

ГЛАВА 4 ВНУТРЕННИЕ ДРЕНАЖНЫЕ СИСТЕМЫ ЛЕДНИКОВ

4.1. Классификации **ВДС**

Единые взаимосвязанные гидравлические системы ледников весьма различны, так как они должны зависеть от климатических условий района и конкретного ледника, от морфологического типа ледника и других факторов [26]. **ВДС** могут быть разделены на группы по разным признакам. Выделение **ВДС** по каждому из перечисленных ниже признаков подразумевает какие-либо различия в строении или характере эволюции и функционирования всей **ВДС** или ее элементов. Традиционно деление **ВДС** по положению внутри льда или на контакте с ложем на внутриледные и подледные, а по положению в пределах ледников – на центральные и маргинальные [379, 412 и др.]. По нашему мнению, это не деление на типы **ВДС**, а разделение их на составные части. Особенно это относится к внутриледным и подледным частям **ВДС**, которые могут перемежаться в пределах одной системы. В любом случае представление о функционировании **ВДС** в таком случае будет носить гипотетический характер.

Говоря о классификации **ВДС**, следует иметь в виду их разный характер функционирования. Малые по размерам **ВДС** существуют в относительно однородных условиях (небольшие и достаточно спокойные ледники). Они относительно просто устроены и характеризуют местные локальные условия. Более крупные **ВДС** характерны для крупных горно-долинных или выводных ледников. Они различны в зависимости от того, в ледниках каких регионов они развиваются. Особняком стоят **ВДС** ледниковых щитов, которые имеют огромные площади водосборов питающих их водных потоков. Однако все высказанное выше имеет предварительный характер, потому классификация **ВДС** по их размерам требует проведения специальных исследований.

Однако возможно не только такое деление **ВДС**. Мы предлагаем несколько различных вариантов деления **ВДС** по самым разным признакам. В зависимости от размеров ледников, они могут подразделяться на **ВДС** мелких и крупных ледников, соответственно для мелких ледников обычно типичны небольшие по размерам **ВДС**, а для крупных ледников – большие по размерам **ВДС**. По характеру и типу ледников, в которых они заложены, можно выделить **ВДС** каровых, горно-долинных, выводных и покровных ледников. Активность ледников позволяет выделить **ВДС** наступающих, стабильных, отступающих (деградирующих) или пульсирующих ледников. В зависимости от термического состояния ледника, которое влияет на физические свойства льда, могут быть выделены **ВДС** теплых и политермальных ледников, а из-за возникновения отдельных элементов **ВДС** в холодных ледниках можно говорить о **ВДС** холодных ледников. Это как бы различные типы сред, которые оказывают разное влияние на функционирование **ВДС**. Но эти среды, в которых осуществляется перенос вещества, нередко существуют нераздельно друг от друга. Они могут быть пространственно сопряжены (теплый и холодный лед политермального ледника) и проявлять себя в пределах одной территории, существуя одновременно. Различные их сочетания обеспечивают разнообразие **ВДС**.

В зависимости от географического положения могут быть выделены **ВДС** полярных и горных ледников. В связи с активностью движения ледников можно

говорить о **ВДС** мертвого льда, малоподвижных, подвижных и пульсирующих ледников. В зависимости от толщины льда можно выделить **ВДС** во льдах малой и большой мощности. По степени развития **ВДС** можно выделить ледники: без **ВДС** (холодные ледники), с ограниченным развитием **ВДС** (подвижные ледники), с широким развитием **ВДС** (малоподвижные отстающие ледники), с очень широким развитием **ВДС** (мертвый лед, в том числе на языках пульсирующих ледников после подвижки).

По характеру образования мы выделяем **ВДС** эволюционные и революционные. Первые возникают обычным путем, обеспечиваясь водой при постепенном таянии ледников. Вторые возникают при резком поступлении в толщу льда больших количеств воды, что возможно при прорывах ледниковых озер и подледниковых емкостей, а также при внезапном поступлении воды с прилегающих к леднику территорий. По положению внутри ледника мы будем делить **ВДС** не только на центральные и маргинальные, но и на комплексные, которые сочетают в себе элементы обоих типов. А по положению в толще льда или на контакте со льдов будем делить **ВДС** на внутриледные, подледные, а также сложные (комплексные), состоящие из внутриледных и подледных элементов, а также в основном внутриледные или в основном подледные. Кроме того, отдельные участки **ВДС** могут быть одноэтажными и многоэтажными, такими в которых каналы **ВДС** располагаются на нескольких высотных уровнях. По набору составных частей **ВДС** можно подразделить: 1) **ВДС**, имеющие полный набор элементов; 2) **ВДС**, имеющие не полный набор элементов (т.е. состоят всего из одного или нескольких элементов); 3) **ВДС**, в которых происходит повтор элементов. По характеру зарождения каналов мы делим **ВДС** (или их элементы) на преимущественно трещинные, а также на те, которые возникли путем врезания русел в лед с поверхности ледника, а также такие, которые сформировались при врезании со дна приоткрытых трещин с последующим захоронением каналов (смыкание верхних частей каналов под действием пластической деформации льда или заполнение их верхних частей метелевым снегом и наледным льдом). По характеру заполнения водой мы подразделяем **ВДС** (и отдельные их участки) на вадозные, фреатические и комплексные (сочетающие оба этих типа). **ВДС** может дренировать всю область абляции и часть области аккумуляции, только область абляции, большую или меньшую часть области абляции или только захватывать ее краем (например, в холодных ледниках).

По температуре и происхождению воды мы делим **ВДС** на сформированные пресными тальми водами, пресными озерными водами, пресными водами с приледниковых склонов, пресными грунтовыми водами, минерализованными водами, термальными водами и паром. Последние развиты исключительно в вулканических районах (Камчатка, Кавказ, Кордильеры, Исландия, Шпицберген, Антарктида). Возможны и разнообразные сочетания всех перечисленных типов **ВДС**. Кроме того, можно выделить чисто тектонические полости, представляющие собой трещины или системы соединенных между собой трещин (чаще всего, это полости, возникшие по трещинам бергшруднов). Формирование каналов **ВДС** в области смешения пресных и морских вод полностью не изучено. Известно только, что такие полости в Антарктиде могут достигать внушительных размеров [Badino J., 2001, устное сообщение].

На этом мы не ограничимся в делении **ВДС** на типы, а рассмотрим их деление с разных позиций: карстования, гидрологии и гидравлики.

Деление ВДС с позиций карстологии

Следуя закономерностям развития карстовых водоносных систем [63] можно предположить, что в пределах одного ледника может существовать один или несколько водосборных бассейнов, которые, как правило, не пересекаются. Опыты по окрашиванию ледниковых вод, поглощаемых в толщу льда, это подтверждают [444, 445]. Как и в карстующихся породах, в пределах одного водосборного бассейна водоносная система имеет древовидную форму каналов с концентрацией стока в нижней части ледника. Естественно, что при этом подледные каналы представлены крупными дренами, собирающими талые воды с поверхности ледника через внутриледные каналы. Вся **ВДС** формируется по трещинам, что хорошо подтверждается специальными исследованиями [224]. Чаще всего каналы в ледниках формируются по трещинам скалывания. Съёмка трещин скалывания на поверхности ледника дает возможность прогнозировать основные направления развития внутриледных каналов с вероятностью 0,9-0,95. Однако, даже знание основных направлений трещин, по которым могут развиваться подледные каналы, не дает возможности осуществления однозначного прогноза расположения каналов **ВДС** в теле ледника.

Обводненность каналов водоносной системы зависит от ряда причин: соотношения положения базиса эрозии (выхода воды на языке ледника) или нижних точек водоносной системы; соотношения пропускной способности каналов системы и поступления талой воды в систему; характера движения льда в языковой части ледника; степени насыщенности льда моренным материалом. То есть могут существовать **ВДС**, состоящие из двух частей: нижняя - с полностью заполненными водой каналами (зона сифонной циркуляции или фреатическая), верхняя - с частично заполненными водой каналами (зона аэрации или вадозная). Но также возможны и системы, состоящие только из одной вадозной или одной фреатической зоны. Поскольку проработанность каналов во льду и их пропускная способность для воды меняется в течение года, то отдельные части **ВДС** могут быть вадозными или фреатическими в разные периоды года. Это относится к зоне ежегодных колебаний уровня воды в полостях **ВДС**, полостям за подпруженными участками **ВДС** и к нижним частям **ВДС**.

Поскольку разные участки ледника находятся в разных стадиях развития «ледникового карста», то вполне естественно, что в пределах одной **ВДС** ледника мы можем находить не только элементы **ВДС**, но и их отдельные участки в разных стадиях развития. Например, в верховьях зоны абляции можно встретить как зарождающиеся колодцы, так и развитые участки **ВДС**, хотя здесь можно встретить и отмершие участки **ВДС** и отдельные изолированные полосы в толще льда. При этом в центральной части зоны абляции наиболее типичны хорошо проработанные активные каналы, однако при этом здесь можно встретить и зарождающиеся и отмирающие каналы, а в районе языка ледника наиболее часты отмершие участки **ВДС**, но здесь можно найти и зарождающиеся и активные каналы.

Деление ВДС с гидрологических позиций

Единичные каналы внутриледникового и подледникового стока объединяются в единую **ВДС** ледника. **ВДС** получает питание в виде водных потоков с

поверхности ледника, с прилегающих к леднику территорий и из снежно-фирновой зоны. С гидрологической точки зрения собственно **ВДС** включают в себя следующие зоны: 1) верхняя (**А**) или зона поглощения (снежно-фирновая толща, котловины, воронки, озера, устья трещин, поноры, колодцы и мельницы); 2) средняя (**Б**) или зона транзита (все каналы внутри ледника и под ледником); 3) нижняя (**В**) или зона выхода воды из ледника (в виде обводненных пещерных каналов, а иногда в виде источников - апвеллингов) (Рис. 4.1).

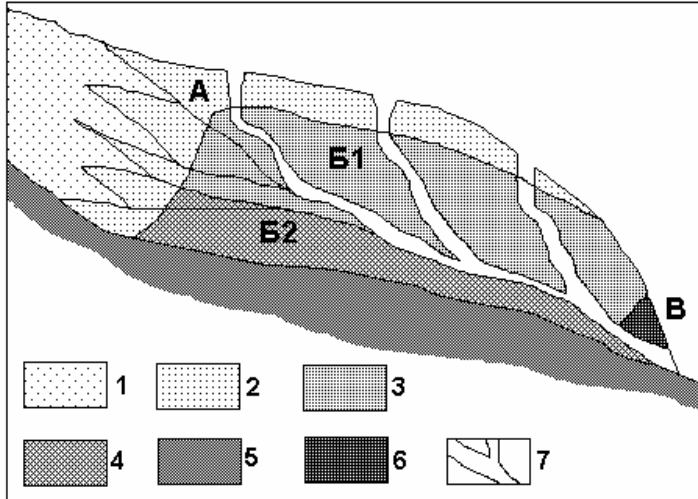


Рис. 4.1. Гидрологические зоны ледника: А – зона поглощения воды, Б – зона транзита. 1 – снег, фирн и лед, 2-4 – лед, 3 – зона вертикальной циркуляции (Б1), 4 – зона горизонтальной циркуляции (Б2), 5 – ложе ледника, 6 – зона выхода воды (В), 7 – каналы в толще льда и подо льдом.

Однако нужно иметь в виду, что не все трещины, даже временно поглощающие воду, обязательно входят в состав действующей **ВДС**, они могут служить как бы резервом, дополнительными емкостями **ВДС**.

Области водосборов не входят в состав **ВДС**, а только обеспечивают их водой. Среднюю зону (**Б**) мы делим на 2 части: нижнюю (**Б1**), в которой наблюдается преимущественно горизонтальная циркуляция воды (каналы часто заполнены водой полностью) и верхнюю (**Б2**), с преобладанием вертикальной циркуляции (каналы заполнены водой частично). Зона **Б2** также носит название зоны аэрации [149]. Отмечается два типа подачи воды из области водосбора, обслуживающей **ВДС**: медленная из тёплой снежно-фирновой толщи и быстрая из поверхностных водотоков в зоне абляции и с прилегающих к леднику территорий.

В зоне **Б** отмечается быстрое движение воды через хорошо проработанные системы водопроводящих каналов, быстрая водоотдача, несмотря на то, что лёд здесь имеет относительно малую пустотность – в процентном выражении около 3% (от 1,5 до 4,5%) в теплых и политермальных ледниках [146]. Здесь отмечаются высокие скорости течения воды, достигающие 1,5 м/с, что сравнимо с потоками на поверхности ледников (Табл. 4.1).

Эксперименты по трассированию

Страна	Ледник	Скважина или полость	Скорость течения воды, м/с	Автор
Шпицберген	Бреггер	скважины	0,008	[318]
Шпицберген	Бреггер	колодцы	0,1-0,55	[467]
Шпицберген	Ловен Средний	Колодцы	0,08-0,57	[303]
Швеция	Алечский	колодцы	0,8-1,7	[325]
Швеция	Алечский	снег	$6,9 \times 10^{-6}$	[325]
Швеция	Стор	Скважина	0,01-0,1	[386]
Швеция	Стор	Скважина	0,3	[288]
Швеция	Стор	Скважина	<0,01-0,1	[360]
Швейцария	Финделен	скважины	0,1-0,5	[295]
Швейцария	На разных ледниках	колодцы	0,08-0,7	[176]
Австрия	Пастерзен	колодцы	0,2-1,5	[195]
США	Южный Каскадный	колодцы	0,03-0,32	[238]
США	На разных ледниках	скважины и колодцы	0,2-0,7	[284]
Канада	Джон Эванс	Колодцы	0,05-0,46	[181]

Это говорит о большой открытости и малой извилистости каналов зоны **Б**. Топографические съемки внутриледных и подледных полостей показывают, что их извилистость обычно невелика и колеблется от 1,1 до 3,5 [112, 398, 467]. В тоже время расчеты по времени добегаия воды с заданной скоростью 1 м/с, выполненные для Южного Каскадного ледника (США), показали, что извилистость подледных каналов может колебаться от 3,3 до 8,8 [238].

В связанных полостях под ледником скорости потоков воды могут быть также довольно высокими. По нашим оценкам, по форме и размеру ячеек растворения на известняковых стенках подледникового канала, находившегося под ледником Фишт на Западном Кавказе, скорости поперечных потоков воды достигали 0,2–0,7 м/с [97]. Поэтому в ряде случаев дренаж через связанные полости можно приравнивать к стоку в зоне быстрого течения воды внутри ледника. Кроме скорости течения воды очень важной характеристикой стока через внутренние каналы ледника является время добегаия воды из разных точек ледника.

Так, на леднике Горнер (Швейцария) ежедневно расходуется половина количества талой воды, которая образовалась за день [220]. На леднике Хинтеррайсфернер вода из верхней точки области аккумуляции достигала языка ледника за 10 дней (максимум краски был отмечен на 17 день), в то время как от нижней части области аккумуляция вода достигала языка ледника за 20 часов, а от области абляции – за 0,5-3 часа [124]. Как видим, дольше всего вода движется внутри льда из области аккумуляции, но она быстро стекает из области абляции ледников.

Соотношения размеров зон **ВДС (А, Б, В)** определяются характером теплого состояния ледника и окружающей территории, внешним климатом, размерами ледника, особенностями его движения и внутреннего строения.

В пределах одного ледника возможно развитие нескольких дренажных бассейнов, которые разделяются водоразделом, положение которого контролируется особенностями строения ледникового ложа. Наличие нескольких дренажных бассейнов в пределах **ВДС** доказывается опытами с окрашиванием. Например, на Южном Каскадном леднике (Скалистые горы) выделены два дренажных бассейна: для одного характерно развитие внутриледной и подледной дренажных систем, во втором – вода с поверхности прямо попадает в подледную дренажную систему [238].

*Деление **ВДС** с гидравлических позиций*

В гидравлическом плане **ВДС** представляет собой сложную ветвящуюся систему взаимосвязанных заполненных водой каналов (водоводов), которые являются аналогами труб большого диаметра и которые занимают большую часть **ВДС**, как по площади распространения, так и по объему. Движение воды в таких каналах преимущественно турбулентное. Эта система заполненных водой каналов сверху и снизу (или только сверху) переходит в систему открытых каналов также с турбулентным течением воды. Для описания движения воды в заполненных водой каналах вполне пригодны уравнения гидравлики (если отвлечься от фазовых переходов воды). Пригодны они и для описания движения воды в «открытых» каналах **ВДС**, тем более что оно очень похоже на движение воды в руслах на поверхности ледника [109]. Но каналы **ВДС** - это не ровные или наклонные трубы, в их верхних частях всегда встречаются колодцы и уступы, где наблюдается разбрызгивание воды, т.е. разрыв струи. Поскольку гидравлика имеет дело только с неразрывными струями, потому описать движение воды в колодцах она не может.

С гидравлической точки зрения **ВДС** представляет собой такую сложную систему, в которой наблюдается: 1) течение воды по поверхности ледника; 2) переход от течения воды в открытых руслах по поверхности ледника к каскадному течению воды в замкнутых каналах внутри **ВДС**, которое представляет собой последовательное сочетание перемежающихся движений воды: падение воды в водопадах в колодцах и на уступах, спокойное течение через водоемы (водобойные ямы) и струйное течение в открытых замкнутых каналах по льду между уступами; 3) переход этого типа течения к течению в каналах (сначала к безнапорному, а затем к напорному или сразу к напорному); 4) переход к струйному течению в субгоризонтальных замкнутых каналах **ВДС** (по льду или по ложу); 5) выход воды из **ВДС** с последующим течением в открытых поверхностных каналах. Это максимальный набор элементарных способов течения воды внутри ледников. В реальности можно наблюдать полный или неполный набор этих элементов, которые могут располагаться как в указанном, так и в произвольном порядке, а также возможны повторы этих элементов (однократные или многократные) по протяжению **ВДС**. Примером выпадения напорного каналового течения воды в пределах **ВДС** может служить пещерная система Липертавен на Шпицбергене, исследованная в 1996 г. (рис. 4.18) [342]. Примером повтора элементов можно назвать **ВДС** ледника Иньльчек (Тянь-Шань), строение которой было исследовано осенью 1993 г., когда в строении **ВДС**

наблюдался такой порядок элементов: 1-2-3-5-1-2-3-4-5. Это выразалось в том, что вода из каналов **ВДС** выбивалась на поверхность ледника, текла некоторое время по поверхности, потом вновь уходила в колодец. Такие сложные гидравлические связи внутри **ВДС** встречаются очень редко и, по-видимому, являются кратковременными.

Как правило, часть каналов **ВДС** (или все) заложены во льду (это все вертикальные и некоторые горизонтальные каналы), а часть расположена у ложа ледника. При этом расположение у ложа может чередоваться с внутриледным, если дренажный канал пересекает заполненную льдом депрессию [239] (Рис. 4.2).

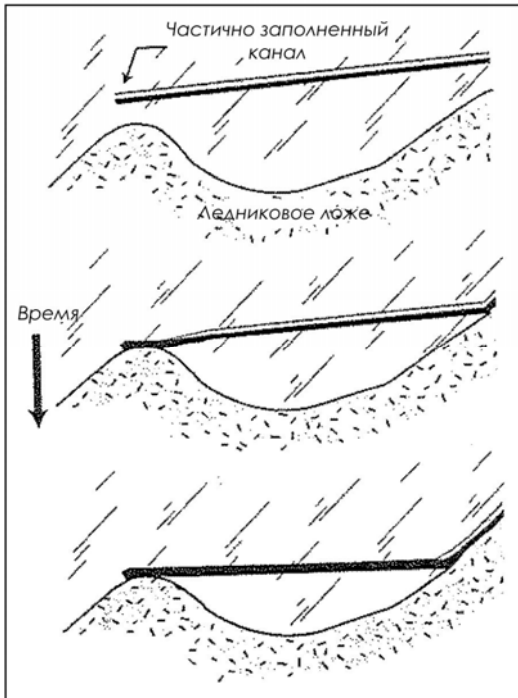


Рис. 4.2. Превращение внутриледного канала ВДС в чередование внутриледных и подледных участков [239].

В толщах ледников могут существовать **ВДС** мелкого и глубокого заложения. Например, каналы **ВДС**, расположенные вблизи поверхности ледника характерны для ледника Южный Иныльчек (Тянь-Шань) [88] и ледника Тиндаль (Патагония) [169]. Полости глубокого заложения типичны для ледника Альдегонда на Шпицбергене (на глубине не менее 50 м от поверхности ледника) [112]. Часто **ВДС** может быть единой для всего ледника, как, например, это отмечено для ледника Тавле на Шпицбергене где все колодцы ледника выпадают в единую центральную дренаж. В ряде случаев **ВДС** может быть разорвана в одном или нескольких местах, так что в местах разрыва вода перемещается по поверхности льда (смотри выше). Иногда на одном леднике может существо-

воват несколько не связанных (или связанных) между собой разномасштабных **ВДС**, порой расположенных друг над другом на разных высотных уровнях (многоэтажные дренажные системы) [26, 121, 124, 239].

При наличии нескольких дренажных бассейнов в пределах **ВДС** возможна гидравлическая связь между бассейнами, которая действует только в определенные периоды. Обычно это периоды дождей паводков и весеннего половодья. На леднике Микка отмечался переток из одного дренажного бассейна в другой [444]. Проявлялось это в том, что краска, введенная в колодцы, появлялась то в одном, то в другом выходе воды на языке ледника. В какой части бассейнов происходит связь гидравлических систем неизвестно, но вполне возможно, что это происходит и вблизи языка ледника.

Классификация **ВДС**

На основе обобщения имеющихся в нашем распоряжении собственных и опубликованных данных нами предложена классификация **ВДС**, которая учитывает типы ледников и их термическое состояние (Табл. 4.2) [101].

Таблица 4.2.

Внутренние дренажные системы в ледниках разных типов

	тёплые 1	двухслойные 2	холодные 3
малые ледники А	СДС ΔДС А1	СДС ΔДС А2	А3
долинные ледники В	ДДС ΔСДС ΔРДС В1	ДДС ΔСДС ΔРДС В2	сΔДС ΔДС В3
выводные ледники С	ДДС ΔСДС ΔРДС С1	ДДС ΔСДС ΔРДС С2	сΔДС ΔДС С3
Щиты Д	ДДС** ΔСДС ΔРДС Д1	ДДС ΔСДС ΔРДС Д2	сΔДС ΔДС Д3

ДДС – древовидные дренажные системы; **СДС** – связанные дренажные системы; **РДС** – рассредоточенные дренажные системы; **Δ** – элементы; **с** – сезонные; ****** – в период деградации оледенения.

Для дальнейшего анализа строения и эволюции **ВДС** нами принята следующая схема их деления (рис. 4.3) [101]: А.) **ВДС**, которые начинают развиваться с поверхности ледника: а) абляционные: 1) сезонные (в том числе революционные); 2) многолетние (эволюционные); 2) тектонические; Б.) **ВДС**, которые начинают развиваться с подошвы ледника: а) абляционные; б) тектонические; в) гидротермальные; г) коррозионные. Наиболее часто встречается эволюционное развитие **ВДС**.

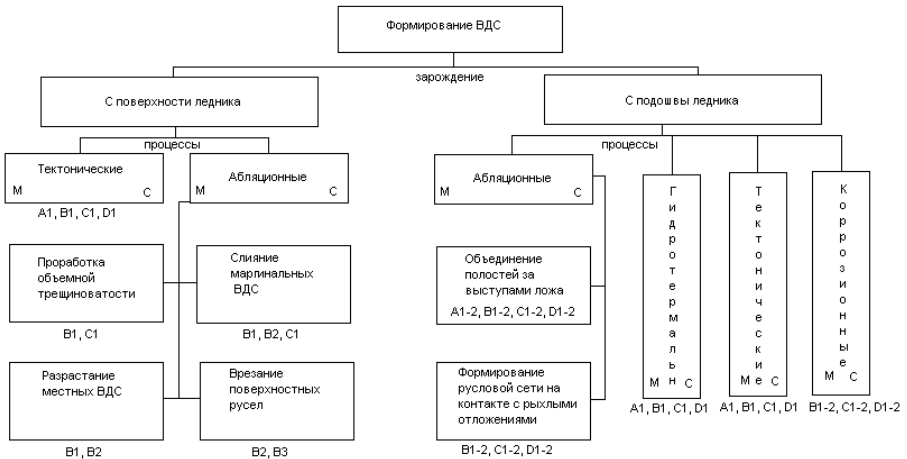


Рис 4.3. Формирование **ВДС** ледников (обозначения символов смотри в Таблице 4.2.). М – многолетние, С – сезонные.

4.2. Различные типы **ВДС**

Ниже приводится краткое описание **ВДС**, которые формируются по-разному.

А. – **ВДС**, которые развиваются с поверхности ледника.

а) **Тектонические**. Этот тип **ВДС** в отличие от абляционного типа, хоть и также формируется по трещинам, не имеет существенной проработки водными потоками. К этому типу можно отнести полости в единичных трещинах, объединенных в связанные скопления (например, на ледопадах) и в бергшрундах. Как правило, такие **ВДС** не формируют разветвленной сети для движения воды. Чаще всего вода скапливается в трещинах, формируя озерные резервуары, или замерзает на стенах, если водоприток в трещины невелик. В последнем случае полости трещин в основном заполнены воздухом (Рис. 4.4).

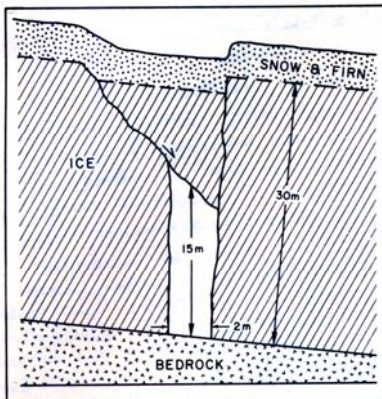


Рис. 4.4. Полость в ледниковом куполе Куэллкая (Кордильеры), возникшая по трещине (тектоническая полость) [457].

Полости в трещинах, как правило, долго не существуют, т.к. довольно быстро закрываются при движении ледников. И только на малоподвижных ледниках такие полости, заполненные водой в результате подпруживания языка ледника, могут существовать довольно длительное время.

Особняком стоят революционные тектонические полости, представляющие собой систему трещин, которая возникает в ледяном теле после быстрой подвижки ледника. В этом случае количество трещин так велико, что вода может двигаться по ним практически в любом направлении. При проработке каналов в такой сетке трещин концентрированными потоками воды могут возникнуть специфические абляционные **ВДС**, описанные ниже.

б) **Абляционные ВДС** – наиболее распространенный тип внутреннего дренажа. Они могут быть сезонными и многолетними.

1) **Сезонные абляционные ВДС** – образуется в течение одного сезона абляции полностью сверху донизу. Такие **ВДС** проходят полный цикл эволюции (от зарождения до полного уничтожения) в течение одного года. Такие **ВДС** развиваются либо сразу (т.е. одномоментно) по имеющейся системе трещин, которая охватывает весь ледник (или его часть), либо по частям: сначала формируется одна часть **ВДС**, а затем снизу или сверху к ней присоединяется ещё одна часть и так далее пока к концу периода абляции не сформируется **ВДС** окончательно. Зимой или весной **ВДС** залечивается полностью (или почти полностью так, что залеченные каналы уже не используются при формировании новых **ВДС** в следующий период абляции) за счёт сжатия каналов во льду или замораживания воды внутри возникших летом каналов. Ежегодно возобновляемые **ВДС** вероятно не могут иметь мелкое заложение (в противном случае они не смогут сомкнуться под действием пластической деформации, т.к. поверхностный лед имеет более низкую температуру, и полости в нем будут более устойчивы к пластической деформации). С другой стороны, чтобы возникшие каналы во льду могли быть залечены намораживаемым льдом, они должны располагаться близко к поверхности ледника в более холодном льду. Таким образом, сезонные **ВДС** могут быть расположены только во льду, а не под ледником, и иметь древовидную форму каналов. Основное противоречие: быстрое сжатие каналов возможно в тёплых ледниках, а быстрое намораживание льда внутри каналов – при отрицательной температуре льда вокруг канала, что возможно в холодном льду (политермальные или холодные ледники) или в замороженных за зиму каналах при циркуляции в них воздушных потоков в теплых ледниках. Но в тоже время в холодном льду холодных или политермальных ледников невозможно быстрое сжатие канала под действием пластической деформации льда. Поскольку всё это трудно совместить, то остается предположить, что сезонные **ВДС** являются частично унаследованными.

Образование сезонных **ВДС** маловероятно в малых ледниках, где недостаточно количество текущей талой воды, а также отмечены медленные движения льда и незначительные напряжения в его толще. Это проявляется в слабо выраженной трещиноватости во льду, а значит в невозможности формирования единой **ВДС** по единой сетке трещин, в тоже время, слабые напряжения, возникающие во льду, и не очень большие мощности льда не способствуют полному смыканию в течение зимы возникших летом каналов.

Существование сезонных **ВДС** в реальности маловероятно, так как наблюдения на ледниках приходят в противоречие с этим. В частности, на многих

ледниках наблюдалось заполнение свежих трещин во льду водой, текущей по поверхности ледника, после чего вода из них свободно вытекала. Это говорит о том, что не всегда и не все трещины в леднике объединены в единую систему, а значит, и не все они являются проводниками воды. А поскольку на малых ледниках трещин мало, то и вероятность их объединения в систему крайне невелика. Против этой гипотезы свидетельствует и незначительный объём пустот, который может образоваться под действием талых вод в течение одного сезона абляции, о чем мы будем говорить ниже.

До настоящего времени еще не выяснено, что же нужно для того, чтобы трещины образовали единую систему путей движения воды внутри ледника. Одной из возможных причин этого может быть так называемая «интерференция», то есть наложение друг на друга по-разному ориентированных систем трещин, что нередко хорошо видно на аэрофотоснимках. Формирование наложения трещин возможно при довольно быстром движении ледника по неровному ложу (или наличию пульсационных подвижек), что характерно для крупных ледников (например, ледник Иньльчек, Тянь-Шань). Но при этом в таких ледниках маловероятно образование сезонных **ВДС**.

2) *Многолетние или эволюционные абляционные ВДС* – характеризуется тем, что дренажные системы образуются постепенно, на протяжении нескольких сезонов абляции и с каждым годом обновляются и видоизменяются (используя в качестве основы все или часть образовавшихся ранее элементов **ВДС**) в зависимости от строения и характера движения ледника. Эволюционные **ВДС** могут возникать как в мелких, так и в крупных ледниках.

ВДС мелких ледников. Формируются в тёплых ледниках. Отсутствие обширной трещиноватости во льду не позволяет сформироваться полноценной древовидной **ВДС**. Поэтому в таких ледниках преобладают связанные полости на коренных породах ложа и рассредоточенные на рыхлых породах ложа, причем первые в большей степени транспортируют воду подо льдом в поперечном направлении, а вторые – в продольном. Вода попадает в них от донной абляции, но в большей степени через трещины с поверхности ледников. В последнем случае трещины являются древовидными элементами **ВДС**, наложенными на подлёдный дренаж (в виде связанных и рассредоточенных полостей). В плане **ВДС** представляет собой переплетающуюся сетку каналов (без центрального дренажного канала), расположенную на ложе ледника (**N** - каналы). При этом разрежения сетки связанных каналов будут наблюдаться на верхних частях выступов ложа и ригелей, а сгущения – сразу за ними. Поскольку такие элементы **ВДС** изучены только для ледников, лежащих на известняках [97, 264], в которых подлёдные каналы могут расширяться благодаря растворению породы (что может оказаться особенно важным для объединения разрозненных полостей в единую **ВДС**), то не вполне ясно насколько широко такие **ВДС** распространены под ледниками, залегающими на других породах. Древовидные **ВДС** на мелких ледниках не образуются и потому, что для меньших ледников часто не характерны чётко выраженные врезанные долины (имеют широкое плоское дно). Если при этом ледник лежит на чехле рыхлых отложений, то отдельные дренажные каналы, расположенные на контакте со льдом, могут не объединяться в единую рассредоточенную систему стока, так как дошедшая до ложа вода может полностью поглощаться пустотами среди обломков породы. В таком случае сток превращается в грунтовый.

ВДС крупных ледников. Основные принципы формирования таких **ВДС**: возникновение элементов **ВДС** по крупным зонам напряжений во льду. Как правило, это зоны растяжения, видимые на поверхности ледников как зоны трещиноватости. Такие **ВДС** могут возникать несколькими путями [349]: **1**) по системе трещин, которые пронизывают буквально всю толщу льда (объемная трещиноватость) после быстрых подвижек ледников - сёрджей или периодов активизации ледников. Правда, в этом случае не выполняется основное условие формирования **ВДС** [201] – наличие концентрации воды в потоки на поверхности ледника. Поэтому ожидать возникновения **ВДС** в таких условиях можно только у ложа ледника или после залечивания трещин и формирования поверхностных водотоков, концентрирующих воду (но тогда уже нельзя будет говорить о системе объёмной трещиноватости во льду), а также при появлении концентрации стока в зоне, расположенной выше массива сползшего льда. В такой ситуации могут возникнуть древовидные **ВДС**, частью протяжения, которых может стать рассредоточенное течение воды между блоками льда (внутри ледника или подо льдом). **2**) образование местных **ВДС** по системам локальной трещиноватости, объединение и дорастчивание локальных систем сверху за счет смещения ледника (рис. 4.5Б).

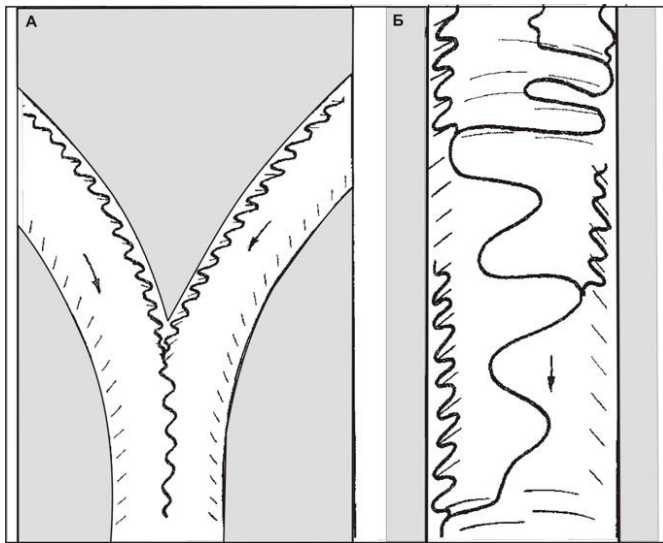


Рис. 4.5. Возможные пути формирования каналов **ВДС** ледников. А – формирование центрального канала из двух маргинальных каналов при слиянии двух ледников; Б – формирование каналов **ВДС** по системе поперечных трещин с последующим смещением канала вниз по леднику, притоками центрального канала в данном случае являются маргинальные каналы [349]. Серое – горные породы вокруг ледников.

Это долгий, но один из наиболее вероятных путей возникновения **ВДС**. На первом этапе вода попадает в поперечную трещину и заполняет её. Если у трещины имеется гидравлическая связь с соседней, то вода перетекает в неё, затем в следующую, и так далее. Если связь с соседней трещиной затруднена

(через мелкие оперяющие трещины или даже межзерновые каналцы), то этот путь может быть расширен из-за движения воды под напором, который возникает при заполнении трещины водой целиком. По системе существующих трещин возникает отрезок (элемент) будущей **ВДС**, который принимает воду в начале зоны трещиноватости (в верхней ее части).

Он выводит воду на поверхность ледника в конце этой зоны (в нижней части). Здесь вода вытекает из трещины в краевой части ледника или на поверхность льда. Смещение ледника вниз приведёт к смыканию части трещин в нижней части зоны трещиноватости и возникновению новых трещин в верхней части раздробленной зоны. Закрытие трещин не приведёт к смыканию уже появившихся каналов стока. Возникшая таким способом местная **ВДС** будет наращиваться за счёт вновь появляющихся открытых трещин в верхней части зоны растяжения. Постепенно местная **ВДС** переместится до языка ледника или следующей зоны трещиноватости, расположенной ниже по леднику. В таком случае две или несколько местных **ВДС** смогут объединиться в более крупную **ВДС**.

Если не вмешаются другие факторы (наращивание **ВДС** в верхнем или нижнем направлении за счёт донных и внутриледниковых трещин и другое), то ежегодный прирост каналов **ВДС** будет эквивалентен величине ежегодного смещения ледника. Так постепенно могут возникнуть древовидные **ВДС**. 3) образование маргинальных **ВДС** по трещинам скола, формирование которых описано в работе [377], и объединение их в центральную **ВДС** после слияния двух ледников (рис. 4.5.А) [349]. Нередко вдоль обоих бортов крупного ледника образуются системы маргинальных каналов. Сначала это полуоткрытые системы. Вода течёт по днищам крупных трещин, перетекая из одной в другую по более мелким трещинам, создавая открытый или мало заглубленный в лед извилистый канал (рис. 4.6).

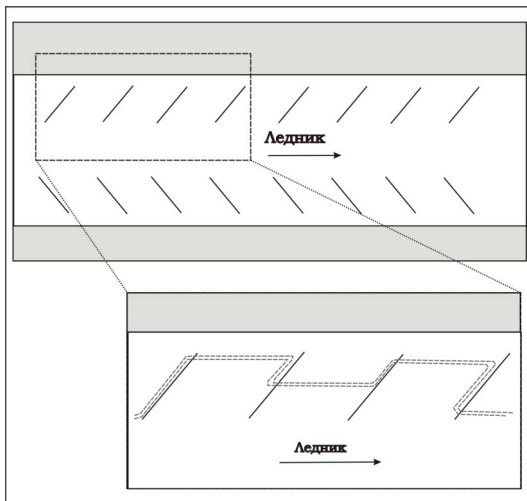


Рис. 4.6. Пример формирования маргинальных каналов по трещинам скалывания у борта ледника. Двойной пунктир – маргинальный внутриледный канал [349].

Источник воды в таких каналах – талые воды ледника и воды, поступающие с прилегающих к леднику территорий. При смыкании трещин возникает маргинальная **ВДС** неглубокого заложения [239]. При ослаблении или потере питания водой такая **ВДС** сомкнётся или вытает в результате понижения поверхности ледника из-за поверхностной абляции (при медленном течении ледника).

Если сольются две ветви ледника, то может возникнуть единая центральная **ВДС**, объединённая из двух маргинальных, которая со временем уйдёт в толщу льда.

Такие полости могут возникать и в тёплых и в политермальных ледниках. Слабое место этого предположения заключается в том, что при его достоверности дренажные каналы должны быть приурочены к срединным моренам, и их должно быть столько, сколько на леднике срединных морен, что не подтверждается прямыми наблюдениями. Таким путём возможно образование древовидных **ВДС**. 4) возникновение **ВДС** путём углубления и захоронения поверхностных водотоков (характерно для политермальных и холодных ледников) [398]. Глубокий узкий каньон врезанного в лед поверхностного водотока (меандра) зимой заметается в верхней части снегом так, что возникает внутрилёдный канал, который в течение следующего периода абляции не вскрывается. Подобную картину мы наблюдали на политермальных ледниках Шпицбергена (Альдегонда, Тавле, Лонгиер и др.) и тёплых ледниках Кавказа (ледник Фишт; в этом случае метелевый снег, заметающий каньоны, перекрывался наледями) (рис. 4.7 на вкладке). Схожий механизм формирования внутриледных каналов описан в работе [239]. Однако автор рассматривает в качестве начального не врезанное в лед русло поверхностного водотока, а потоки, текущие по дну открытых трещин. При таком способе формирования возникают древовидные **ВДС**. Подобный механизм образования внутрилёдных каналов **ВДС** по-видимому более типичен для холодных и политермальных ледников. 5) возникновение **ВДС** путём прорыва озёр (наледниковых, приледниковых, ледниково-подпрудных). Такие **ВДС** образуются по системам трещин (иногда с участием врезанных с поверхности ледника каналов) или частично по каналам существующей сети **ВДС**. Размеры **ВДС** зависят от объемов озёр и температуры воды в них, размеров и густоты трещиноватости ледника, а также наличия или отсутствия каналов **ВДС** в теле льда. В этом случае возникают туннельные, часто не ветвящиеся **ВДС**. Поскольку такие **ВДС** возникают внутри ледников практически «одномоментно», то можно в этом случае говорить о «революционном» характере их формирования.

Вероятнее всего в реальных условиях в формировании разных частей **ВДС** могут использоваться сочетания всех пяти способов зарождения каналов в разных соотношениях.

В.) ВДС, которые развиваются с подошвы ледника.

ВДС возникают в результате воздействий на нижнюю поверхность ледника разнообразных сил (геотермические потоки, тектонические силы, вулканизм).

А) **Абляционные ВДС**. Каналы таких **ВДС** формируются в результате избирательного таяния льда под действием водных потоков. Под ледниками могут формироваться системы связанных и рассредоточенных каналов.

1) *Система связанных полостей*. Такие **ВДС** формируются за выступами ложа и могут быть заполнены как водой, так и воздухом.

Считается, что объединение таких полостей небольшими каналами способно сформировать **ВДС** [314]. Скорее всего, такие полости не могут формировать самостоятельную **ВДС**, но вероятно вполне могут создавать отдельные элементы абляционных **ВДС**, возникшие из-за притока под ледник поверхностных талых вод, особенно на участках выхода коренных пород на ложе ледника (Рис. 4.8).

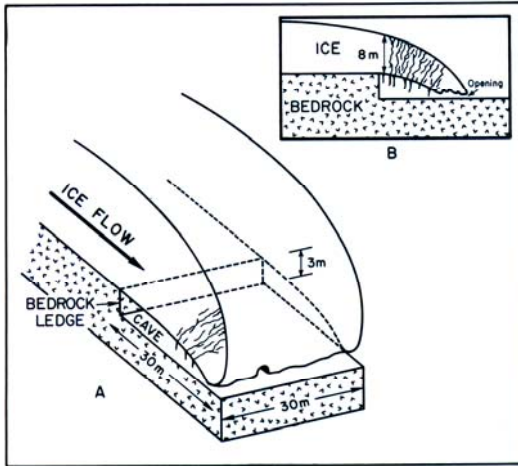


Рис. 4.8. Диаграмма, показывающая формирование пещеры за выступом горной породы на ложе ледника на примере края ледникового купола Куэзлкая (Кордильеры) [457].

2) Система рассредоточенных полостей. Там, где ложе сложено рыхлыми отложениями, связанные полости формироваться не могут. Здесь, на контакте льда и ложа формируется система небольших разветвленных каналов [176]. Скорее всего, такие полости также не могут формировать самостоятельную **ВДС**, но также вполне могут создавать отдельные элементы абляционных **ВДС**, возникших из-за притока под ледник поверхностных талых вод, особенно на участках выхода рыхлых пород на ложе ледника.

Однако из-за малых поперечных сечений таких каналов трудно ожидать их большой пропускной способности, а значит, вероятность того, что сток через рассредоточенные каналы может создать конкуренцию магистральным каналам, практически ничтожна.

б) Тектонические **ВДС**. Тектонические трещины, возникающие под ледником, вполне могут служить путями движения воды. Скорее всего, такие каналы могут стать отдельными элементами **ВДС**, по которым может транспортироваться или перераспределяться вода, поступившая с поверхности, которая движется вдоль ложа ледника. Насколько широко развиты такие каналы не известно. В работе [121] сообщается об обнаружении таких трещинных каналов у ложа целого ряда ледников Тянь-Шаня (Рис. 4.14).

В некоторых случаях крупные разрывные нарушения (разломы) могут быть причиной зарождения **ВДС**. Это может происходить тогда, когда современная активизация разлома, развивающегося в Земной коре, затронет и само ледяное тело. В этом случае возникнет короткоживущая система трещин внутри толщи льда, которая при благоприятном стечении обстоятельств (благоприят-

ная ориентация разлома и попадание в неё поверхностного стока), может стать элементом или основой формирования **ВДС**. Наиболее вероятным представляется образование подобных **ВДС** на ледниковых щитах.

В) *Гидротермальные ВДС*. Если под ледником существует зона несколько более высокой проницаемости земной коры (активный разлом), то вдоль неё может располагаться зона с несколько повышенным тепловым потоком (немного или значительно превышающим фоновый). Если такая разломная зона пересекает ледник вдоль или поперёк (многие ледниковые долины заложены по разломам), то непосредственно над разломом лёд будет прогреваться чуть интенсивнее и таяние льда снизу будет несколько выше, чем под остальной частью ледника. Образовавшаяся при этом вода может стать причиной формирования зачаточной **ВДС** – продольного канала **ВДС** при наличии продольного разлома, вытянутого вдоль ледника, или небольшого отрезка канала **ВДС** при поперечном или косом пересечении ледника разломом; она со временем превратится в продольный канал в результате движения ледника. Трещины, пронизывающие ледник и вскрывающие такую донную **ВДС**, позволят талым водам проникать в неё и перемещаться под ледником. Реально такие полости могут формироваться только в тёплых ледниках, так как в холодных ледниках превышения теплового потока над фоновым может не хватить на прогревание и плавление льда. Возможная возникающая форма каналов древовидная. Повышенный тепловой поток может стать только побудительной причиной образования **ВДС**, но, возникшая таким путём **ВДС**, не сможет окончательно сформироваться без подпитки талыми водами с поверхности ледника.

Аналогичная картина будет наблюдаться и под ледниками, расположенными на склонах вулканов. В результате извержения вулканов в основании ледников могут возникать крупные ёмкости с водой. Расположенные подо льдом они могут достигать огромных размеров; прорыв вод из них может вызывать катастрофические паводки, как это наблюдается в Исландии [184, 378]. Отсутствие постоянного дренажа из подлёдных озёр не позволяет развиваться полноценным постоянно существующим **ВДС**. Теплые воды и фумаролы на склонах вулканов также способствуют образованию каналов **ВДС** во льду [160; 250, 363].

Не исключено, что сёрджи на некоторых ледниках связаны со скоплениями воды на ложе ледников, часть из которых может быть объяснена присутствием несколько повышенного теплового фона вдоль активных разломов в основании льда. Например, одной из причин Геналдонской катастрофы 2002 г. называют скопления воды в толще ледника, возникшие под действием струй теплого газа из глубин земли [36, 301].

г) *Коррозионные ВДС*. Вопрос коррозионного разрушения ледникового льда в применении к **ВДС** еще не разработан. Однако известно, что морская вода способно быстро растапливать пресный лед [154]. Поэтому представляется вполне вероятным, что на языках приливных ледников может возникнуть ситуация, когда в зоне смешивания пресных и морских вод могут возникнуть полости. Можно предположить, что такие полости могут иметь существенные размеры.

Другой возможностью коррозионного развития полостей является действие минерализованных вод на пресный лед на ложе ледника. Причиной минерализации воды могут быть как подток воды из глубины земной коры, так и за счет длительного контакта талых вод с породами ложа [279]. Поскольку сток

из-под ледников в зимнее время характеризуется высокой минерализацией, не исключено, что проработка некоторого количества каналов под ледником может быть связано с коррозионной деятельностью такой воды. Насколько в действительности велико такое воздействие на каналы **ВДС** и каков размах этого явления предстоит выяснить в будущем.

4.3. Параметры элементов **ВДС**

В предыдущем разделе мы рассмотрели возможные пути формирования каналов **ВДС**. Но вот **ВДС** в леднике сформировалась. Что она собой представляет и какими параметрами характеризуется? Ниже постараемся ответить на эти вопросы.

В настоящее время численная характеристика каналов **ВДС** отсутствует. Чтобы частично восполнить этот пробел, приведем данные, полученные для исследованных нами участков **ВДС** на нескольких ледниках: политермальных Альдегонда (Шпицберген) и Иныльчек (Тянь-Шань), а также на теплом – Башкара (Кавказ). Во всех случаях удалось обследовать верхнюю часть **ВДС** (ледниковые колодцы и каналы связанные с ними) и нижнюю часть **ВДС** – горизонтальные пещеры на языках ледников. Прежде, чем мы приведем данные по каждому из ледников, кратко остановимся на характеристике параметров каналов **ВДС** и их значении.

Параметры подземных полостей чаще всего получают при проведении полиинструментальной топографической съемки (топосъемки), точность которой составляет около 2-3% [44]. Наиболее распространенными параметрами (морфометрическими показателями) подземных полостей являются [44, 51]: линейные, площадные, объемные, безразмерные.

Линейные показатели

b_{cp} – средняя ширина хода (галереи), м. Рассчитывается по данным топосъемки или по плану полости как $b_{cp} = \Sigma b/n$, где n – число замеров.

h_{cp} – средняя высота хода (галереи), м. Рассчитывается по данным топосъемки или по разрезу полости как $h_{cp} = \Sigma h/n$, где n – число замеров.

H – глубина (высота) полости, м. Определяется как разность отметок входа и нижней (верхней) точек полости.

G – амплитуда полости, м. Определяется как разность отметок верхней и нижней точек полости (если верхняя точка располагается выше входа).

L – протяженность, м. Рассчитывается по данным топосъемки или по развертке полости вне зависимости от уклона. Представляет сумму глубины всех внутренних уступов и длины всех разделяющих их наклонных ходов (галерей). Соответствует длине пути движения воды в полости.

L' – проективная длина, м. Определяется по плану или рассчитывается как сумма проективных длин всех ходов ($l'_i = l_i \cdot \cos \alpha$). Для горизонтальных полостей $L' = L$, для наклонных $L' < L$, для вертикальных $L' = 0$.

Любую полость можно вписать в параллелепипед с размерами ребер H_k (соответствуют H или G); L_k (расстояние в плане между двумя наиболее удаленными точками полости по ее длинной оси); B_k (расстояние в плане между двумя наиболее удаленными точками по перпендикуляру к длинной оси. Эти величины получили название ребер параллелепипеда Корбеля.

Площадные показатели

S – площадь полости, м². Определяется по плану или по соотношению $S = L \cdot b_{cp}$. Лучше использовать величины L_k и B_k : $S_k = L_k \times B_k$.

Объемные показатели

V – объем полости, м³. Для горизонтальных полостей определяется как $V = S \times h_{cp} \times K$, где K – коэффициент формы поперечного сечения (0,5 – для треугольного, 0,78 – для круглого или эллиптического, 1 – для прямоугольного).

Q – коэффициент пустотности Корбеля. Для его определения используется формула: $Q = (L_k \times B_k \times H_k) / 10^6$.

Безразмерные показатели

J_n – коэффициент извилистости (имеет смысл для полостей, напоминающих по строению речную систему) $J_n = L / L_k$. Чтобы учесть извилистость и в вертикальной плоскости используют такой расчет коэффициента извилистости для водоносных систем: $J_d = L / L_k$.

Считается, что коэффициент извилистости, рассчитанный для группы полостей данного региона (в нашем случае, ледника), характеризует величину реального пути, проходимого подземными водами [44]. Обычно именно эти коэффициенты вводятся при интерпретации результатов опытов по окрашиванию для определения истинного пути, пройденного красителем, скорости движения воды и определения времени добегания.

$K_s = S / S_k$ – коэффициент площади закарстованности, который дает представление о степени пораженности массива карстом в плане.

$K_v = V / Q \times 10^6$ – коэффициент объемной закарстованности, дает представление о степени пораженности массива карстом в объеме.

$V_y = V / L$ – удельный объем, объем полости в кубических метрах на 1 метр длины или другими словами, площадь среднего поперечного сечения полости. Аналогичный показатель есть в судостроении – это миделевое сечение.

Для ледников мы предлагаем еще один индекс, характеризующий поперечное сечение полости. Таким показателем является отношение ширины полости к ее высоте ($K_n = b_{cp} / h_{cp}$) – индекс поперечного сечения. Если $K_n > 1$, поперечное сечение канала вытянуто в вертикальном направлении, если $K_n < 1$, поперечное сечение вытянуто в горизонтальном направлении, если $K_n = 1$, это круглое или квадратное сечение.

Морфометрические показатели полостей могут быть использованы для различных целей: 1) для сравнения различных полостей и отнесения их к различным классам по протяженности, по глубине, площади, объему, удельному объему, коэффициенту Корбеля; 2) для оценки гидрологических условий в ледяном массиве; 3) для установления различий в пустотности конкретных ледников (для этой цели могут быть использованы как средние показатели, так и анализ их распределений – при достаточной величине выборки); 4) для возможного уточнения принадлежности данной полости к той или иной генетической группе и для анализа условий ее формирования.

К сожалению, для каналов **ВДС** еще не набрано достаточного материала для проведения статистической обработки результатов наблюдений, поэтому в настоящее время можно провести только качественный анализ имеющихся данных.

Рассмотрим морфометрические показатели для каналов **ВДС** отдельных ледников.

Ледник Альдегонда (Шпицберген)

На леднике Альдегонда за период с 2001 по 2004 гг. было исследовано 23 полости, из которых морфометрические характеристики были рассчитаны для 11 вертикальных (Табл. 4.3) и для 3 горизонтальных полостей (Табл. 4.4, 4.5).

Анализ полученных морфометрических данных показывает, что средняя протяженность вертикальных полостей равна 144 м (от 63 до 188 м), средняя глубина 71 м (от 48 до 84 м), средняя ширина каналов 3,57 м (от 1,73 до 6,33 м), средняя высота 6,57 м (от 3,38 до 9,2 м), средний объем 3300 м³ (от 790 до 8976 м³), удельный объем 24 м³/м (от 7,4 до 90,7 м³/м), коэффициент поперечного сечения 0,52 (от 0,31 до 1,06), плановая извилистость 1,51 (от 1 до 2,27), реальная извилистость 3,05 (от 1,96 до 6).

Таблица 4.3

Морфометрические показатели вертикальных полостей ледника Альдегонда (Шпицберген)

Пещера	год	L, м	H, м	b_{cp} , м	h_{cp} , м	V, м ³	$V_{уд}$, м ³ /м	K_n	J_u	J_d
№1	2002	142	65	2,47	4	1212	9,9	0,62	1,95	3
	2003	176,4	75	2,56	6	2290	13	0,42	1,54	2,26
	2004	177,7	70	1,73	5,53	2018	11,4	0,31	1,79	3,35
№2	2003	187,9	84	5,32	6,46	5940	31,6	0,82	1,31	2,2
	2004	159	78,5	6,33	5,97	6463	40,7	1,06	1,17	2,06
№3	2003	171,1	75	4,5	9,2	5735	33,5	0,49	2,27	3,49
№3А	2004	155,3	77,4	3,34	9,0	4430	28,5	0,37	1,8	3,1
№2А	2004	152,5	77,4	1,75	3,38	1125	7,4	0,45	1,24	2,18
№2Б	2004	99	72	6	-	8976	90,7	0,08	1	3,67
№4	2004	182,7	71,6	1,59	6,64	1635	9	0,24	1,62	2,19
№5	2004	117,4	48	3,29	8,07	2494	21	0,41	1,07	1,96
№6	2002	91	77	3,97	7,6	1896	21	0,52	1,14	3,64
№7	2002	137	59	-	-	1216	8,9	0,5	1,2	3,6
№8	2002	63	63	-	-	790	12,6	1	1	6
Среднее		144	71	3,57	6,53	3300	24	0,52	1,51	3,05

Таблица 4.4

Морфометрические показатели горизонтальных пещер на языке ледника Альдегонда (Шпицберген)

Пещера	год	L	H	b_{cp}	h_{cp}	V	$V_{уд}$	K_n	Y_u
Сквозная	2003	112	14,5	5,9	2,24	1484	13,2	2,63	1,1
Язык	2004	536	29,8	6,97	1,55	5790	10,8	4,5	1,1
Среднее		324	22,15	6,44	1,9	3637	12	3,57	1,1

Таблица 4.5

Морфометрические показатели пещеры в бергшрунде ледника Альдегонда (Шпицберген)

Пещера	год	L	H	b_{cp}	h_{cp}	V	$V_{уд}$	K_n	Y_u
Бергшрунд	2004	88	5	9,36	3,17	2611	29,7	2,95	1

Из этих данных можно сделать следующие заключения: 1) уклон недоступной части **ВДС** равен 35-50 м на 1 км; 2) преобладающая форма вертикальных каналов – щелевидная, т.е. они образовались при вертикальном врезании потока в лед, а значит, в вадозных условиях; 3) большая величина удельного объема говорит о том, что каналы в целом достаточно крупные; 4) большая разница между плановой и объемной извилистостью каналов говорит о том, что недоучет этого фактора может дать двойную ошибку.

Сравнение морфологических показателей вертикальных полостей и ледниковых пещер на языке ледника показывает их различия: 1) в форме поперечного сечения: если для каналов в верхней части **ВДС** характерны каналы в виде вертикальных щелей, то для нижней части – в виде горизонтальных щелей. Форма каналов в средней части **ВДС**, где каналы полностью заполнены водой, неизвестна, но, скорее всего, наиболее обоснованным фактическими данными будет заключение, что пока каналы располагаются во льду они будут иметь округлое поперечное сечение, а как только они выйдут на ложе ледника, их поперечное сечение будет соответствовать горизонтальной щели (**N** – каналы). 2) в характере извилистости каналов: Если для верхних участков **ВДС** характерна извилистость каналов около 3, то для нижних участков **ВДС** – около 1,1.

Какую величину будет принимать извилистость каналов в средней части **ВДС** неизвестно, но можно предположить, что она меняется постепенно от конца известных полостей в верхней части **ВДС** к нижним частям. В таком случае мы можем принять среднюю извилистость каналов **ВДС** равной 1,3 (среднее между плановой извилистостью в верхней части канала – 1,5 – и в нижней части канала – 1,1). Однако, следует оговориться, что такой механистический подход к расчету средней извилистости хоть и возможен, но вряд ли правилен, поскольку существующие неровности ложа ледника могут существенно нарушить характер извилистости канала. Подтверждением этому являются следы вытаявшего за годы исследований подледного канала, извилистость которого сильно меняется по длине в зависимости от строения ложа, наличия скальных выступов, тектонически ослабленных зон, участков с толстым слоем моренных отложений и т.д. 3) удельный объем каналов в верхней части **ВДС** вдвое выше, чем в нижней части **ВДС**, что, вероятно, связано с разницей выделения энергии движущимся потоком воды при разных уклонах русла. Уклоны каналов в верхней части **ВДС** уменьшаются от входного колодца, где они равны примерно 90°, до 20-45° на каскадах и до 3-5° в галереях. При этом уклон каналов в нижней части **ВДС** сильно зависит от уклонов ложа, но в среднем составляет от 3 до 5°. Аналогичное уменьшение удельного объема каналов было отмечено и в самих вертикальных полостях. Например, в колодце № 3 (2003), при среднем удельном объеме 33,52 м³/м, в вертикальной части удельный объем составлял 50,25 м³/м, на каскаде – 40,94 м³/м, а в галерее на дне полости – 13,64 м³/м. Как видим, в нижней части вертикального канала его удельный объем по величине начинает приближаться к удельному объему каналов на выходе из **ВДС**. Для других колодцев величины удельного объема в галереях колеблются от 8 до 19 м³/м. На данном уровне знаний о каналах **ВДС** можно принять удельный объем каналов в средней части **ВДС** равным 10-12 м³/м. Отсюда объем единичного канала **ВДС** (без боковых притоков) может быть оценен в 21000- 25000 м³.

Особняком стоит пещера, исследованная в бергшрунде. Ее большие размеры определены воздействием стоячей воды, которая может получать дополнительное тепло с водотоками, притекающими с поверхности с приледниковых склонов. Неглубокое положение полости способствует тому, что это тепло не успевает полностью реализоваться на таяние льда в русле водотоков.

Ледник Башкара (Кавказ)

На леднике Башкара в 2002 г. было исследовано 4 полости, из которых морфометрические характеристики были рассчитаны для 3 вертикальных (Табл. 4.6) и для 1 горизонтальной полости (Табл. 4.7).

Таблица 4.6

Морфометрические показатели вертикальных полостей на леднике Башкара (Кавказ)

Пещера	год	L	H	b_{cp}	h_{cp}	V	V_v	K_n	J_v	J_d
KN ^{№1}	2002	87,7	43,3	1,17	2,8	590	6,7	0,42	1,15	2,7
KN ^{№2}	2002	90	38,7	1,13	5,74	350	4,6	0,2	1	1,7
KN ^{№3}	2002	192,5	124,3	1,64	5,1	2981	15,5	0,32	1,3	2,3
Среднее		123,4	68,8	1,31	4,55	1307	8,9	0,31	1,15	2,23

Таблица 4.7

Морфометрические показатели пещеры на леднике Башкара (Кавказ)

Пещера	год	L	H	b_{cp}	h_{cp}	V	V_v	K_n	J_v
№ 1	2002	169,5	0	10,5	3,1	5517	32,6	3,4	1-1,4

Анализ полученных морфометрических данных показывает, что средняя протяженность вертикальных полостей равна 123,4 м (от 87,7 до 192,5 м), средняя глубина 68,8 м (от 38,7 до 123,4 м), средняя ширина каналов 1,31 м (от 1,13 до 1,64 м), средняя высота 4,55 м (от 2,8 до 5,74 м), средний объем 1307 м³ (от 350 до 2981 м³), удельный объем 8,9 м³/м (от 4,6 до 15,5 м³/м), коэффициент поперечного сечения 0,31 (от 0,2 до 0,42), плановая извилистость 1,15 (от 1 до 1,3), реальная извилистость 2,23 (от 1,7 до 2,7). Из этих данных можно сделать следующие заключения: 1) преобладающая форма вертикальных каналов – щелевидная, т.е. они образовались при вертикальном врезании потока в лед, а значит, в вадозных условиях; 2) величина удельного объема меньше, чем у каналов на леднике Альдегонда, что может быть связано с большей скоростью смыкания каналов в теплом льду ледника Башкара по сравнению с политермальным ледников; 3) здесь также отмечается большая разница между плановой и объемной извилистостью каналов, что говорит о необходимости учета этого факта.

Сравнение морфологических показателей вертикальных полостей и ледниковой пещеры на языке ледника показывает их существенные различия: 1) в форме поперечного сечения: если для каналов в верхней части **ВДС** характерны каналы в виде вертикальных щелей, то для нижней части – в виде горизонтальных щелей (K_n для колодцев – 0,31, для пещеры – 3,4). Форма каналов в средней части **ВДС** неизвестна, но, скорее всего она будет напоминать верхнюю часть исследованной пещеры, т.е. горизонтальную щель (**N** – канал). 2) извилистость каналов в верхних участках **ВДС** равна 2,23, а в нижней – 1-1,4.

Какую величину будет принимать извилистость каналов в средней части **ВДС** неизвестно, но можно предположить, что она будет равна 1,3-1,4. Однако из-за неровностей ложа возможны отклонения от этой величины. 3) удельный объем каналов в верхней части **ВДС** в 3,7 раза ниже, чем в нижней части **ВДС**, что, вероятно, связано с разницей удаления вещества из полостей и меньшим сжиманием каналов пластической деформацией на языке ледника. Если в верхней части **ВДС** в каналах преобладает таяние льда на стенах, то в пещере на выходе канала из-за блуждания потока ширина галереи достигает 20 и более метров, что ведет к ее неустойчивости и обрушению сводов. Поэтому обрушившиеся обломки льда из полости частично могут выноситься потоком. Уклоны каналов в верхней части **ВДС** уменьшаются от входного колодца, где они равны 90°, до 30-60° на каскадах и до 3-5° в галереях. При этом уклон каналов в нижней части **ВДС** в среднем составлял 3°.

В вертикальных полостях было отмечено закономерное изменение удельного объема каналов по протяжению полости. Например, в колодце № 3 со средним удельным объемом 15,5 м³/м в вертикальной части удельный объем составлял 30 м³/м, в первой галерее 6,5 м³/м, на каскаде 23,9 м³/м, а во второй галерее на дне полости – 0,9 м³/м. Как видим, в нижней части вертикального канала его удельный объем по величине очень мал, что вызвано воздействием на канал пластической деформации и движения ледника. Сжатие канала проявляется в нижней галерее сильнее, чем в верхней. При этом, на вертикальных (колодец) и крутонаклонных (каскад, около 60°) отрезках канала удельный объем повышается до 20-30 м³/м, что связано с большей интенсивностью выделения диссипативной энергии потоков в вертикальных частях каналов по сравнению с горизонтальными. На данном уровне знаний о каналах **ВДС** можно принять удельный объем каналов в средней части **ВДС** ледника Башкара равным 1-3 м³/м, как это было отмечено в дальней части горизонтальной пещеры на языке ледника. В период уменьшения стока (зимой) эта величина может уменьшаться, а во время пика снеготаяния летом – увеличиваться.

Ледник Южный Иньльчек (Тянь-Шань)

Мы изучали полости ледника Южный Иньльчек в 1990, 1991, 1993 и 1997 гг. В таблицах 4.8 и 4.9 представлены основные морфометрические показатели этих полостей.

Таблица 4.8

Морфометрические показатели вертикальных полостей на леднике Иньльчек (Тянь-Шань)

Пещера	год	L, м	H, м	b_{cp} , м	h_{cp} , м	V, м ³	V_y	K_n	J_u	J_d
Кол. 1	1991	70	38	5	5,4	1890	27	0,9 3	1,1	2,5
Кол. 2	1991	10	60	8	8	3014	50	1	1	6
Кол. 3	1993	12	45	10	10	3532	78	1	1	6,4
Кол. 4	1997	8	60	7	7	2300	38	1	1	
Кол. 5	1997	200	105	9	15	2700 0	105	0,6	1,5	2
Среднее		60	61,6	7,8	9,08	7547/ 2684	59, 6	0,9	1,1	4,2

Морфометрические показатели горизонтальных полостей на леднике Иньльчек (Тянь-Шань)

Пещера	год	L , м	H , м	$b_{ср}$, м	$h_{ср}$, м	V , м ³	V_v	K_n	J_n
Пещера на языке	1993	85	10	16,5	3,06	5000	50,5	5,4	1,05
Пещера маргинальная, левый борт	1991	430	22	1,5	4	2580	6	0,38	2,4

Анализ полученных морфометрических данных показывает, что средняя протяженность вертикальных полостей равна 60 м (от 10 до 200 м), средняя глубина 61,6 м (от 38 до 105 м), средняя ширина каналов 7,8 м (от 5 до 10 м), средняя высота 9,08 м (от 5,4 до 15 м), средний объем 7547 м³ (от 1890 до 27000 м³), а без учета самой крупной полости – 2684 м³, удельный объем 56,9 м³/м (от 27 до 105 м³/м), коэффициент поперечного сечения 0,9 (от 0,6 до 1), плановая извилистость 1,1 (от 1 до 1,5), реальная извилистость 4,2 (от 2 до 6,4).

Из этих данных можно сделать следующие заключения: 1) преобладающая форма вертикальных каналов – округлая, а не щелевидная как на ледниках Башкара и Альдегонда, что, скорее всего, связано с недостаточным количеством информации, поскольку большинство исследованных полостей на леднике представляли собой простые, почти вертикальные колодцы с почти неразвитой субгоризонтальной частью. Однако исследование полостей, в которых не была сделана топосъемка показывает, что преобладающее сечение многих галерей в вертикальных полостях – щелевое, а каналы в основном вытянуты вверх. т.е. они также образовались при вертикальном врезании потока в лед, а значит, в вадозных условиях; 2) величина удельного объема каналов гораздо больше, чем у каналов на ледниках Альдегонда (Шпицберген) и Башкара (Кавказ), что может быть связано с большим значением озерных вод с довольно теплой водой в проработке многих каналов в верхней части **ВДС**. Подтверждением этого является специфический рельеф стен многих каналов с большим количеством выемок (scallops), сформировавшиеся при конвективном движении воды в озерной чаше. 3) здесь также отмечается большая разница между плановой и объемной извилистостью каналов, что, в первую очередь, связано со слабым развитием горизонтальных участков в исследованных полостях, а также говорит о необходимости учета этого факта.

Сравнение морфологических показателей вертикальных полостей и ледниковых пещер (маргинальной и на языке ледника) показывает их существенные различия: 1) в форме поперечного сечения: если для каналов в верхней части **ВДС** характерны каналы в виде вертикальных щелей и округлые, то для нижней части – в виде горизонтальных щелей (K_n для колодцев – 0,9, для пещеры – 5,4). Форма каналов в средней части **ВДС** неизвестна, но, скорее всего она будет напоминать округлые каналы, поскольку некоторые исследованные каналы на языке ледника с активными водотоками имели округлое поперечное сечение (R – канал). По-видимому, такие каналы были заполнены водой целиком (фреатические каналы) При этом форма маргинальных каналов вертикальная щелевая, что говорит о формировании их в вадозных условиях при вреза-

ние потока в нижней части канала, что отличает их от центральных каналов; 2) извилистость каналов в верхних участках **ВДС** равна 4,2, а в нижней пещере – 1,05. Какую величину будет принимать извилистость каналов в средней части **ВДС** неизвестно, но можно предположить, что она будет изменяться в окрестностях 1,3. 3) удельный объем каналов в верхней и нижней части **ВДС** примерно равны, что обусловлено разными причинами. В верхней части **ВДС** это связано с действием озер, а в нижней части **ВДС** – с обрушением сводов каналов. Возможно, большие значения удельного объема каналов **ВДС** в нижней части ледника непосредственно связаны с прохождением через них больших расходов воды во время прорыва ледниково-подпрудного озера. Довольно низкие значения удельного объема в маргинальных каналах свидетельствует об отсутствии крупных расходов потоков в них и отсутствии влияния озер. Уклоны каналов в верхней части **ВДС** уменьшаются от входного колодца, где они равны 90°, до 30-60° на каскадах и до 3-5° в галереях. При этом уклон каналов в нижней части **ВДС** в среднем составлял 19 м на 1 км.

Высокие значения коэффициента удельного объема говорят также и о том, что в формировании этих полостей участвовали крупные водные потоки. К тому же, сохранению этих полостей способствовало расположение их существенной части в пределах слоя холодного льда, толщина которого на леднике по данным радиозондирования оценена примерно в 60 м [120].

*Сравнение **ВДС** разных ледников*

Как видно из приведенных выше данных, несмотря на региональные различия в строении каналов **ВДС**, тем не менее, наблюдаются общие закономерности в их строении. Для каналов верхней части **ВДС** характерны: вертикальное щелевое строение, большая извилистость каналов, большие удельные объемы (в колодцах и на крутых участках каскадов). Для каналов в нижней части **ВДС** типичны: горизонтальное щелевое строение, малая извилистость каналов и большие удельные объемы. Эти выводы подтверждают также и наши исследования на других ледниках: Тавле, Западный и Восточный Гренфиорд, Ларс, Лонгиер, Норденшельда, Ирен на Шпицбергене, а также данные других исследователей по ледникам Ловен Средний [258, 259], Вереншольда [398] на Шпицбергене, леднику Горнер в Альпах [385].

Таким образом, сравнение морфометрических показателей ледников, расположенных как в разных частях одного архипелага (Ловен, Альдегонда, Вереншольда), так и в разных регионах (Шпицберген, Альпы, Кавказ и Тянь-Шань) показывает, что: 1) протяженность и глубина полостей зависит от условий на конкретных ледниках; 2) глубина входных колодцев, ведущих в вертикальные системы дренажа ледников контролируется толщиной слоя холодного льда; 3) ширина каналов в верхней части **ВДС** зависит от величины водопритока в полости: чем крупнее водоток, тем шире канал. Например, средняя ширина каналов в колодце №2 на леднике Альдегонда, в который впадает поток около 200 л/с, равна 5-6 м, а в колодце №1 на том же леднике, в который поступал поток с расходом около 50 л/с, средняя ширина канала была равна 2,5 м. Ширина каналов **ВДС** у выхода системы из ледника определяются температурными условиями льда: в теплом льда ширина каналов меньше, чем в холодном (если форма каналов не перерабатывается процессами обрушения льда); 4) высота галерей зависит от положения каналов в системе: чем ближе канал к поверхности, тем, как правило, больше высота канала; 5) объем и удельный

объем полостей определяется как размерами водотоков (крупные потоки формируют крупные полости), так и степенью проработки каналов воздушными потоками (например, на языке ледника Фалл на Шпицбергене большой объем и удельный объем полости – до 30-40 м³/м – связан с воздействием на лед воздушных потоков); 6) отношение ширины канала к его высоте показывает, что в верхних частях **ВДС** преобладают каналы ориентированные вертикально, в то время как на языках ледников – ориентированные горизонтально. Как видим, это выполняется на всех типах ледников, вне зависимости от их географического положения. 7) коэффициент извилистости сильно меняется от полости к полости, но в целом отмечается, что он гораздо выше в верхних частях **ВДС**, имеет меньшие значения в маргинальных каналах и приближается к единице в каналах на языках ледников.

Поскольку знание коэффициента извилистости очень важно для проведения гидрологических наблюдений на ледниках, проведем предварительные оценки его величины для ледников в целом. Как мы видели выше, коэффициент извилистости каналов **ВДС** определен для верхних и нижних частей **ВДС**. В средней части ледников коэффициент извилистости каналов неизвестен. Анализ строения единичных каналов, которые пройдены насквозь (Липертавен на Шпицбергене), и тех, что доходят до ложа ледника, позволяет говорить, что характер развития каналов и степень их извилистости не претерпевает серьезных изменений по длине каналов (имеют только тенденцию к уменьшению, т.е. спрямлению каналов). Потому при данной степени изученности каналов **ВДС** можно утверждать, что извилистость каналов падает вниз по леднику, имея приблизительно линейный характер изменения величины. Основываясь на этом допущении, можно рассчитывать среднюю извилистость каналов **ВДС** для конкретных ледников.

Сравнение удельного объема полостей во льду и полостей в известняках [44] показывает, что они имеют один и тот же порядок величины. Для горизонтальных карстовых полостей удельный объем меняется от 3 до 60 м³/м, и только для гидротермальных полостей его величина возрастает до 300 м³/м, а для вертикальных полостей от 5 до 50 м³/м. Но в настоящее время еще недостаточно данных для разбиения каналов **ВДС** ледников на группы по значениям их морфологических параметров.

Большой интерес представляет анализ продольного профиля ледниковых полостей. Из теоретической геоморфологии и гидрологии суши известно, что продольный профиль поверхностных водотоков уменьшает свою крутизну от истоков к устью по параболическому закону [149]. Ранее считалось, что в отличие от поверхностных рек для карстовых полостей характерна не выраженность продольного профиля, наличие внутренних колодцев разной глубины [44].

Оказалось, что профиль равновесия карстовых шахт, несмотря на различия в условиях питания, геологического строения территории и истории их развития, представляет кривую, описываемую функцией:

$$H = ae^{-bL}, \quad (4.1)$$

где **H** – абсолютная высота заложения полости, м; **L** – расстояние от входа, м; **a** и **b** – числовые коэффициенты, различные для разных полостей. Переломы

кривой могут быть связаны с особенностями водного питания или со стадиями развития полостей.

Аналогичный профиль равновесия вырабатывается и в каналах **ВДС**. Но, в отличие от карстовых шахт, в ледниковых каналах крутизна наклона верхней части кривой равновесия определяется не только гидрологическими условиями вреза водного потока, но и особенностями теплового состояния льда. При этом верхняя часть кривой равновесия будет круче в политермальных ледниках с большей толщиной холодного слоя льда и меньше в политермальных ледниках с малой толщиной слоя холодного льда, а также и в теплых ледниках.

Параметры **ВДС** в целом

Выше мы рассмотрели морфометрические показатели отдельных элементов **ВДС**. Но с помощью морфометрических показателей можно охарактеризовать и **ВДС** в целом. Такие показатели еще не разработаны. В качестве первого шага мы можем предложить несколько таких показателей, характеризующих степень развитости **ВДС** в ледниках.

A – протяженность **ВДС** в пределах ледника. Измеряется между крайними (наиболее удаленными) точками **ВДС** (точками входа воды в лед или снег и выхода воды из ледника).

B – относительная длина каналов **ВДС**. Определяется как отношение **A** к длине зоны абляции по средней линии L_s ; $B=A/L_s$. Если $B<1$, то **ВДС** не охватывает по протяжению всей области абляции. Если $B>1$, то **ВДС** начинается в пределах области аккумуляции ледника.

C – протяженность зоны поглощения **ВДС**. Измеряется как расстояние между крайними точками поглощения воды в лед. Протяженность зоны поглощения может охватывать небольшой участок области абляции или растянуться на всю область абляции и часть области аккумуляции.

D – перепад высот между точками входа воды в лед и выходом из него.

E – средний уклон каналов **ВДС**. Определяется как отношение **D** к **A**; $E=D/A$.

Морфометрические показатели **ВДС** в разных ледниках показаны в Табл. 4.10.

Таблица 4.10

Морфометрические показатели **ВДС** в разных ледниках

регион	ледник	Тип ледника	A , км	B	C , км	D , м	E , м/км
Шпицберген	Ханна*	поли	2,1 (3)	0,95	2		
Шпицберген	Альдегонда	поли	2	0,6	0,2	150	75
Шпицберген	Фрильоф	поли	12	0,92	11,5	350	29
Шпицберген	Лонгьер	холод	0,6	0,15	0,01	60	100
Шпицберген	Зап. Гренфиорд	поли	5	0,9	4,5	500	100
Шпицберген	Вост. Гренфиорд	поли	5	0,83	4	350	70
Шпицберген	Вост. Брегер**	поли	6	0,9	3?	300	50
Кавказ	Джанкуат	тепл	1	0,3?	0,01	100?	100
Тянь-Шань	Южный Иньльчек	поли	30?	0,9	27	900	30

* - по данным [465, 466]; ** - по данным [467]; Поли – политермальный ледник, холод – холодный ледник, тепл – теплый ледник.

Как видим, для теплых и политермальных ледников доля протяжения **ВДС** в зоне абляции может достигать 90%, в то время как в холодных ледниках она не превышает 15%, причем эта доля приходится на маргинальную систему дренажа. Анализ других показателей из-за малого количества данных не дает пока возможности сделать какие-либо выводы.

4.4. Размеры внутренних дренажных систем ледников

В состав **ВДС** входят видимые на поверхности ледника трещины, которые поглощают воду, а также трещины, которые расположены в толще льда и не выходят на поверхность ледника. Поскольку их объём составляют неизвестную долю от всех существующих трещин ледника, то оценка размеров **ВДС** может быть сделана лишь очень приблизительно. Размеры каналов зоны транзита **ВДС** оценить непосредственно в настоящее время также не представляется возможным. Постараемся сделать некоторые прикидки на основе косвенных данных.

Сначала оценим внутреннюю абляцию ледников. Наблюдения показывают, что температура воды, которая поглощается трещинами и мельницами с поверхности ледников, близка к нулевой. Значит всё тепло, идущее на абляцию внутри ледниковых каналов вырабатывается внутри ледников при переходе потенциальной энергии воды в кинетическую (реально, часть энергии воды тратится на трение воды о стенки канала). Известно [48, 78], что при падении воды с высоты 100 м выделяется энергия, которая равнозначна нагреванию воды на 0,2°C. Предположим что вся выделившаяся при этом энергия никуда не теряется, а затрачивается только на нагревание воды и на таяние льда. Мы понимаем, что это допущение является очень грубым, но оно, тем не менее, позволяет получить предельные максимально возможные значения внутренней абляции, которые в реальности никогда не могут быть достигнуты. Оценим для тёплого ледника количество льда, которое способен растопить каждый литр (килограмм) воды, поступившей с его поверхности в каналы **ВДС** в соответствии с нашим допущением. Количество растаявшего льда (F , кг) можно определить из формулы:

$$F = \frac{m \cdot C_p}{\lambda}, \quad (4.2)$$

где m – масса воды, поступающая в толщу ледника, кг, λ – удельная теплота плавления льда, дж/кг, C_p – удельная теплоёмкость воды, дж/кг-град. Зная, что $\lambda=334 \times 10^3$ дж/кг, $C_p=4,19 \times 10^3$ дж/кг-град, а взятая нами масса воды равна 1 кг, получаем величину, равную 2,5 граммам. Это означает, что при падении с высоты 100 м каждый литр поглощённой ледником талой воды, имеющей температуру 0°C, способен растопить около 2,5 граммов льда внутри ледника. То есть по отношению к количеству поглощенной талой воды или, что одно и то же, к поверхностной абляции эта величина составляет около 0,25%. Значит, объём внутренней абляции ледников, имеющих толщину 100 метров, не может превышать 0,25% объёма стока, поглощённого с поверхности льда. Это утверждение верно только для случаев, когда каналы **ВДС** питаются тальми водами, поступающими с поверхности льда. Все обстоит иначе, если вода поступает и с приледниковых территорий. Для последнего случая доля внутренней абляции

повышается. Таким образом, если предположить, что **ВДС** ледников ежегодно полностью обновляются, то максимальный объём всех внутренних полостей такого ледника может достигать 0,25% от суммарного объёма поглощённой в лёд воды в течение сезона абляции. Однако следует добавить, что если температура воды, попадающей в лёд, отличается от нулевой, то объём внутренней абляции увеличится, и будет зависеть от величины потока воды. Если мы для примера возьмём условный ледник с площадью зоны абляции равной 2 км², толщиной 100 метров, а водный эквивалент годового слоя абляции равным 3 метрам, и предположим, что вся эта вода поглощается внутрь льда, то максимальный объём каналов **ВДС**, которые могут сформироваться в течение одного года, в этом случае не превысит $1,5 \times 10^4$ м³, что составит около 0,015% объёма ледникового льда. Для ледников с толщиной льда менее 100 метров максимальная величина суммарной внутренней абляции будет меньшей, а для ледников с большей толщиной льда - большей.

Однако следует учитывать, что полученная величина вовсе не является объёмом каналов **ВДС**, поскольку в реальной ситуации некоторые элементы **ВДС** частично или полностью сохраняются в зимнее время, ежегодно возобновляя и дорастивая то, что образовалось ранее. Это означает, что при отсутствии движения и пластической деформации льда объём каналов **ВДС** рос бы без ограничений до тех пор, пока не «съел» бы всю внутреннюю часть ледника. Чтобы рассмотренный выше массив льда был полностью уничтожен только внутриледной абляцией, потребовалось бы более 6000 лет. Ограничителями роста каналов **ВДС** являются пластическая деформация, возникающая под действием веса вышележащего льда и в результате движение ледника, накопление вторичного (пещерного) льда в трещинах и каналах **ВДС**, а также поверхностная абляция.

На самом деле объём **ВДС** не равен величине внутренней абляции, которая соответствует только приросту **ВДС**. По геофизическим данным содержание воды в ледниковом льду в среднем составляет 3-4%, а иногда доходит даже до 19-21% [146]. К тому же поверхностный сток в подавляющем большинстве случаев поглощается каналами **ВДС** полностью, а не подпруживается в трещинах, колодцах и мельницах. Это означает, что объём каналов **ВДС** практически всегда превышает объём поверхностного стока. И все это происходит на фоне того, что размер водопроводящих каналов постоянно приспособливается к меняющемуся стоку [409].

Объём единичного канала (вернее, единовременный объём воды или динамический объём воды) внутри ледника можно приближённо рассчитать по количеству поглощаемой в единицу времени в колодце или трещине воды и времени её добегаания до языка ледника. Алгебраическая сумма объёмов всех единичных поглощаемых водотоков ледника и даст искомым полный объём каналов **ВДС** (реально, это динамический объём воды). В действительности без постановки серьёзных гидрологических работ даже такой расчёт сделать невозможно. Очень грубо объём активной части каналов **ВДС** можно оценить так: взять длину ледника в зоне абляции и умножить на поперечное сечение потока воды, вытекающего из ледника на его языке. Но любая полученная разными способами величина объёма каналов **ВДС** будет всегда занижена, так как не будут учитываться объёмы заполненных водой резервуаров, которые временно отделены от **ВДС** или имеют затруднённую связь с ней, а также объёмы

водопоглощающих трещин, мельниц, колодцев и галерей, которые заполняются водой лишь в малой степени. В данном случае имеется ввиду полная ёмкость **ВДС** для воды, т.е. полный объём воды, необходимый для заполнения всех взаимосвязанных в течение сезона абляции полостей во льду.

Не следует забывать, что объём каналов **ВДС** не является постоянной величиной. Он зависит в данный момент от количества и степени раскрытости поглощающих воду трещин и степени проработанности водопроводящих каналов. Объём каналов максимален в период максимума абляции и некоторое время после этого, а в дальнейшем он начинает уменьшаться под действием пластической деформации, а местами и обрушения сводов каналов. Объём каналов **ВДС** минимален через некоторое время после начала абляции, когда ледяная толща вокруг каналов в основном прогревается до нулевой температуры из-за тепла, выделяющегося при замерзании талых вод.

Максимальные размеры **ВДС** должны иметь в тёплых ледниках. В холодных ледниках большая жёсткость льда способствует лучшей устойчивости более крупных каналов, но отрицательные температуры льда благоприятны для уменьшения объёмов водопроводящих каналов из-за намораживания льда на их дне и стенках.

4.5. Особенности строения **ВДС** в ледниках разных типов

Несмотря на то, что общая структура **ВДС** остается постоянной в ледниках разных типов, тем не менее, имеются некоторые особенности, которые хоть и не нарушают общую структуру, но являются важными. Рассмотрим различия строения **ВДС** в теплых, политермальных и холодных ледниках.

Теплые ледники.

Особенностью строения теплых ледников является то, что основная толща льда имеет нулевую температуру, а внешний слой холодного льда на них имеет сезонный характер и по толщине не превышает 10-30 м [375]. Особенностью строения **ВДС** в теплых ледниках является то, что: 1) они очень быстро реагируют на изменения водного питания, что ведет к довольно быстрому уменьшению поперечного сечения каналов в случае ослабления водного питания и расширению поперечного сечения канала в случае роста расхода водного потока; 2) Таяние льда на стенах полостей под действием водного потока является максимально возможным, поскольку движущейся по каналам воде нет необходимости преодолевать тепловое сопротивление и все выделяющееся тепло реализуется в таянии льда. Однако, следует учитывать, что объём каналов и полостей **ВДС** в теплом льду может не быть максимальным, поскольку величина пластической деформации и деформации из-за движения ледника в теплом льду имеет максимальное значение. 3) Канал стремится проникнуть к ложу ледника вне зависимости от толщины льда, используя для этого все имеющиеся в толще льда трещины. 4) Как правило, входные колодцы, связывающие поверхностные и внутренние системы дренажа ледников, имеют небольшую глубину, сравнимую с толщиной холодного слоя или с теоретической максимальной глубиной проникновения трещин в теплый лед – 25-30 м [124]. Только особые условия могут нарушать эту закономерность, к которым относятся особенности строения ложа ледника, такие как крупные уступы. Например, на леднике Мер-де Глас (Альпы) глубина входного колодца составляла 80-100 м [405,

406], а на леднике Башкара (Кавказ) глубина каскада входных колодцев по нашим измерения 2002 г. достигала 46 м. 5) Форма поперечного сечения канала входного колодца неправильная или вытянутая, с увеличением ширины колодца в основании до 3 раз по сравнению со входным отверстием.

Находка широких (до 20 м и более) и низких (до 0,6 м) каналов с плоским сводом в горизонтальной пещере на языке Башкара в сентябре 2005 г. позволяет предполагать, что в формировании каналов вблизи ложа могли принимать участие субгоризонтальные трещины, как это было отмечено для политермальных ледников.

Политермальные ледники

Особенностью строения политермальных ледников является слой холодного льда в верхней части ледника, под которым находится слой теплого льда [18]. Существует несколько подтипов политермальных ледников (Рис. 4.9).

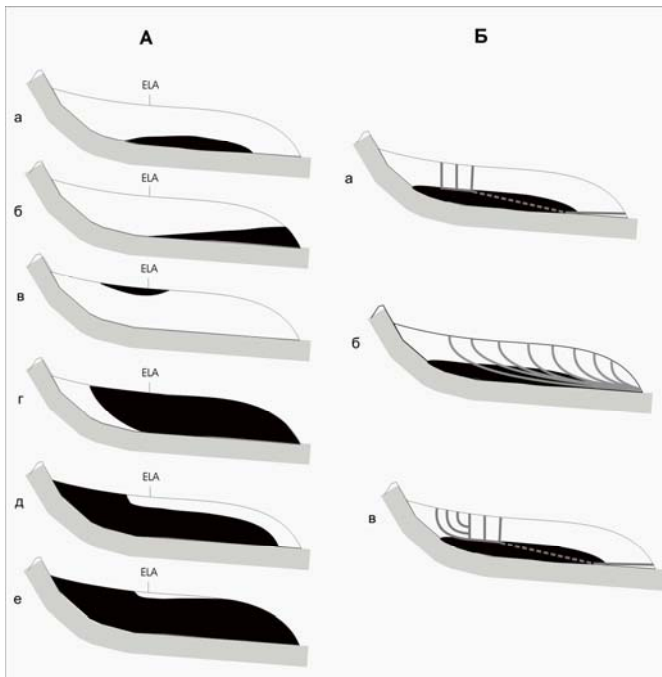


Рис. 4.9. А. Схематическое изображение различных типов политермальных ледников [174]. Черным цветом показано теплый лед, белым – холодный лед; светло-серым цветом показано ложе ледников. Вертикальная линия – положение высоты границы питания (**ELA**). Б. Схематическое изображение путей формирования каналов внутреннего дренажа в политермальном леднике, оказавшемся ниже высоты границы питания. Сплошными и пунктирными линиями показаны внутриледные каналы.

Политермальные ледники известны сравнительно с недавнего времени [176]. Поскольку о внутреннем строении политермальных ледников в большинстве случаев мы можем судить только на основе бурения или геофизических

методов исследований, которые проведены еще далеко не на всех ледниках, потому возможно еще не все типы политермальных ледников нам известны.

Политермальные ледники были открыты в высоких широтах, и первоначально казалось, что там они преимущественно и распространены. Но оказалось, что распространение политермальных ледников не ограничено только этими регионами. Они были обнаружены также и в некоторых регионах Альп, Алтае, Тянь-Шане, Гималаях и других регионах. Оказалось, что политермальные ледники часто развиты в регионах с континентальным климатом. Степень континентальности климата влияет на строение политермальных ледников. В глубине континентов в структуре ледников преобладает холодный лед с тонким слоем теплого льда у ложа, а ближе к периферии континентов холодный лед образует лишь поверхностный слой, в то время как основная толща льда является теплой. На рис. 4.9А показаны 6 основных структур, характерных в настоящее время для политермальных долинных ледников, которые во многом связаны с различными климатическими обстановками [174]. При этом местные климатические условия и особенности движения льда могут оказывать существенное влияние на строение политермального ледника. В результате могут возникать такие типы политермальных ледников, которых нет на рисунке 4.9А, потому что они имеют промежуточное строение между приведенными на рисунке типами.

На рисунках 4.9А-а и 4.9А-б показаны ледники, которые формируют свой тепловой режим в холодных климатических условиях. В зоне аккумуляции таких ледников развита холодная фирновая зона, поэтому вся талая вода, попадающая внутрь снега или фирна, замерзает. Наличие теплого слоя в основании таких ледников связано с тем, что рост нагревания льда за счет внутреннего трения может приводить к разогреванию нижних слоев льда до нулевых температур. Ледники таких типов известны в канадской Арктике.

Если в нижней части зоны аккумуляции развита теплая фирновая зона, то на поверхности ледника в зоне абляции могут быть обнаружены и теплый и холодный лед (Рис. 4.9А-в). Если холодный слой льда будет располагаться только в самой верхней части зоны аккумуляции, то почти весь ледник окажется теплым (Рис. 4.9А-г). Такие ледники характерны для Альп.

Могут существовать теплые ледники, у которых холодный слой льда развит только в зоне абляции (Рис. 4.9А-д). Такие ледники широко представлены на Шпицбергене. С наступлением лета снег и фирн в зонах аккумуляции таких ледников быстро прогреваются до нулевых температур из-за реализации скрытого тепла кристаллизации льда при просачивании в снег и фирн больших количеств талой воды с последующим замерзанием. В зоне абляции лед остается непроницаемым для воды и потому сохраняет имеющиеся в нем запасы холода. В зоне абляции талая вода замерзает только на контакте со льдом, прогревая его поверхность до нулевой температуры. Из-за слабой теплопроводности льда это тепло внутрь ледяной толщи почти не проникает. Вся энергия, приходящая на поверхность льда в течение лета, реализуется на поверхности ледника. Поэтому существует только один способ уменьшить толщину слоя холодного льда в зоне абляции – за счет летнего поверхностного таяния. Так как интенсивность абляции растет вниз по леднику, к концу периода абляции слой холодного льда на поверхности нижней части ледника может полно-

стью исчезнуть (Рис. 4.9А-е). В этом случае слой холодного льда будет развит не повсеместно.

Структура ледников типа 4.9А-д типична для горно-долинных и выводных ледников Шпицбергена. Однако из-за того, что некоторые долинные ледники архипелага в результате потепления климата оказались ниже высоты границы питания, то возник новый тип политермальных ледников (Рис. 4.9Б), который является модифицированным типом 4.9А-д, хотя по форме продольного профиля ледника он больше похож на тип 4.9А-а. Связано это с тем, что эти ледники не только лишились области аккумуляции, но и края их со всех сторон оказались примороженными к ложу.

Для каждого типа политермального ледника характерна своя собственная внутренняя дренажная система. Если внимательно рассмотреть все приведенные на рисунке типы политермальных ледников, то можно с уверенностью сказать, что для ледников типа 4.9А-в **ВДС** не будут характерны, то есть будут полностью отсутствовать. Это связано с быстрым замерзанием воды внутри толщи холодного льда, а так как лед имеет отрицательную температуру вплоть до ложа, это приведет к блокированию возможных путей движения воды в ледяной толще. В ледниках типов 4.9А-г и 4.9А-е могут развиваться такие **ВДС**, которые характерны для теплых ледников, поскольку подавляющий объем льда в теле ледника является теплым [239]. Для ледников типа 4.9А-б развитие **ВДС** и охват ею всей или только части области абляции будет зависеть от целого ряда причин: размеров ледника, перепада высот между его крайними точками, подвижности ледника, толщины слоев холодного и теплого льда, протяженности зоны теплого льда на языке ледника. В любом случае на языках такого типа ледников будет присутствовать **ВДС**. Что касается типов 4.9А-а и 4.9А-д, то в них, как в типичных политермальных структурах, могут возникать специфические формы **ВДС**, которые типичны только для этого типа ледников.

В работе [398] утверждается, что ледниковые туннели превращаются в систему цилиндрических галерей типа «швейцарского сыра» в дальней части центральной системы пещер. Их положение, по мнению авторов, обычно связано с увеличением толщины льда и его переходом от жесткого холодного состояния к пластичному теплomu (стр. 94). Дренажная сеть ледников состоит из крупных каналов, часть из которых может сравниваться с поверхностными реками. Каналы развиваются в местах, которые, в соответствии с терминологией карстовой гидрологии, соответствуют зоне транзита от вадозных условий к фреатическим. Такие каналы с подледными реками обычно расположены на ложе ледника или развиваются на контакте со скалистыми склонами ледниковых долин. Обособленно от больших каналов существует также сеть каналов меньшего диаметра. Такие каналы связаны с периодически дренируемой фреатической зоной. Форма каналов подобна правильным трубам или промытым водой расширенным трещинам, которые формируют правильную линейную систему дренажа типа «швейцарского сыра». Такие формы были обнаружены на ледниковом ложе в дальних субгоризонтальных частях центральных пещерных систем и в самых глубоких частях ледниковых шахт на глубинах более 100 м.

Насколько часто это явление (каналы типа «швейцарского сыра») встречается в политермальных ледниках не вполне понятно, поскольку в статье эти находки не персонафицированы. На планах и разрезах такие каналы отсутст-

вует. Мало того, план и разрез шахты Липертавен на леднике Вереншольда (Шпицберген) [402] полностью противоречит данному утверждению, поскольку шахта была пройдена насквозь от ледникового колодца до выхода из ледника и не разбивалась на рукава во фреатической зоне. Ни одна другая из проанализированных работ, посвященных изучению каналов в политермальных ледниках (например, [258, 259, 273, 467] и др.), не упоминает о таком строении внутриледных и подледных каналов. Наши наблюдения на ледниках Шпицбергена также не позволили обнаружить подобную зону каналов ни на одном из исследованных ледников. Остается предположить, что это единичное явление, а раз так, то оно не может считаться типичным для политермальных ледников. Поэтому вряд ли стоит использовать единичные находки подобных каналов для интерпретации данных радиозондирования, как это сделано в работе [342].

Холодные ледники

Температура холодных ледников отрицательная вплоть до ложа [66]. Это означает, что вода, попадающая в лед по трещинам с большой долей вероятности замерзнет. Поэтому талая вода стремится течь по поверхности ледников. Поскольку на краях ледников, контактирующих с горными породами или моренными отложениями, таяние льда идет несколько быстрее, профиль холодных ледников чаще всего имеет выпуклую форму. Это ведет к тому, что поверхностные водотоки в подавляющем числе случаев стремятся течь по краям ледников. Поскольку вода концентрируется в маргинальных каналах, то они начинают больше врезаться в лед. Потоки начинают врезаться в ледяную толщу, образуя каньоны, которые становятся особенно глубокими на крутых склонах, достигая порой глубины 15-20 м. Иногда сверху они запечатываются снегом и льдом, создавая зачатки внутренней дренажной сети неглубокого заложения. Доля запечатанных, т.е. внутриледных каналов в пределах зоны абляции холодного ледника невелика. Это означает, что преобладающей формой стока на таких ледниках являются поверхностные водотоки. Запечатанные водотоки и небольшие фрагменты внутриледных и подледных каналов можно встретить только на языках ледников. Примером может служить маргинальный канал левого борта ледника Лонгиер (Шпицберген), который на протяжении примерно 1,5 км представляет собой меандрирующий ледяной каньон, который местами на небольшом расстоянии запечатывается снежной пробкой. В нижней части каньон полностью перекрыт льдом. В одном месте его вскрывает крупный колодец глубиной около 30 м. В этой части канал сохранился только в нижней части каньона, который расположен вблизи или на ложе ледника. Из-за узости канал непроходим дальше места впадения в него колодца. Таким образом, ниже этого места канал на протяжении примерно 600 м является внутриледным или подледным.

Не вполне понятен вопрос о возможности попадания талой воды с поверхности к ложу холодного ледника. Теоретически, такая вода, просачивающаяся по трещинам, должна замерзнуть еще в верхней части ледяной толщи. В работе [293] сообщается, что на леднике Южный Ледук (Аляска) потребовался год на то, чтобы вода сквозь лед попала в искусственную шахту под ледником. Это свидетельствует о возможности проникновения талых вод к ложу холодных ледников.

4.6. Этапы формирования ВДС

Перед тем как перейти к рассмотрению этапов формирования **ВДС** сначала рассмотрим теории формирования каналов **ВДС**.

4.6.1. Модели формирования каналов и полостей

Процессы, которые создают **ВДС** в карстующихся породах, и факторы, влияющие на эти процессы, в настоящее время достаточно хорошо известны, что позволяет создать весьма реалистичные многофакторные ориентированные на процесс компьютерные модели генезиса **ВДС** известняков [236]. Это означает, что в условиях катастрофической нехватки экспериментальных и полевых данных, как о функционировании **ВДС** ледников, так и о строении и эволюции внутрiledниковых полостей, реальной возможностью понять структуру и эволюцию **ВДС** ледников является использование достижений гидрологии карста, адаптируя их к условиям ледников на базе уже имеющихся данных о строении ледниковых **ВДС** и водоносных горизонтов.

Концептуальные модели развития **ВДС** ледников

Первое, что необходимо понять, это как формируются каналы **ВДС** по отношению к уровню грунтовых вод (пьезометрическая поверхность) в толще льда. По аналогии с известняками [236], может быть предложено несколько групп моделей происхождения **ВДС** ледников (1) вадозная; (2) фреатическая; (3) уровня грунтовых вод (рис. 4.10). Эти теории не рассматривают формирования гидротермальных и морских ледниковых каналов.

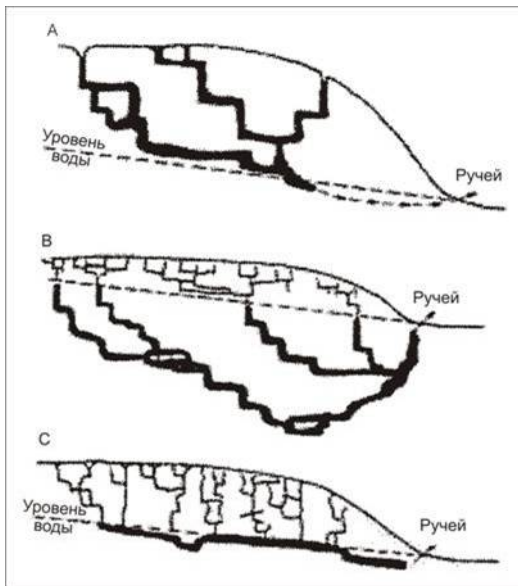


Рис. 4.10. Схема, показывающая основные теории спелеогенеза. А – вадозная; В – фреатическая; С – уровня грунтовых вод [236].

Вадозная модель предполагает, что некоторый уровень грунтовых вод уже установился в толще льда до начала или на первых этапах формирования каналов **ВДС** (его высотное положение определяется некоторым внешним контро-

лем, таким как уровень выхода воды на языке ледника или водонепроницаемым порогом на ложе у языка ледника). Какое-то время уровень грунтовых вод остается фиксированным по высоте. Растапливающая способность воды за счет тепла, принесенного с поверхности ледника, исчерпывается еще в начале зоны аэрации, то есть в вадозной зоне. Скорости движения талых вод здесь бывают также самыми большими, которые способствуют расширению каналов не только таянием, но и, в некоторой степени, механической эрозией потока с влекомыми наносами (если таковые имеются). При этом на уровне грунтовых вод влекомые наносы отлагаются, что ведет к сужению каналов до меньших размеров, чем те, которые могли бы быть созданы благодаря таянию на стеках каналов при медленном течении воды.

Все имеющиеся современные примеры вадозных каналов показывают, что они развились преимущественно в таких обстановках, когда в вадозную зону, которая осушалась из-за расширения каналов в течение ранних стадий развития, вторгались дополнительные потоки с поверхности ледника или с прилегающих к леднику территорий. Именно тепловая агрессивность этих вод могла способствовать расширению таких каналов. Это так называемые **H**-каналы. Особенно характерны они для маргинальных частей ледников, но встречаются и в других частях ледников. Однако не доказано, что эти современные вадозные каналы зародились именно в вадозных условиях.

Фреатическая модель находится в прямом противоречии с вадозной моделью. Она предполагает, что преобладающее развитие каналов происходило в глубине ледников в фреатической зоне. Такая модель может быть основана на полевых исследованиях морфологии каналов, которые могли сформироваться только при полном их заполнении текущей водой.

На ледниках пока не обнаружены **ВДС**, состоящие только из одних фреатических каналов. Возможно, это связано с тем, что такие каналы располагаются на слишком больших глубинах, которые в настоящее время не могут быть исследованы непосредственно (например, спелеологами-подводниками). Но сами фреатические каналы были найдены в **ВДС** многих ледников мира. На тех ледниках, где фреатические каналы теперь осушены и являются реликтовыми, их более низкие участки часто недоступны или заполнены отложениями, в то время как верхние участки изменены или разрушены наложением вадозных процессов или действием пластической деформации льда. Заполнение канала водным потоком (фреатический режим) предполагает, что течение в нем описывается законом Дарси, т.е. имеет преимущественно ламинарный характер движения воды. Заполнение каналов водой также предполагает, что их расширение происходит при больших гидравлических градиентах. Уменьшение гидравлических градиентов ведет к сокращению размеров каналов, как за счет действия пластической деформации, так и за счет заполнения каналов русловыми отложениями.

К недостаткам этой модели можно отнести то, что она предполагает, что большая часть каналов внутри ледника должна находиться все время в подпруженном состоянии от самого языка до верха трещин, чего в действительности не наблюдается.

В ледниках к фреатическим каналам относятся все полости, расположенные ниже местного уровня грунтовых вод. Это все внутриледные **R**-каналы (в

том числе и подвешенные) и все заполненные водой подледниковые каналы (**N**-каналы связанных и ветвящихся участков **ВДС**).

Модель уровня грунтовых вод предполагает, что с самого начала поток талых вод в ледниковом водоносном горизонте не ограничен течением по закону Дарси, потому что физические условия в нем всегда анизотропны и гетерогенны. Можно предположить, что на уровне грунтовых вод поток может течь по произвольным группам трещин. Путь по кратчайшему расстоянию или по наиболее широкой трещине по направлению к дрене может обеспечить наиболее быстрое перемещение талой воды внутри льда. Предположим, что уровень грунтовых вод установился в глубине ледника прежде, чем началось формирование каналов **ВДС**. Однако по мере роста размеров каналов возможны существенные колебания уровня грунтовых вод (на десятки метров), особенно во время суточных колебаний водопритока в каналы **ВДС** или во время паводков. Теория предполагает, что каналы формируются преимущественно в этой зоне колебаний уровня грунтовых вод. Модель не запрещает развития каналов в вадозной зоне, но только в той мере, чтобы такие каналы могли служить коллекторами для доставки воды к крупным каналам, развивающимся вдоль уровня грунтовых вод.

Возможен и другой подход к формированию каналов на уровне грунтовых вод. В этом подходе уровень грунтовых вод не является фиксированным, как в предшествующем подходе, а прогрессивно снижается по мере роста размеров каналов. Согласно этому подходу, канал в теле ледника развивается снизу вверх, т.е. от выхода воды из-под ледника вглубь ледяного массива, создавая основную дрину на уровне грунтовых вод, которая, в свою очередь, становится базисом эрозии для боковых притоков.

В большинстве водоносных горизонтов во льду первично преобладает трещинная проницаемость, при этом положение возникающего основного канала определяется набором конкретных трещин, которые имели большую проницаемость для талых вод и также были удачно ориентированы к потенциальным точкам выхода воды из ледника (перпендикулярно к эквипотенциальным плоскостям).

Согласно этой модели все полости должны формироваться вдоль единого уровня грунтовых вод, а значит, и располагаться примерно на одной и той же глубине от поверхности льда. Чаще всего для ледников используют именно эту модель формирования каналов **ВДС** (смотри, например, [380, 407]. Однако в действительности единого уровня грунтовых вод на одной глубине в ледниках не наблюдается.

Рассмотренные выше модели не дают удовлетворительного объяснения образования каналов в ледниках. На основе всех трех различающихся моделей возникла новая объединенная четырех-этапная модель, в которой частота проницаемых трещин в толще льда управляет геометрией развивающейся **ВДС**.

Объединенная четырех-этапная модель берет начало из попыток восстановления последовательности стадий развития каналов и их соединений для хорошо изученных **ВДС**, чтобы в последующем восстановить, какие факторы управляли их формированием. Автор [236] уподобил этот процесс восстановления событий процессу сборки макетов известных во всем мире зданий из объемных неправильных по форме элементов. Отличие состоит только в том,

что в случае ледниковых каналов многие части этих элементов прогрессивно разрушаются, и по этим измененным (или даже исчезнувшим) элементам приходится восстанавливать полную историю формирования каналов. Эти реконструкции и последующие исследования ледниковых каналов позволили построить модель (рис.4.8) [236]. Эта теория предполагает, что трещинная проницаемость во льду была основной до того как в нем развилась **ВДС**. Согласно теории, уровень грунтовых вод не предшествует каналу в глубине льда. На границе выхода воды из ледника высота уровня грунтовых вод может определяться некоторым аллогенным контролем (глубоко врезанный речной канал, непроницаемый барьер из коренных пород и т.д.), но выше по леднику уровень стояния воды понижается или повышается из-за развития трехмерной геометрии каналов **ВДС**. При этом каналы могут следовать контакту льда и ложа, опускаясь ниже уровня выхода воды на языках ледников. Там, где неровности ложа невелики, амплитуда колебания размаха каналов стремится уменьшиться, и может быть далее уничтожена последующими постепенными процессами прорезания канала в толщу льда и породы, аналогично тому, как происходят процессы прорезания гребней петель меандров в известняках [236]. Трещины и сбросы вероятно служат важными элементами формирования и связи внутри наиболее крупных **ВДС**. Для формирования глубоких петель благоприятно глубокие впадины ложа, а там, где впадины мельче, возникают мелкие петли. Во многих **ВДС** обнаружены сочетания состояний **2** и **3** или **3** и **4** по их длине (Рис. 4.11). Теория не запрещает развитие **ВДС** в вадозной зоне, но, в большинстве случаев, формирование вадозных галерей управляется начальными фреатическими трубами меньших размеров [236].

Четырехэтапная модель стремится охватить весь диапазон состояний, с которыми можно столкнуться в пределах **ВДС**, доступных человеку. На одном полюсе модели находится состояние **0**, в котором проницаемые трещины во льду настолько редки, что **ВДС** не способны развиться за счет их объединения за разумное время. Примером могут служить мелкие ледники, где трещины очень редки, и холодные ледники, в которых трещины быстро заличиваются льдом. На другом полюсе состояние **5**, в котором пористость фирна настолько велика и/или частота трещин настолько высока (в том числе зоны дробления), что поток талых вод и таяние являются слишком рассредоточенными, чтобы создать существенные по размерам каналы; пьезометрические поверхности и циркуляция грунтовых вод в этом состоянии могут аппроксимироваться простыми уравнениями Дарси. Такая ситуация обнаружена в большинстве теплых фирновых областей. Кроме того, в некоторой степени аналогом подобного состояния является кора таяния на поверхности ледников. По-видимому, вода движется в аналогичных условиях и раздробленном льду ледников после быстрых подвижек.

Для практического использования этой модели наиболее важным является акцент, который она ставит на гетерогенности условий формирования **ВДС**, таких как частота, непрерывность и раскрытость трещин. До настоящего времени не получено никаких точных и глобальных значений для пространственной частоты проницаемых трещин во льду, которые могут служить вероятными границами между, например, преобладающим состоянием **2** и преобладающим состоянием **3 ВДС**, т.к. значения раскрытости трещин изменяются в широких пределах. Тем не менее, возможна калибровка модели в региональном

масштабе в пределах данного ледника или его части с однообразной тектонической историей.

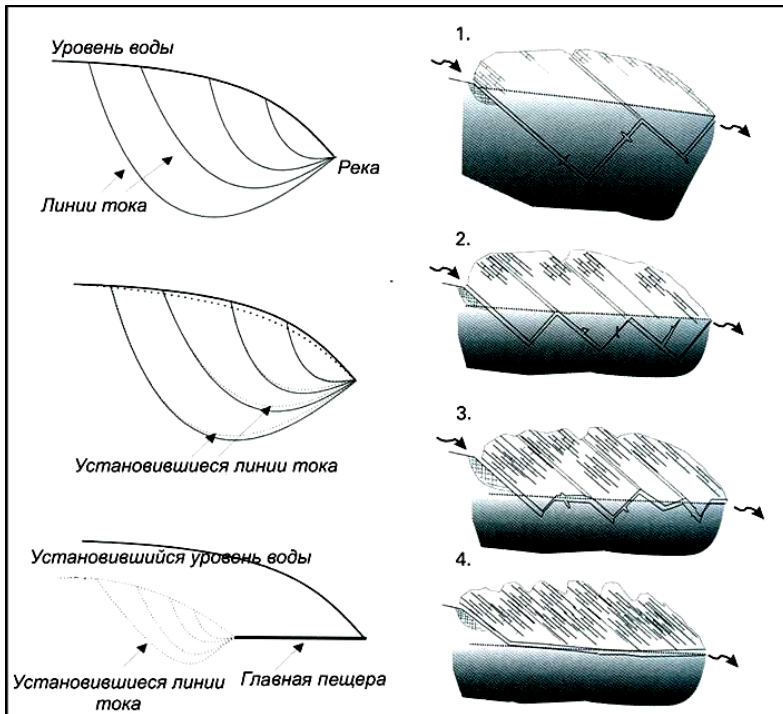


Рис. 4.11. Слева гипотеза пещер, развивающихся на уровне грунтовых вод по Swinnerton (1932), справа четырехэтапная модель развития пещер [236].

4.6.2. Этапы формирования ВДС

В процессе формирования каждая **ВДС** во льду, так же как и пещера известняке, проходит некоторый определенный путь развития [116]. Для типичной ледниковой **ВДС**, по аналогии с полостями в известняках, можно выделить несколько последовательных стадий развития [381]: (1) Первично слегка приоткрытые трещины во льду медленно увеличиваются просачивающейся по ним водой, которая быстро отдает свое тепло и находится почти в полном равновесии со льдом (таяние на стенках трещины происходит очень медленно); (2) Возникшие пути движения воды в трещине расширяются и с ростом размеров поглощаемого потока трещина начинает расширяться быстрее, в ней формируются выделенные каналовидные расширения; (3) Эти выделившиеся пути движения воды, в конечном счете, становятся достаточно широкими; (4) Сток по этим выделившимся путям быстро увеличивается, позволяя им вырасти в каналы довольно однородные по длине; (5) Форма и размеры каналов зависят от характера движения воды в толще льда, строения и подвижности ледника. Наиболее типичны разветвленные дренажные системы; (6) Когда каналы **ВДС** заполняются воздухом, их расширение во все стороны сменяется однообраз-

ным врезанием потока в лед; **(7)** полости осушаются при врезании водных потоков в лед при снижении базиса эрозии, и движении воды по новым более врезанным в лед каналам ниже бывшего уровня полости; **(8)** полость, в конечном счете, разрушается из-за провалов кровли и ее рассечения поверхностными эрозионными руслами. В любой произвольный отрезок времени, различные части одной и той же полости **ВДС** могут находиться в различные стадиях развития из этой последовательности.

Начальный этап формирования каналов

Чтобы канал во льду мог возникнуть необходимо, чтобы талые воды растапливали лед достаточно быстро, чтобы канал образовался прежде, чем лед над формирующимся каналом будет удален поверхностной абляцией, а сама трещина будет сомкнута пластической деформацией. Это требует протекания сквозь лед больших количеств талой воды по устойчивым путям течения (системе связанных между собой трещин).

На значительной глубине ниже поверхности ледника возникают очень небольшие потоки талых вод, так как трещины во льду очень узки и немногочисленны, а гидравлический градиент мал. Расширение канала приводит к увеличению количества талых вод, проходящих через него. Вдоль любого произвольного пути течения воды по трещинам в толще льда скорость расширения трещины таянием контролируется простым балансом массы. Масса льда, удаленная со стен расширяющихся водоводов, равна той, которая унесена потоком в растопленном состоянии. Увеличение объема полостей, таким образом, зависит от того, сколько воды проходит через канал, и как быстро вода растапливает лед. Другими словами, размерами полостей управляют два главных средства – сток и диссипация энергии (если отвлечься от пластической деформации льда).

Общее количество льда, удаленного вдоль любого пути течения воды, будет зависеть от количества выделяющейся энергии, т.е. от расхода потока и скорости течения воды. При прохождении воды через узкие трещины она имеет достаточно времени, чтобы придти к температурному равновесию со льдом, независимо от скорости его таяния. Скорости движения воды по разным трещинам имеют значительные колебания во времени и в пространстве. Большие колебания в пропускной способности разных путей движения воды являются определяющей причиной, благодаря которой пути движения воды, выделившиеся на раннем этапе, оказываются способными вырасти в каналы **ВДС**.

Наибольшее таяние стен растущего канала происходит в верхних по течению участках потоков, там, где относительно нагретая вода входит в лед. Сначала скорость растворения стен уменьшается вниз по потоку почти линейно. Но после того как количество выделяющейся в потоке энергии сравняется с потерей энергии на таяние льда, скорость таяния льда стабилизируется по длине канала. Для поддержания напорного течения воды в растущих каналах необходимо повышающееся гидростатическое давление, которое обеспечивается заполнением водой раскрытых на поверхность трещин и колодцев и большим перепадом высот между входом воды в лед и выходом из него.

Начальная ширина трещин, возможно, самая неопределенная составляющая из всех условий, которые влияют на зарождение канала. Но восстановить ширину начальной трещины не удастся. Когда канал станет достаточно большим, следы начальной трещины давно исчезнут. По экспериментальным дан-

ным минимальная начальная ширина трещин, достаточная для развития каналов во льду, приблизительно равна 0,01 мм. Но она также зависит от гидравлического напора, протяженности пути течения воды, уклонов и временного интервала. Более благоприятны для превращения в каналы трещины шириной 0,1-0,5 мм и крупнее, которые внутри льда немногочисленны. Не исключено, что возникающий первичный канал **ВДС**, образованный цепочкой соединяющихся между собой трещин, соответствует участкам разгрузки напряжений в ледяной толще. Возможно, что вертикальные участки трещин могут служить как бы «ускорителями» процесса формирования каналов во льду. Вода, попадая в вертикальную трещину, начинает двигаться быстрее, что приводит к более быстрому расширению вертикальных участков и участков сразу за ними. В результате, внутри льда возникают небольшие полости, соединенные между собой более мелкими каналами.

В конечном счете, даже при большой протяженности развивающегося канала, проходящая через него вода достаточно расширит его. Относительно резкий скачок в расширении канала произойдет при переходе ламинарного режима течения воды к турбулентному. Это приведет к росту пропускной способности растущего канала и перехвату им потоков из соседних трещин. Отмечено, что каналы наиболее быстро развиваются по тем путям, по которым происходит больший сток, и которые имеют меньшую протяженность.

Началом отсчета развития канала можно считать время, когда лед впервые окажется выше базиса эрозии, и когда появятся четко выраженные зона питания и зона разгрузки. Компьютерные модели могут проследить изменение идеализированного канала с заданной начальной формой поперечного сечения, гидравлическим градиентом и при заданных тепловых характеристиках воды [52, 306]. Оказалось, что время развития каналов до стадии турбулентного движения воды прямо пропорционально начальной ширине трещины, среднему гидравлическому градиенту и начальной температуре воды и обратно пропорционально длине пути движения воды [381].

Климат местности определяет количество талой воды, которая поступает в развивающуюся **ВДС**. Чем климат холоднее, тем меньше талой воды может попасть в толщу льда, и тем меньшие по объему полости за период абляции могут возникнуть. Даже если температуры воздуха достаточно высоки, чтобы обеспечить интенсивное таяние льда, продолжительность периода таяния льда на ледниках будет расти в южном направлении (к югу до экватора и к северу южнее экватора) и с понижением абсолютной высоты местности. Соответственно, с ростом периода таяния льда на ледниках может расти и объем возникающих каналов **ВДС**. Понятно, что рост температуры воды, поглощаемой трещинами во льду, может уменьшить время формирования каналов **ВДС** (во всяком случае, в верхней части системы). К ускоряющим факторам можно отнести и прорывы ледниковых озер, когда каналы ВДС могут расширяться за считанные дни.

Время, требуемое для роста канала, проходимого человеком

После первичного расширения канала более 5 см скорость роста каналов пещер зависит в основном от расхода воды в них и уклонов канала. Чем больше уклоны, тем больше энергии может выделиться на единицу длины канала, и тем быстрее может развиваться канал. Именно поэтому ледниковые колодцы,

развивающиеся по вертикальным трещинам, растут быстрее горизонтальных каналов.

Образование трубообразных каналов

Протяженные каналы **ВДС** в ледниках способны формироваться только вдоль путей движения потоков с постоянным стоком. Каналы, которые питаются крупными поверхностными водотоками, обычно становятся магистральными. Каналам, которые получают питание с небольших территорий на поверхности ледника, требуется больше времени для формирования, и они обычно присоединяются к ранее возникшим каналам как притоки разветвленной системы. Первые каналы, которые формируются в пределах **ВДС**, обычно являются более короткими и прямыми. Через некоторое время эти первичные галереи используются, как низконапорные базисы эрозии для каналов, имеющих более мелкие источники питания.

Хотя интенсивность роста любого единичного канала **ВДС** увеличивается в направлении вниз по течению потока из-за роста расходов, протекающего в канале потока. Общая протяженность **ВДС** увеличивается в направлении вверх по течению от места выхода воды из ледника, благодаря постоянному добавлению все новых каналов в верхней части **ВДС**. (рис. 4.12).

Поведение потока воды, текущей сквозь лед, частично управляется историей врезания реки, дренирующей ледник и выходящей на языке ледника и являющейся основным базисом эрозии. Вертикальная перестройка каналов также в некоторой степени отражает этот контроль. К карстоведению традиционно считается, что самые крупные каналы сформированы в тот период, когда базис эрозии не менял своего положения [381]. Аналогичная картина отмечается и на ледниках. При этом выходы воды на языке ледника в течение длительного времени должны были бы оставаться на постоянных высотах. Напротив, каналы, которые формировались в период быстрого понижения базиса эрозии, обычно имеют меньшие размеры.



Рис. 4.12. Схема развития типичной разветвленной системы **ВДС** последовательным перехватом поглощаемых поверхностных потоков при питании через ледниковые колодцы. Сегмент В-А формируется сначала из-за короткого пути течения воды и большого градиента. Сегмент С-В присоединяется позже, ему помогает растущий градиент, поскольку сегмент В-А развивается. (С-В не обязательно присоединяется к В-А в точке В). Канал от колодца D образуется последним из-за ограниченных размеров области водосбора. Пунктиром на плане показан перехваченный колодцами поверхностный водоток.

Это касается изменения как основного базиса эрозии на языке ледника, так и более локальных базисов эрозии (например, главного канала **ВДС** или второстепенного). Главные каналы могут формировать этажи (расположены на разных высотных уровнях), при этом, в большинстве случаев, нижние каналы имеют меньший возраст. При повышении базиса эрозии влекомые потоком наносы могут полностью заполнять каналы и перекрывать для движения воды некоторые или все участки в нижней части **ВДС**.

Эта концептуальная модель применима для многих ледников. Однако на некоторых ледниках эта простая схема нарушается. В ряде случаев вадозные каналы могут оказаться подвешенными из-за частичной потери питания, в результате дальнейшей проработки воздушными потоками каналы могут вырасти до больших размеров, располагаясь выше базиса эрозии. Даже идеальные уровни каналов, управляемые перерывами врезов конечных морен, не являются совершенными уровнями (рис. 4.13).

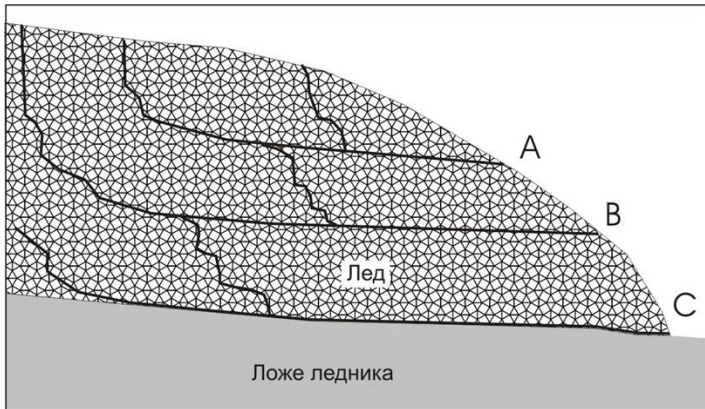


Рис. 4.13. Схема формирования уровней каналов на краю ледника при понижении базиса эрозии.

Самые ранние каналы **ВДС** по форме каналов не имеют ясных различий между вадозным и фреатическим развитием, потому что сток через них колебался в значительной степени (в течение суток и периода абляции). В результате, большинство этих каналов подверглось изменению условий течения – начальное фреатическое сменилось вадозным, а иногда вновь фреатическим. Однако многие из каналов показывают довольно резкий переход от вадозных галерей (с непрерывной тенденцией к врезанию канала) к фреатическим трубам. Этот переход более резок во вторичных каналах, питающихся водой из меньших водосборов с более стабильным водопритокком (например, из озерных котловин).

Происхождение разветвленных систем

Разветвленные **ВДС** могут развиваться по следующим причинам:

1) По мере роста каналов местный гидравлический напор в них падает. Талые воды текут от участков с менее открытыми трещинами и большим напором к ранее возникшим каналам с более низким напором.

2) Вадозным каналам **ВДС** не свойственно сходиться, поскольку они гидравлически независимы. Однако, структуры, которым они следуют, часто пересекаются, вынуждая независимые потоки присоединяться как притоки. Примером такого соединения могут служить каналы, возникающие по пересекающимся трещинам.

3) Вода с крупных водосборных территорий на леднике поглощается большим количеством ледниковых колодцев, но сходится к ограниченному числу выходов, развитых в основном на языках ледников, что заставляет каналы сходиться из-за борьбы за пространство. После того, как два канала соединились, вероятность их дальнейшего разветвления вниз по потоку невелика. Исключение возможно только для участков, расположенных подо льдом около выхода воды из ледника, где разделение каналов на рукава может происходить из-за проседаний и обвалов их сводов, подпруживания потоков и др.

Развитие лабиринтов

Кроме разветвленных каналов, которые характерны для внутриледных частей **ВДС**, нередко имеется множество подледных каналов, представляющих собой по форме сильно ветвящиеся системы – лабиринты (рассредоточенные каналы), в которых все галереи формируются более или менее одновременно. Лабиринтовые каналы могут формироваться только в том случае, если скорость роста каналов подобна по многим альтернативным путям течения воды. Это может случаться, если все галереи развиваются одновременно с максимальной скоростью. Если отношение разгрузки к расстоянию течения (Q/L) большое во многих альтернативных путях течения воды, каналы будут увеличиваться приблизительно с одной скоростью [381]. Для каналов это условие достигается, если $Q/rL > 0,001$ (единицы CGS), где r - средний радиус канала. Для трещин это условие достигается, если $Q/bL > 0,001$, где b - длинное измерение поперечного сечения трещины, перпендикулярное к наименьшему измерению w . Эти условия встречаются тогда, когда имеется:

1) Большие напоры воды и/или разгрузка потоков во время паводков. Вода движется во всех трещинах, заставляя их увеличиваться с почти максимальной возможной скоростью [381]. Этот процесс наиболее активен около сужений главных путей течения воды, которые возникают из-за обвалов или закупоривания каналов отложениями.

2) Единообразное поглощение воды во все трещины во льду независимо от их ширины. Это может происходить при просачивании воды через зону дробления льда (например, после быстрой подвижки ледника).

3) Постоянный высокий гидравлический напор, например, ниже подпруженных участков ледников (ледниково-подпрудные озера).

4) Зоны повышенного теплового потока, где агрессивность талых вод в местном масштабе повышена из-за подогрева вулканическим теплом.

Различия в типах возможных лабиринтовых структур **ВДС** частично зависят от строения ледника. Системы лабиринтов могут формироваться по системам пересекающихся трещин во льду или на контакте с ложем. Сетчатые лабиринты из пересекающихся труб обычно развиваются вдоль нижнего контакта ледников. Они почти все формируются процессом (1). Губчатые лабиринты могут формироваться процессами (4) и (1). Многие сетчатые и некоторые губчатые лабиринты являются наложенными на основную разветвленную сеть, и представляют только этап полного развития **ВДС**.

Рост и изменение канала

По мере роста канала происходят следующие изменения: 1) течение воды в канале изменяется от ламинарного к турбулентному, что слегка увеличивает скорость таяния льда из-за лучшего перемешивания воды; 2) поток усиливается настолько, что может транспортировать обломочные отложения. Транспортируемый потоком груз может помогать увеличивать каналы механической эрозией (особенно под ледником), но в местах, где накапливается толстый слой отложений, это тормозит таяние льда (смотри 3.1.3).

Когда каналы **ВДС** способны пропускать весь поступающий в них поток, напор в пределах канала уменьшается, поскольку поперечное сечение продолжает увеличиваться. Большая часть каналов **ВДС** в верховьях становится вадозными, и потоки могут прорезать узкие каньоны в полах галерей.

По мере понижения базиса эрозии, характер поглощения талых вод на леднике может меняться. Вместо нескольких крупных поглотителей воды может появиться много колодцев меньшего размера. По мере роста размеров **ВДС** (и удаления зоны поглощения от языка ледника) вода по вадозным каналам должна проходить все большие расстояния, чтобы достигнуть уровня грунтовых вод, и потому могут формироваться обширные комплексы вадозных шахт и галерей. При понижении поверхности ледника и вытаивании моренного материала возникает множество замкнутых понижений, котловин и воронок. Растущие воронки впоследствии формируют непрерывную холмистую поверхность. В конечном счете, единственными поверхностными потоками остаются маргинальные врезающиеся реки и потоки, расположенные на границе льда выше мест поглощения воды.

Заключительная стадия

Если ледники отступают, их поверхности понижаются. При этом поверхность ледника может пересекать расположенные ниже пещерные галереи, сегментируя их и, в конечном счете, уничтожая их полностью. Свидетельством существования подледного канала может некоторое время служить каньоно-подобное понижение рельефа или полоса обрушений в виде скоплений крупных ледяных блоков. Этот заключительный эпизод в жизни каналов обычно занимает несколько лет. Следующим этапом **ВДС** будет разбита на фрагменты, находящиеся в обособленных массивах мертвого льда, разделенных поверхностными реками, текущие по бывшему ложу ледника.

Кроме рассмотренной выше, предложены и другие схемы эволюции **ВДС**. В основу одной из них положены изменения в морфологии ледниковых пещер и гидродинамика ледника, рассмотренные на примере ледниковых пещер Центрального Тянь-Шаня [122]. Эти построения также базировались на представлениях о стадиях развития карстовых полостей [115, 116, 118]. Согласно этим представлениям, каждая карстовая полость в течение своей эволюции проходит через несколько стадий развития: трещинно-щелевую, трещинно-каналовую, галерейную, каналовую и обвальную. В соответствии с этими стадиями развития пещерных каналов в известняках была предложена схема развития каналов в ледниках [122]. Однако в связи с тем, что для ледников характерно движение, эти стадии рассматриваются не для одной полости, а для разных участков ледников (Рис. 4.14).

Трещинно-щелевая стадия протекает в области аккумуляции ледника, она характеризуется возникновением открытых трещин на контакте ледника с его

ложем. Ширина трещин и щелей изменяется от 2 до 15 см. В теле ледника появляются неглубокие, периодически исчезающие трещины, по которым талые воды проникают в тело ледника и интенсивно разрабатывают трещины и щели. Эта стадия наблюдается на всех ледниках Киргизии. Однако на отдельных ледниках, для которых характерны спокойный профиль ложа и небольшие скорости движения ледника, дальнейшего развития каналов не происходит.

Трещинно-канальная стадия. Ледник продолжает движение в области аккумуляции. На контакте с ложем формируются узкие, горизонтально вытянутые подледные щели, большей частью трудно проходимые, размером до 0,3-0,4 м.

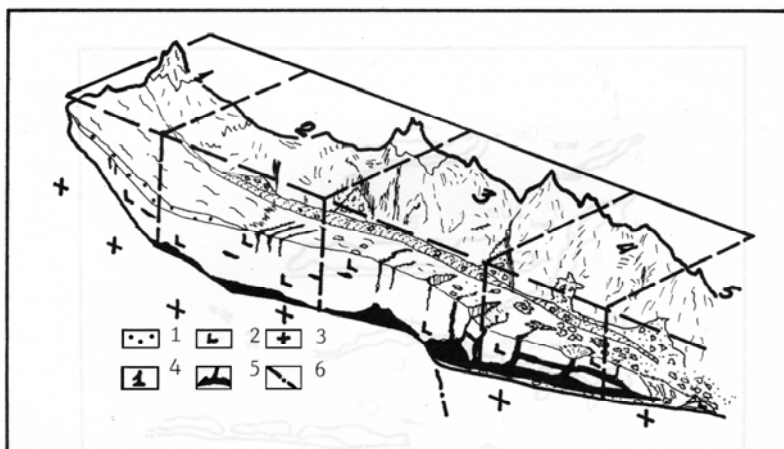


Рис. 4.14. Схема развития каналов (пещер) в леднике: 1 – слой фирна, 2 – слой льда, 3 – ложе ледника, 4 – стадии развития ледниковых пещер и их номера, 5 – пещеры, 6 – разрывные нарушения [122].

Пол каналов выстилает несортированный грубообломочный материал, зачастую вросший в лед. Пример: пещера Аксайская и система ледника Утреннего (Киргизский хребет, Тянь-Шань).

Галерейная стадия наблюдается при переходе ледника в зону абляции, она характеризуется дальнейшим развитием нижнего этажа и появлением верхнего. Ходы нижнего этажа приобретают большие размеры, а в зонах существенной раздробленности возникают гроты, размер поперечника которых составляет 5-15 м (пещеры Ангысайская, Кашкасу-Каракия, Утренняя). Ходы верхних этажей имеют щелевидный характер, они вырабатываются по вертикальным трещинам и имеют небольшие сечения до 0,5 м шириной. На поверхности ледника появляются зияющие трещины (до 1 м шириной), перехватывающие почти весь водоток. Отложения нижних этажей представлены аллохтонным и автохтонным материалом. Эта смесь имеет широкий диапазон размера частиц (0,1–500 мм).

Канальная стадия. Активно формируется верхний этаж пещер. Кровля нижнего этажа, не выдерживая давления вышележащей толщи льда, проседает и рушится. На поверхности ледника возникают крупные воронки и провалы, иногда рвы. Гроты достигают 30-40 м в длину и 20 м в высоту (пещера Аксай-

ская, Ангысайская). Эта стадия развития в той или иной мере проявилась на большинстве ледников, имеющих зрелые пещеры.

Обвальнo-абляциoнная стадия протекает в забронированной части ледника и характеризуется обрушением кровли пещер. Это приводит к увеличению размеров существующих рвов и провалов. Заканчивается стадия таянием языка ледника и его погребением под моренными отложениями. В этой стадии находятся пещеры ледников Тон, Аксай, Ангысай и др.

Продолжительность и активность протекания стадий развития зависит от рельефа ложа ледника, скорости движения ледника и климатических условий района. [122]. Однако приведенная схема не лишена некоторых противоречий. Согласно этой схеме, вторые этажи ледниковых каналов возникают позже нижних этажей. Это невозможно, поскольку как для карстовых пещер, так и для ледников доказано прогрессивное врезание потоков в толщу горной породы. При этом формирование второго этажа позже первого физически невозможно, поскольку иначе вода второго этажа будет неизбежно проваливаться вниз, что не способствует формированию единого потока воды, ведь только под действием водного потока возможно формирование канала.

Как видим, **ВДС** и отдельные их элементы проходят вполне определенный цикл развития.

4.7. Динамика и эволюция **ВДС** ледников

Все превращения условно неизменного инварианта любой системы рассматриваются как ее динамика [138]. Поскольку инвариантом **ВДС** является ее структура, то динамика рассматривается как изменение структуры **ВДС**. В широком смысле динамика не отделима от эволюции, и наоборот.

Инвариантное начало сохраняется неизменным при всех динамических преобразованиях. Преобразуемая часть **ВДС** находится в динамическом состоянии. Динамика в отличие от эволюции проявляется в пределах определенной структуры **ВДС**. Динамика проявляется в рамках определенного «кадра» в эволюционном ряду развития **ВДС**.

ВДС не представляет собой нечто застывшее, неизменное. Для нее свойственны определенные изменения во времени. Несмотря на то, что **ВДС** изменяется как целое, при этом отдельные ее компоненты трансформируются с разной скоростью и нередко своими путями. Это связано с тем, что компоненты системы в разной степени устойчивы к внешним воздействиям.

Все превращения условно неизменного инварианта системы рассматриваются как ее динамика [138]. Поскольку инвариантом **ВДС** является ее структура, то динамика рассматривается как изменение структуры **ВДС**. В широком смысле динамика не отделима от эволюции, и наоборот.

Рассматривая динамику и эволюцию **ВДС** ледников, проанализируем сначала годовой цикл развития **ВДС**, т.е. изменение ее структуры в течение года. В дальнейшем рассмотрим многолетний цикл изменения структуры **ВДС**.

4.7.1. Годовой цикл развития **ВДС** ледников

Годовой цикл развития **ВДС** начнем рассматривать с изменения отдельных элементов **ВДС**.

4.7.1.1. Изменение отдельных элементов ВДС

В течение года на ледниках образуются трещины. Но, поскольку их формирование связано с движением ледника, то наиболее интенсивно они формируются (и активизируются) в периоды наиболее интенсивного движения, вернее в периоды перехода, от медленного движения к быстрому, и наоборот. Первый переход наблюдается весной, а второй - осенью. К тому же за зиму трещины значительно промерзают (особенно, если они не прикрыты снегом) и вода, попавшая в них весной или в начале лета, замерзнет и может не только блокировать, но и полностью залечить (заполнить льдом) трещину. Во всяком случае, согласно нашим наблюдениям на леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань), вновь возникающие трещины никогда не совпадают с залеченными прошлогодними.

Если **ВДС** в леднике еще нет и ее еще предстоит создать (напомним, что в реальных ледниках **ВДС** существуют уже давно), то либо ледник должен быть теплым и в нем через зону сезонного промерзания вода может доставляться внутрь ледника по широким трещинам (например, растяжения или скалывания), либо система доставки воды состоит из крупных сбросов и вода вглубь ледника поступает не постепенно маленькими порциями, а сразу и в большом количестве. В последнем случае вода (например, из прорвавшегося снежного болота или озера) заполняет систему, возникает гидравлический напор и формируется постоянный сток. Такое возможно в период уже довольно интенсивной абляции. Понятно, что часть воды всё-таки замерзнет на стенах, но остальная будет стекать по системе трещин в толще льда. Постоянный сток со временем переменит знак теплового баланса на стенах трещин, и они начнут расширяться. При этом нижняя часть трещин окажется заполненной водой. Заполненные водой вертикальные системы трещин создают систему с большим давлением воды в нижних частях. Это способствует противодействию сжатию льдом каналов под давлением вышележащей толщи и практически моментальному заполнению водой всех вновь возникающих трещин, связанных с заполненной водой системой. Вероятно, эти системы трещин и являются первичными. Разработка первичных систем стока через трещины приводит к концу лета к разным результатам. Те системы, что собирают много воды, прорабатываются в **ВДС** или её приток. Если системы возникших за лето каналов к концу периода абляции проработаны слабо, то за зиму они перекрываются наледным льдом или пережимаются в узких местах. Это может произойти и в довольно больших системах. На леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань) мы наблюдали, как весной наледью в самом узком месте перекрылась маргинальная дренажная система, которая летом принимала до $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$ воды. Не исключено, что заполненные водой системы резервуаров в начале периода абляции могут прорвать место блокировки или воспользоваться первой же возникшей вновь трещиной, которая соединяет разобщенные за зиму отрезки **ВДС**. В любом случае, в зимнее и весеннее время проработанные системы каналы **ВДС** сильно меняются.

Осенью в зоне полного заполнения каналов водой при падении гидростатического давления из-за прекращения таяния льда на поверхности ледника скорость сжатия канала пластической деформацией превышает расширение, возникающее за счёт таяния льда на стенах каналов. Каналы начинают постепенно смыкаться. При этом скорость смыкания немного отстаёт от времени

изменения (уменьшения) расхода потока [409], поэтому многие затопленные водой участки имеют воздушные пузыри под потолком, да и уровень воды в каналах постепенно падает. Потеряв водную поддержку (вернее противодействие со стороны воды), прогибаются и оседают своды каналов. Если летом, возникшая преграда (ледяной завал или осевший ледяной свод) на пути движения воды быстро размывается, то осенью, когда расход потока уменьшился, это уже не всегда возможно. Обвалы подпруживают поток, а выше них по течению уровень воды в канале начинает повышаться. Дальше возможны два варианта: либо пробку завала вышибет возросшее давление воды, либо канал блокируется полностью и возникшая таким образом ёмкость начнёт заполняться водой. Несколько подвижек и обвалов в горизонтальной части **ВДС** разобьёт канал на несколько изолированных сегментов-резервуаров. А выше последнего изолированного сегмента начнётся заполнение водой наклонных и вертикальных каналов. Но к тому времени таяние на поверхности ледника почти совсем или полностью прекратится, и поверхностный талый сток в полости исчезнет.

Возникает вопрос: а не исчезнут ли изолированные ёмкости внутри ледника за зиму? Как показали расчёты, крупные полости, нацело заполненные водой, если они герметичны, не могут быстро ни перемёрзнуть [77, 90], ни быть сжаты давлением вышележащей толщи льда. Поскольку вода в таких резервуарах будет находиться под давлением, то все возникающие в толще льда трещины будут использоваться для подачи в них воды из резервуара. И если возникнет местная возможность создания локальной сети трещин, объединённых друг с другом, то вода, находящаяся под давлением в изолированных полостях-резервуарах, будет выброшена из них, создавая по трещинам временную дренажную сеть. Возможно, что воды таких временных **ВДС** могут участвовать в создании наледей у языков ледников в зимнее время. Время существования таких **ВДС** невелико, т.к. система трещин используется только для сброса воды из резервуара (или только для сброса избытка давления). Если этой временной **ВДС** не воспользуются другие резервуары для сброса своих вод, то возникшая **ВДС** быстро отомрёт. Она отомрет и при сбросе избытка давления из замкнутой дренажной сети. А если же временной **ВДС** потоки воды будут пользоваться длительное время, то сеть может не только долго существовать, но и значительно развиться - это сеть зимних попусков воды.

Весной эта вторичная наложенная местная **ВДС** (или ее элементы) может быть использована для сброса талых вод с поверхности ледника и тогда она даст начало новому участку **ВДС**. Весной каналы и трещины начнут заполняться водой, и тогда гидростатическое давление в верхней части системы начнёт возрастать. Это усугубится образованием наледей в замороженных полостях, которое может стать дополнительным источником разделения полостей на обособленные отрезки. Образование наледей может отшнуровать притоки от основного дренажного канала и тогда в них давление может достигать воистину огромных размеров за счёт большой высоты столба воды в **ВДС**, которая начинается с верховьев области абляции ледника.

В литературе описано [30, 456], как подпруженная в леднике вода начинает фонтанировать из трещин довольно далеко от языка ледника. Через некоторое время (после слышимого шума растрескивания льда) линия фонтанов, равноудалённых от языка, смещается вниз по леднику. Это происходит до тех пор,

пока эта линия не дойдёт до языка ледника, фонтаны иссякнут, и вода будет вытекать из ледникового грота. В этом случае происходит обновление уже существовавшей ранее **ВДС**, которая была существенно сужена за зиму, а местами и перекрыта ледяными перемычками. В коротких и маломощных (по толщине) ледниках, скорее всего, следует ожидать блокирование каналов наледями у выходов воды из ледника (в весеннее время с появлением первого еще слабого внутреннего стока) [30, 31]. В более протяженных ледниках действуют оба механизма, но во внутренней части канала превалирует именно сжатие, уменьшение площади поперечного сечения канала.

Если **ВДС** ледника была разделена зимой на обособленные резервуары, то с началом таяния снега на поверхности ледника верхний резервуар начнет заполняться. Возникнет заторный паводок, подобный тому, который характерен для рек с ледяными заторами [10]. Растущее давление воды приведет к формированию трещин в нижней части резервуара, где давление воды максимально. Возникающие трещины будут ориентированы в разные стороны, и вода устремится в них. Если трещина вскрыет соседний резервуар, то давление возрастет и в нем. Последовательное формирование трещин приведет к постепенному вскрытию всех резервуаров и восстановлению **ВДС**. Если же путь из резервуара до поверхности ледника окажется короче, чем до соседнего резервуара, то возникнет фонтан, который будет существовать, пока не появится трещина, соединяющая соседние резервуары (Рис. 4.15) [353, 354].

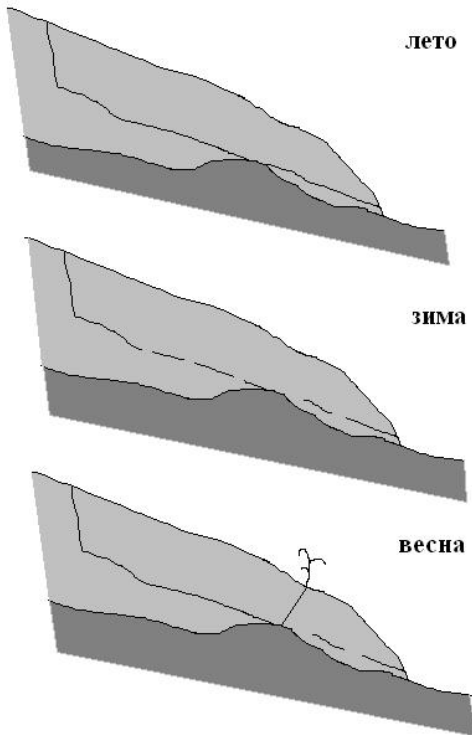


Рис. 4.15. Этапы эволюции каналов **ВДС** в леднике (схема). Серое – лед, темно-серое – ложе ледника. Пунктиром показан канал **ВДС**, разделенный на отдельные резервуары.

Восстановившийся после зимы центральный дренажный канал берёт на себя функцию основного проводника стока, что ведет к деградации остальных трещин (в том числе и трещин, по которым фонтанировала вода, и др.).

Если с восстановлением относительно коротких каналов более или менее понятно, то понять, как возрождаются более протяжённые каналы (например, канал сброса воды из озера Мерцбахера на леднике Южный Иныльчек длиной более 14 км) в крупных ледниках пока удаётся лишь в небольшой мере. Поскольку такой (как и всякий другой) канал заложен по пути, оптимальному для движения воды в данных условиях, то пережатие или обрушение его (или смещение стенок канала) происходит ежегодно вероятно в одних и тех же местах. Так происходит проявление консервативности системы. Так **ВДС** будет ежегодно циклически изменяться, если не произойдёт какого-либо радикального изменения ее структуры, которое может привести к полной перестройке **ВДС**.

Некоторые примеры

На леднике Иныльчек (Тянь-Шань) в октябре 1997 г. было отмечено полное прекращение подледного стока [95]. В течение одной недели сток из канала на языке ледника, составлявший около $1,5 \text{ м}^3/\text{с}$, полностью прекратился, и апвеллинг осушился, обнажив полость. Подобные осушенные полости наблюдались на языке того же ледника в марте 1991 г. Это означает, что из-под этого ледника сток в течение всей зимы отсутствует, а все талые воды, которые в дневное время попадают внутрь льда, либо замерзают, либо накапливаются во внутриледных резервуарах. При этом некоторое понижение уровня озера Мерцбахера в зимнее время может говорить о перераспределении части вод внутрь **ВДС** ледника [88].

В начале октября 2002 г. нам удалось исследовать ледниковую шахту на леднике Башкара (Кавказ), которая возникла за короткий период с начала сезона абляции 2002 г. [111, 361]. Шахта представляла собой каскад малых уступов (входной колодец 18 м, а далее уступы 2-3 м), который на глубине 42 м закончился круглым залом с сифоном (Рис. 2.36). Структура полости определялась тем, что она сформировалась в торце крупной ледниковой трещины. Объем полости на момент исследований составлял около 600 м^3 ; колодец возник не более чем за 120 дней (в период с июня по сентябрь, т.к. по нашим наблюдениям в предыдущий год этого колодца еще не было). Это означает, что в среднем ежедневно прирост объема полости в исследованной части был примерно равен 5 м^3 льда, что соответствует по весу примерно 4500 кг. Зная, что каждый литр воды, падая с высоты 100 м способен растопить около 2,5 грамм льда [101], можно оценить средний размер водотока, который был способен создать эту полость. Поскольку за сутки из полости в среднем выносилось 4 500 000 грамм льда, это означает, что за сутки через полость прокачивалось в среднем $4,5 \times 10^3 \text{ м}^3$ воды ($0,052 \text{ м}^3/\text{с}$ или 52 л/с). Если учесть, что лето 2002 г. на Кавказе было прохладным и таяние льда не отличалось большой интенсивностью, то понятно, что это вполне разумная величина для среднего значения наледникового потока. Если учесть, что только выделившегося при падении воды тепла реально идут на нагревание воды, а остальное идет на преодоление сил внутреннего трения воды [409], то необходимый расход потока мог составить около 78 л/с. В сторону уменьшения расхода водотока могла «играть» начальная температура воды, втекающая в колодец. Если она имела тем-

температуру хоть на какую-то величину выше нулевого значения, то необходимое для роста полости количество воды могло быть меньшим. Как видим, за один сезон абляции на теплом леднике могут возникать довольно крупные по объему внутриледные полости. К сожалению, мы ничего не можем сказать о строении и размерах полости, продолжающейся за сифоном вглубь ледника. Даже частичное сжатие полости пластической деформацией за зиму, оставит достаточно заполненного воздухом места в толще льда, пригодного для того, чтобы по остаткам этой полости весной возобновилось движение воды. Это верно, по крайней мере, для самых верхних участков **ВДС**.

На леднике Горнер (Альпы) в течение лета 1999 г. было проведено исследование ледниковой шахты G10, расположенной у правого борта ледника на высоте 2560 м (рис. 4.16).

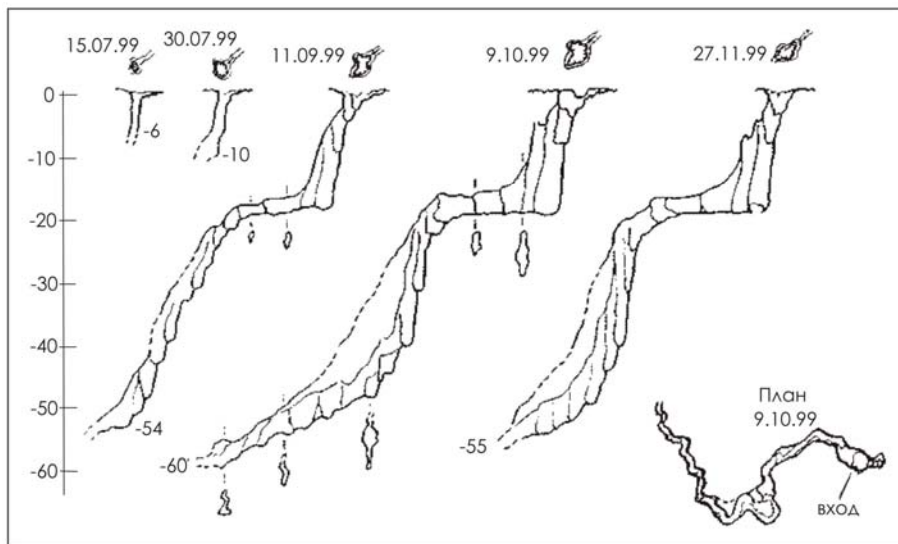


Рис. 4.16. Динамика изменения шахты G10 на леднике Горнер (Альпы) в течение сезона абляции 1999 г. [385]. Слева приведена шкала глубины от поверхности ледника в метрах для приведенных вертикальных разрезов. Масштаб плана тот же. Направление на север для планов – вверх вдоль правой рамки рисунка.

Исследование этой полости в течение и после сезона абляции показало, что с июля по конец сентября глубина полости выросла с 6 до 60 м, а потом сократилась до 55 м (Табл. 4.11). Последнее обстоятельство означает, что с середины октября на леднике Горнер началось заполнение полости водой.

Таблица 4.11

Изменение глубины доступной части шахты G10 на леднике Горнер (Альпы) в течение сезона абляции 1999 г. [385]

Дата	15.07	30.07	11.09	9.10	27.11
Глубина, м	6	10	54	60	55

Как видим, ледниковая шахта в течение сезона абляции росла в глубину с разной скоростью: если в июле интенсивность прироста глубины составила 0,27 м/сутки, то в августе-сентябре – около 1 м/сутки, в сентябре – начале октября – 0,2 м/сутки.

Большая разница в скоростях углубления полости, видимо, связана с тем, что в начале сезона абляции большая часть солнечного тепла использовалась сначала на таяние снега, который окончательно сходит в конце июня, и только потом начинается прогревание холодного верхнего слоя льда, в котором формировалась полость.

Поэтому тепло воды в основном использовалось на преодоление запаса холода в верхнем слое льда и на расширение каналов. Впоследствии после достаточного расширения каналов тепло воды в большей степени использовалось на «попятную» термоэрозию, что расширяло каналы и ускорило углубление шахты. В сентябре интенсивность поверхностной абляции сильно уменьшилась (в июле абляция 2-3 г/см² в день, в октябре в 10 раз меньше). Именно это определило уменьшение потока воды в полость, что привело к появлению более узкого вреза потока в лед, что хорошо видно на поперечных сечениях каналов полости (рис. 4.16).

Однако углубление полости в октябре могло произойти и из-за того, что с падением поверхностного стока на поверхности ледника, в пределах **ВДС** обнажилась часть фреатической зоны, которая не могла быть доступна в сентябре, поскольку была залита водой. Наша приблизительная оценка по рисунку 4.16 показала, что объем выросшей за лето полости приблизительно был равен 560 м³, что соответствует скорости таяния льда около 6,3 м³ в сутки. Эта величина близка к той, которую мы получили для ледника Башкара на Кавказе, что говорит о том, что для ледников, располагающихся в одной климатической и высотной зоне скорости формирования полостей **ВДС** очень близки.

Если мы сравним скорости вреза потока за лето в каналах **ВДС** на Кавказе и в Альпах с таковыми на Шпицбергене, то получим следующее соотношение: в первом случае на одном погонном метре полости стаивает около 5-6 м³ льда, а во втором – около 1,8 м³ льда, т.е. разница в интенсивности проработки каналов в первом случае примерно в 3 раза больше. По-видимому, возможность продолжительного существования каналов **ВДС** в ледниках Шпицбергена контролируется не только величиной таяния льда на стенках каналов, но и большей устойчивостью каналов к сжатию силами пластической деформации из-за более низкой температуры льда по сравнению с каналами **ВДС** в ледниках Кавказа и Альп.

Мы рассмотрели здесь примеры только для вертикальных полостей, вернее для каналов верхних частей **ВДС**. Исследование горизонтальных полостей **ВДС** и их динамики более затруднительно, поскольку они чаще всего являются многолетними и объем изменений (таяния) на стенах каналов оценить труднее, поскольку они невелики, а специальные измерения почти не проводились. Наши исследования в канале, расположенном в мертвом льду ледника Медвежий (Памир) летом 1982 г. показали, что интенсивность абляции на стенах подледного канала под действием потока воздуха, протекающего сквозь пещеру, составила около 1,2 г/см² в сутки, а в пещере на леднике Иньльчек (Тянь-Шань) – 0,1 г/см² в сутки [82, 347]. Если первый случай дает представление об интенсивности разрушения мертвого льда, то второй – об интенсивности разруше-

ния льда в пределах холодного слоя активного политермального ледника. Как видим, величина воздействия воздушных потоков на стены подледных каналов в мертвом льду может быть на порядок выше, чем на холодные стены каналов в политермальном леднике. В целом, интенсивность таяния льда на стенах подледных каналов можно оценить по температуре воздуха в них по методике, предложенной в работе [81]. Поскольку температуры воздуха в ледниковых трубах низки, ожидать большой интенсивности влияния воздушных потоков на стены каналов не приходится.

Измерения, проведенные в пещере на языке ледника Альдегонда (Шпицберген) в 2004-2005 гг. показали, что врезание потока в ледяное дно имеет не только разную величину, но и разную направленность (Табл. 4.12). Репер 1 был установлен в 10 м от входа, а репер 2 – в 50 м от входа. Как видим, врезание потока в дно имело наибольшую интенсивность в августе 2004 г. К середине сентября расстояние от репера до дна уменьшилось, что вероятно связано с отложением руслового материала на ложе, которое произошло при сокращении расхода потока. Дальнейшее уменьшение расстояния от репера до дна русла к июню 2005 г. было связано с нарастанием в русле слоя наледного льда. Как видим, величины врезов каналов в лед в верхней части **ВДС** и в каналах на выходе из нее сильно разнятся (по крайней мере, на порядок). Это может быть связано как с меньшими уклонами пещер на языке ледника, так и с разными температурами льда: на языке ледника он холоднее, чем на глубине 50-60 м от поверхности в верховьях ледника.

Таблица 4.12

Измерение расстояния от реперов в пещере на языке ледника Альдегонда до дна водного потока, см

Дата	Номер репера	
	1	2
13 августа 2004	140	127
30 августа 2004	158	142
16 сентября 2004	137	123
30 июня 2005	130	127
17 июля 2005	134	125

Динамика расширения внутрiledных каналов текущими потоками может быть оценена по методикам, предложенным для полностью заполненных водой каналов [409; 472] и для частично заполненных водой каналов [109, 239, 284; 304]. При этом скорость расширения каналов водными потоками возрастает с повышением расходов потоков и увеличением уклонов каналов, а также при уменьшении количества переносимых водой обломков пород. Естественно, скорость врезания потока выше в теплых ледниках, чем в холодном льду.

На целом ряде ледников были обнаружены ледниковые колодцы, целиком или полностью заполненные водой. При этом отмечалось колебание уровня воды в таких колодцах, которые имели четко выраженный циклический характер. Примером могут служить наблюдения, проведенные в таких заполненных водой колодцах на леднике Тиндаль (Анды) [169]. Измерения уровня воды в колодцах проводились с точностью 0,5 м, а расход втекающего потока оценивался с точностью около 20%. Несмотря на некоторую неопределенность зна-

чений количества воды, вытекающей из колодца подледниковым путем, удалось построить некоторые зависимости (рис. 4.17 и 4.18).

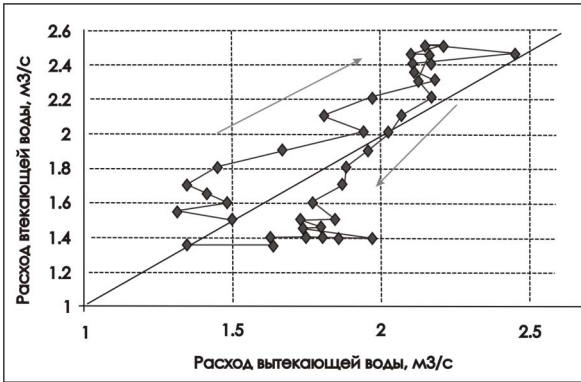


Рис. 4.17. Соотношение втекающей и вытекающей воды в колодец на леднике Тиндаль (Анды) [169].

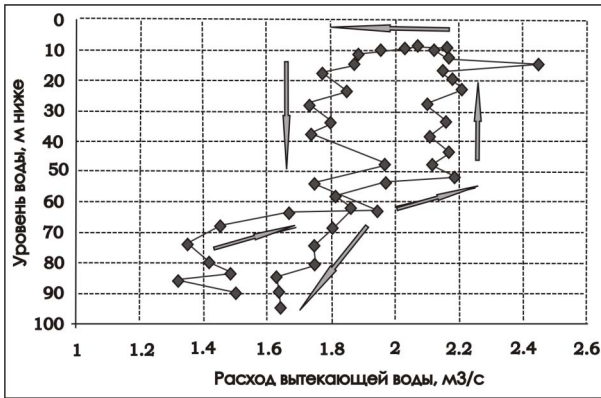


Рис. 4.18. Соотношение уровня воды ниже края колодца (глубина от поверхности льда) и расхода вытекающей из него воды на леднике Тиндаль (Анды) [169].

Как видим, количество вытекающей из колодца воды не зависит только от ее гидравлического давления. Отмечено, что количество вытекающей воды особенно возрастало при прохождении уровнем отметок от -50 до -70 м от поверхности льда, затем оно оставалось почти постоянным, изменяясь от 2,2 м³/с при подъеме уровня воды в колодце до 1,8 м³/с при падении уровня воды в колодце.

Вероятно, колебания уровня воды в колодцах были связаны как с колебанием величины поверхностного стока, так и с циклическими приспособлениями каналов **ВДС** к суточным изменениям давления внутриледных вод. По мнению авторов, эти измерения поддерживают гипотезу, что каналы **ВДС** расположены внутри ледниковой толщи около местного уровня грунтовых вод, а не у ложа ледника. Однако точность измерений не позволила авторам построить математическую модель гидродинамического состояния колодца. В будущем более точные измерения уровней и расходов в заполненных водой колодцах позволит оценить скорости деформации внутриледных каналов.

Самым важным итогом этих измерений уровней воды в колодцах оказалось понимание того, что теплые ледники очень чутко и быстро реагируют на суточные и более длительные изменения поступления воды в каналы **ВДС**. Это вступает в противоречие с представлениями о некоторой консервативности изменения каналов **ВДС** [409].

4.7.1.2. Изменение всей **ВДС** в целом

Поскольку магистральные каналы собирают воду из более мелких притоков, то можно считать, что **ВДС** имеет древовидную форму. Годовой цикл жизни проходит не одинаково в разных частях таких **ВДС**. На протяжении периода абляции наблюдаются процессы: а) присоединение к уже существующей **ВДС** новых элементов (при возникновении новых трещин и росте территории области абляции); б) рост расходов потоков воды в каналах **ВДС** во всех зонах из-за усиления поверхностной абляции, что приводит к расширению каналов в соответствии с расходами потоков [409]; в) осушение каналов (частичное или полное) верхней и нижней (а в редких случаях и средней) зон **ВДС** в конце периода абляции; г) временное или постоянное отделение частей от **ВДС** с постепенным заполнением их водой; д) прорыв воды из внутриледных емкостей. При сокращении стока через каналы в конце периода абляции нижняя часть средней зоны **ВДС** может разделиться на изолированные заполненные водой резервуары из-за обрушения сводов каналов или пережимания основного дренажного канала в нескольких местах в результате пластической деформации льда (в тёплых ледниках и теплых частях политермальных ледников), когда она перестаёт уравниваться напором воды. Именно существование протяженных замкнутых заполненных водой резервуаров в нижней части средней зоны **ВДС** может обеспечивать сохранение скелета **ВДС** (или элементов этого скелета) в ряде тёплых и холодных ледников в зимнее время. После подпруживания каналов **ВДС** в средней зоне начинает расти уровень воды сначала в них, а затем и в каналах верхней части средней зоны. Заполнение каналов водой происходит и зимой за счет вод, стекающих с не промороженных участков водосборного бассейна (тёплой фирновой зоны, из трещинных каналов внутри льда), трещин внутри ледяной толщи или перераспределения воды между внутриледными резервуарами. Весеннее поступление воды в среднюю зону может создавать высокое гидростатическое давление воды в каналах, что, наряду с движением ледника, будет способствовать вскрытию и возрождению всей **ВДС** после зимней консервации (путём объединения по вновь возникающим трещинам отдельных обособленных резервуаров).

На некоторых политермальных и тёплых ледниках обрушения каналов **ВДС** не происходит и сток воды из ледника продолжается и зимой, образуя обширные наледи в местах выходов воды из ледника на поверхность. Обычно это возможно, когда магистральные каналы **ВДС** не очень велики и потому более устойчивы к воздействию давления вышележащей толщи льда. Сток из таких каналов прекращается зимой (или весной) после заполнения (закупорки) выходного канала наледным льдом. После этого **ВДС** начинает заполняться водой до тех пор, пока возникшая преграда движению воды не будет сметена её возросшим давлением. До разрушения преграды возникшее высокое гидростатическое давление, способствуя возрастанию напряжений в толще льда, может создать фонтанные выходы воды на поверхность ледника [30].

ВДС, состоящие в основном из «связанных полостей», реагируют на сезонные колебания температуры практически также как и древовидные. Роль нижней части средней зоны здесь играют «связанные полости», а верхней – каналы, возникшие по трещинам и подводящие воду с поверхности ледника к «связанным полостям». При прекращении водного питания **ВДС** первыми смыкаются трещины, обеспечивающие связь с поверхностью ледника, и каналы, соединяющие между собой отдельные пустоты «связанных полостей». Это ведет к обособлению отдельных участков **ВДС**, в которых гидростатическое давление воды способствует их сохранению в зимнее время. Дальнейшее развитие **ВДС** происходит по описанному выше сценарию.

4.7.2. Многолетний цикл развития и эволюции **ВДС** ледников

Многолетняя эволюция **ВДС** основывается на увязке нескольких процессов: интенсивность поверхностной абляции и приток воды с окружающих ледник территорий, интенсивность врезания в лёд русел каналов **ВДС**, скорости движения ледника (и связанным с ним развитием трещин) и температуры льда. В соответствии с взаимодействием процессов, усилением или подавлением некоторых из них изменяется форма и положение **ВДС** в толще ледника.

4.7.2.1. Изменение отдельных элементов **ВДС**

К сожалению, пока имеется очень небольшой массив данных по изменению всей **ВДС** в многолетнем разрезе из-за редкости случаев повторного посещения одних и тех же ледниковых полостей. Рассмотрим сначала многолетние изменения отдельных элементов **ВДС**.

*Вертикальные участки **ВДС** (колодцы)*

Вертикальные участки ледниковых каналов, являясь одними из самых доступных для визуальных наблюдений, давно привлекали к себе внимание. Еще первые естествоиспытатели заметили, что колодцы смещаются вниз по леднику и вскоре теряют питание, заменяясь новыми вверх по течению ледника [156, 233]. При этом положение колодцев на протяжении многих десятилетий не изменялось, что ими, конечно, не воспринималось как изменение **ВДС** ледника, но явно свидетельствовало о движении льда и даже как бы фиксировало точку, по которой можно было эту скорость измерить.

Поскольку факты фиксации изменений отдельных элементов **ВДС** также немногочисленны, обратимся к примерам на конкретных ледниках.

Ледник Иньльчек (Тянь-Шань). В августе 1990 г. нам удалось посетить одну из ледниковых шахт, сток в которую был временно поглощен системой трещин, возникших в результате подвижки ветви ледника в ходе сброса вод ледниково-подпрудного озера Мерцбахера. До момента осушения в шахту стекал поток расходом около 1,5 м³/с. Исследования показали, что со дна широкого 30 метрового входного колодца с водобойной ямой глубиной более 2 м, по округлому почти горизонтальному каналу, идущему по трещине, ориентированной поперек ледника, вода сбрасывалась в глубину. Канал сначала на протяжении 10 м шел горизонтально. Четкий уровень изморози на стенах выше 1 м от дна канала свидетельствовал о том, что температура льда в августе на глубине 30 м от поверхности ледника была отрицательной. Далее канал выпадал в обширный зал, развитый по той же поперечной трещине, с наклоном пола около 20 градусов. Навал на полу свежих угловатых глыб льда однозначно указы-

вал на то, что обрушение произошло после осушения канала. Видимо оно стало результатом разгрузки напряжений, возникших во льду в своде канала после подвижки ледника. Спуск с завала привел в нижнюю точку зала, где находилось устье следующего колодца, имевшего входное отверстие 0,741 м, которое вело в полость, стены которой расходились в стороны с глубиной. Сброс ледяных обломков в колодец показал, что глубина отвеса, видимо, не превышала 30 м, и на дне стояло озеро. Таким образом, общая глубина этой ледниковой шахты не превышала 70 м. Попытка спуска в шахту на следующий день не увенчалась успехом, поскольку система трещин, перехватившая сток реки, к тому времени была заполнена водой, после чего сток воды в колодец возобновился. Строение шахты показывало, что она сформировалась у края трещины, далее, развиваясь по трещине, она, по-видимому, достигла дна трещины. Насколько дальнейшее развитие этой шахты определялось той же трещиной, установить не удалось.

В марте 1991 г. нам довелось посетить эту же ледниковую шахту. Однако спуститься во второй колодец не удалось и в этот раз. Дело в том, что в это время в зале над колодцем стояло озеро, вода в котором накопилась в результате стока талых вод с поверхности ледника. Видимо начавшийся сток талых вод с поверхности ледника в шахту, который происходил только в наиболее теплое время суток – днем, и блокировал наледью вход в нижний колодец. О правильности этого предположения свидетельствовал быстро повышающийся уровень воды в озере. Это наглядно показывает, что промороженные за зиму полости, располагающиеся внутри ледника в слое холодного льда, могут быть быстро перекрыты наледями во время весеннего еще не столь интенсивного стока талых вод.

Осенью 1993 г. нам удалось найти эту полость. Она располагалась примерно в 150 м ниже по течению ледника от поглотителя воды и видимо уже давно не получала водного питания. От полости сохранился только один участок галереи, отходившей от дна входного колодца. Поверхностная абляция за три летних сезона «съела» почти весь колодец, а расширившийся участок внутриледного канала оказался вблизи поверхности (на глубине 1-2 м). Примерно через 15 м наклонный канал сильно сужался и продолжения не имел. По характеру полости можно было судить, что канал, потеряв питание, перестал врезаться в лед. В результате накопления наледного льда из стекавших в колодец потоков талых вод, а также зимнего накопления снега в колодце, пол канала приподнялся, а вход в следующий колодец был окончательно погребен льдом. Поднятие свода канала, вероятно, было связано с воздействием на лед потоков теплого воздуха. Таким образом, мы видим, что каналы **ВДС**, потерявшие питание, начинают вытаивать изо льда из-за понижения поверхности ледника, на чем была основана методика картирования полостей по ежегодно изменяющимся срезам заполненной льдом полостей (рис. 4.19) [282].

Аналогично обстоит дело и на полярных политермальных ледниках. В них отмершая полость отшнуровывается от действующей **ВДС** и начинает заполняться снегом и льдом (залечиваться). Собирая весенний сток, полость, потерявшая связь с **ВДС**, заполняется водой и постепенно начинает промерзать, реализуя имеющийся в стенах запас холода. Как было рассмотрено выше (смотри Глава 3), для замерзания крупной полости с водой в холодном льду требуется несколько лет.

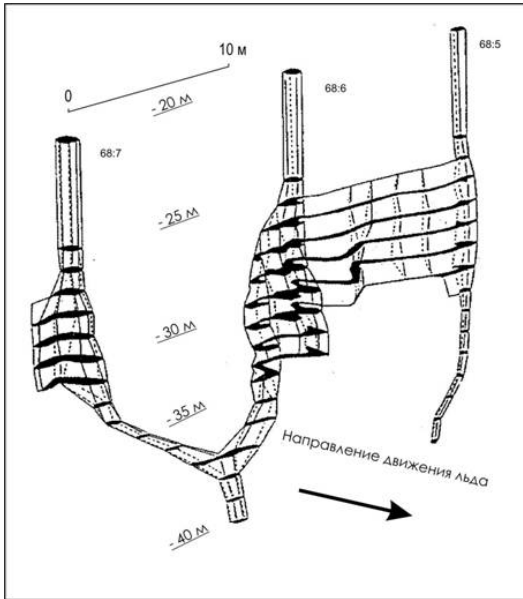


Рис. 4.19. Восстановленная картина строения внутрiledниковой полости по зарисовкам ежегодно выталаивающих срезов заполненной льдом полости [282].

Действительно, как мы видели на срезах залеченных льдом полостей на политермальных ледниках Шпицбергена, обнаженных поверхностной абляцией, в них можно было насчитать от 1 до 5, редко до 6 годовых слоев. При этом большее количество слоев было отмечено в более крупных по размерам залеченных колодцах. Однако четко видимые перерывы между годовыми слоями позволяли предполагать, что эти заросшие льдом колодцы могли не заполняться водой полностью, а в них могло происходить стекание по стенам пленочной воды (с последующим замерзанием водной пленки), проникавшей из коры таяния под снежную пробку, закрывавшую вход в колодец. Предположение основывается на неоднократных наблюдениях в летнее время толстой коры прозрачного наледного льда на стенах отмерших колодцев, которые прослеживались на большую глубину от поверхности.

Посещение одной и той же активной ледниковой шахты в 2002 и 2003 гг. на леднике Альдегонда на Шпицбергене показало изменение полости во времени (рис. 4.20 и 2.41).

За год было отмечен такой факт: глубина колодца за год не изменилась, несмотря на таяние на поверхности слоя льда не менее 2 м толщиной. Оказалось, что за это же время дно колодца углубилось также примерно на 2 м. Это означает, что активные колодцы могут сами поддерживать свои размеры, в частности глубину. Однако рост расходов потоков, поглощаемых колодцем, неизбежно приведет к его углублению, а падение расходов, наоборот, к уменьшению глубины колодца. Горизонтальная часть пещеры, начинающаяся от основания колодца, изменилась также незначительно. На участках спокойного течения воды на протяжении около 100 м визуальных различий обнаружено не было.

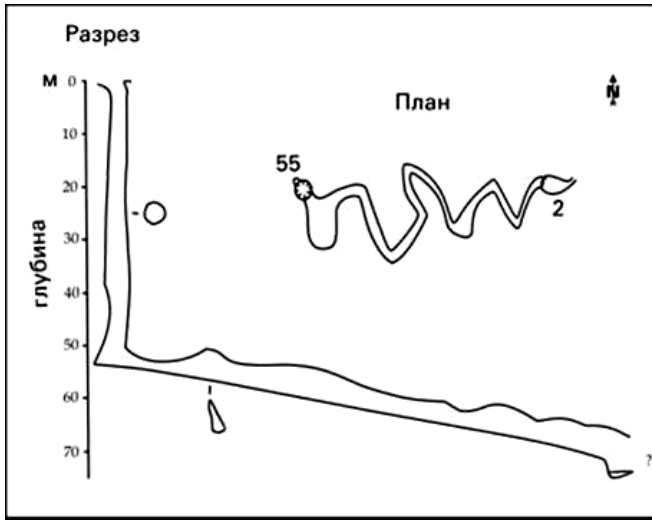


Рис. 4.20. Колодец № 1 на леднике Альдегонда (Шпицберген) в 2002 г.

Самые сильные изменения были отмечены в нижней и верхней частях полости. На нижнем участке полости, там, где в 2002 г. уклон пола внутрiledного канала увеличивался до 20 градусов и далее поток падал в колодец глубиной 2 м, произошло прободение петли меандра и спрямление русла. При этом старое дно канала оказалось приподнятым на 1,6 м над современным руслом. Эта величина соответствует годовому врезу потока в лед внутри ледника на глубине 70 м от поверхности льда. Поскольку наиболее активный врез потока в лед внутри полости обычно происходит в течение 2 месяцев (июль и август), то скорость врезания потока в лед в 2003 г. была примерно согласуется с данными, полученными экспериментальным и расчетным методами для поверхностных водотоков с близкими уклонами.

В результате спрямления русла из-за прорыва шейки меандра произошло некоторое смещение уступа колодца в направлении вверх по потоку. Здесь вполне уместно отметить, что во всех без исключения исследованных полостях наверху вертикальных уступов каскадов отмечаются продольные ложбины на боковых стенах, соответствующие прежнему положению струи воды. Это означает, что при врезании потока в лед всегда происходит смещение тальвега русла вверх по потоку, что особенно заметно на вертикальном уступе.

Скорости вреза потоков в лед зависят как от расхода потока, так и от уклонов русла. Аналогичные врезы отмечались и на поверхностных водотоках, когда они протекают в узких и глубоких каньонах. Однако если для поверхностных водотоков каждый врез соответствует одному году, то для ледниковых пещер соответствие врезам годовому периоду еще не доказано. Пока не было проведено документальных наблюдений, вполне можно ожидать появления новых глубоких врезов потока в лед из-за прохождения сквозь полость сильных дождевых паводков. Попытное отступление вертикальной стены колодца было зафиксировано и в верхней части полости. Здесь за год стена на дне колодца

(глубина не менее 30 м), по которой стекал поток расходом около 0,3 м³/с, сместилась в течение года примерно на 10 м, что соответствует горизонтальному перемещению стены со скоростью около 16 см/сутки.

Сравним эту величину со смещением стены колодца в глубине пещеры (на участке прорыва меандра). Здесь, согласно измерениям, смещение уступа за год произошло примерно на 3 м (высота 3,5 м), что соответствует скорости отступления около 5 см/сутки. Из этого следует, что с увеличением глубины колодца (H) (иными словами, с ростом высоты водопада) для одного и того же потока скорость отступления тыльной стены колодца (водопада) (L) растет по параболической зависимости, которую предварительно можно описать уравнением:

$$L = 0,07H + 1,48H^{0,5}, \quad (4.3)$$

где L – скорость отступления стены колодца, см/сутки; H – высота уступа, м. Конечно данных для построения кривой, показанной на рисунке 4.21 недостаточно и потому их следует считать предварительными. Хотя понятно, что тенденция роста скорости отступления края колодца с ростом высоты уступа водопада существует. Только дальнейшие исследования позволят уточнить форму этой кривой, что позволит использовать ее для разных потоков. Однако наблюдения на поверхности не показывают существенного смещения края колодца в течение длительных периодов (год и более), что видимо, связано с более низкими температурами льда в поверхностном слое льда и использованием части тепла потока на прогрев стен колодца.



Рис. 4.21. Зависимость отступления уступа колодца от его высоты; колодец 1, ледник Альдегонда (Шпицберген).

Один из сухих колодцев на леднике Альдегонда (Шпицберген) удалось посетить три раза на протяжении 3 лет. Посещение колодца летом 2001 г. показало, что он был покинут водой в 2000 г. и имел на момент исследования глубину около 45 м (в момент потери водного питания глубина колодца с учетом годового слоя таяния льда составляла около 47 м). Со дна колодца вбок отходил меандрирующая узкая галерея. В 2002 г. в колодец удалось спуститься

только до глубины 33 м, при этом дно колодца было сложено офирнованным снегом (провалившаяся снежная пробка, метелевый снег и возможно материал водо-снежных потоков, сброшенный в колодец в период таяния снежного покрова).

За год, с учетом годового слоя таяния, глубина колодца уменьшилась на 10 м. Летом 2003 г. в колодец удалось спуститься только на глубину 25 м, т.е. за год его глубина уменьшилась еще на 6 м. Мы предположили, что если в дальнейшем колодец не заполнится водой и не замерзнет, то уже через 4 года он будет полностью погребен снегом и льдом и исчезнет.

Возможно это один из способов уничтожения ледниковых колодцев на спокойных полярных ледниках. Наблюдения летом 2004 г. показали, что этот колодец оказался заполненным водой до самой поверхности ледника. Это означает, что через 3 года после прекращения питания водой колодец оказался полностью отделенным от активного канала **ВДС**. На леднике Тавле (Шпицберген) мы наблюдали, что снежные пробки в колодцах, которые перестали поглощать воду, могут сохраняться в течение всего лета вплоть до осени.

Исследования колодцев на леднике Вереншельда на Шпицбергене показало их изменение во времени. Рассмотрим для примера шахту Феликс на леднике Ханс [424]. Исследования в сентябре 1988 г. показали, что глубина входного колодца была равна 92 м (рис. 4.22).

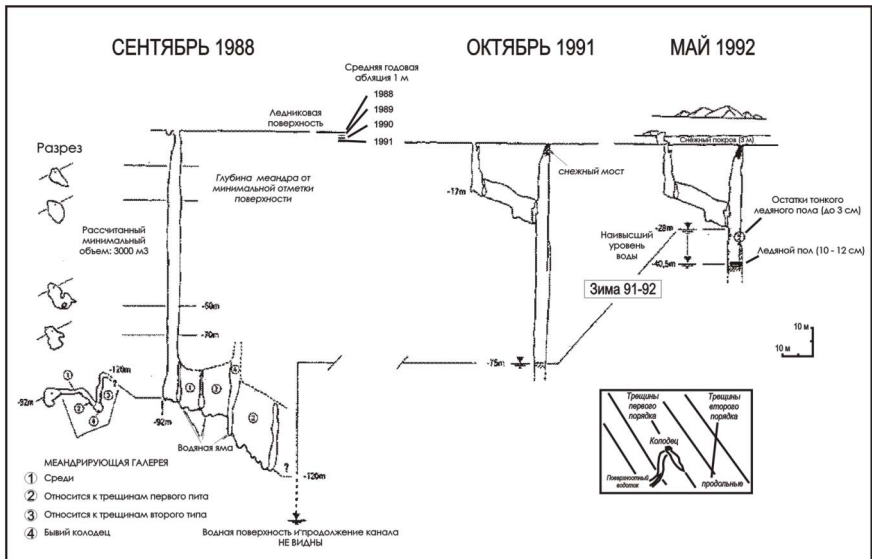


Рис. 4.22. Динамика изменения шахты Феликс на леднике Ханс (Шпицберген) [424].

Со дна колодца уходила щель вертикальной галереи, которая мелкими уступами, меандрируя, спускалась вниз. Канал был прослежен до глубины 120 м. В 1990 г. поток, который поглощал колодец, был перехвачен трещиной в 200 м выше по течению потока. Следующее посещение колодца состоялось в октяб-

ре 1991 г. Оказалось, что вход в колодец был блокирован снежной пробкой, но в 20 м от него вверх по течению потока имелся колодец глубиной 17 м, который меандрирующей галереей соединялся с основным стволом полости на глубине 20 м. Оказалось, что в основном колодце на глубине 75 м от поверхности стоял уровень воды, т.е. вся нижняя часть колодца была залита водой. Уровень –75 м соответствовал уровню – 78 м от поверхности ледника по состоянию на сентябрь 1988 г., когда полость была исследована впервые (с учетом стаявшей поверхности ледника).

Посещение того же колодца 1992 г. обнаружило, что уровень воды в колодце располагался на глубине 40,5 м, а на глубине 28 м на стенах колодца были видны забереги. Это говорит о том, что за год, прошедший с момента потери шахтой поверхностного питания водой, ее связь с **ВДС** ледника полностью прекратилась. Повышение уровня воды в колодце в течение зимы на 47 м, в период, когда снеготаяние на поверхности отсутствует, может свидетельствовать о подтоке в **ВДС** вод, дренирующихся из снежно-фирновой толщи в верховьях ледника, или об имеющихся в зимнее время перераспределениях воды внутри **ВДС**. В любом случае, подъем уровня воды в колодце зимой свидетельствует о прекратившемся (или крайне затрудненном) стоке воды из этой части **ВДС** к языку ледника, т.е. об изоляции отдельных частей **ВДС** с превращением их во внутрiledные резервуары воды.

Но понижение уровня воды в резервуаре колодца, которое, как видно по заберегам, происходило уже в зимнее время (толщина льда заберегов 0,5 – 3 см) может дать основание для предположения, что и зимой в пределах **ВДС** могут происходить некоторые структурные перестройки, которые, видимо, связаны с восстановлением старых или созданием новых связей между элементами **ВДС**, выражающихся в возможности сброса или перераспределения некоторого количества накопленных в резервуаре вод в другие части **ВДС**. Это означает, что **ВДС** не остаются фиксированными и неизменными в течение зимы, а, по крайней мере, в ее начале могут меняться.

Исследование других колодцев на этом же леднике показало, что для многих из них характерно заполнение водой после прекращения таяния на поверхности ледника (Табл. 4.13). Разные величины изменения уровня воды в колодцах за зиму говорят о том, что отдельные части **ВДС** обособлены друг от друга настолько, что водообмен между ними полностью отсутствует. При этом если осенью уровень стояния воды в колодцах, расположенных на разных абсолютных высотах сильно варьировал (от 20 до 70 м от поверхности), то весной глубина расположения уровня стояния воды в колодцах более нивелировалась (от 20 до 40 м). Оказалось, что наименьшие колебания уровня воды в колодцах отмечались в нижней части ледника, а более высокие – в верхней. Все это свидетельствует об отсутствии единого уровня грунтовых вод внутри ледяной толщи (смотри ниже).

Аналогичное явление было отмечено при исследовании колодца Изорторг на юго-западе Гренландии [370, 406]. В колодце была достигнута глубина 173 м до уровня озера 11 сентября 1993 г. А 15 сентября 1994 г. уровень озера в том же колодце установился на глубине 110 м. Видимо, что в первом, что во втором случае, после прекращения таяния на поверхности ледника и прекращения стока воды в него, произошло перекрытие каналов, соединяющих колодец с **ВДС**, что привело к обособлению колодца и частичному заполнению его

водой. Но во втором случае уровень воды в колодце установился на 63 м ближе к поверхности ледника, что могло быть связано как с подтоком воды с поверхности ледника при постепенно затухающей абляции, так и из-за подтока воды из другой части **ВДС**.

Таблица 4.13

Изменение глубины колодцев (до уровня воды от поверхности) с осени 1991 г. до весны 1992 г. на леднике Ханс (Шпицберген) [423]

Колодец	Высота входа, м н.у.м.	Уровень воды, м		
		09.1991	05.1992	Δ
М31	218	-53	-26	27
Феликс	202	-70	-40,5	29,5
М20	174	-38	-19,5	18,5
М39	121	-21,5	-21	0,5

Подтверждением этого явилось посещение этого колодца 29 сентября 1994 г., которое показало, что уровень стояния озера располагался уже на глубине 80 м от поверхности [459]. Мы видим, что за 14 дней уровень воды в колодце поднялся на 30 м, что соответствует скорости подъема уровня воды около 2 м/день, что, судя по разрезу колодца, соответствует притоку воды около 1000 м³/сутки (или около 110 л/с). Как видим, в течение сентября колодец продолжал наполняться водой.

Рассмотрим, как менялся во времени известный колодец «Grand Moulin» на леднике Мер-де-Глас (Альпы), который наблюдали еще естествоиспытатели в первой половине XIX века [156, 233]. Этот колодец посещался несколько раз: в 1897, 1986, 1988 и 1994 гг. [406]. Если в 1897 г. глубина входного колодца была равна 60,5 м, то в 1986 г. она составила – 71,5 м, в 1988 г. – 86 м, а в 1994 г. – 94 м. Как видим, идет постепенный рост глубины входного колодца, который особенно заметен в период с 1986 по 1994 г, составив прирост в 22,5 м (или на 2,8 м в год), в то время как за предыдущие 89 лет глубина колодца возросла всего на 11 м (около 0,12 м в год). Возможно, это углубление колодца в течение более чем ста лет связано с особенностями дегляциации горной страны. Ведь рост глубины колодца свидетельствует о росте глубины трещин, по которым закладывается колодец, что возможно связано с уменьшением скорости движения льда или сокращением его толщины. В 1897 и 1994 гг. были отмечены забереги в верхней части колодца. Это означает, что с приходом зимы после прекращения снеготаяния колодцы в теплых ледниках также заполняются водой из-за перекрытия каналов **ВДС**. Но из-за движения ледника, трещины, возникающие вновь, довольно быстро дренируют колодцы.

Горизонтальные участки **ВДС** (пещеры)

Изучение горизонтальных полостей политермального ледника Альдегонда (Шпицберген) также показало их изменение во времени. Если в 1980-х гг. пещера на языке ледника имела одноэтажное строение и протяженность галерей до 250 м [367], то уже двумя годами позже в ней было отмечено три уровня [29]. В 2001 г. на языке ледника было обнаружено несколько фрагментов некогда единой пещеры, которые были обособлены при замерзании воды в пещерных каналах (наледный и озерный лед). Протяженность отдельных участков полостей достигала 30-50 м. Все это говорит о том, что при отступании языка

ледника пещера, из которой происходил сброс вод **ВДС**, могла заметно изменяться, что было, видимо, связано как со строением самой **ВДС**, так и с характером подледникового рельефа под языком ледника, а также характером разрушения льда. На другом участке языка того же ледника была исследована сквозная подледниковая пещера с текущим в ней водотоком длиной около 250 м (поток с расходом около 0,3-0,5 м³/с тек по коренным породам подо льдом). В течение следующих двух лет все исследованные мелкие пещеры сильно уменьшились в длину, а осенью 2003 г. после продолжительного дождя 10-12 сентября были полностью уничтожены. Сквозная пещера уменьшила свою длину примерно до 200 м из-за отступления края льда у обоих ее входов. В 2004 г. длина сквозной пещеры уменьшилась до 150-170 м, а в 2005 г. – примерно до 100 м.

Попытки проникнуть в пещерный канал у левого борта ледника Альдегонда впервые были предприняты в 2001 г. Из него происходила основная разгрузка внутренних вод ледника (расход потока летом до 1,5 м³/с). Из-за низкого положения свода канал удалось проследить всего на 20 м. Он был каньоном врезан в породу и перекрыт плоским сводом льда. В 2002 г. вновь удалось проникнуть в эту пещеру. Канал был прослежен примерно на 50 м, но из-за низкого положения свода (около 0,5-0,8 м) и текущего по дну потока воды дальнейшее его прохождение было прекращено. Канал располагался подо льдом. Осенью 2003 г. после окончания таяния льда на поверхности ледника и прекращения стока воды из пещеры в нее удалось проникнуть на расстояние около 250 м от края льда. Осенью 2004 г. ту же пещеру удалось проследить на расстояние более 500 м от входа. При этом в 2003 г. пещерный канал переходил в горизонтальную внутриледную щель шириной до 15 м и высотой около 0,7-0,8 м примерно через 100 м от входа, а в 2004 г. канал пещеры становился подледным с горизонтальным сводом шириной 5-7 м и высотой 0,8-1,0 м примерно через 300 м от входа. Как видим, полости на языках ледников подвержены частым изменениям, что в данном случае связано с врезанием потока в лед и к ложе. Однако возможно изменение формы канала из-за блуждания и перехвата потоков, их образующих.

В 1966 г. была исследована пещера у правого борта ледника Восточный Ловен (Шпицберген) [246]. Длина пещеры составила 315 м. В сентябре 1980 г. пещера была исследована вновь (и названа Аидой), в ней было пройдено 550 м. В 1991 г. в пещере удалось пройти только 80 м, а в 1993 – 110 м [258, 259]. По-видимому, уменьшение протяженности пещеры во времени связано не только (и не столько) с отступанием края ледника, а с изменением размеров каналов в полости, что может определяться разными причинами (уменьшение размеров стока и оседание свода из-за пластической деформации, изменение воздушных течений, обрушение сводов и т.д.). Кстати, обрушения сводов неоднократно отмечались в этой пещере и именно с ним связывают значительное уменьшение длины пещеры [259].

Отмечается, что место выхода воды из-под ледника не отличается постоянством [58]. Так, выход реки Сельдара из-под ледника Федченко (Памир) ежегодно смещается на десятки, а то и сотни метров, а ледниковый грот то исчезает (как это было в 1957 г.), то вновь появляется.

4.7.2.2. Многолетние изменения ВДС в целом

К сожалению, информация о многолетней динамике **ВДС** в целом на подавляющем большинстве ледников отсутствует. Мы знаем только единичные примеры изучения изменений сквозной пещеры в леднике (т.е. прослеженной от входа до выхода – от места поглощения воды на леднике до ее выхода на языке ледника).

Изучение пещеры Липертавен на леднике Вереншельда на Шпицбергене (Рис. 4.23) проводилось в период с 1986 по 1993 гг. [402].

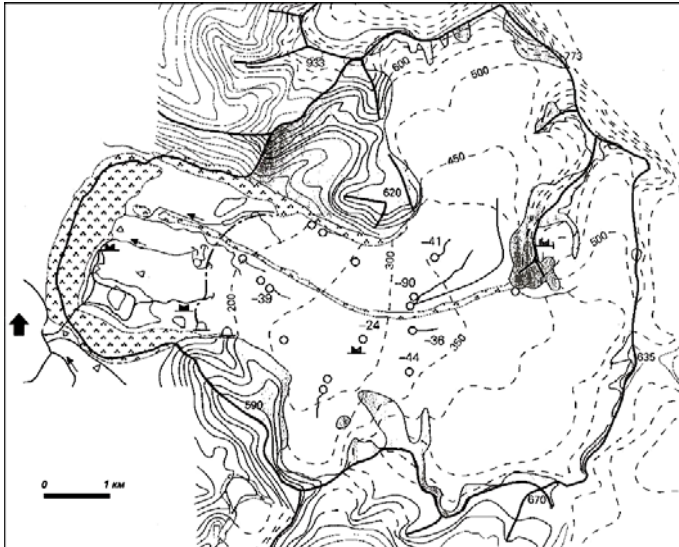


Рис. 4.23. Ледник Вереншельд (Шпицберген). Кружками показаны ледниковые колодцы. Цифры около кружков – глубина колодцев в метрах [402].

Первоначально (в 1986 г.) пещера начиналась вертикальным колодцем глубиной 80 м, который переходил в горизонтальную галерею длиной 450 м, которая заканчивалась ледниковым гротом на языке ледника. В 1993 г. пещера начиналась каскадом мелких колодцев, который уходил в лед с конца глубоко врезанного в лед каньона поверхностного водотока. Дойдя до ложа, канал становился полностью залитым водой (фреатическим). Нижняя часть полости оставалась доступной только со стороны языка ледника (рис. 4.24). Само собой разумеется, что по мере отступления края ледника часть пещерного канала «съедалась», что вполне компенсировалось приростом пещерного канала вверх по течению потока. Изменение со временем открытого вадозного канала в центральной части полости на фреатический говорит об изменчивости каналов **ВДС** и о том, что развитие **ВДС** не является жестко детерминированным от фреатической фазы развития к вадозной и далее к полному осушению каналов, а может на отдельных этапах изменять направленность процессов.

Это может быть связано, например, с локальным понижением ложа (котловина на ложе). Рассмотренная **ВДС**, которая сформирована пещерой Липертавен, может считаться типичной для языка ледника, но она не может служить

моделью **ВДС**, охватывающей значительную часть протяжения зоны абляции ледника.

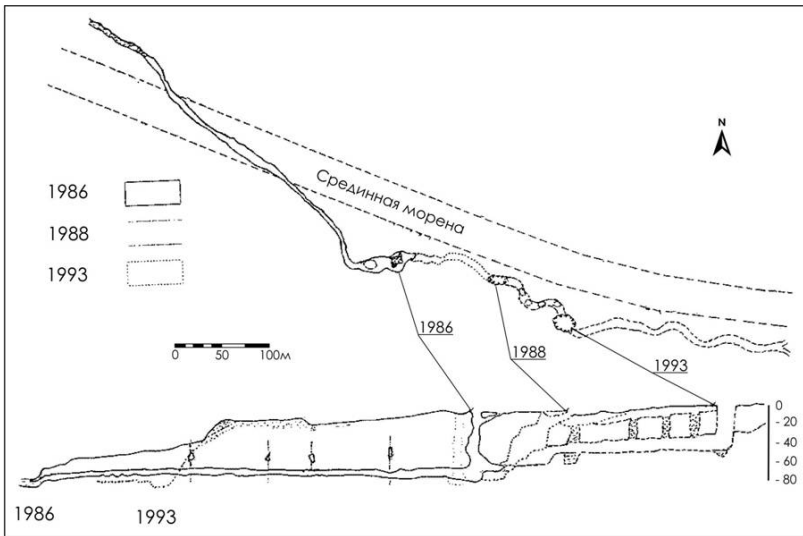
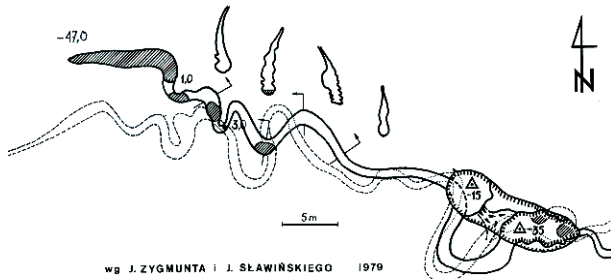


Рис. 4.24. Пещера Липертавен на леднике Вереншельда (Шпицберген) [402].

Исследования одной из шахт на леднике Вереншельда в 1979 и 1981 гг. показало, что в целом форма полости сохранилась, но были отмечены следующие изменения (рис. 4.25) [480]: 1) глубина входного колодца уменьшилась с 35 до 31 м; 2) общая глубина полости сократилась с 47 до 39 м; 3) протяженность нижней части полости возросла примерно на 10-15%; 4) сифонное озеро в нижней части полости, преградившее движение в 1979 г., в 1981 г. превратилось в проходимое озеро.



1979

Рис. 4.25. Изменение во времени формы одной из ледниковых шахт на леднике Вереншельда. Сплошной линией показан план шахты в 1979 г., пунктиром – план той же шахты в 1981 г. Движение ледника справа налево [480].

Изменение формы полости, по нашему мнению, видимо произошло по следующим причинам: 1) рост протяженности полости был связан как с увеличением амплитуды меандров, так и с растяжением полости из-за движения ледника; 2) уменьшение глубины полости могло быть связано с сокращением размеров потока, протекавшего по полости в 1980 и 1981 гг. Именно поэтому интенсивность поверхностной абляции могла обогнать скорость врезания потока в лед в галерее в нижней части шахты. Об этом также свидетельствует некоторое уменьшение ширины пещерной галереи и узость, которая преградила путь исследователям в 1981 г. Именно эта узость является наиболее четким свидетельством недостаточной силы водного потока для того, чтобы препятствовать пластической деформации сжимать каналы **ВДС**.

Изучение ледниковой пещеры Саркофаг на леднике Дрен (Шпицберген) показало, что в течение периода с 1998 по 2001 гг. плановое строение полости принципиально не изменилось (рис. 4.26) [273].

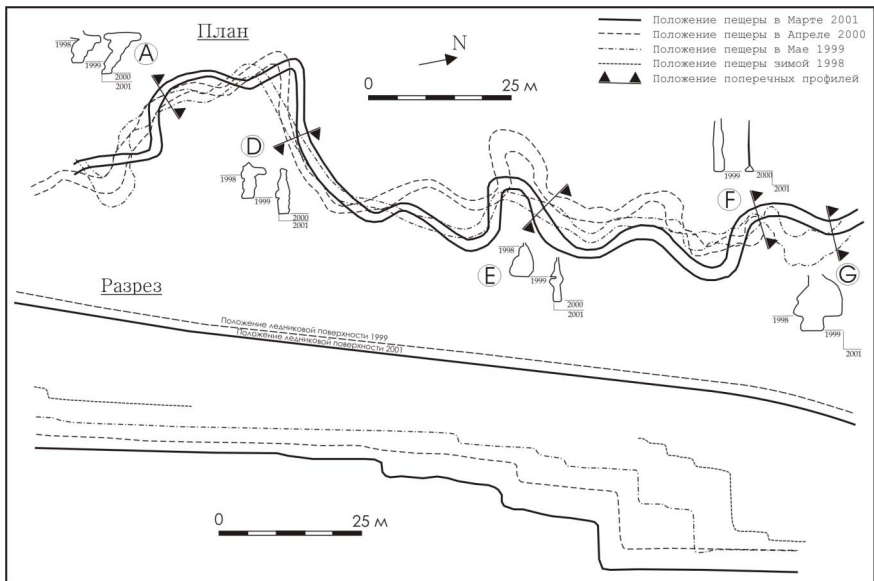


Рис. 4.26. Изменение формы полости ледниковой пещеры Саркофаг на леднике Дрен в течение периода с 1998 по 2001 г. [273].

На плане полости можно видеть некоторое смещение петель меандров в направлении вниз по леднику на расстояние 10-15 м, что составляет величину около 5-7 м/год. На поперечных сечениях канала видно, что верхние участки галерей сжимаются пластической деформацией, в то время увеличение размеров каналов происходит в их нижних частях за счет врезания в лед в пределах русла потока, текущего по дну полости.

На продольном разрезе полости можно видеть, что на слабо наклонных участках галерей врезание потока в лед происходило достаточно равномерно на протяжении всего периода наблюдений. При этом интенсивность врезания в лед внутриледного потока примерно вдвое превышало интенсивность по-

верхностной абляции, что обеспечивало не только сохранение внутрiledного положения полости на определенной глубине от поверхности, но и даже ее некоторое углубление. Наиболее интенсивное изменение в строении канала было отмечено на уступах каскада мелких колодцев. Оказалось, что уступ глубиной 10 м испытал наибольшие изменения за период наблюдений. Было отмечено его смещение по горизонтали примерно на 25 м за три года, что соответствует скорости отступания края обрыва около 8 м/год.

Видимо, столь большие скорости смещения уступов приводят к выработке нового профиля равновесия в пределах всей **ВДС** при изменении местного базиса эрозии. Высокие скорости горизонтального смещения уступов в каналах **ВДС** могут быть причиной быстрого прироста объемов каналов системы.

Примером многолетней динамики подледниковой **ВДС** может служить исследование пещеры ледников Парадайс/Стивенс (гора Рейнир, Каскадные горы, США) (рис. 4.27) [161].

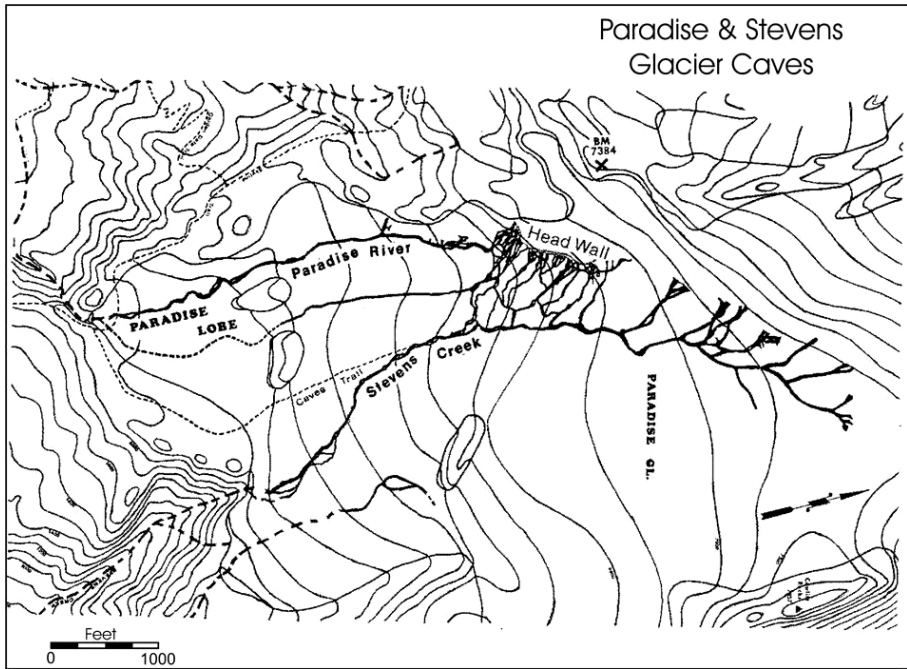


Рис. 4.27. План пещеры Парадайс на леднике Парадайс – Стивенс, гора Горниер (Кордильеры) [161].

Несмотря на то, что пещера представляет собой пример полости, возникшей в вулканическом районе, динамика ее очень показательна. Пещера была заложена под толщей снежно-ледяных образований (снег, фирн, лед), и пропилена подо льдом теплыми, возможно ювенильными водами. Пещера известна и посещалась с 1904 г., и все исследователи отмечали ее изменчивость во времени. Поскольку толщина снежно-ледяной толщи не превышала 15 м, отдельные участки пещерных галерей обрушивались после непомерного расши-

рения. На поверхности возникла крупная воронка. После зимних снегопадов и метелей место провала полностью заметалось снегом и через некоторое время сначала вода, а потом теплый летний воздух, циркулирующие в полости, восстанавливали утраченные на время участки пещеры.

Однако, такая «регенерация» пещерных галерей могла происходить только в центральной части ледника, но не на его края. Это вело к тому, что, сохраняясь в центре, каналы обрезались по краям ледника при сокращении размеров ледяного поля

В условиях глобального потепления климата, когда ледники горы Рейниер стремительно уменьшались (ледник Парадайс за 50 лет отступил на 1220 м), это не могло не сказаться на протяженности галерей пещеры.

В Таблице 4.14 показано изменение суммарной протяженности галерей пещеры в период с 1970 по 1993 гг. Для пещеры этот период закончился плачевно – с исчезновением ледника в 1993 г. пещера полностью исчезла.

Таблица 4.14

Изменение суммарной протяженности галерей пещеры ледников Парадайс/Стивенс, по данным [161]

год	Протяженность галерей, км
1967	2,4
1970	3,2
1974	≈12,8
1978	13,25
1979	11,9
1985	≈4
1991	≈2
1993	≈0

Рост протяженности галерей определялся картированием вновь пройденных участков пещеры. Полное картирование всех галерей было завершено в 1978 г. Однако, быстрое отступление края ледника привело к быстрому сокращению снежно-ледяного поля и уменьшению протяженности галерей полости. К 1993 г. пещера перестала существовать. При этом оказалось, что с 1967 г. на участке ледника длиной 1,6 км было закартировано суммарно около 24 км пещерных галерей. Как оказалось, ледник был полым примерно на 10% его объема [269-271, 12-14]. Средняя ширина галерей в полости была равна 6 м, высота 3 м (рис. 4.28 на вкладке).

Как видим, ледниковые полости изменяются с уменьшением размеров ледников и могут полностью исчезнуть за короткое время. Этот пример также наглядно показывает, что полости внутри мертвого ледяного тела могут занимать большой объем, что способствует существенному ускорению таяния льда. Наши приближенные расчеты показывают, что в 1980 г. за счет поверхности сводов галерей подледниковой пещеры ледник Парадайс увеличил свою площадь абляции примерно на 20%. Вероятно именно тут кроется одна из причин быстрого разрушения изнутри языков деградирующих ледников так называемым «ледниковым карстом». При этом уменьшение таяние льда на поверхности ледников из-за брони моренных отложений отчасти компенсируется

усилением таяния ледника изнутри под действием циркулирующих в каналах потоков воды или воздуха. А поскольку теплоемкость воды примерно в 30 раз выше теплоемкости воздуха, то вода, стоящая (или текущая) внутри подледных каналов могла способствовать еще более интенсивной деградации льда изнутри.

Тем не менее, анализ многолетних изменений отдельных элементов **ВДС** позволяет построить вероятностную модель многолетних изменений **ВДС**, типичных для ледников.

4.7.2.3. Изменение **ВДС** в течение длительных периодов

Чтобы подойти к пониманию длительной эволюции каналов **ВДС**, построим двумерную модель теплого ледника с развитой внутри него простой системой **ВДС**, состоящей из одного канала (рис. 4.29). Рассмотрим различные сценарии изменения канала **ВДС** во времени.

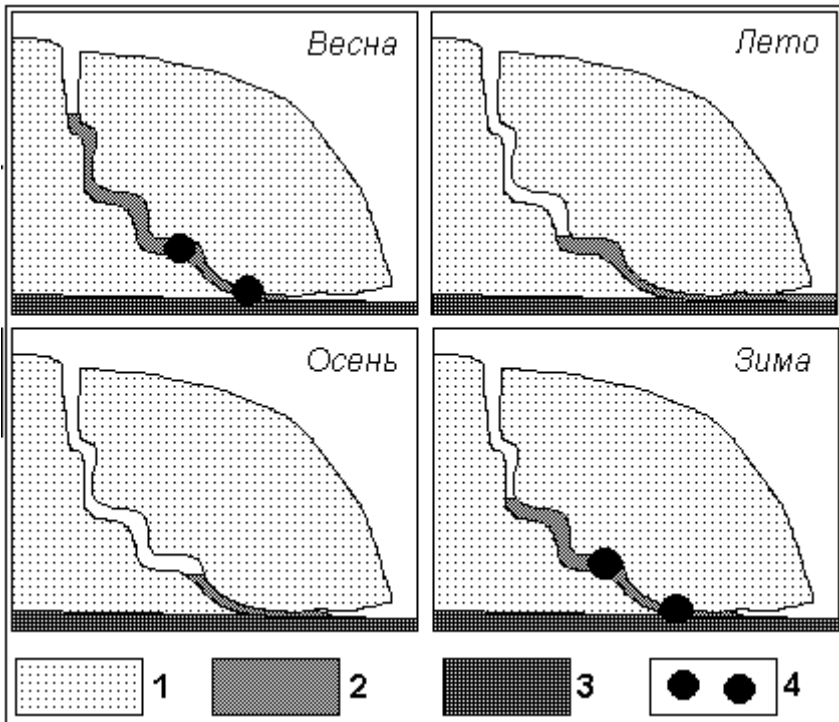


Рис. 4.29. Принципиальная схема, показывающая строение **ВДС** ледника и годовой цикл ее развития. 1 – лед, 2 – вода, 3 – ложе ледника, 4 – места блокады канала **ВДС**.

Сначала рассмотрим самый простой случай (сценарий), когда ледник изменяет свои размеры, но движение и пластическая деформация льда отсутствуют. В этом случае новые трещины не возникают и можно наблюдать только изменение геометрических размеров ледника. Сокращение размеров ледника

происходит при повышении его высоты границы питания, как это отмечается в настоящее время на ледниках в западной части архипелага Шпицберген [103], поэтому возможны два варианта, которые сопровождаются: 1) ростом площади водосбора колодца; 2) сокращением площади водосбора колодца (если ледник оказался ниже высоты границы питания).

В первом случае понижение поверхности ледника будет сопровождаться увеличением притока воды в **ВДС**, что приведет к росту объема ее каналов и их врезанию в лед до тех пор, пока не установится новый профиль равновесия. Поскольку по этому сценарию понижение поверхности ледника происходит ежегодно, то и выработка нового профиля равновесия будет происходить непрерывно. В итоге, из-за попятной термоэрозии наклонная часть **ВДС** (каскад) будет «съедена», и входной колодец достигнет ложа. Далее вся остальная часть **ВДС** станет подледниковой. Отсутствие пластической деформации и движения льда не будет препятствовать росту полостей **ВДС**, в результате чего, пустотность льда будет расти. В подледной части **ВДС** начнутся обрушения льда, которые станут на короткие или продолжительные периоды блокировать течение воды. В конце концов, настанет момент, когда блокада каналов не сможет вскрыться в весеннее время, **ВДС** заполнится водой и если преграда движению воды окажется устойчивой к растущему гидростатическому давлению, то **ВДС** неизбежно умрет. Поскольку по этому сценарию трещин в леднике нет, то новая **ВДС** возникнуть не сможет.

Во втором случае понижение поверхности ледника сопровождается уменьшением стока в **ВДС**. В некоторый момент может возникнуть такая ситуация: понижение поверхности ледника будет опережать врез в лед каналов **ВДС**, а это означает, что будет происходить «вылезание» каналов на поверхность, т.е. их вытаивание. Это выразится сначала в том, что глубина входного колодца будет уменьшаться, а поскольку каналы не смыкаются под действием пластической деформации, то вскоре наклонная часть **ВДС** может превратиться в открытый каньон с ледяными стенами. Однако этот процесс будет бороться с другим процессом – возникновением блокады течения воды в подледниковом канале. Если победит первый процесс, то **ВДС** превратится в открытую дренажную систему. А победа второго процесса приведет к залечиванию каналов **ВДС**, как и в первом случае.

Если рассмотренную ситуацию приложить к условиям роста ледника, то возможен только один сценарий. Понижение высоты границы питания ледника приведет к постоянному сокращению площади водосборного бассейна входного колодца **ВДС** и сокращению продолжительности периода абляции, а значит и уменьшению количества поступающей в колодец воды, а также периода ее поступления. Сокращение размеров питания каналов **ВДС** приведет к постепенному уменьшению скорости прироста объема **ВДС**. Физический рост высоты поверхности ледника приведет к росту глубины входного колодца. При этом количество снега, поступающего в колодец зимой, также будет расти. В результате возникнет момент, когда тепла поступающей в колодец воды станет хватать только на таяние этой снежной пробки, а впоследствии часть снега в колодце даже будет перелетовывать. Это приведет к полной блокаде колодца, а впоследствии и залечиванию его за счет вод, просачивающихся в холодный снег в период абляции. Таким образом, **ВДС** потеряет питание и будет погребена в толще льда. Однако с этим процессом погребения **ВДС** со стороны вхо-

да будет конкурировать другой процесс – стремление водотока в подледниковой части **ВДС** расширить канал настолько, что он станет неустойчивым, и будут происходить обрушения льда. В итоге оба конкурирующих процесса приведут к деградации **ВДС**. При этом оба процесса будут разделены во времени: первый из них будет более активным на конечном этапе эволюции **ВДС**, а второй – на начальном.

Как мы видим на рассмотренном примере, полное отсутствие движения и пластической деформации льда неблагоприятно для развития **ВДС** как при деградации, так и при разрастании ледников.

Теперь рассмотрим более сложный, но более реалистичный сценарий эволюции **ВДС** при сокращении и росте ледника в присутствии движения, пластической деформации и роста трещин. В случае отступления ледника также возможны два сценария: с ростом и сокращением области водосбора колодца. При сокращении области водосбора колодец будет со временем получать все меньшее количество воды. Поскольку в стадии деградации такой ледник не будет активно перемещаться, то движением льда можно пренебречь, хотя трещины во льду время от времени будут возникать. С понижением поверхности ледника будет происходить врезание каналов **ВДС** в лед с целью сохранения профиля равновесия русла водотока, текущего в **ВДС**. Поскольку пластическая деформация будет контролировать размеры каналов **ВДС**, то обрушения в ее подледной части происходить не будут, а, значит, не произойдет и подпруживания каналов **ВДС**. Сокращение питания **ВДС** приведет к тому, что углубление колодца станет отставать от скорости понижения поверхности ледника, что при значительном превышении таяния над врезанием приведет к тому, что внутриледные части **ВДС** станут располагаться все ближе к поверхности льда. Закончится это тем, что вся система каналов **ВДС** просто вытает при понижении поверхности льда. И даже возникновение трещин не будет способно решить проблему, поскольку и в новом колодце врезание его дна будет отставать от поверхностного таяния. В дополнение к этому пластическая деформация будет стремиться сомкнуть каналы, из-за чего при уменьшении стока в колодец будет происходить уменьшение поперечного сечения канала.

При росте площади водосбора (или если она сохраняется постоянной) колодец станет углубляться интенсивнее понижения поверхности ледника, что, в конечном итоге, приведет к прорезанию ледника каналом насквозь, так что вода сквозь колодец сразу будет проникать в подледниковые каналы. При возникновении нового колодца по трещине выше по течению ситуация изменится только кратковременно, поскольку углубление и этого колодца будет опережать понижение поверхности ледника. Сокращение площади ледника вызовет уменьшение длины подледного канала, которая может быть компенсирована приростом **ВДС** вверх по течению ледника за счет появления новых трещин. Таким образом, появление новых трещин выше по течению ледника от колодца будет способствовать сохранению **ВДС** от разрушения. Это означает, что **ВДС** в отступающем леднике при росте или сохранении площади водосбора колодца вполне способна существовать, пока ситуация не изменится, т.е. при повышении высоты границы питания ледник может перейти в состояние, когда размер площади водосбора начнет сокращаться (т.е. в предыдущее состояние).

При стабильном положении ледника можно будет наблюдать следующую ситуацию: колодец будет получать постоянное питание, но если оно будет

обеспечивать более быстрое врезание потока в канале **ВДС**, чем на поверхности ледника, то канал будет углубляться, стремясь достигнуть ложа ледника. А если скорость врезания канала будет отставать от понижения поверхности льда, то внутриледная часть **ВДС** будет иметь тенденцию к вытаяванию.

Если ледник будет наступать, то рост высоты поверхности и сокращение размеров области водосбора **ВДС** за счет понижения высоты границы питания будут стремиться погребсти под снегом вход в **ВДС**. И это окончательно произойдет, если колодец окажется вблизи высоты границы питания. Потеряв питание, каналы **ВДС** будут через некоторое время сжаты пластической деформацией. Единственная возможность **ВДС** выжить в условиях наступания ледника – получать питание через колодцы, расположенные ниже начального колодца, т.е. в условиях достаточного питания.

Кратковременные изменения климата и положения высоты границы питания не должны сильно сказываться на **ВДС**, поскольку ее развитие обладает определенной инерционностью. Конечно, сильное кратковременное (сезонное или на протяжении целого ряда лет) понижение высоты границы питания может кратковременно затормозить или даже заблокировать развитие верхней части **ВДС**, но последующий подъем высоты границы питания способен восстановить **ВДС** либо в том же объеме как ранее, или перестроить ее в соответствии с возникшими новыми условиями. Аналогично потепление климата может побудить разрастание **ВДС** вверх по леднику, но вернувшиеся более холодные условия будут способствовать погребению верхнего участка **ВДС**. Значит, во время кратковременных изменений климата происходят перестройки структуры **ВДС**, но колебания климата возвращают все на круги своя. Значит, при общей неизменности климата, в среднем **ВДС** ледников будут достаточно стабильными в размерах. Отсюда следует, что определяющим в развитии **ВДС** ледников являются не кратковременные колебания климата, а его общая направленность, т.е. тенденция (тренд).

Если мы рассмотрим аналогичные сценарии для политермального ледника, то увидим следующие отличия. Собственно канал **ВДС** располагается также как и в теплом леднике, но холодный лед пересекает **ВДС** в двух местах: в начале (входной колодец) и в конце (ледниковый грот на языке ледника и участок галереи перед ним). Остальной канал **ВДС** располагается внутри ледника ниже холодного слоя или в его нижней части. При сокращении размеров ледника холодный слой льда будет прижимать канал **ВДС** к ложу ледника, а при промерзании подледного талика **ВДС** полностью исчезнет еще задолго до полной дегградации ледника. Во всех тех случаях, когда канал **ВДС** будет иметь тенденцию к вытаяванию (когда врезание канала будет отставать от понижения поверхности ледника), это неизбежно приведет к тому, что канал, оказавшись в толще холодного льда, залечится льдом еще до того как приблизится к поверхности ледника. Поскольку выход воды из **ВДС** также располагается в пределах холодного льда, то выходной канал может блокироваться наледным льдом в зимнее время, когда сток из **ВДС** невелик. Этому также может способствовать дополнительное промерзание льда за счет отрицательных зимних температур воздуха. Это может служить дополнительной причиной блокады каналов в нижней части **ВДС**. В остальном, развитие и эволюция каналов **ВДС** в политермальных ледниках подобны таковым в теплых ледниках.

Общая схема формирования и эволюции **ВДС**

На основе вышеизложенного можно представить обобщённую схему формирования и эволюции **ВДС**. Вполне понятно, что для каждого типа ледников будут характерны различные особые, наиболее им присущие сочетания простых **ВДС** и их элементов (Табл. 4.2). Для крупных тёплых и политермальных ледников наиболее типичны сложные древовидные дренажные системы, иногда сочетающиеся с зачатками связанных или рассредоточенных систем (при наличии соответствующих благоприятных форм рельефа на ложе ледника). Для мелких тёплых ледников характерны связанные системы подлёдного дренажа с отдельными элементами древовидных систем (каналы с поверхности ледника до ложа). Для мелких холодных ледников наиболее вероятно отсутствие **ВДС** (в редких случаях возможно появление зачатков древовидных систем). Возможно несколько путей развития **ВДС**.

Вполне понятно, что эволюция каждой конкретной **ВДС** прямо связана с эволюцией ледника. Разрастание или деградация ледника однозначно ведёт к росту или уменьшению размеров **ВДС** (но не всегда объёмов каналов) в нём. Огромное влияние на строение **ВДС** оказывают неравномерное распределение скоростей движения льда, что проявляется в различии величин напряжений и пластической деформации льда в разных частях ледника, а также возможное неоднородное состояние теплового поля ледника.

Наиболее вероятным представляется первоначальное зарождение **ВДС** методом последовательного доразвивания как довольно крупными частями локальных **ВДС**, так и их элементами (например, приращение **ВДС** за счёт перемещения колодцев вверх по леднику (Рис. 4.30) [410].

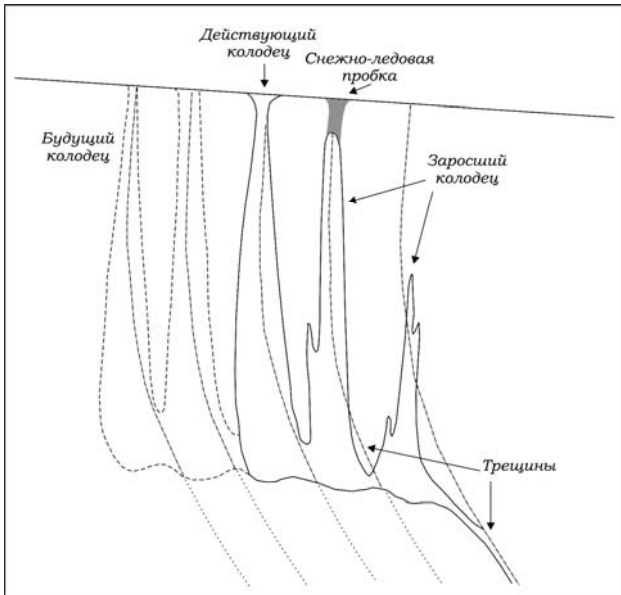


Рис. 4.30. Схема, показывающая смещение колодца вверх по леднику с последующим залечиванием отмерших каналов [411].

Вероятно, немалое значение для формирования **ВДС** могут иметь пульсационные выбросы воды в дренажную систему из внутриледных, подледных и наледных ёмкостей, что может вести к скачкообразному росту объёма каналов **ВДС**. Накопление воды в этих полостях обусловлено неравномерным полем напряжений в толще льда, а в отдельных случаях и само усиливает напряжённое состояние в некоторых частях ледников. Большие значения гидростатического давления, возникающие в этих полостях, и являются причиной их быстрого опорожнения в дальнейшем. Ускоренное движение воды по ледяным трубам во время прорыва таких полостей приводит к более интенсивному расширению каналов и росту их пропускной способности для воды.

Таким образом, не существует простого единого механизма образования **ВДС**, который можно было бы распространить на все ледники.

Простые (чистые) типы дренажных систем внутри ледников (внутриледные и подледные) очень редко могут образовывать дренажную систему всего ледника. Например, до 2004 г. мы предполагали, что **ВДС** ледника Альдегонда на Шпицбергене является внутриледной. Однако исследование пещеры на языке ледника в 2004 г. показало, что мы ошибались, а канал через 300 м от входа стал подледным. Для ледников наиболее типичны сложные, комбинированные (представляющие собой различные сочетания внутриледниковых и подледниковых) древовидные **ВДС**, осложнённые в некоторых случаях наличием элементов связанных дренажных систем (в пределах выступов ложа). Для каждого типа ледников характерны различные особые, наиболее им присущие сочетания простых **ВДС**: для крупных тёплых и холодных ледников - древовидные системы, иногда сочетающиеся с зачатками связанных систем (при наличии соответствующего рельефа на ложе ледника), для мелких тёплых ледников - связанные системы с отдельными элементами древовидных систем, для мелких холодных ледников - отсутствие **ВДС** (в редких случаях возможно появление зачатков древовидных систем).

Проведённый анализ показал, что наибольшим распространением в толще ледников пользуются древовидные **ВДС**. Эти дренажные системы, по-видимому, возникают путём присоединения небольших, возникших по трещинам, местных **ВДС** к уже существующей дренажной системе (или её участку, сформировавшемуся ранее). Большое значение в сохранении **ВДС** в течение зимнего времени может иметь возникновение внутри ледников изолированных водонаполненных резервуаров, где вода находится под высоким гидростатическим давлением.

Предложенные варианты формирования и эволюции внутренних дренажных систем ледников не могут считаться единственно возможными.

4.8. Возраст **ВДС** в разных ледниках

Для структуры **ВДС** время, прошедшее с момента ее возникновения в процессе эволюции ледниковой системы мы считаем возрастом **ВДС**, а время существования каждого из переменных состояний **ВДС** внутри определенной ледниковой системы – долговечностью **ВДС**. Таким образом, возраст **ВДС** – это продолжительность ее существования в эволюционном ряду в качестве определенного структурно-динамического типа. Долговечность – период вре-

мени, в течение которого тот или иной элемент **ВДС** существует на данной территории.

Часто о древности **ВДС** судят на основе возраста одного из ее компонентов, например, ледникового колодца. Однако, как правило, знания возраста одного компонента бывает недостаточно. Возраст **ВДС** определяется тем сроком, в течение которого взаимоотношения между ее компонентами продолжают оставаться более или менее подобными [138].

Говорить о возрасте **ВДС** можно только условно, поскольку на современном уровне знаний невозможно точно установить время зарождения **ВДС**. В зависимости от подхода к этому вопросу можно получить данные разного масштаба. Если основываться на том, что при формировании **ВДС** происходит ее последовательный прирост в верховьях ледника, сопровождаемый «соединением» нижней части **ВДС** на языке ледника, то можно говорить, что первичная **ВДС** в конкретном месте ледника зародилась, скорее всего, не позже того времени, которое отделяет перемещение льда от этой точки до языка ледника. Например, если протяженность **ВДС** равна 14 км, как это наблюдается при сбросе вод ледниково-подпрудного озера Мерцбахера (ледник Иньльчек, Тянь-Шань), а средняя скорость перемещения льда равна 50 м/год, то возраст **ВДС** должен превышать 280 лет.

Если брать в расчет непрерывность формирования **ВДС**, то можно придти к выводу, что существующая на леднике **ВДС**, как это не парадоксально, может быть гораздо старше, чем лед, в котором она заложена. Это не означает, что возраст каналов, создающих **ВДС** будет больше возраста льда. Подразумевается, что данная структура **ВДС** в леднике зародилась гораздо раньше по сравнению со временем, которое пройдет пока частица льда минует весь путь от самой верхней до самой нижней точки ледника. **ВДС** и ледник составляют неразрывное единство и стремятся находиться в равновесии друг с другом. Поэтому, утверждение о превышении возраста **ВДС** над возрастом льда верно только для ледников, находящихся в равновесии. Т.е. при медленном перемещении ледника **ВДС** непрерывно наращивается в верховьях и срабатывается («соедается») в нижней части ледника. Лед может многократно стечь от верхней точки ледника до нижней, а **ВДС** будет продолжать существовать.

Трудность определения времени зарождения **ВДС** не означает невозможности оценки возраста отдельных ее элементов. Известно, что возраст элементов системы меньше возраста самой системы [138]. Мы можем говорить о возрасте: а) отдельных колодцев, а также их участков; б) внутрiledной части **ВДС**; в) подледной части **ВДС**; г) грота на конце ледника и ледниковой пещеры, связанной с этим гротом. Естественно, что самый большой объем информации существует по тем участкам **ВДС**, которые доступны для визуального наблюдения. Это места входа воды в лед и выхода из-под него, т.е. колодцы (мельницы) и ледниковые гроты.

Постоянные изменения формы и размеров ледниковых мельниц, говорят о том, что возраст их невелик. Один и тот же функционирующий колодец можно наблюдать на леднике от одного до нескольких лет. Продолжительность жизни колодцев зависит от расхода поглощаемых ими водных потоков, активности ледника и орографии его ложа. Чем крупнее водоток и чем пассивнее ледник, тем больше возраст может быть у отдельных колодцев. С размерами водотоков возраст колодцев связан непосредственно, поскольку большее количество

текущей в колодец воды способно растопить большее количество льда, создав более крупные колодцы, у которых вероятность быть перекрытыми снежной или ледяной пробкой или потерять питание падает с ростом размеров. Связь возраста колодцев с активностью ледников не прямая, а опосредованная. Активность ледников выражается в скорости движения льда, которое сопровождается возникновением трещин. Т.е. количество трещин, возникающих в движущихся ледяных телах в единицу времени, примерно пропорционально активности ледников. А чем чаще будут возникать трещины, тем быстрее они будут перехватывать поверхностные водотоки, и тем меньше будет возраст ледниковых мельниц. И наоборот, пассивность ледников подразумевает малое количество трещин, которые редко подновляются, что благоприятно для увеличения времени жизни колодцев.

Исследования на теплых альпийских ледниках (ледник Горнер, Альпы) показали, что средний возраст крупных колодцев исчисляется 3-5 годами [385] и зависит от местных скоростей движения ледника: более интенсивное движение ледника сокращает период активности колодцев. При этом мелкие колодцы имеют более короткий период активности. Для ледника Башкара (Кавказ) срок активности колодцев исчисляется 1-2 годами.

Аналогичные выводы были сделаны после изучения колодцев на полярных ледниках. Так, на леднике Альдегонда (Шпицберген) продолжительность жизни мелких колодцев (диаметр до 0,5 м) исчисляется 1-2 годами, средних (диаметр до 1 м) – 2-3 годами, а крупных колодцев (диаметр более 1 м) – несколькими годами (не более 5-6). Примерно такие же данные получены нами и по возрасту залеченных льдом колодцев [102].

Многолетние наблюдения показали, что на малоподвижных ледниках Шпицбергена возраст колодцев может быть больше. Так, на леднике Бертиль (Шпицберген) возраст колодцев, вероятно, исчисляется десятками лет. Этот вывод сделан на том основании, что колодцы длительное время располагаются на одном и том же месте [31]. Из этого следует, что **ВДС** на таких ледниках в течение многих лет не должны принципиально перестраиваться. Такое возможно только в том случае, когда большую часть сезона абляционная вода внутри **ВДС** не контактирует со льдом. А это может происходить только при безнапорном течении вод по подледным каналам. Действительно, для этого ледника в основном характерно безнапорное движение воды [395]. Ответы на вопросы, на самом ли деле строение **ВДС** ледника Бертиль в настоящее время таково и таков ли возраст отдельных колодцев требуют дополнительных исследований.

Анализ существующего положения колодцев ледника Ханс (Шпицберген) показало, что колодцы могут сохранять свою активность до 15-20 лет [423], а в некоторых случаях, по предположению автора, возможно даже и до 50 лет [424]. Столь большие значения получены не по результатам наблюдений, а из расчетов. При радио-эхозондировании ледника Ханс (Шпицберген) были обнаружены два поперечных выступа ложа [256]. Было высказано предположение, что полоса колодцев, расположенная поперек ледника между двух выступов ложа, образовалась над выступом ложа, а впоследствии сместилась при движении ледника. Зная расстояние, на которое сместились колодцы, а так же современную скорость смещения колодцев, удалось рассчитать предположительное время существования полосы колодцев. Оно оказалось равным 54 годам. Автор предполагает, что колодцы могли зародиться в 1940-х гг., когда

достигло кульминации потепление Земли 1930-х гг. (так называемый период “пылевой чаши” – “Dust Bowl” event). Автор получил похожие цифры и по другой группе ледниковых пещер на том же леднике. Тем не менее, существование ледниковых колодцев столь продолжительное время нам кажется невероятным. Во всяком случае, для всех исследованных ледников, судя по слоям льда в заросших колодцах, возраст их не превышает 6, очень редко 7 лет (в среднем – 3-5 лет) [100].

О возрасте узких меандрирующих участков пещерных галерей, идущих от оснований колодцев говорить очень трудно в особенности потому, что, исходя из их генезиса, они постепенно врезаются вглубь льда и в месте течения воды имеют наименьший возраст, а под сводом – наибольший. Возраст таких галерей будет зависеть от возраста колодцев, от которых они начинаются: от колодцев, существующих много лет, отходят галереи того же возраста. Но при продвижении от поверхности внутрь ледника и к языку ледника возраст галерей **ВДС** будет ступенчато возрастать. Величина каждой ступенчатой прибавки возраста будет зависеть от времени существования каждого предыдущего (ранее возникшего) в череде колодцев по отношению к современному. И, если предположить, что положение каналов **ВДС** в течение жизни ледника не изменялось (только ежегодно «съедалось» снизу и наращивалось сверху), самый большой возраст каналов (от момента зарождения) должен быть отмечен на выходе **ВДС** из ледника. В реальности возраст каналов не подчиняется такой простой схеме, поскольку любой из участков **ВДС** может подвергаться перестройкам и перемещениям за время существования **ВДС**.

Существует возможность приблизительной оценки возраста галерей **ВДС**, которые сформировались путем врезания водного потока в лед с последующим захоронением ледяных каньонов сверху. Возьмем для примера субгоризонтальную галерею **ВДС** на леднике Тавле (Шпицберген), которая возникла именно таким путем. Глубина расположения дна канала – 30 м от поверхности льда. Примем по аналогии с каналами на леднике Альдегонда, которые имеют примерно такие же уклоны русел, что скорость врезания канала в лед равна 2 м/год. Интенсивность поверхностной абляции на высоте 400 м (здесь расположен колодец, являющийся входом в канал) равна примерно 1 м. При этом средняя скорость удаления канала от поверхности льда составит 1 м/год. Значит, в соответствии с современной глубиной расположения галереи, ее возраст примерно равен 30 годам. Для получения более точных результатов нужно проводить наблюдения за балансом массы льда и измерения скорости врезания потока в лед во внутриледниковом канале в течение нескольких лет.

В литературе отсутствуют сведения о возрасте подледных каналов **ВДС**. И это понятно, ведь движение ледника приводит к перемещению моренных отложений на ложе, смещая и нивелируя следы бывших подледных каналов. Аналогично действие поверхностных водотоков, стекающих с поверхности ледников. С перемещением моренных отложений под ледником вероятно следует связывать и перемещение самих подледных каналов под ледником (если каналы заглублены в рыхлые отложения). Перемещение каналов таких **ВДС** должно предполагать большую динамичность дренажной сети, способность ее к быстрым перестройкам. Если представить себе ледник, весь подстеленный рыхлыми отложениями, то, чисто теоретически, каналы **ВДС** должны бы перемещаться вместе с ледником, поскольку образование трещин на таких ледниках

без перегибов ложа должны быть не характерны. Однако если нет трещин, то не будет и **ВДС**. В действительности, трещины могут возникать и на таких ледниках, например, если они преодолевают поворот долины или растекаются при выходе из гор на равнину. Динамичность **ВДС** в таких ледниках подразумевает не только быструю изменчивость формы каналов **ВДС**, но и быстрое исчезновение следов каналов под ледником.

Подледниковые каналы могут фиксироваться на краю ледника [176], там, где они прорезают глубокие каньоны в рыхлых отложениях. Предполагается, что каньоны сформировались под ледником. По-видимому, такие ущелья могут служить показателем активности ледника. Если такие ущелья есть, значит, язык ледника был пассивным, и наоборот, малые врезы водотоков в рыхлые отложения может говорить как о малом водопритоке, так и о большей активности ледника.

Любой выступ коренных пород на ложе ведет не только к усилению ледниковой эрозии в пределах него, но и созданию напряжений в толще льда. Если толщина льда над выступом будет превышать высоту выступа, то он не будет проявляться на поверхности ледника, а, значит, здесь не будут возникать трещины [4]. При мощности льда сравнимой с высотой выступа над ним будет сохраняться фиксированная группа трещин, которая «привяжет» начало **ВДС** (или участка **ВДС**) к этой конкретной точке. То есть любой выступ ложа под ледником при выполнении необходимых условий может стать точкой фиксации **ВДС** в пространстве. Фиксация элементов **ВДС** может заключаться как в постоянном положении колодцев над выступом ложа, так и в приуроченности к выступу полостей, располагающихся в его тылу и образующих систему связанных каналов. Как долго могут существовать каналы за выступом ложа? Ответ не может быть однозначным, поскольку их возраст зависит как от состава пород, слагающих выступ, так и от монолитности самой горной породы, слагающей выступ, а также от активности ледника. Чем порода крепче (гранит, габбро, базальт, толстослоистый известняк), тем хуже она подвергается истиранию ледником [133], а, значит, будут дольше сохраняться полости в тени выступов ложа. Очень интересную возможность оценить возраст подледниковых каналов дает случай, когда ледник располагается на известняках. Постоянная приуроченность подледных каналов к одному месту под ледником приводит к тому, что под действием растворения известняка текущим потоком формируются врезанные в породу русла. Если знать скорость врезания русла и глубину его вреза, то приблизительно можно определить возраст подледникового канала.

На Кавказе [94, 97] нам удалось замерить глубину вреза такого водотока в тени скального выступа, сложенного известняком. На участке с выдержанным поперечным сечением глубина русла составила 0,2 м. Поскольку скорость врезания русел в известняк в данном регионе не известна, воспользуемся значением скорости карстовой денудации, т.е. скоростью понижения поверхности карстового региона, которая для этого района Кавказа примерно равна 0,1-0,2 мм/год [17], то получим возраст канала приблизительно равным 1000-2000 лет. Это должно означать, что примерно столько времени существовал канал под ледником (если конечно считать скорость растворения ежегодно одинаковой и равномерной). Поскольку ледниковая вода обладает повышенной агрессивностью по отношению к известняку, то врезание канала могло в действительности происходить гораздо большими темпами, поэтому реальный воз-

раст такого канала можно оценить в первые сотни лет. Хорошая проработанность канала, отсутствие каких-либо уровней на стенах, отсутствие расширений канала в поперечном сечении, а также фестончатая поверхность стен (scallop) позволяют говорить, что движение воды в данном канале было напорным. По размеру углублений на стенках канала нами оценена скорость течения воды в нем около 0,7 м/с. В некоторых случаях движение воды под ледником может быть и безнапорным [441]. В конкретном случае, это видимо, связано с наличием активной карстовой системы дренажа в известняках под ледником, которая отводит воду гораздо интенсивнее, чем каналы во льду и под ледником.

Возникает вопрос, почему каналы подледной **ВДС** могут сохраняться под ледником столь длительное время? Активное движение ледника обеспечивает устойчивость ледяного свода и пустого пространства за скальным выступом. Уменьшение скорости движения льда будет вести к сокращению размеров полостей в тени скальных выступов, а в неподвижном леднике эти полости исчезнут. Значит, хорошо проработанные каналы в известняке на ложе ледника говорят об устойчивом движении ледника в течение длительного периода или о неоднократном возрождении этих каналов на прежнем месте. Примером может служить полость за скальным выступом на леднике Аржантьер (Альпы), которая была вскрыта в конце 1960-х гг. [274]. Она заполнена воздухом и слабо изменилась до настоящего времени.

Рассмотренный пример позволяет ответить на вопрос, как долго могут образовываться ледниковые колодцы на одном и том же месте ледника? Мы без колебаний можем ответить, что все то время, пока существует ледник определенной толщины и выступ ложа, над которым формируется трещинная зона во льду. Наглядным примером длительного существования таких колодцев является ледник Мер-де-Глас (Альпы), на котором располагается широко известное место «Grand Moulin» (Большой ледниковый колодец). Поскольку этот ледник был одним из первых объектов исследований и паломничества туристов, то это место было известно на нем с XVIII века. Т.е. ледниковые колодцы располагаются на одном и том же месте более 250 лет вне зависимости от состояния ледника, от того – наступает он или отступает (рис. 4.31).

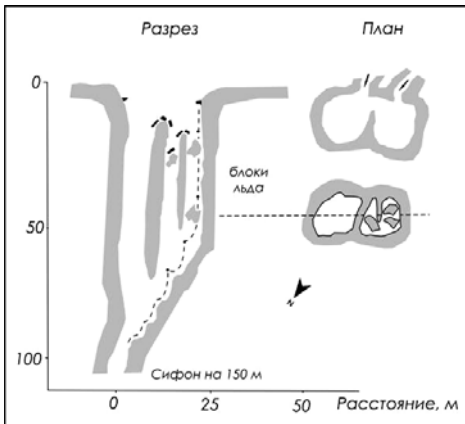


Рис. 4.31. Колодец на леднике Мер-де-Глас, который формируется все время на одном и том же месте ледника [406].

Имеются предположения, что огромные водобойные котлы, которые встречаются в местах, где около 20 тысяч лет назад располагался ледниковый покров, возможно, связаны с длительным положением ледниковых колодцев на одном и том же месте ледника [281]. Конечно, в этом предположении много натяжек, на которые указывалось в работах [276, 447 и др.], но если предположить, что так оно и было, это другой пример длительного положения колодцев на одном и том же месте ледника.

Несколько слов стоит сказать о преемственности роста колодцев на одном месте.

Часто одни колодцы зарастают, потом на их месте могут возникнуть новые колодцы и т.д. Иногда можно встретить до 4 поколений заросших колодцев на одном месте ледника (рис. 4.32). Совокупный возраст зарастания колодцев в данном примере оценивается в 10 лет.

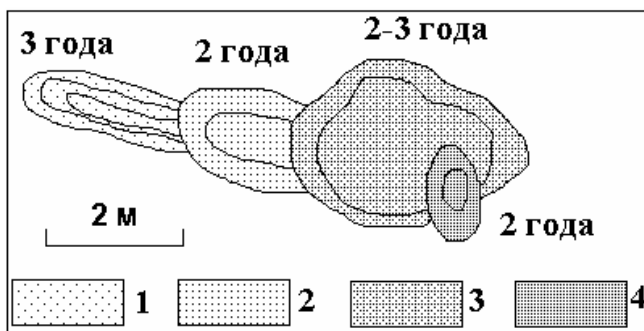


Рис. 4.32. Заросший колодец 4 поколений на леднике Восточный Гренфьорд (Шпицберген). 1-4 – номера поколений колодцев от самого молодого до самого старого. У колодца каждой генерации обозначен примерный возраст, определенный по годовым слоям нарастания льда.

Несмотря на то, что возраст отдельных элементов **ВДС** исчисляется всего годами, возраст льда исчисляется сотнями лет, сама **ВДС** может существовать внутри ледника, по крайней мере, многие сотни, а то и тысячи лет.

4.9. Связь дренажных систем со строением, размерами и эволюцией ледников

4.9.1. Связь **ВДС** с морфологией ледников

Анализ имеющихся данных позволяет говорить, что морфология ледников не играет решающей роли в строении каналов **ВДС**. Поскольку формирование **ВДС** контролируется ледниковыми трещинами, то для **ВДС** важнее не размеры или форма и строение ледника, а характер развития трещиноватости. Однако для развития **ВДС** неблагоприятны крайности – очень малое количество трещин, что обычно для мелких ледников и ледниковых шапок, и очень большое количество трещин, что типично для ледопадов и пульсирующих ледников сразу после подвижки. Именно поэтому даже в очень благоприятных климатических условиях **ВДС** возникает в самой нижней части ледника ниже ледопада, хотя климатические условия позволяют образование **ВДС** и выше. Приведем

несколько примеров. Так, в Исландии, на леднике Квиар, который спускается с ледниковой шапки Ватна на юго-восток, колодцы развиты до высоты 200 м [213], в то время как высота границы питания располагается выше 1000 м. Это связано с тем, что большая часть выводного ледника образует ледопад, поэтому **ВДС** формируется только там, где ледник сползает на прилегающую к горам равнину.

Уклоны поверхности льда контролируют размеры зон абляции ледников (протяженность по длине ледника). Чем больше протяженность зоны абляции, тем большие площади водосборов у колодцев возможны. Если на горных ледниках протяженность зон абляции исчисляется первыми километрами (на крупных ледниках – первые десятки километров), то на краях ледниковых щитов она может достигать нескольких десятков километров. На западном берегу Гренландии протяженность рек на поверхности ледникового щита превышает 50 км [370], а на краю Антарктического ледникового щита она оценивается в 20-40 км [67]. Такие протяженные водотоки концентрируют большое количество воды, так что расходы водотоков могут достигать 30-50 м³/с, а глубина колодцев, которые они образуют (в частности, в Гренландии), достигают 170-200 м [370].

Исследования показали, что на политермальных ледниках глубина входного колодца **ВДС** соответствует (почти равна или немного меньше) толщине слоя холодного льда (Табл. 4.15) [358]. Если трещина, по которой развит входной колодец, встречает по пути другие вертикальные трещины, это ведет к появлению в политермальных ледниках почти вертикальных шахт глубиной до 120-180 м.

В теплых ледниках толщина слоя холодного льда не превышает первых десятков метров, что связано с наличием слоя сезонного охлаждения льда. Поэтому входные колодцы, пронизывающие слой сезонно охлажденного льда на теплых ледниках, имеют глубину первые десятки метров (обычно не более 20-30 м). Однако бывают и исключения. Так, на теплом леднике Мер-де-Глас (Альпы) глубина входного колодца Гранд Мулен составляла 80 м [464].

Таблица 4.15

Соотношение максимальной глубины ледниковых колодцев и толщины слоя холодного льда на архипелаге Шпицберген и Кавказе

Ледник	Регион	Тип ледника	Глубина колодца, м	Толщина слоя холодного льда, м*	Автор
Альдегонда	Шпицберген	П	55-80	100	[11, 112]
Ханс	Шпицберген	П	80-90	60-100	[256, 422]
Вереншольда	Шпицберген	П	60-80	до 150	[130, 398]
Бреггер	Шпицберген	П	50	50-60	[467]
Стор	Швеция	П	30-40	20-60	[444]
Башкара	Кавказ	Т	20	10-15	[111]
Джанкуат	Кавказ	Т	30	10-15	

* – по данным радиозондирования [119, 130 и др.], П – политермальный, Т – теплый.

4.9.2. Связь времени существования полостей **ВДС** со строением ледников

Время существования полостей **ВДС** прямо связано с состоянием ледников. Чем ледники активнее, тем короче время существования отдельных каналов **ВДС**. Наиболее показательны крайние члены ряда подвижности ледника от мертвого льда до быстрой пульсации ледника. В случае мертвого льда продолжительность существования **ВДС** не ограничивается давлением движущегося льда, а зависит только от веса вышележащего льда. Конечно, при большой толщине льда каналы **ВДС** не будут такими устойчивыми, как в ледниках толщиной 20-30 м. Продолжительность существования каналов **ВДС** в последних может исчисляться многими годами, особенно если канал невелик и не связан с паводковым сбросом вод. Наоборот, в пульсирующих ледниках, скорость которых многократно возрастает по сравнению со стадией покоя, блоковое движение льда и возникновение огромного числа трещин разрушают существующую **ВДС**. Потому в таких ледниках любые возникающие каналы и пустоты быстро обособляются, а движение воды нарушается. Для промежуточных состояний движения ледников время существования каналов **ВДС** будет определяться местными особенностями активности ледника (Табл. 4.16).

Например, на активном правом потоке льда в леднике Южный Иньльчек (Тянь-Шань), текущем в озеро Мерцбахера со скоростью около 120 м/год, быстрое перемещение трещин и возникновение новых приводит к существованию активных колодцев не дольше одного года. Аналогичная картина наблюдается на леднике Башкара (Кавказ). Но на почти неподвижном леднике Альдегонда (Шпицберген) продолжительность жизни колодцев возрастает до 3-4 и более лет.

Таблица 4.16

Связь продолжительности жизни некоторых элементов **ВДС** с активностью ледника

Признак	Результаты
Продолжительность активной жизни колодцев уменьшается	Активизация движения ледника
Продолжительность активной жизни колодцев увеличивается	Замедление движения ледника
Положение выхода воды на языке ледника постоянно располагается в одном и том же месте (время жизни велико)	Малоподвижный язык ледника
Положение выходов воды на языке ледника постоянно изменяется (время жизни мало)	Активный ледник

Поскольку справедлива связь активности льда со временем существования полостей **ВДС** в ледниках, это означает, что по времени существования полостей **ВДС** можно судить о состоянии ледников.