобные пещеры исследовались и на склонах вулкана Мельбурн (Антарктида) в середине 1980-х гг. и в 2000 г. [363]. Подобные пещеры известны и на других вулканах, подверженных оледенению в разных точках планеты: на горе Горниер (США) [302], на некоторых вулканах Камчатки [Муравьев В., 2003, устное сообщение] и др.

Поскольку температура ледникового льда зависит от местоположения ледника, то и **ВДС** будут также зависеть от этого.

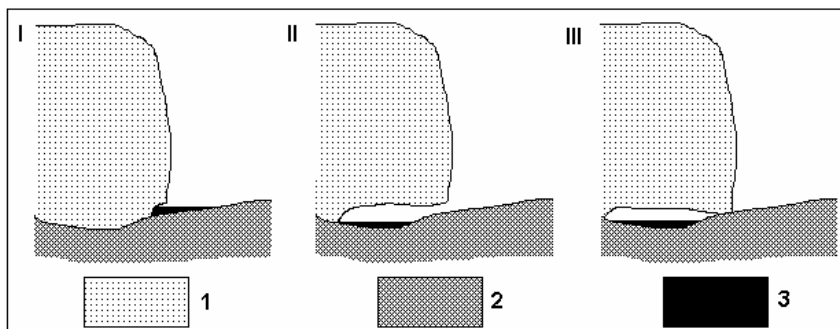


Рис. 3.57. Этапы формирования маргинального подледного канала в краевой части холодного ледника (на примере ледника Кангваре, южный Тибет). I-III – стадии формирования канала. 1 – лед, 2 – горная порода, 3 – водоток.

Так как холодные ледники наиболее развиты в северных и южных регионах планеты, то в этих направлениях эффективность развития **ВДС** в ледниках уменьшается. Рост количества холодных ледников с усилением континентальности климата [70] также приводит к уменьшению влияния **ВДС** на жизнь ледников в глубине континентов, что особенно наглядно видно на примере Евразии.

3.3.4. Движение воздуха в пределах **ВДС**

Движение воздуха также оказывает определенное влияние на характер изменения каналов отдельных частей **ВДС**, для которых оно характерно. Определим причины движения воздуха в ледниковых каналах. Их может быть несколько [85]: 1) вадозная полость имеет два входа на разных высотных уровнях; в этом случае будет наблюдаться так называемый «печной эффект», когда воздух с температурой $T > 0^{\circ}\text{C}$ будет двигаться от верхнего входа к нижнему, а воздух с температурой $T < 0^{\circ}\text{C}$, будет перемещаться в противоположном направлении; 2) замкнутая полость во льду, в которую будет происходить проникновение холодного воздуха с температурой $T < 0^{\circ}\text{C}$, поскольку он тяжелее внутреннего воздуха; 3) короткие сквозные туннели во льду (или подо льдом), в которые задувает холодный или теплый ветер; 4) каналы **ВДС**, в которые втекает крупный водный поток, вовлекающий внутренний воздух в движение (при этом вдоль воды воздух движется в одном с ней направлении, а потом воздух движется в обратном направлении под сводом полости).

Воздействия воздушных потоков могут осуществлять разрушительную (таяние и испарение льда) или созидательную (рост сублимационных кристаллов льда). Несмотря на существенные скорости ветра, которые отмечаются в ледниковых пещерах (которые по нашим наблюдениям в 1982 г. в пещере ледника Медвежьего на Памире иногда достигали 8 м/с [82, 347]), а также высокие температуры воздуха (до 3°C), интенсивность таяния льда на стенах канала не превышала первых сантиметров в сутки (Рис. 3.58).

Обычно в каналах **ВДС** температура воздуха не бывает такой высокой, как в этой короткой продвунной полости.

Поскольку провести измерения температуры воздуха в каналах с движущейся водой не представляется возможным, можно только примерно оценить температуру воздуха по косвенным признакам. Ровные стены галерей на всем протяжении доступных для наблюдения каналов, на которых отмечается почти полное отсутствие признаков протаивания льда по границам его зерен, свидетельствуют об очень низкой температуре воздуха, близкой к нулевой. О той же температуре говорят и наши единичные замеры температуры льда вокруг ледниковых каналов на леднике Альдегонда на глубине 50 м от поверхности льда (внутри стены в 15 см от ее поверхности). Поскольку температура воздуха в каналах близка к нулевой, интенсивность таяния льда на стенах под действием тепла воздуха имеет обычно ничтожную величину. Величину таяния льда под действием воздушных потоков в ледниковых каналах можно приблизительно рассчитать, если мы знаем температуру воздуха в них. Это позволяет сделать методика, которая была разработана нами для определения абляции снежно-ледяных образований карстовых пещер [81].

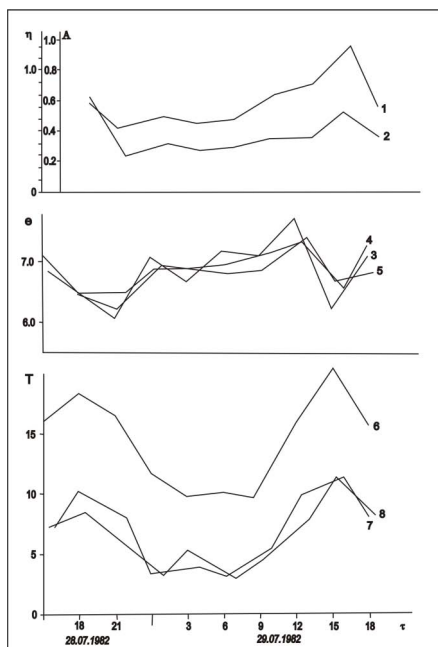


Рис. 3.58. Изменение параметров вдоль сквозной пещеры ледника Медвежий (Памир), (смотри Рис. 2.46). 1 – средняя абляция (мм/час), 2 – средняя капель (капли в секунду), 3 – влажность воздуха вне пещеры, 4 – влажность воздуха в 80 м от ЮВ входа (створ 1) (мб), 5 – влажность воздуха в 100 м от ЮВ входа (створ 2) (мб), 6 – температура воздуха вне пещеры (°C), 7 – температура воздуха на профиле 1 (°C), 8 – температура воздуха на профиле 2 (°C).

Поскольку условия таяния льда в карстовых полостях и внутри ледников полностью идентичны, мы можем воспользоваться той же методикой для определения таяния льда на стенах ледникового канала под действием воздушных потоков. Интенсивность таяния льда на стенах каналов (**A**) в мм слоя воды может быть рассчитана по формуле:

$$\mathbf{A = 0,24 + 0,81T}, \quad (3.47)$$

где **T** – температура воздуха в пещере. Анализ формулы (3.47) показывает, что температурный коэффициент таяния ледникового льда в каналах **ВДС** составляет 0,6-0,8 мм/(°С · сутки). Влияние ветра на таяние льда в каналах **ВДС** не изучалось, но по аналогии с карстовыми пещерами, содержащими многолетние льды, можно утверждать, что в диапазоне скоростей ветра от 0 до 2,5 м/с интенсивность таяния льда практически не меняется.

Используя данные формулы (3.47), можно оценить величину годового слоя таяния льда в каналах **ВДС** под действием воздушных потоков, для чего нужно также знать продолжительность теплого периода, когда температура воздуха в канале положительная. Величина годового таяния льда в каналах **ВДС** оценивается как:

$$\mathbf{A = (0,24 + 0,81T) \cdot \tau}, \quad (3.48)$$

где **T** – средняя летняя температура воздуха в канале; **A** – суммарное таяние льда в канале в мм/год в слое воды, τ – продолжительность теплого периода, дни. Если мы примем температуру воздуха в канале **ВДС** в течение периода абляции равной 0°С, а продолжительность теплого периода равной 50 дням, что характерно для условий Шпицбергена, то мы получим величину таяния льда на стенах каналов под действием движущегося воздуха равной 12 мм. В теплых ледниках эта величина может быть несколько выше за счет большей продолжительности теплого периода в канале **ВДС**. В политермальных полостях эта величина может быть меньшей, поскольку часть стен каналов могут иметь отрицательную температуру, если они расположены в верхнем слое холодного льда. Как видим, полученные значения суммарной абляции внутри каналов **ВДС** под действием воздушных потоков несравнимо малы с величинами таяния стенок канала под действием водных потоков и их влияние на формирование и моделирование каналов **ВДС** могут не приниматься в расчет (кроме тех случаев, когда этот тип абляции в ледниковом канале является единственным).

С наступлением холодов внутри каналов **ВДС** начинается замерзание водных потоков, емкостей и струй, которое сопровождается испарением льда. Об испарении льда говорят сухие стены каналов **ВДС**, которые наблюдались с момента наступления морозной погоды вне ледников. Измерения испарения льда в каналах **ВДС** почти не проводилось. Наши исследования испарения льда в пещере на языке ледника Кангваре (Южный Тибет) в 1991 г. на высоте 5700 м показали, что даже очень сухой воздух, проникающий в пещеру способен вызвать испарение льда величиной всего до 11 мм/месяц [83]. Испарение льда в каналах **ВДС** зависит от скорости ветра (Рис. 3.59). Его можно оценить по эмпирической формуле:

$$E = 0,017 \cdot V^{0,65} d, \quad (3.49)$$

где E - испарение льда, г/(см²сут); V - скорость ветра в полости, м/с; d - дефицит влажности воздуха, мб.

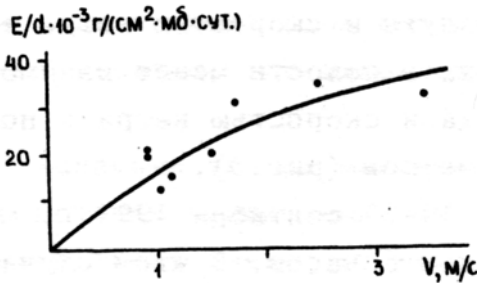


Рис. 3.59. Связь между удельным испарением льда E/d (E – испарение льда, d – дефицит влажности воздуха) и скоростью ветра V в пещере ледника Кангваре (Южный Тибет).

Из этого следует, что воздушные потоки могут способствовать не только сохранению дренажной системы холодных ледников, но в отдельных случаях увеличению поперечного сечения каналов, т.е. их пропускной способности для водных потоков. Чтобы дренажная сеть в холодном леднике существовала в течение длительного времени, необходима проработка каналов в леднике или паводковыми водами, или воздушными струями.

Поскольку по мере удаления от входа вглубь канала происходит рост температуры воздуха вплоть до 0°C, то понятно, что в этом направлении испарение льда падает. В целом, величина испарения льда в каналах **ВДС** очень мала и потому, что в зимнее время, когда возможно испарение льда, многие полосы **ВДС** перекрыты снежными пробками, что блокирует воздухообмен в каналах и движение воздуха почти прекращается.

3.3.5. Снегонакопление в каналах **ВДС**

Одним из агентов воздействия на каналы **ВДС** является накопление и перераспределение снега в них. Это воздействие может происходить на любом этапе развития **ВДС** от самого раннего (формирования) до самого позднего (разрушения).

Поскольку некоторые каналы **ВДС** открыты на поверхность ледника (ледниковые колодцы, узкие каньоны, переходящие в колодцы), то они становятся естественными ловушками снега. В зимнее время в горловины колодцев и в ледяные каньоны поступает выпадающий и метелевый снег, а в колодцы в отдельные годы и твердая составляющая водо-снежных потоков. Колодцы на ледниках, как правило, имеют значительную глубину и в благоприятных условиях могут поглотить значительное количество снега. Ранее мы отмечали явление концентрации снега в естественных карстовых шахтах Кавказа [80], где количество поступающего в глубину снега в несколько раз превышало снегонакопление на поверхности земли. Анализ строения скоплений снега в колодцах ледника Альдегонда (Шпицберген) показало, что при средней толщине снега на леднике около 1,5 м, в колодцах может за одну зиму накапливаться до 15-20 м снега. Это означает, что коэффициент метелевой концентрации снега

в колодцах достигает 10 и более. При этом, к концу зимы колодцы приходят не только частично заполненными снегом, но и перекрытыми сверху снежными пробками (мостами) толщиной в несколько метров. Если колодец по-прежнему получит воду следующей весной, то снежный мост провалится, а скопления снега на дне колодца будут уничтожены водным потоком и не будут больше препятствовать развитию **ВДС**. Напротив, если колодец потеряет водное питание, то скопления снега блокируют нижнюю часть колодца, начав, таким образом, процесс заполнения колодца льдом.

Однако, даже если колодец будет заблокирован снегом в течение нескольких лет, это не означает, что он не сможет восстановиться вновь, получив водное питание.

В некоторых случаях каньоны, врезанные в лед крупными водными потоками на значительную глубину (несколько метров) зимой могут заметаться снегом так, что в нижней части каньона образуется замкнутый канал (рис. 3.60 на вкладке). Этот каньон может быть вскрытым поверхностной абляцией и восстановит поверхностное течение воды или, наоборот, врежется в лед и станет внутриледным.

3.3.6. Новообразование льда (пещерный лед)

В некоторых обстоятельствах каналы **ВДС** могут заполняться новообразованным натечным льдом (пещерным льдом), который возникает при замерзании текущей воды. Особенно это характерно для холодных и политермальных ледников. К таким льдам можно отнести [98]: наледи (в том числе висячие: сталактиты [343], сталагмиты, сталагматы, гребешки, драпировки), лед водных потоков и озерный лед. Наледи покрывают стены колодцев, стены и полы галерей. Толщина слоя ежегодного накопления наледного льда в колодцах составляет 10-15 см в год. Толщина наледного льда в каньонах может достигать 0,5 м. Некоторые водобойные ямы могут промерзать до дна (до 1-2 м в глубину). В некоторых случаях наледный лед может блокировать каналы, как, например, это наблюдалось на маргинальных каналах ледника Южный Иныльчек (наблюдения весной 1992 г.). Особенно крупные скопления новообразованного льда блокируют мертвые каналы и колодцы, что хорошо видно на срезах заросших колодцев (звездчатых структур), где даже самые крупные структуры (диаметром до 4-5 м) зарастают льдом за 5-6 лет (при этом наледный лед создавал слой не более 0,7 м толщиной, а остальное пространство занимал лед замерзшего водного резервуара).

С наступлением холодов внутри каналов **ВДС** начинается замерзание водных потоков, емкостей и струй. Оценить величину накопления пещерного льда в каналах **ВДС** не представляется возможным. Можно только говорить о том, количество нарастающего в каналах льда будет зависеть от температуры льда, водопритока в полости, дополнительного охлаждения полостей внешним воздухом. Поскольку поступление воды в каналы **ВДС** зимой практически полностью исчезает, говорить о существенном росте количества льда зимой не приходится. Напротив, весной и летом вода просачивается в охлажденные полости, вызывая образование разнообразных форм пещерного льда (сталактиты и сталагмиты, покровные наледи на стенах и дне полостей).

После погребения каналов **ВДС** под снегом на смену испарению льда приходит сублимация льда. Условия сублимации льда в каналах **ВДС** могут быть

оценены только по косвенным признакам. Исследователи при посещении погребенных каналов **ВДС** как правило отмечали скопления сублимационных кристаллов на стенах каналов (Коваль В., 1997, устное сообщение; [317]). Поскольку рост сублимационных кристаллов в ледниковых каналах и в карстовых пещерах полностью аналогичен, то для оценки влияния сублимации на каналы **ВДС** мы можем использовать данные, полученные для карстовых пещер [99]. Поскольку сублимация льда возможна при осаждении пересыщенного пара на охлажденное до отрицательных температур основание (в нашем случае ледниковый лед), то для роста таких кристаллов необходим источник водяного пара. Им могут быть водоемы в дальних частях доступных каналов, а рост кристаллов возможен на сезонно охлажденном льду или на льду холодного слоя политермальных ледников. Мы наблюдали рост сублимационных кристаллов в горизонтальном канале погребенного под снегом ледяного каньона на леднике Лонгиер (Шпицберген) осенью 2004 г., когда в туннель проникал холодный внешний воздух, а влагу поставляли сочащиеся по полу канала водотоки и капли со сводов. Сублимационные кристаллы были найдены и на дне 30-метрового колодца на краю того же ледника. Но в этом случае влагу в воздух поставлял водоток, не успевший заморозиться, а массовый рост кристаллов отмечался в параллельном водотоку канале, расположенном на 4 м выше последнего.

Что касается количественных оценок, то по аналогии с карстовыми пещерами можно сказать, что объем сублимации в каналах **ВДС** ничтожно мал и на стенах каналов вряд ли превышает доли миллиметров в слое воды. Эта оценка сделана на том основании, что даже в известной Кунгурской пещере на Урале, которая славится своими сублимационными кристаллами, растущими во всей привходовой части пещеры, их величина не превышает 2% от общего количества льда в пещере [91].

Таким образом, самое большее влияние на каналы **ВДС** оказывает нарастание новообразованного (пещерного) льда, причем в отмерших каналах **ВДС** оно может явиться преобладающим процессом, способствующим полному зарастанию канала.

3.3.7. Чистота льда

Чистота льда не оказывает практически никакого влияния на развитие каналов **ВДС**. Как показали исследования, развитие канала никак не ограничивается наличием грязевых прослоев во льду. В качестве примера рассмотрим ледяной каньон, развитый вдоль левого борта ледника Лонгиер (Шпицберген) (рис. 3.61 на вкладке), лед которого изобилует грязевыми скоплениями. Как видим, форма канала не изменяется даже при большом количестве грязевых скоплений во льду.

Однако возможны случаи, когда скопления моренного материала начинают оказывать заметное влияние на развитие каналов. Это будет происходить в случае очень большого содержания моренного материала во льду. Вернее в тех случаях, когда канал формируется в толще промороженных моренных отложений. В этом случае расширение подобного канала происходит как за счет вымывания обломков породы изо льда, так и обрушения обломков со сводов (рис. 3.62 на вкладке).

3.4. Значимость разных факторов

Приблизительная оценка влияния рассмотренных факторов на **ВДС** в ледниках приведена в таблице 3.4.

Таблица 3.4

Приблизительная экспертная оценка влияния различных факторов на **ВДС**

Фактор	Значимость для ВДС , %
Движение ледников	40
Пластичность льда	40
Температура льда	10
Движение воздуха в пределах ВДС	1
Снегонакопление	3
Новообразование льда (пещерный лед)	6
Чистота льда	-

Как видим, наиболее существенное влияние на каналы **ВДС** оказывают движение ледников и пластичность льда. Среди остальных факторов наибольшее влияние оказывают температура льда и формирование пещерного льда. Влияние остальных факторов на формирование и эволюцию каналов **ВДС** не имеет существенного значения.